



HAL
open science

Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global

Ludovic Oudin

► **To cite this version:**

Ludovic Oudin. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Sciences of the Universe [physics]. ENGREF (AgroParisTech), 2004. English. NNT: . pastel-00000931

HAL Id: pastel-00000931

<https://pastel.hal.science/pastel-00000931>

Submitted on 11 Jan 2005

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Remerciements

Je tiens à remercier chaleureusement mes deux directeurs de thèse, Claude Michel et François Anctil pour m'avoir, chacun à sa manière, encouragé et conseillé.

Claude Michel, hydrologue au Cemagref d'Antony, a encadré ce travail de recherche. Son enthousiasme et la confiance qu'il m'a accordée ont été une source de motivation constante. Tout au long de ces trois années, son expérience, sa clairvoyance et son dynamisme ont été les moteurs de mon travail.

François Anctil, Professeur de l'Université Laval a accepté de co-diriger cette thèse. Ses échos depuis l'autre côté de l'atlantique m'ont permis de prendre du recul et ses suggestions ont été d'une aide précieuse pour l'orientation de cette recherche.

J'adresse ma profonde reconnaissance à Kieran O'Connor, Professeur à l'université de Galway et Sten Bergström, Professeur au SMHI (Sweden's Meteorological and Hydrological Institute), pour avoir accepté d'être rapporteurs de mes travaux.

Pierre Ribstein, Professeur à l'université Paris VI, et Pierre-Alain Roche, Professeur à l'Ecole nationale des Ponts et Chaussées, ont accepté d'être examinateurs. Je leur exprime ma sincère reconnaissance.

Je remercie chaleureusement Gérard Degoutte, Directeur Adjoint de l'Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, de m'avoir inscrit dans son établissement, d'avoir accepté de faire partie de mon comité de suivi de thèse et de mon jury de soutenance.

Le comité de suivi de thèse comprenait également Pierre Chevallier, chercheur à l'Institut de Recherche pour le Développement et Jean-Paul Goutorbe, chercheur à Météo-France. Je les remercie pour avoir accepté de suivre mes travaux. Leurs conseils et leurs critiques ont été très utiles, et les discussions animées lors de ces réunions passionnantes !

Vazken Andréassian, Charles Perrin et Cécile Loumagne, ingénieurs-chercheurs au Cemagref d'Antony ont suivi l'avancement de mes travaux avec intérêt. Leurs idées et conseils au quotidien ont fait de cette thèse une expérience passionnante et enrichissante.

Les évaluateurs des articles soumis à Journal of Hydrology, Hydrological Processes et Water Resources Research ont également contribué à l'approfondissement et à la clarification de certaines parties de mes recherches. Je tiens à les remercier vivement pour le temps qu'ils ont accordé à ces relectures et pour leurs remarques et leurs critiques constructives.

Cette thèse s'appuie sur des données qui ont été recueillies et mises à disposition par des organismes divers. Le recueil et la gestion de ces données représentent un travail colossal et je voudrais adresser ma reconnaissance aux personnes qui ont bien voulu me les mettre à disposition :

- Ross James, du Bureau australien de Météorologie qui a fourni l'essentiel des données des bassins australiens ;
- Qinyuan Duan et le groupe du projet MOPEX ;
- La direction de l'Eau du Ministère de l'écologie et du développement durable ;
- Météo-France, et en particulier Bruno Rambaldelli ;

- Les organismes américains de l'Agricultural Research Service et de l'United State Department of Agriculture.

La région Ile-de-France a également apporté une contribution financière substantielle pour ces recherches.

Un grand merci à l'ensemble des membres permanents ou stagiaires de l'Unité de Recherche – et en particulier à l'équipe hydrologie (Claudia, Jean-Louis, Jean-Luc, Mamoutou, Marine, Safouane, Thibault, et sans oublier Frédéric, Laurent, Alexandre, Laetitia, Marc, Majida, Timothée et Marie-Perrine) – pour m'avoir fait partager un peu, leurs diverses connaissances et expériences. Merci à Jean-Louis Rosique pour son aide efficace pour la gestion au quotidien des problèmes informatiques et pour son aide dans l'élaboration de belles cartes ; Sylvie Tonachella et Sophie Morin pour leur aide dans les démarches administratives et leur bonne humeur. Et je n'oublie pas les équipes de foot et de basket du Cemagref ! Toutes ces personnes ont fait de cette thèse une période agréable et pleine de bonne humeur.

Merci aussi à Jean-Luc Pujol, Cécile Loumagne et Gildas Le Bozec, successivement chefs de l'Unité de Recherche Qualité Fonctionnement Hydrologiques des Systèmes Aquatiques (QHAN) du Cemagref d'Antony, qui m'ont accepté au sein de leur unité et à Jacques Joly et Gérard Sachon, successivement chefs du groupement du Cemagref Antony pour leur accueil et les bonnes conditions dans lesquelles j'ai pu réaliser mes travaux.

Merci enfin à aux membres de l'équipe courageuse et intransigeante (Joanna, Enrique et mon père) qui ont relu ce mémoire à la recherche de coquilles !

Résumé
Abstract

Résumé

L'objectif de notre recherche est d'améliorer les performances des modèles pluie-débit par une meilleure prise en compte de l'ETP au sein de ces modèles. Pour cela, l'échantillon de bassins versants étudiés devait représenter diverses conditions climatiques et hydrologiques. L'assemblage des différentes données collectées (pluie, débit et paramètres climatiques) a permis l'élaboration d'un échantillon de 308 bassins versants dont 221 français, 79 nord-américains et 8 australiens. L'avantage de travailler sur un échantillon assez vaste est de tirer des conclusions relativement libres de toute dépendance vis à vis des caractéristiques particulières de tel ou tel bassin. De plus, quatre modèles pluie-débit ont été utilisés : le modèle GR4J et des versions globales des modèles HBV, IHACRES et TOPMODEL.

Tout d'abord, une étude de sensibilité de ces modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP a été entreprise. Deux aspects ont été traités en particulier. La première motivation était de tester l'impact d'une connaissance fine du climat par rapport à une connaissance des normales (moyennes interannuelles). Les résultats ont confirmé le manque d'utilisation judicieuse de l'information datée contenue dans les formules d'ETP par les modèles pluie-débit. Le deuxième aspect était de tester plusieurs formules pour représenter les variations de l'ETP au sein des modèles pluie-débit. Les résultats ont montré là aussi une faible sensibilité des modèles quant au choix fait pour la formule d'ETP. Nous avons porté en particulier notre attention sur la formule de Penman, couramment utilisée en modélisation, car elle est la plus satisfaisante d'un point de vue physique, à l'échelle de la parcelle. En modélisation pluie-débit, elle est dépassée par d'autres formules plus simples (utilisant moins de données climatiques). Ainsi, nous pouvons parler de la pertinence d'autres formules que Penman pour la modélisation : des formules simples faisant intervenir uniquement la température de l'air sont aussi performantes que la formule de Penman.

D'un point de vue opérationnel, ces résultats sont extrêmement rassurants puisqu'ils suggèrent qu'une entrée d'ETP simple à obtenir peut être utilisée à la place de formules d'ETP plus demandeuses en données. Cependant, d'un point de vue scientifique, le constat d'apparente insensibilité des modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP est préoccupant. En effet, le modèle semble se contenter d'une représentation extrêmement simplifiée de la demande évaporatoire. Pourtant, il est légitime de penser que le modèle serait plus performant s'il prenait mieux en compte cette information supplémentaire.

Les hypothèses avancées pour expliquer la faible sensibilité des modèles à l'entrée d'ETP sont multiples :

- S'agit-il d'un phénomène naturel que le modèle retranscrit assez fidèlement ?
- Faut-il remettre en cause la structure du modèle, notamment la partie traitant l'évaporation ?
- Les formules d'ETP traditionnelles sont-elles inadaptées à la modélisation pluie-débit ?

Alors que la première interrogation nous semblait difficile à investiguer, les deux autres étaient plus à la portée d'un utilisateur de modèles pluie-débit conceptuels. Pour cela, nous avons utilisé une approche par données synthétiques d'ETP qui permet notamment de lever toute incertitude sur la pertinence des données d'ETP. Les résultats ont montré que les différences entre ETP datées et interannuelles étaient presque totalement absorbées par les réservoirs de production des modèles pluie-débit. Le modèle se comporte donc comme un filtre passe-bas pour les données atmosphériques, atténuant ainsi la variabilité temporelle des entrées climatiques.

Abstract

The objective of our research was to improve the performance of rainfall-runoff models thanks to a better representation of Potential Evapotranspiration (PE). To this aim, we gathered a large sample of catchments, encompassing different hydro-climatic conditions. Streamflow, rainfall and climatic data were collected for 308 catchments located in France (221), North America (79) and Australia (8). The advantage of work on a wide sample is to draw conclusions relatively free of any dependence to specific catchment characteristics. Moreover, we used four lumped rainfall-runoff model (GR4J and modified versions of IHACRES, HBV and TOPMODEL).

First, we carried out a sensitivity analysis of these models to PE. Two main aspects were investigated. We wanted to check the possible superiority of a precise daily knowledge of PE over mean data (interannual averages of PE). Results confirmed the lack of sensitivity of rainfall-runoff models to day-to-day fluctuations of PE, since using a regime curve appears as efficient as using detailed PE knowledge, in terms of low simulation quality. Then, we tested several formulae to represent the variations of PE as inputs to rainfall-runoff models. Results showed that there exists a low sensitivity of the models to the choice of the PE formulation. In this context, the wide use of the Penman formulation, based on four climatic parameters, is questionable: simple formulae using only air temperature data yield as satisfactory flow simulations as Penman formula. Therefore, the Penman approach may not be the best suited for a PE estimation at the catchment-scale. A simple PE formula, based only on catchment latitude and long term averages of air temperature was proposed. This formula provided a slight but significant improvement of the performance of the four rainfall-runoff models over the 308 watersheds.

From an operational point of view, these conclusions are very reassuring because one can relatively easily obtain mean monthly temperatures at many locations. Thus, it will be much easier to obtain basin-scale representative PET estimates with temperature-based methods than with Penman-type methods, for which values are often extrapolated from distant meteorological stations.

However, from a modelling point of view, these results were disconcerting because they suggest pushing aside the practice of many hydrologists who use Penman's formulation with daily time varying data. Moreover, models seem to favour extremely simplified representations of the climate information. Several hypotheses can be put forward:

- is it due to a natural phenomenon that rainfall-runoff models convey rather faithfully?
- is it an artefact of the model, making necessary to question the structure of the model, particularly the part handling evaporation?
- are the traditional PE formulae inappropriate for rainfall-runoff modelling?

Which of the previous points is the actual cause of the insensitivity of rainfall-runoff models to PE inputs? While the first hypothesis seems difficult to verify objectively, the three others are more within the reach of users of rainfall-runoff models. Since uncertainties affect both the structures and the inputs of rainfall-runoff models, we base our analysis on synthetic flow data. Results confirm the insensitivity of rainfall-runoff models to PE, and show that this can be explained by the fact that the soil moisture accounting stores of the models act as low-pass filters, smoothing the effect of daily PE fluctuations.

Sommaire

Sommaire

Remerciements	
Résumé – Abstract.....	7
Introduction générale.....	15
Partie I – Evapotranspiration réelle et évapotranspiration potentielle - Contexte de la modélisation pluie-débit.....	19
CHAPITRE 1 L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP) - CONTEXTE DE LA MODELISATION PLUIE-DEBIT.....	23
CHAPITRE 2 COMMENT EVALUER UN MODELE D'ETP EN MODELISATION PLUIE-DEBIT GLOBALE ? CONTEXTE D'UNE DEMARCHE EMPIRIQUE	47
CHAPITRE 3 PRESENTATION DE L'ECHANTILLON DE DONNEES	61
Conclusion de la partie I.....	73
Partie II – Sensibilité des modèles pluie-débit à l'évapotranspiration potentielle.....	75
CHAPITRE 4 IMPACT DU MODE DE CALCUL DE L'ETP SUR LES PERFORMANCES DES MODELES PLUIE-DEBIT	79
CHAPITRE 5 IMPACT DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DE L'ETP SUR LES PERFORMANCES DES MODELES PLUIE-DEBIT	97
CHAPITRE 6 IMPACT DE LA VARIABILITE SPATIALE DE L'ETP SUR LES PERFORMANCES DE MODELES PLUIE-DEBIT	117
Conclusion de la partie II.....	130
Partie III – Recherche des causes de l'apparente insensibilité des modèles à l'évapotranspiration potentielle.....	131
CHAPITRE 7 ADAPTATION DES PARAMETRES DU MODELE GR4J A DES MODIFICATIONS D'ETP	135
CHAPITRE 8 FAUT-IL REMETTRE EN CAUSE LES FORMULES D'ETP CLASSIQUES ?	147
CHAPITRE 9 SUIVI DE LA SENSIBILITE DES MODELES PLUIE-DEBIT AU SEIN DE LEUR STRUCTURE	157
CHAPITRE 10 FILTRAGE DES SERIES D'ETP ET ANALYSE FREQUENTIELLE DES SERIES INTERMEDIAIRES	175
Conclusion de la partie III.....	188
Partie IV – Tentatives d'amélioration de la prise en compte de l'évapotranspiration potentielle au sein des modèles pluie-débit.....	189
CHAPITRE 11 RECHERCHE EMPIRIQUE D'UN MODELE D'ETP PERTINENT A PARTIR DES FORMULES DEJA TESTEES	193
CHAPITRE 12 UTILISATION DE L'HYPOTHESE DE BOUCHET EN MODELISATION PLUIE-DEBIT	211
CHAPITRE 13 UTILISATION D'INDICATEURS DE VEGETATION POUR AMELIORER LA PRISE EN COMPTE DE L'ETP	223
Conclusion de la partie IV.....	259
Conclusion générale	261
Références bibliographiques	265

Annexes	291
ANNEXE 1	MANUSCRIPT EXTENSIVE SUMMARY	295
ANNEXE 2	PROCESSUS PHYSIQUES ET ESTIMATIONS DE L'EVAPOTRANSPIRATION	313
ANNEXE 3	CALCULS ET ESTIMATIONS DES TERMES CONTENUS DANS LES FORMULES D'ETP	327
ANNEXE 4	STRUCTURE DES MODELES PLUIE-DEBIT UTILISES	335
ANNEXE 5	TRADUCTION DE L'ARTICLE DE PENMAN (1948)	343
ANNEXE 6	LISTE DES BASSINS VERSANTS UTILISES	381
ANNEXE 7	ARTICLE 1 : SENSIBILITE DES MODELES A LA VARIABILITE TEMPORELLE DE L'ETP	387
ANNEXE 8	ARTICLE 2 : SENSIBILITE DES MODELES A LA FORMULATION DE L'ETP	405
ANNEXE 9	ARTICLE 3 : IMPACT D'UTILISATION DE DONNEES ERRONEES DE L'ETP SUR LA PERFORMANCE ET L'ESTIMATION DES PARAMETRES DU MODELE GR4J	423
ANNEXE 10	ARTICLE 4 : SUIVI DE LA SENSIBILITE DES MODELES PLUIE-DEBIT AU SEIN DE LEUR STRUCTURE	443
ANNEXE 11	ARTICLE 5 : PRISE EN COMPTE DE LA RELATION DE BOUCHET EN MODELISATION PLUIE-DEBIT	461
ANNEXE 12	ARTICLE SUR LA METHODE D'ÉVALUATION DE L'INCERTITUDE LIÉE À L'ESTIMATION DES PARAMÈTRES	477

Introduction générale

Introduction générale

L'eau fascine autant les scientifiques, les philosophes que les poètes. Dans les sociétés traditionnelles, elle est symbole de pureté et atteint une dimension sacrée. En Inde, les sadhus (saints hommes) vont se baigner dans les sources glacées du Gange, à plus de 4000 mètres d'altitude, là où l'eau est la plus pure. Aujourd'hui cependant, même le sacré semble être rattrapé par les problèmes du monde moderne. Ainsi, lors du dernier pèlerinage de la Kumbh Mela*, des sadhus ont refusé de se baigner dans les eaux du Gange à Allahabad, trop polluées. Plus que tout discours politique, ces déclarations ont ébranlé la population indienne. L'eau n'est pas seulement une ressource, elle est un enjeu de civilisation et un potentiel économique considérable. La rareté de l'eau douce et son inégale répartition géographique provoquent des conflits juridiques et politiques entre de nombreux pays et bien des communautés humaines. Ce n'est pas un hasard si le mot rival vient du mot rive : le rival, c'est l'habitant de l'autre rive, celui qui pourrait être tenté de prendre plus que sa juste part de ce bien commun essentiel, l'eau. Pour contenir les rivalités, il faut gérer au mieux les ressources. Et gérer, c'est notamment prévoir. Cette maxime est pertinente dans le domaine des ressources en eau, où les stocks sont souvent faibles au regard des besoins. D'où la nécessité de mettre au point des outils de gestion de la ressource, de gestion du risque et d'aide à la décision, qui permettent de mieux cerner le fonctionnement des hydrosystèmes naturels, et donc de mieux prévenir, anticiper et traiter les problèmes.

De nombreux travaux de recherche se sont attachés, depuis plus d'un siècle, à essayer de comprendre les processus de génération des débits et le fonctionnement hydrologique du bassin versant. Parce qu'une très grande complexité caractérise les processus impliqués dans le cycle de l'eau, les représentations de ces processus, c'est-à-dire les modèles, sont nécessairement simplificatrices, réductrices de la complexité naturelle, et donc grossièrement inexactes. Un moyen d'estimer les débits est de remonter jusqu'à leur cause première, les pluies. Deux approches de modélisation sont alors envisageables : une approche dite physique, qui utilise le cadre théorique des équations de la physique et permet de donner une représentation des flux et stocks au sein du bassin ; et une approche empirique. Cette dernière suspecte que l'emploi des connaissances physiques actuelles sont loin de pouvoir apporter la solution et préfère découvrir directement, au vu de la pluie et des débits, le mécanisme des bassins versants. Les débats entre les partisans de ces deux approches sont toujours passionnés ; au cours de l'un de ces débats auquel j'assistai, il m'est venu à l'esprit cette phrase d'Henri Michaux : « Si un contemplatif se jette à l'eau, il n'essaiera pas de nager, il essaiera d'abord de comprendre l'eau. Et il se noiera. ». Dans cette thèse, j'ai voulu suivre une approche empirique pragmatique, en acceptant ses limites... parce que reconnaissant sa nécessité !

Dans la représentation de la transformation pluie-débit, l'évapotranspiration représente un terme climatique majeur et devrait donc jouer un rôle essentiel. Sur une majorité de bassins, la perte par évapotranspiration représente quantitativement l'élément le plus important du bilan en eau (plus de 60% de l'apport pluviométrique sur les surface continentales). Cependant, il n'existe pas encore de technique expérimentale satisfaisante pour estimer l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant (Wallace, 1995).

Pour modéliser un bassin versant, il faut clarifier le rôle de l'évapotranspiration dans la transformation pluie-débit. Bizarrement, les hydrologues s'en sont désintéressés assez largement : Klemeš (1986a) affirmait en effet que les questions tournant autour de l'évapotranspiration représentaient moins de 5% des pages des manuels et des revues d'hydrologie. Aujourd'hui, la situation est quelque peu différente : les connections entre la climatologie et l'hydrologie de surface se sont considérablement renforcées et beaucoup s'accordent à dire que le développement de tels couplages représente un tournant essentiel dans l'histoire de l'hydrologie (Entekhabi et

* La Kumbh Mela est le plus grand rassemblement religieux au monde et a accueilli près de sept millions de pèlerins en 2001.

al., 1999). Dans ces couplages, l'évapotranspiration a un rôle clé, assurant une part considérable des transferts d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère.

L'historique des théories sur l'évapotranspiration (Brutsaert, 1982) montre que ce phénomène a intrigué les penseurs et les philosophes depuis l'antiquité.

Aristote (384-332 av. J.-C.) reliait l'évaporation au réchauffement de l'atmosphère par les rayons du soleil et la condensation au rafraîchissement de la vapeur atmosphérique. Alors qu'Aristote n'admettait pas le vent comme facteur de l'évaporation, Theophrastos, un de ses contemporains (372-287 av. J.-C.) pensait que le vent permettait à la vapeur émise par le réchauffement de l'atmosphère de s'évacuer. La controverse entre Aristote et Theophrastos peut être considérée comme l'origine du conflit opposant les disciples de l'approche aérodynamique et ceux de l'approche énergétique, évoqué par Penman (1956).

C'est Dalton (1802) qui a posé les premiers principes de la théorie actuelle de l'évaporation. Il affirme notamment que le taux d'évaporation est directement lié à la température, aux mouvements de masses d'air, à l'humidité de l'atmosphère et à la nature chimique du volume évaporant. Dalton propose aussi la première formule permettant d'estimer l'évaporation, à partir du vent et de la différence de pression de vapeur. Cette formule est la base du développement des nombreuses formules dites aérodynamiques. Les premières théories sur le bilan énergétique ont été développées un peu plus tard à partir des travaux de Maury (1861).

Aujourd'hui, les connaissances théoriques sur le processus d'évapotranspiration sont relativement avancées et le perfectionnement des instruments de mesure permet d'estimer de façon fiable l'évapotranspiration à l'échelle ponctuelle, voire à l'échelle de la parcelle. Cependant, dès lors que l'on s'intéresse à un bassin versant hétérogène, aucune technique ne permet d'estimer directement l'évapotranspiration et on a généralement recours à des approches simplifiées. Au sein des modèles hydrologiques et en particulier des modèles pluie-débit, l'estimation de l'évapotranspiration est réalisée via une variable climatique théorique, l'évapotranspiration potentielle (ETP), censée représenter la capacité évaporatoire d'une masse d'air. Des recherches antérieures menées au Cemagref ont mis en évidence des problèmes d'utilisation de cette variable par les modèles pluie-débit. Ce constat, confirmé par d'autres auteurs, est inquiétant : ces problèmes peuvent avoir des conséquences directes sur la qualité de simulation des débits, particulièrement en étiage. De plus, cela peut radicalement limiter la fiabilité des modèles dans l'application de scénarios de variabilité climatique. S'il est vrai que les pertes par évapotranspiration ont un rôle mineur en période de crue, elles ont souvent une importance déterminante dans la qualité de simulation des étiages. Par ailleurs, une mauvaise restitution des étiages peut entraîner des difficultés de simulation des premiers événements de crue ou des reprises d'écoulement après de longues périodes sans pluie. Du fait des problèmes cités plus haut, il est apparu essentiel de poursuivre des recherches pour mieux prendre en compte l'ETP au sein des modèles pluie-débit et améliorer par ce biais leurs performances.

Cette thèse a poursuivi trois objectifs majeurs :

1. Dresser un constat se voulant le plus général possible de la sensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP ;
2. Comprendre comment les modèles utilisent effectivement l'information contenue dans l'entrée d'ETP ;
3. Tenter d'améliorer la prise en compte de l'ETP au sein des modèles pluie-débit, en modifiant soit la formulation de l'ETP, soit le traitement de l'ETP par les modèles pluie-débit.

Avant de répondre à ces objectifs, une réflexion sur le concept d'évapotranspiration potentielle nous paraissait nécessaire. Après avoir précisé le sens à donner à la variable ETP, nous présentons dans le Chapitre 1 un aperçu des multiples techniques et des difficultés qui peuvent exister pour la mesurer et pour l'estimer. Nous détaillons ensuite le rôle de cette variable au sein d'un modèle pluie-débit conceptuel global et les problèmes liés à son utilisation à l'échelle du bassin versant.

Dans le Chapitre 2, nous définissons le cadre général des tests effectués, et justifions la démarche utilisée tout au long de la thèse. Celle-ci repose sur les contraintes liées à l'approche de développement empirique de

modèles. Dans nos travaux, nous avons choisi de travailler sur un grand nombre de bassins versants, avec quatre modèles pluie-débit et plusieurs critères d'évaluation des simulations de débits. Nous donnons les justifications de ces choix et les limites de cette approche sont exposées.

Un des objectifs de notre recherche est d'améliorer les performances des modèles pluie-débit par une meilleure prise en compte de l'ETP au sein de ces modèles. Pour cela, l'échantillon de bassins versants devait représenter diverses conditions climatiques et hydrologiques. L'assemblage des différentes données collectées (pluie, débit et variables climatiques) a permis la constitution d'une base de données de 308 bassins versants dont 221 français, 79 nord-américains et 8 australiens, présentés au Chapitre 3. L'avantage de travailler sur un échantillon assez vaste est de tirer des conclusions relativement libres de toute dépendance vis à vis des caractéristiques particulières de tel ou tel bassin. De plus, quatre modèles pluie-débit globaux ont été utilisés : le modèle GR4J et des versions simplifiées des modèles HBV, IHACRES et TOPMODEL.

Pour répondre à notre premier objectif, une analyse de sensibilité de ces quatre modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP a été entreprise. Trois aspects ont été traités :

- Comme l'ETP n'est pas directement observable mais le résultat d'un calcul suivant une formule impliquant plusieurs variables météorologiques, nous avons testé au Chapitre 4 la sensibilité des modèles pluie-débit à la formulation choisie pour l'ETP. Nous avons porté en particulier notre attention sur la formule de Penman car elle est jugée actuellement la plus satisfaisante à l'échelle de la parcelle.
- Comme l'utilisation de données d'ETP datées n'est souvent pas possible, compte tenu de la rareté de chroniques longues de variables climatiques journalières, la plupart des modèles hydrologiques utilisent des données d'ETP interannuelles (ou courbe de régime de l'ETP). Dans le Chapitre 5, nous évaluons le bénéfice obtenu en terme de performance des simulations des modèles pluie-débit avec une vraie connaissance temporelle de l'ETP.
- En modélisation hydrologique, le recours au concept d'ETP suppose une estimation de la demande évaporatoire de l'atmosphère à une échelle proche de celle du bassin : on considère en effet que l'ETP mesurée localement à la station météorologique permet de représenter globalement l'ETP sur le bassin versant. Cependant, au sein d'un bassin versant, l'ETP peut être assez variable, notamment pour les bassins à relief accidenté. Dans le Chapitre 6, nous nous intéressons à l'impact de la prise en compte de la variabilité spatiale de l'ETP en modélisation pluie-débit globale.

Les résultats de cette analyse de sensibilité nous ont poussés à nous interroger sur la manière dont l'ETP est utilisée au sein des modèles pluie-débit. De plus, notre objectif étant d'améliorer la prise en compte de l'ETP au sein de ces modèles, il s'agissait avant tout de mieux comprendre le rôle et l'intérêt de la variable ETP.

- Dans le Chapitre 7, nous cherchons à évaluer le rôle qu'a le calage des paramètres du modèle dans la sensibilité à l'ETP. Le but est de déterminer si la qualité de l'information d'ETP influe sur les performances et la précision de l'estimation des paramètres du modèle. Nous analysons en détail les impacts d'erreurs systématiques et aléatoires dans les séries d'ETP.
- Dans le Chapitre 8, nous nous interrogeons sur la validité des formules d'ETP utilisées pour représenter la demande évaporatoire à l'échelle du bassin versant. Et si le concept d'ETP, développé pour des applications agronomiques, n'était pas adapté pour la modélisation pluie-débit ?
- Dans le Chapitre 9, nous utilisons des données synthétiques pour suivre l'évolution de la sensibilité des modèles à l'ETP au sein de leur structure, afin de déterminer les composants des modèles limitant l'exploitation de l'information contenue dans les séries d'ETP.
- Dans le Chapitre 10, nous cherchons à déterminer quelles fréquences de la série d'ETP datée sont utiles à la modélisation du débit. Pour ce faire, nous utilisons un filtre passe-bas par transformées de Fourier permettant d'éliminer des composantes de la série au-dessous de fréquences précises. Ces nouvelles chroniques d'ETP filtrées ont ensuite été testées comme nouvelles entrées des modèles pluie-débit.

A la lumière de ces résultats, nous avons essayé d'améliorer la prise en compte de l'ETP au sein des modèles pluie-débit, en modifiant soit la formulation de l'ETP, soit le traitement de l'ETP par les modèles pluie-débit :

- Dans le Chapitre 11, nous partons de la confrontation des formules d'ETP et proposons à partir de ces formules une nouvelle formulation de l'ETP beaucoup plus simple que celles généralement utilisées mais garantissant des performances de modélisation aussi bonnes, voire meilleures.
- Dans le Chapitre 12, nous nous interrogeons sur les problèmes d'échelle liés à l'estimation de l'évapotranspiration d'un bassin versant. Il existe en effet des phénomènes complexes d'interactions entre la disponibilité de l'eau et les variables climatiques. Ces phénomènes d'interaction, mis en évidence par Bouchet (1963), ont conduit à des modèles d'estimation d'évapotranspiration connus sous le nom de modèles de complémentarité. Nous testons au Chapitre 12 les potentialités de ces approches en modélisation pluie-débit.
- La végétation joue un rôle essentiel dans les processus d'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle. Toutefois, ses impacts à l'échelle du bassin versant sont moins connus et malgré les nombreuses recherches à ce sujet, il semble qu'il n'y ait pas de consensus sur la manière d'introduire ces informations de végétation au sein des modèles hydrologiques. Dans le Chapitre 13, nous cherchons donc à intégrer des indicateurs de végétation au sein de la formule d'ETP ou au sein du modèle.

Partie I – Evapotranspiration réelle et évapotranspiration potentielle - Contexte de la modélisation pluie-débit

L'objectif de cette première partie est d'introduire le concept d'évapotranspiration potentielle et de présenter son utilisation en modélisation pluie-débit.

L'évapotranspiration est un phénomène extrêmement complexe, faisant intervenir des paramètres aérodynamiques, énergétiques et biologiques. Ainsi, parmi les termes du cycle de l'eau, c'est sans doute le plus difficile à quantifier. A l'échelle qui nous intéresse, celle du bassin versant, ce phénomène n'est pas directement mesurable et il est donc souvent représenté de manière simplifiée dans les modèles hydrologiques, notamment dans les modèles pluie-débit. Une variable intermédiaire y est utilisée, l'évapotranspiration potentielle.

Le Chapitre 1 présente le concept d'évapotranspiration potentielle, les méthodes d'estimation et de mesure de cette variable, et son utilisation au sein des modèles pluie-débit.

Le Chapitre 2 introduit les divers outils et approches utilisés dans le cadre de notre recherche. Les recherches entreprises s'inscrivent dans la lignée de travaux antérieurs réalisés au Cemagref depuis une vingtaine d'années et il nous semblait important de rappeler l'approche originale adoptée.

Au Chapitre 3, nous présentons les raisons qui nous ont poussés à travailler sur un grand nombre de bassins versants pour évaluer la sensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP ainsi que les caractéristiques hydro-météorologiques de cette base de données.

Chapitre 1

Chapitre 1 L'Évapotranspiration Potentielle (ETP) - Contexte de la modélisation pluie-débit

1.1. Introduction

Les connaissances théoriques sont relativement avancées pour l'estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle*. Cependant, à l'échelle d'un bassin versant hétérogène, aucune technique ne permet d'estimer de façon fiable l'évapotranspiration.

Le concept d'évapotranspiration potentielle (ETP) permet de représenter la demande évaporatoire de l'atmosphère. En modélisation pluie-débit, l'ETP est souvent utilisée car, contrairement à l'évapotranspiration réelle (ETR), son estimation ne nécessite que la connaissance de paramètres liés à l'atmosphère. Ces paramètres sont plus homogènes à l'échelle du bassin et plus facilement mesurables que des paramètres tels que la nature du sol et l'état hydrique du sol, dont la connaissance est nécessaire pour estimer l'ETR.

Dans ce chapitre, nous proposons une revue critique du concept d'ETP. En général, la variable ETP est obtenue à l'aide de formules (ou modèles), qui sont des combinaisons entre des paramètres climatiques. On compte un nombre considérable de ces modèles d'ETP, plus ou moins empiriques et utilisant de un à quatre paramètres climatiques : la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité relative de l'air et la durée d'insolation (ou rayonnement). Un inventaire des modèles classiques d'ETP utilisés en hydrologie est proposé dans ce chapitre. Ces modèles d'ETP ont souvent été développés pour des utilisations ponctuelles ou pour des petites surfaces. Nous exposons dans ce chapitre en quoi l'utilisation classique de ces modèles d'ETP à l'échelle d'un bassin versant nous paraît discutable.

La majorité des modèles pluie-débit utilisent des valeurs d'ETP (ou des substituts) en entrée. Le but de notre recherche étant d'améliorer les performances de ces modèles par le biais d'une meilleure prise en compte de l'ETP, nous détaillons dans ce chapitre le rôle de l'ETP au sein des modèles pluie-débit conceptuels globaux, par une approche comparative sur quatre modèles couramment utilisés.

1.2. Le concept d'ETP

1.2.1. Les bases du concept d'ETP

Thornthwaite, en 1948 est le premier à introduire le concept d'évapotranspiration potentielle, dans un contexte de classification du climat : *« Il y a une distinction entre le volume d'eau qui est effectivement évapotranspiré et celui qui pourrait être évapotranspiré, s'il était disponible. Lorsque la disponibilité en eau augmente, l'évapotranspiration atteint un maximum qui dépend uniquement du climat. C'est ce que nous pourrions appeler 'évapotranspiration potentielle', en distinction de l'évapotranspiration réelle »*. Thornthwaite classe ensuite les climats en humide ou sec selon que la pluie moyenne annuelle est supérieure ou inférieure à l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle.

Alors que le concept de l'ETP a été introduit dans un contexte de classification des climats, il a surtout été utilisé par la suite dans des domaines tels que l'agriculture et l'hydrologie, comme calcul préliminaire au calcul de l'ETR.

* Voir l'annexe consacrée à la description des théories sur les processus d'évapotranspiration, et les techniques de mesure actuelles.

Les travaux de Penman (1948) ont permis d'établir une formule de l'ETP combinant les principes physiques du bilan d'énergie et des ajustements empiriques issus de formules aérodynamiques. Cependant, il faut noter que dans cet article fondateur, Penman ne cite pas le terme « évapotranspiration potentielle ». Son but est uniquement de proposer une formule pour les agronomes désireux de connaître la quantité maximale d'eau à fournir à une plante. Par rapprochement au concept de Thornthwaite, cette formule a été par la suite baptisée ETP de Penman. L'évapotranspiration que calcule Penman est l'évaporation d'un sol végétalisé bien alimenté en eau. Plus tard, Penman (1956) indique qu'il considère l'ETP comme : « *l'évaporation d'une pelouse rase suffisamment étendue, en bon état et convenablement alimentée en eau* ».

Si l'on considère que le terme « *suffisamment étendue* » signifie que les effets d'advection sont négligés, que le terme « *pelouse rase* » exclue les effets de résistance aérodynamique et enfin que le terme « *convenablement alimenté en eau* » signifie que le sol a un taux d'humidité proche de la capacité maximale du volume, l'ETP est alors clairement un paramètre climatique. Cependant, sous toutes ces conditions, que peut-on attendre comme utilisation pour l'ETP ?

1.2.2. Quelles re-définitions de l'ETP pour quelles utilisations ?

Penman considère implicitement que l'ETP représente la valeur maximale de l'ETR. Cependant, si la transpiration est importante, l'ETR peut dépasser l'ETP de Penman par un facteur allant jusqu'à 1.4 (Ward, 1971).

De plus, Penman considère que les conditions atmosphériques et l'apport d'énergie à la surface sont maintenus constants lorsque l'on passe des conditions *réelles* de déficit hydrique à des conditions *potentielles* de saturation en eau. Cette hypothèse a été largement discutée par Bouchet (1963) puis par Morton (1994), dont les études mettent en évidence une rétroaction négative entre l'ETR et l'ETP*. Bouchet (1963) définit l'ETP comme « *l'eau susceptible d'être perdue dans des conditions données quand l'eau n'est pas un facteur limitant* ». Le problème est de définir ces « *conditions données* », et de les obtenir expérimentalement. En effet, il existe des interactions entre l'état hydrique du sol (saturation ou non) et les paramètres évaporatoires. Ces paramètres évaporatoires sont la température de surface, les conditions atmosphériques et l'apport d'énergie.

Il ne semble pas y avoir de consensus sur les conditions des paramètres évaporatoires. Beaucoup considèrent que l'ETP représente la demande évaporatoire de l'atmosphère et définissent l'évaporation potentielle comme la quantité de vapeur d'eau émise par une surface d'eau pure, sous les conditions atmosphériques existantes (Shuttleworth, 1993; WMO, 1996). D'autres s'intéressent plus aux paramètres de surface et déterminent l'évapotranspiration potentielle à partir de la température de surface (Van Bavel, 1966; Priestley et Taylor, 1972).

Morton (1969) donne une définition un peu plus précise de l'ETP : « *L'évapotranspiration potentielle peut se définir comme l'évapotranspiration qui se produirait d'une surface maintenue humide sous des conditions d'absorption de rayonnement régional, de transfert de vapeur et de chaleur, dont l'aire est assez petite pour que les transferts de chaleur et de vapeur d'eau de la surface n'aient pas d'influence significative sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère* ».

Granger (1989), dans une tentative de rationalisation du concept d'ETP, dénombre cinq définitions de l'ETP citées dans la littérature, suivant les conditions utilisées pour les paramètres évaporatoires (cf. Tableau 1-1).

Ces multiples définitions ont engendré une série de méthodes de mesures de l'ETP. En effet, selon la définition de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (WMO, 1996), la demande évaporatoire peut s'estimer directement par mesure de l'évaporation de l'eau d'un bac. Au contraire, si l'on considère l'état des paramètres de surface, on préférera utiliser les lysimètres, mais les mesures lysimétriques sont souvent trop rares pour être utilisées. C'est aussi la raison pour laquelle il existe tant de formules empiriques ou semi-empiriques pour estimer l'ETP. En effet, il est difficile d'évaluer une formule d'ETP, celle-ci pouvant être en accord avec les données du bac mais en désaccord avec les données du lysimètre.

* Des tentatives d'implémentation de cette hypothèse au sein de deux modèles pluie-débit ont été testées et sont présentées au Chapitre 12.

Tableau 1-1 : Différentes définitions de l'ETP suivant les conditions utilisées (d'après Granger, 1989)

Définition	Commentaires
Volume d'eau qui serait évaporé si la surface était menée à <u>saturation</u>	Définition de l'ETP, calcul indéterminé
Volume d'eau qui serait évaporé si la surface était menée à <u>saturation</u> et si <u>l'apport d'énergie à la surface</u> était maintenu constant	Evapotranspiration en milieu humide – Sans effet d'advection (Priestley et Taylor, 1972)
Volume d'eau qui serait évaporé si la surface était menée à <u>saturation</u> et si <u>l'apport d'énergie à la surface</u> et les <u>paramètres atmosphériques</u> étaient maintenus constants	Méthode combinatoire (bilan d'énergie et équations aérodynamique) (Penman, 1948)
Volume d'eau qui serait évaporé si la surface était menée à <u>saturation</u> et si <u>l'apport d'énergie à la surface</u> et la <u>température de surface</u> étaient maintenus constants	Indéterminée et non utilisée
Volume d'eau qui serait évaporé si la surface était menée à <u>saturation</u> et si les <u>paramètres atmosphériques</u> et la <u>température de surface</u> étaient maintenus constants	Equation du transfert de vapeur, nécessite la connaissance de la température de surface (Van Bavel, 1966)

1.2.3. Commentaires sur l'utilisation du concept d'ETP à l'échelle du bassin versant

Il est important de préciser le but du développement du concept d'ETP, avant de vouloir lui donner une définition. Il est accepté aujourd'hui par nombre d'auteurs que le concept d'ETP a pour principal intérêt de donner une limite supérieure pour la quantité d'eau évaporée, dans un environnement donné ; le terme environnement se référant aux conditions météorologiques et de surface (Lhomme, 1997). Il apparaît aussi essentiel que cette valeur puisse être physiquement observable, c'est-à-dire mesurable.

Selon la définition de Penman, l'ETP représente le taux d'évaporation d'une surface humide assez grande afin d'éviter tout problème lié aux effets d'advection locale, qui se produirait sous des conditions atmosphériques identiques à celles sous laquelle l'ETR est ensuite déterminée. Comme le souligne Shuttleworth (1993), cette définition physique est purement conceptuelle et représente seulement une situation idéalisée, qui ne peut être rencontrée sur le terrain. De la même manière, Granger (1989) définit l'ETP comme « *le taux d'évaporation qui se produirait si la surface était portée à saturation et les paramètres atmosphériques et la température de surface étaient maintenus constants* ». D'un point de vue pratique, il est impossible d'imaginer une surface qui, sous les mêmes conditions atmosphériques, resterait à température constante pendant qu'elle serait portée à saturation. Granger en déduit que l'ETP n'est pas mesurable, mais peut être approchée grossièrement si l'on fait plusieurs hypothèses sur la température de surface.

Etre capable de déterminer l'ETP nécessite aussi de définir clairement quelle doit être la taille de la surface saturée considérée.

Penman (1956) indique que la surface considérée doit être assez large ('extensive') pour éviter les effets d'oasis. Brutsaert (1982) va également dans ce sens lorsqu'il affirme que : « *l'ETP est aujourd'hui généralement définie comme se référant au taux d'évaporation d'une large surface recouverte entièrement et uniformément de végétation en croissance active, avec un taux d'humidité adéquat à tout moment* ». Cependant, il est difficile de mesurer un taux d'évaporation à l'échelle de la grande parcelle ou du bassin versant. Comme le souligne Brutsaert (1986), le bilan d'énergie et les équations aérodynamiques ne permettent pas d'estimer l'évapotranspiration pour une surface d'un ordre de grandeur supérieur au km². Le concept d'ETP à l'échelle du bassin versant, dont la mesure ne peut être qu'approximative, perd ainsi tout sens physique.

Morton (1983b) affirme pour sa part que « *l'ETP, estimée à partir d'équations de transfert de vapeur ou du bilan d'énergie, représente l'évapotranspiration que produirait une hypothétique surface humide (...) assez petite pour que les effets de l'évapotranspiration sur l'atmosphère soient négligeables* ». Cette définition permet une « mesure » de l'ETP par l'intermédiaire de cases lysimétriques. Cependant, comme le précise Morton, l'utilisation de ce taux d'ETP comme valeur maximale de l'ETR est possible uniquement pour de petites surfaces, et non pour des bassins versants.

D'un point de vue conceptuel, l'ETP n'est donc pas un paramètre mesurable à l'échelle du bassin versant. Ceci a été avancé par nombre d'auteurs (Brutsaert, 1982 ; Granger, 1989 ; Lhomme, 1997) mais le recours au concept d'ETP pour déterminer l'ETR reste quasiment systématique en modélisation hydrologique. Pour de petites surfaces, on peut supposer que les estimations d'ETP donnent une approximation valable de la valeur de l'ETR. Pour de grandes surfaces, la difficulté de mesurer les taux d'évaporation semble un obstacle supplémentaire à l'utilisation de l'ETP, compte tenu des interactions qui existent entre état de surface et conditions atmosphériques.

Lorsque nous utilisons l'ETP pour déterminer l'ETR, nous supposons donc que ce paramètre climatique peut s'utiliser en situation de déficit hydrique du volume évaporant. C'est-à-dire que l'ETP est un paramètre indépendant de l'état hydrique de la surface évaporante. A l'échelle d'une case lysimétrique, ceci est assez justifié puisque la saturation d'une petite surface ne joue pas sur les conditions atmosphériques. Cependant, à l'échelle de la grande parcelle ou du bassin versant, il est légitime de penser que l'état saturé d'une grande surface aura une influence non négligeable sur les conditions atmosphériques.

1.3. L'ETP, estimations et modèles

1.3.1. Remarques préliminaires

1.3.1.1. Notations

T_{max}, T_{min}, T_a Température de l'air maximale, minimale et moyenne, °C

e_a Pression de vapeur saturante à la température de l'air T_a , en kPa : $e_a = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T_a}{237.3 + T_a}\right)$

e_d Pression de vapeur effective de l'air en kPa ; e_d , par définition, est saturante à la température du point de rosée (T_d).

e_s Pression de vapeur saturante à la température de surface T_s , en kPa :

R_e Rayonnement extra-terrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$)

DL Durée d'ensoleillement journalière (en heures)

D Durée d'ensoleillement journalière effective (en heures)

RH Humidité relative de l'air, soit : $RH = 100(1 - e_d / e_a)$

U Vitesse du vent en m s^{-1}

γ Constante psychrométrique, soit : $\gamma = 0.066 \text{ kPa} \cdot \text{°C}^{-1}$

Δ Pente de la courbe de pression de vapeur saturante en fonction de la température à la température T_a . Δ s'écrit en $\text{kPa} \cdot \text{°C}^{-1}$: $\Delta = \frac{4098e_a}{(237.3 + T_a)^2}$

R_g Rayonnement global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$) : $R_g = R_e \cdot (0.18 + 0.52D/DL)$

R_n Rayonnement net ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$) : $R_n = R_g(1 - \alpha) - \sigma T_a^4 (0.56 - 0.0992\sqrt{e_d})(0.1 + 0.9 \frac{D}{D_e})$

où α est l'albédo et σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ j}^{-1}$).

1.3.1.2. Commentaires préliminaires sur la présentation des formules d'ETP

Les formules d'ETP prêtent à confusion (pas de temps, unités dans le système anglo-saxons, etc.). Des modifications portant sur la forme de ces formules ont été jugées nécessaires pour avoir une présentation uniforme. Afin de faciliter les comparaisons entre formules et l'analyse des résultats en terme de critères de Nash, nous présentons les formules d'ETP de la manière la plus homogène. Nous avons repris ici les formules d'ETP utilisées par Hervieu (2001) qui avait déjà utilisé ces conversions.

Toutes les ETP sont exprimées en m.j^{-1} . Cependant, initialement, certaines formules utilisent le rayonnement exprimé en W.m^{-2} . Pour réaliser la conversion, un coefficient a été appliqué comme expliqué ci-après.

Soit X , la puissance consommée par l'évaporation et exprimée en W.m^{-2} ; en utilisant la chaleur latente de vaporisation et la masse volumique de l'eau ($\lambda = 2.46.10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ à 15°C et $\rho_w = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$), on peut convertir X en lame d'eau évaporée par jour X' :

$$X' = \frac{86.4.10^6.X}{\lambda.\rho_w}, \text{ soit : } X' \approx X / 28500$$

X' s'exprime alors en m.j^{-1} .

Lorsque l'on parle de m.j^{-1} , il est utile de préciser qu'elle a son équivalent en unité de puissance par unité de surface : celle nécessaire pour évaporer 1 kg d'eau par m^2 et par jour ou encore la puissance dépensée pour évaporer une lame d'eau de 1 m sur 1 m^2 en 1 jour. Il faut également préciser que l'unité m.j^{-1} désigne un flux ou une vitesse d'évaporation et n'est pas relative au pas de temps auquel s'applique la formule en question. Pour connaître le pas de temps, seuls les pas d'échantillonnage des variables climatiques intervenant dans la formule en question peuvent nous renseigner.

1.3.2. Classification et inventaire des méthodes d'estimations de l'ETP

Les méthodes d'estimation de l'ETP peuvent être groupées dans plusieurs catégories incluant notamment les équations du bilan d'énergie, aérodynamiques, combinatoires (dérivées de Penman), empiriques et semi-empiriques. La plupart de ces équations ont été développées pour des études spécifiques et sont par conséquent plus adaptées à une utilisation dans des climats similaires à ceux où elles ont été développées. De plus, il est assez courant d'utiliser une équation développée pour déterminer l'évaporation d'une surface humide (ou d'eau libre) pour estimer l'évapotranspiration potentielle, et vice versa (Winter *et al.*, 1995). Ces nombreuses méthodes nécessitent divers jeux de données climatiques (jusqu'à quatre variables observées). Le choix d'une équation pour une étude se fait en fonction de ses performances pour des études semblables et du jeu de données disponibles. Cependant, le choix du modèle reste assez difficile, compte tenu du grand nombre de formules d'ETP existantes et il est important d'analyser et de comparer chaque groupe de méthodes.

Nous repartons ici de la classification proposée par Xu et Singh (2001), qui dénombrent cinq classes de méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle : (i) bilan hydrique, (ii) aérodynamique, (iii) combinatoires, (iv) rayonnement, et (v) température.

1.3.2.1. Méthodes du bilan hydrique

Les méthodes du bilan hydrique pour déterminer l'ETP sont les mêmes que les méthodes pour déterminer l'évaporation d'une surface humide ou d'une nappe d'eau libre (voir annexe). Nous pouvons citer en particulier quelques techniques courantes : les bacs à évaporation, l'évaporomètre Piche et les mesures lysimétriques à condition que le volume soit maintenu humide.

1.3.2.2. Méthodes aérodynamiques

Les méthodes aérodynamiques utilisent le concept du mouvement de la vapeur d'eau de la surface évaporante vers l'atmosphère et dérivent donc de la physique même du phénomène. Ce sont les plus vieilles méthodes pour estimer l'évaporation d'une surface libre et elles restent parmi les plus attractives par leur simplicité. Elles s'écrivent généralement sous la forme :

$$ETP = C \cdot (e_s - e_a) \quad (1.1)$$

où C représente la conductance aérodynamique, e_s la pression de vapeur saturante à la température de surface et e_a la pression de vapeur dans l'air, égale à la pression de vapeur saturante à la température du point de rosée.

Le terme C peut également être écrit sous la forme $C = \frac{1}{r_a}$, où r_a représente alors la résistance aérodynamique. On considère généralement que C est une fonction de la vitesse du vent :

$$C = f(u) \quad (1.2)$$

La fonction $f(u)$ dépend de l'altitude des observations, de la vitesse du vent, des mesures de pressions de vapeur et de la température.

L'inconvénient majeur de l'utilisation de ce type de formules est la nécessité de se placer dans les mêmes conditions que celles de l'élaboration de la formule, ce qui n'est pas souvent le cas. Ainsi, ces formules sont souvent dépendantes du site où elles ont été développées (Singh et Xu, 1997).

1.3.2.3. Méthodes combinatoires

Discussion sur les méthodes existantes

Les méthodes issues des travaux de Penman (1948) sont aujourd'hui les plus utilisées, et la méthode de Penman est la référence pour nombre d'institutions (Jensen *et al.*, 1990; WMO, 1996). Les travaux de Penman ont permis de définir une formule d'ETP en combinant l'approche aérodynamique de Dalton et une approche par le bilan d'énergie (d'où le nom d'approche combinatoire). Ceci lui permet d'éliminer un terme délicat à mesurer : la température de surface. Cette approche, basée sur les principes physiques du bilan d'énergie et pratique à utiliser, est très séduisante.

Cependant, la partie aérodynamique de cette approche comporte quelques paramètres et fonctions empiriques, déterminés à partir des conditions climatiques bien particulières rencontrées en Grande Bretagne (Van Bavel, 1966; Morton, 1994). Penman (1956) reconnaît également que sa formule a été rapidement utilisée, avant même d'être soigneusement vérifiée avec un plus large échantillon. Beaucoup d'auteurs se sont donc attachés à des tentatives d'amélioration ou d'ajustement du volet aérodynamique de cette formule (notamment dans l'expression de la vitesse du vent), donnant naissance à des formules dérivées de Penman.

La méthode de Penman (1948)

Dans son article fondateur*, Penman (1948) développe une formule de calcul de l'évaporation d'une nappe d'eau libre ou d'une surface humide, basée sur des principes physiques théoriques, en incorporant des coefficients empiriques, rendant l'estimation de l'évaporation plus pratique, à partir des données météorologiques standard.

La formule de Penman est obtenue en combinant les approches aérodynamiques et du bilan d'énergie. Si l'on néglige le taux d'énergie emmagasinée et l'énergie transmise aux volumes adjacents, l'équation du bilan d'énergie s'écrit :

$$\lambda \rho_w E_0 + H = R_n \quad \text{avec :}$$

R_n : Energie apportée par rayonnement net ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$),

$\lambda \rho_w E_0$: Energie consommée par l'évaporation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$),

H : Energie consommée par élévation de température de l'atmosphère ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$) ou chaleur sensible.

D'après les équations aérodynamiques :

$$\begin{cases} \lambda \rho_w E_0 = K_1(u) \cdot (e_s - e_d) \\ H = \gamma \cdot K_2(u) \cdot (T_s - T_a) \end{cases} \quad (1.3)$$

où γ est la constante psychrométrique. Il est généralement admis que $K_1(u) = K_2(u) = K(u)$. Alors que T_a et e_a sont facilement mesurables, ce n'est pas le cas de e_s et T_s . On a alors recours à la pente de la courbe de la pression de vapeur saturante en fonction de la température :

$$\Delta = \frac{de}{dT} \cong \frac{e_s - e_d}{T_s - T_d} \cong \frac{e_a - e_d}{T_a - T_d} \quad (1.4)$$

D'où :

* Une traduction en français de l'article original de Penman (1948) effectuée par Hervieu (2001) est proposée en annexe.

$$H = \gamma \cdot K(u) \cdot [(T_s - T_d) - (T_a - T_d)] = \gamma \cdot K(u) \cdot \left[\frac{e_s - e_d}{\Delta} - \frac{e_a - e_d}{\Delta} \right] \quad (1.5)$$

$$H = \frac{\gamma \cdot \lambda \rho_w E_0}{\Delta} - \frac{\gamma \cdot (e_a - e_d)}{\Delta} \cdot K(u)$$

et en substituant H dans l'équation du bilan d'énergie, il vient :

$$\lambda \rho_w E_0 = R_n - \frac{\gamma \cdot E_0}{\Delta} + \frac{\gamma \cdot (e_a - e_d) \cdot K(u)}{\Delta} \quad (1.6)$$

$$\lambda \rho_w E_0 = \frac{\Delta \cdot R_n}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma \cdot (e_a - e_d) \cdot K(u)}{\Delta + \gamma}$$

et finalement, en notant $E_a = (e_a - e_d) \cdot K(u)$:

$$\lambda \rho_w E_0 = \frac{\Delta \cdot R_n + \gamma \cdot E_a}{\Delta + \gamma} \quad (1.7)$$

Cette dernière équation est la formulation dite de Penman. Pour avoir la valeur de E_0 , il suffit de calculer les termes R_n et E_a :

i. R_n représente le rayonnement net incident, soit :

$$R_n = R_s (1 - \alpha_s) + R_l \quad (1.8)$$

où R_s est le rayonnement global (ondes courtes), α_s l'albédo de la surface, R_l le rayonnement à ondes longues (ou rayonnement terrestre) :

$$R_s = R_e \left[a + b \frac{D}{DL} \right] \quad (1.9)$$

$$R_l = -f \cdot (a_e + b_e \sqrt{e_s}) \sigma (T_a + 273.2)^4$$

Penman utilise ensuite les coefficients d'ajustement suivants :

$$\begin{cases} a = 0.18 & ; b = 0.55 \\ f = 0.9 \cdot \frac{D}{D_e} + 0.1 \\ a_e = 0.34 & ; b_e = -0.14 \end{cases} \quad (1.10)$$

ii. E_a est déterminée à partir de l'équation aérodynamique, affectée de coefficients expérimentaux :

$$E_a = 0.35 \cdot (0.5 + U) \cdot (e_a - e_d) \quad (1.11)$$

où U est la vitesse du vent (en m s^{-1}) à deux mètres du sol.

La formule de Penman-Monteith (Monteith, 1965)

La formule de Penman-Monteith (Monteith, 1965) fait intervenir explicitement des paramètres liés aux caractéristiques de végétation. Ainsi, elle peut être considérée comme la première tentative de schématisation des transferts sol-végétation-atmosphère (appelé par la suite SVAT), et elle reste le modèle SVAT le plus simple à mettre en oeuvre.

Monteith exprime la fonction du vent sous la forme :

$$K = \frac{\rho_a \cdot C_p}{r_a} \quad (1.12)$$

où r_a est la résistance aérodynamique, décrivant la résistance du haut de la végétation et représente les échanges turbulents entre l'air au-dessus de la végétation et l'air présent au sein de la végétation

De plus, il introduit une représentation de la résistance stomatique effective (r_s) décrit la résistance au flux de vapeur par ouverture des stomates, indice foliaire et surface de sol. E_0 ($\text{m}\cdot\text{j}^{-1}$) s'exprime alors :

$$\lambda\rho_w E_0 = \frac{1}{r_s} \frac{\rho_a \cdot C_p}{\gamma} (e_s - e_{sr}) \quad (1.13)$$

où e_{sr} est la pression réelle de vapeur à la surface. Il combine ensuite cette équation avec :

$\lambda\rho_w E_0 = \frac{1}{r_a} \frac{\rho_a \cdot C_p}{\gamma} (e_{sr} - e_d)$ afin d'éliminer e_{sr} . Ensuite, de la même manière que Penman, il obtient une expression légèrement différente :

$$ETP = E_0 = \frac{\Delta \cdot R_n + \frac{\rho_a \cdot C_p}{r_a} \cdot (e_a - e_d)}{\lambda\rho_w \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad (1.14)$$

Lorsque ces résistances sont prises en compte, le taux d'évapotranspiration n'est plus potentiel mais réel, puisqu'elles dépendent de l'état hydrique du sol. Pour utiliser cette formulation de la même manière que les autres formules d'ETP, nous avons pris les valeurs de référence de ces résistances. La résistance aérodynamique r_a en $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$, prise égale à $(208 / U)$ pour le gazon de référence et r_s est la résistance de surface (ou stomatale) en $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ est prise égale à $69 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ (Shuttleworth, 1993).

La formule de Priestley–Taylor (1972)

L'approche de Priestley et Taylor (1972) consiste à relier le terme aérodynamique dans la formulation de Penman à une fraction du terme énergétique. La formule s'écrit en $\text{m}\cdot\text{j}^{-1}$:

$$ETP = \frac{\alpha_{pt} \Delta R_n}{\lambda\rho_w (\Delta + \gamma)} \quad (1.15)$$

où α_{pt} est un paramètre à calibrer selon les conditions locales. Notons que l'estimation initiale de $\alpha_{pt} = 1.26$ est une valeur applicable pour les climats humides et que $\alpha_{pt} = 1.74$ fournit de meilleurs résultats pour les climats arides (Shuttleworth, 1993).

Cette équation est séduisante puisque d'une part elle est beaucoup plus simple que la formule de Penman, ne nécessite que deux variables météorologiques à mesurer et d'autre part elle ôte la partie aérodynamique de la formule de Penman, qui semble être la plus critiquable au vu des diverses tentatives d'ajustement et/ou de généralisations dont elle fait l'objet.

La formule de Kimberly–Penman (1982)

Des relations fonctionnelles dépendant du temps ont été développées pour Kimberly, Idaho (Etats–Unis), pour permettre une variation de la fonction de vent (W) prenant en compte les variations saisonnières dans l'advection de chaleur. L'équation de Kimberly–Penman s'écrit en $\text{m}\cdot\text{j}^{-1}$ (Wright, 1982):

$$ETP = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)K(U)}{\lambda\rho_w (\Delta + \gamma)} \quad (1.16)$$

où $K(U) = a_w + b_w \cdot U$,

$$a_w = 0.4 + 0.14 \exp\left(-\left(\frac{J-173}{58}\right)^2\right) \text{ et } b_w = 0.605 + 0.345 \exp\left(-\left(\frac{J-243}{80}\right)^2\right),$$

J étant le jour Julien de l'année, en partant de $J = 1$ pour le premier janvier.

La formule de Thom et Oliver (1977)

D'après Thom et Oliver (1977), la méthode de Penman néglige le fait que la résistance aérodynamique de l'eau soit plus faible que celle de l'herbe. De plus, la résistance de surface n'apparaît pas au dénominateur. L'équation

proposée a été conçue dans le but de prendre en compte ces effets. Précisons que le fait d'introduire des paramètres tels que la résistance de surface et la résistance aérodynamique induit une certaine dépendance saisonnière. Cette équation, qui s'écrit en $m \cdot j^{-1}$, est très proche de celle de Penman-Monteith tout en reprenant la fonction de vent de Penman, multipliée par un facteur de 2.5 pour tenir compte de la différence de rugosité entre l'eau et le gazon.

$$ETP = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)K(U)}{\lambda \rho_w \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad (1.17)$$

avec une fonction du vent : $K(U) = 215 \cdot (1 + 0.69 U)$.

1.3.2.4. Les méthodes basées sur la température

Discussions sur les méthodes existantes

Les méthodes de calcul de l'ETP basées sur la température sont généralement simples et utilisent des coefficients obtenus empiriquement. Ces formules permettent de s'affranchir de la collecte d'informations climatiques supplémentaires, qui limite généralement en nombre et en diversité les stations climatiques utilisées. Ainsi, ces méthodes ont la particularité d'avoir été largement critiquées mais très utilisées (Xu et Singh, 2001). Ces méthodes sont empiriques et leur utilisation dans un contexte différent (climat, pas de temps) de celui pour lequel elles ont été développées est délicate. Les modèles d'ETP basés sur la température prennent généralement la forme (Xu et Singh, 2001) :

$$ETP = c \cdot T_a^\alpha \quad (1.18)$$

ou :

$$ETP = c_1 \cdot D \cdot T_a \cdot (c_2 - c_3 \cdot RH) \quad (1.19)$$

où T_a est la température de l'air, D est la durée moyenne d'insolation, RH est l'humidité relative de l'air, c , c_1 , c_2 , c_3 et α sont des constantes.

Nous avons retenu cinq équations correspondant à cette classe : les formules de Thornthwaite, de Blaney-Criddle, de Hamon, de Romanenko et de Linacre. Une courte description de chacune de ces formules est proposée. Pour plus de détails, les références des formules sont indiquées.

La formule de Thornthwaite (1948; 1955)

L'estimation de l'évapotranspiration potentielle de Thornthwaite, valable pour le mois m , est donnée par la formule suivante en $m \cdot j^{-1}$:

$$ETP = \frac{4 \cdot 10^{-3}}{3} D \left(\frac{10 T_m}{I} \right)^K \quad (1.20)$$

où I est l'indice thermique annuel donné par : $I = \sum_{k=1}^{12} \left(\frac{T_k}{5} \right)^{1.51}$, T_k est la moyenne interannuelle de la température,

ramenée à zéro si elle négative, au mois k ,

$$K = 0.49 + 1.8(I/100) - 0.77(I/100)^2 + 0.67(I/100)^3,$$

T_m est la température mensuelle du mois m considéré en °C, ramenée à zéro si elle négative.

Cette méthode est largement utilisée mais tend à surestimer les valeurs d'ETP, particulièrement en période estivale, probablement à cause du rôle prépondérant occupé par la température (Shaw, 1994). Toutefois, cette formule est particulièrement intéressante car le terme de température est normalisé par un terme moyen de température. Cette normalisation de la température permet de différencier l'impact des fortes températures en milieu chaud et en milieu froid.

La formule de Blaney et Criddle (1950)

La forme habituelle de l'équation de Blaney-Criddle s'écrit en $m \cdot j^{-1}$:

$$ETP = D \left(\frac{0.46T_a + 8.13}{1000} \right) \quad (1.21)$$

Notons que cette formule conduit généralement à une sous-estimation de l'ETP en région aride et à une surestimation de celle-ci en région humide (Xu et Singh, 2001).

La méthode de Hamon (1961)

L'équation de Hamon (1961) s'écrit de la manière suivante :

$$ETP = \frac{0.14 \cdot DL^2 \exp\left(\frac{T_a}{16}\right)}{\lambda \rho_w} \quad (1.22)$$

où DL est la durée d'ensoleillement d'une journée sans nuage, dépendant exclusivement de la latitude de la station. Le terme exponentiel de cette équation se réfère à une expression simplifiée de la pression de vapeur saturante de l'air à la température T_a .

La méthode de Romanenko (1961)

Romanenko a mis au point une formule valable au pas de temps mensuel et basée sur une relation entre l'ETP, la température et l'humidité relative. Cette formule s'écrit en $m \cdot j^{-1}$:

$$ETP = 4.5 \cdot 10^{-3} \left(1 + \frac{T_a}{25} \right)^2 \left(1 - \frac{e_d}{e_a} \right) \quad (1.23)$$

La méthode de Linacre (1977)

Linacre (1977) propose la formule simplifiée suivante :

$$ETP = \frac{\frac{500T_h}{(100-A)} + 15(T_a - T_d)}{1000(80 - T_a)} \quad (1.24)$$

où A est la latitude en degrés, T_h est l'équivalent de la température mensuelle mesurée au niveau de la mer, soit :

$$T_h = T_a + 0.006 \cdot h \quad (1.25)$$

h étant l'altitude en m.

Cette méthode s'applique au cas d'une végétation bien alimentée en eau avec un albédo d'environ 0.25. L'originalité de cette équation réside dans le fait que des données de latitude et d'altitude sont intégrées de manière directe au sein de l'équation.

1.3.2.5. Les méthodes basées sur le rayonnement

Discussion sur les méthodes existantes

Les équations empiriques basées sur le rayonnement sont généralement issues du bilan d'énergie (Jensen *et al.*, 1990). La plupart des équations prennent la forme (Xu et Singh, 2000) :

$$ETP = f(RH, U) \cdot w(T, h) \cdot R_g \quad (1.26)$$

ou :

$$ETP = f(RH, U) \cdot w(T, h) \cdot R_n \quad (1.27)$$

où f est une fonction de l'humidité relative et de la vitesse du vent, w est une fonction dépendant de la température et de l'altitude, R_g est le rayonnement solaire global et R_n le rayonnement net. Nous avons retenu ici

sept modèles d'ETP basés sur le rayonnement et couramment utilisés : les modèles de Makkink, de Turc, de Jensen-Haise, de McGuinness-Bordne, de Hargreaves, de Doorenbos-Pruitt et de Abteu.

La méthode de Makkink (1957)

Makkink (1957) a développé une formule basée sur le rayonnement et la température pour les sols herbeux sous les conditions climatiques des Pays-Bas. L'équation s'écrit en $m.j^{-1}$:

$$ETP = \frac{1}{\lambda \rho_w} \left(\frac{0.63 R_g \Delta}{\Delta + \gamma} + 14 \right) \quad (1.28)$$

Cette formule est assez proche de la formule de Penman, mais considère le terme aérodynamique comme une constante, ne dépendant ni de l'humidité de l'air, ni de la vitesse du vent.

La formule de Turc (1955)

Il s'agit d'une méthode empirique développée en région parisienne et donc bien adaptée aux conditions climatiques tempérées. Elle s'écrit, en $m.j^{-1}$:

$$ETP = \frac{1}{\lambda \rho_w} \left(\frac{T_a}{T_a + 15} \right) \frac{(R_g \cdot (1 - \alpha) + 24)}{1.3} \quad (1.29)$$

où α est l'albédo.

Si l'humidité relative est inférieure à 50%, il convient d'utiliser le coefficient multiplicatif suivant : $0.3 + 1.4 \cdot (e_d / e_a)$ (Shuttleworth, 1993).

La formule de Jensen-Haise (1963)

Cette formule a été conçue pour un pas de temps supérieur à cinq jours (Jensen et Haise, 1963). L'équation s'écrit en $m.j^{-1}$:

$$ETP = \frac{R_g}{\lambda \rho_w} \cdot \frac{T_a}{40} \quad (1.30)$$

Cette équation s'applique pour des parcelles irriguées en zones arides et semi-arides dans l'ouest des Etats-Unis et a été établie à partir de 35 années de mesures d'évapotranspiration. Parmele et McGuinness (1974), d'après une étude menée dans une région humide, conseillent cette formule lorsque les données de température et de rayonnement sont toutes deux disponibles, les estimations obtenues étant assez proches des valeurs obtenues par des lysimètres.

La formule de McGuinness et Bordne (1972)

Cette formule a été développée avec des données lysimétriques à Coshocton, dans l'Ohio (McGuinness et Bordne, 1972) et s'écrit, pour un pas de temps mensuel, en $m.j^{-1}$:

$$ETP = \frac{R_g}{\lambda \rho_w} \cdot \frac{T_a + 5}{68} \quad (1.31)$$

Cette formule est très proche de la formule de Jensen et Haise (1963). Une translation de 5°C a été introduite au sein de la formule afin de mieux prendre en compte les températures négatives. En effet, dans la formule de Jensen et Haise, lorsque la température est inférieure à zéro, l'ETP est nécessairement nulle, ce qui n'est plus toujours le cas avec la translation proposée par McGuinness et Bordne.

La méthode de Hargreaves (1975)

L'équation pour un pas de temps mensuel s'écrit en $m.j^{-1}$:

$$ETP = \frac{R_e}{\lambda \rho_w} \cdot (T_{\max} - T_{\min}) \cdot \frac{(T_a + 17.8)}{435} \quad (1.32)$$

L'avantage de cette méthode repose sur le fait qu'elle ne nécessite qu'une seule variable : la température de l'air. Cependant, il n'est pas recommandé d'utiliser cette méthode pour un pas de temps inférieur au mois (Shuttleworth, 1993).

La méthode de Doorenbos et Pruitt (1977)

Cette approche est une adaptation de la méthode de Makkink (1957). Cette formule a été développée par Doorenbos et Pruitt (1977), dans le cadre des institutions de la FAO, afin de fournir une alternative à la formulation de Penman. La formule retenue s'écrit en $\text{m}\cdot\text{j}^{-1}$ (Xu et Singh, 2001) :

$$ETP = -0.3 \cdot 10^{-3} + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_g}{\lambda \rho_w} \cdot (1 - \alpha) \cdot W \quad (1.33)$$

Cette méthode était initialement préconisée pour les climats arides (Shuttleworth, 1993), mais la fonction de vent W a été modifiée afin d'adapter la formule aux conditions climatiques et se calcule par (Xu et Singh, 2001) :

$$W = 1.066 - 0.13 \left(\frac{e_d}{e_a} \right) + 0.045 \cdot U - 0.02 \left(\frac{e_d}{e_a} \right) U - 3.15 \left(\frac{e_d}{e_a} \right)^2 - 0.0011 \cdot U^2 \quad (1.34)$$

La formule de Abtew (1996)

Abtew (1996) a utilisé une formulation pour estimer l'ETP à partir du rayonnement solaire global. Elle s'écrit en $\text{m}\cdot\text{j}^{-1}$:

$$ETP = 0.53 \cdot \frac{R_g \cdot (1 - \alpha)}{\lambda \rho_w} \quad (1.35)$$

où α est l'albédo.

1.3.3. Récapitulatif des modèles d'ETP recensés dans la littérature

Le nombre des méthodes ainsi que les données diverses qu'elles utilisent rendent difficile une sélection. Les critères de sélection sur les formules recueillies étaient les suivants :

- ✓ Formule n'utilisant pas d'autres variables que les variables standards (humidité relative, vitesse du vent à deux mètres, température de l'air, rayonnement et/ou insolation),
- ✓ Formule déjà testée pour d'autres applications que pour son développement.

Tableau 1-2 : Modèles d'ETP recensés dans la littérature

Classification	Méthode	Données nécessaires	Pas de temps
Combinatoire	Penman (1948)	e_d, T, U, D	Journalier
	Penman-Monteith (1965)	e_d, T, U, D	Journalier
	Priestley-Taylor (1972)	T, D	Journalier
	Kimberly-Penman (1982)	e_d, T, U, D	Journalier
	Thom-Oliver (1977)	e_d, T, U, D	Journalier
Aérodynamique	Dalton (1802)	e_d, U	Journalier
	Thornthwaite (1948)	T, D	Mensuel
Température	Blaney-Cridde (1959)	T, D	5 jours
	Hamon (1961)	T	Journalier
Rayonnement	Romanenko (1961)	e_d, T	Journalier
	Linacre (1977)	e_d, T	Journalier
	Turc (1961)	e_d, T, D	Journalier
	Jensen-Haise (1963)	T	5 jours
	Mc Guinness-Bordne (1972)	T	Mensuel
	Hargreaves (1975)	T	10 jours
	Doorenbos-Pruitt (1977) (FAO-24)	e_d, T, U, D	Journalier
	Abtew, (1996)	e_d, T, D	Journalier
	Makkink (1957)	T	Journalier

T = Température ; U = Vitesse du vent ; D = Durée d'ensoleillement / Rayonnement ; e_d = Pression de vapeur effective de l'air

1.3.4. Comparaison des modèles d'ETP : revue de la littérature

Il est difficile de faire un bilan comparatif des formules d'ETP, compte tenu de la diversité géographique des sites d'étude. De plus, les modèles d'ETP sont évalués par rapport à des estimations de référence. Il s'agit souvent de mesures obtenues à partir d'un lysimètre ou à partir de bacs à évaporation, ou encore des estimations d'ETP par la méthode de Penman, considérée comme la méthode la plus satisfaisante, d'un point de vue physique (Jensen *et al.*, 1990).

L'étude la plus complète est celle menée par Jensen *et al.* (1990) : 19 méthodes d'estimation d'ETP sont comparées aux mesures lysimétriques sur onze stations climatiques réparties aux Etats Unis, au Danemark, en Australie et au Zaïre. Les principales méthodes évaluées sont les suivantes : méthode de Penman, Kimberly-Penman, Penman-Monteith, Van Bavel, Jensen-Haise, Doorenbos-Pruitt, Priestley-Taylor, Turc, Blaney-Cridde, Hargreaves, Thornthwaite, évaporation par bac. Les estimations de chacune des méthodes sont comparées aux mesures lysimétriques, pour plusieurs pas de temps. Au pas de temps mensuel, les meilleures estimations de l'ETP sont obtenues par les méthodes combinatoires. Ensuite, la méthode de Doorenbos-Pruitt obtient les meilleurs résultats avec les formules basées sur le rayonnement, malgré une surestimation systématique et la méthode de Blaney-Cridde est la méthode basée sur la température la mieux adaptée. Au pas de temps journalier, les méthodes combinatoires offrent aussi les meilleures garanties par rapport au lysimètre. Cependant, les auteurs notent que les méthodes radiatives telles que celles de Doorenbos-Pruitt et Jensen-Haise sont assez performantes et peuvent être utilisées lorsque les données climatiques sont réduites.

Amatya *et al.* (1995) comparent six modèles d'ETP, dont la méthode de Penman-Monteith prise comme référence. Les autres sont basées sur le rayonnement (Makkink, Priestley-Taylor et Turc) ou sur la température (Thornthwaite et Hargreaves-Samani). Les auteurs considèrent trois stations climatiques en Caroline du Nord (E.U.) assez proches (~ 100 km). Les courbes annuelles obtenues pour des ETP mensuelles sont assez similaires et les méthodes basées sur le rayonnement (Makkink, Priestley-Taylor et Turc) sont le plus en accord avec la méthode de Penman-Monteith. En ce qui concerne la variabilité spatiale des estimations d'ETP, il note que les méthodes radiatives sont particulièrement stables. En ce qui concerne les bilans annuels d'ETP, la méthode de Turc est la plus proche de la méthode de Penman alors que les plus gros écarts sont atteints pour les méthodes de Thornthwaite (-16 %) et de Hargreaves-Samani (+15 %).

Mohan (1991) a mené une étude similaire : il compare quatre modèles d'ETP (simple rayonnement, Blaney-Criddle, Hargreaves et évaporation d'un bac) au modèle de Penman, au pas de temps hebdomadaire. L'auteur considère quatre stations en Inde du Sud, englobant des climats assez variables (humides, perhumides et semi-arides). Il conseille ensuite la méthode la plus adaptée au climat considéré : la méthode de Hargreaves pour les régions humides, la méthode de Blaney-Criddle pour les régions semi-arides et sèches et la méthode radiative simple pour les régions perhumides.

Xu et Singh (2000 ; 2001) ont évalué également un certain nombre de formules d'ETP se basant sur le rayonnement et sur la température et comparant les estimations aux mesures d'évaporation des bacs. En ce qui concerne les méthodes utilisant la température (Xu et Singh, 2001), les stations considérées sont en Ontario (Canada). Les auteurs retiennent en particulier les formules de Blaney-Criddle, Hargreaves et Thornthwaite utilisant des coefficients corrigés alors que les autres formules de Hamon et de Linacre dénotent un biais systématique (sous-estimation de l'ETP). En ce qui concerne les méthodes utilisant le rayonnement (Xu et Singh, 2000), les stations utilisées sont en Suisse et les résultats directs (sans recalage des coefficients) ne sont pas en accord avec les mesures provenant du bac. Après ajustement des coefficients, les méthodes de Makkink, Priestley-Taylor et Abtew fournissent de meilleurs résultats que les formules de Hargreaves et de Turc.

Ces études confirment que l'évaluation de chaque méthode dépend beaucoup du site considéré et qu'il est impossible de sélectionner telle ou telle formule lorsque l'on veut l'utiliser dans un contexte global. De plus, les comparaisons sont effectuées par rapport à des mesures directes (bacs ou lysimètres) ou indirectes (formule de Penman) qui peuvent entraîner de grosses différences suivant l'appareillage choisi.

Les conclusions de ces travaux sont toutefois peu utilisables dans le cadre de nos recherches puisqu'elles ne sont pas mises dans une perspective de modélisation du comportement hydrologique du bassin versant.

1.4. L'ETP au sein d'un modèle pluie-débit

1.4.1. De l'ETP à l'ETR au sein de divers modèles pluie-débit

Les travaux de thèse de Perrin (2000) avaient permis de rassembler un certain nombre de modèles pluie-débit classiquement utilisés dans la littérature. Dans le cadre de nos travaux, quatre modèles ont été utilisés : le modèle GR4J et des versions modifiées des modèles HBV, IHACRES et TOPMODEL. Ces modèles sont peu exigeants en données puisqu'ils n'utilisent que des données de pluie et d'ETP en entrée. Ils présentent l'avantage d'avoir des formulations de leur fonction de production relativement différentes, tout en restant simples dans leur paramétrage.

Dans ce type de modèles, la détermination de l'évapotranspiration réelle peut impliquer un ou plusieurs réservoirs de suivi d'humidité. La plupart des structures de modèle font d'abord agir l'évapotranspiration à un taux potentiel soit sur la pluie brute, soit dans un réservoir d'interception ou encore dans un réservoir d'humidité au-dessus d'un seuil. Ensuite, le restant éventuel d'évapotranspiration non satisfaite agit à un taux réel, la réduction de l'évapotranspiration potentielle étant généralement dépendante de la disponibilité en eau dans un ou plusieurs réservoirs du système. La fonction ETR/ETP peut être une fonction linéaire, parabolique ou de façon plus générale puissance. On peut introduire des seuils en deçà ou au-delà desquels le rapport ETR/ETP ne varie pas : soit l'ETR est nulle (on suppose par exemple qu'au delà d'un certain déficit de saturation, l'eau contenue dans le réservoir n'est plus accessible pour l'évaporation), soit elle est égale à l'ETP (pas de réduction du taux potentiel au delà d'un certain remplissage du réservoir, l'eau étant alors considérée comme facilement disponible). C'est ce type de fonctions qu'adoptent les modèles sélectionnés ici pour déterminer l'ETR. Le modèle GR4J, après une phase d'interception, utilise une fonction parabolique ; le modèle HBV utilise une fonction linéaire ; le modèle TOPMO, après la phase d'interception, utilise une fonction en S ; le modèle IHAC a un fonctionnement un peu différent avec une fonction de transformation de l'ETP avant action sur le réservoir.

1.4.1.1. L'ETP au sein du modèle GR4J

Le modèle GR4J : modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier (Perrin *et al.*, 2003) est un modèle conceptuel global à quatre paramètres à caler. La version retenue ici est celle mise au point par Perrin (2000).

Elle inclut notamment un terme de percolation *Perc* du réservoir de production. La Figure 1-1 indique le schéma de la version de GR4J utilisée.

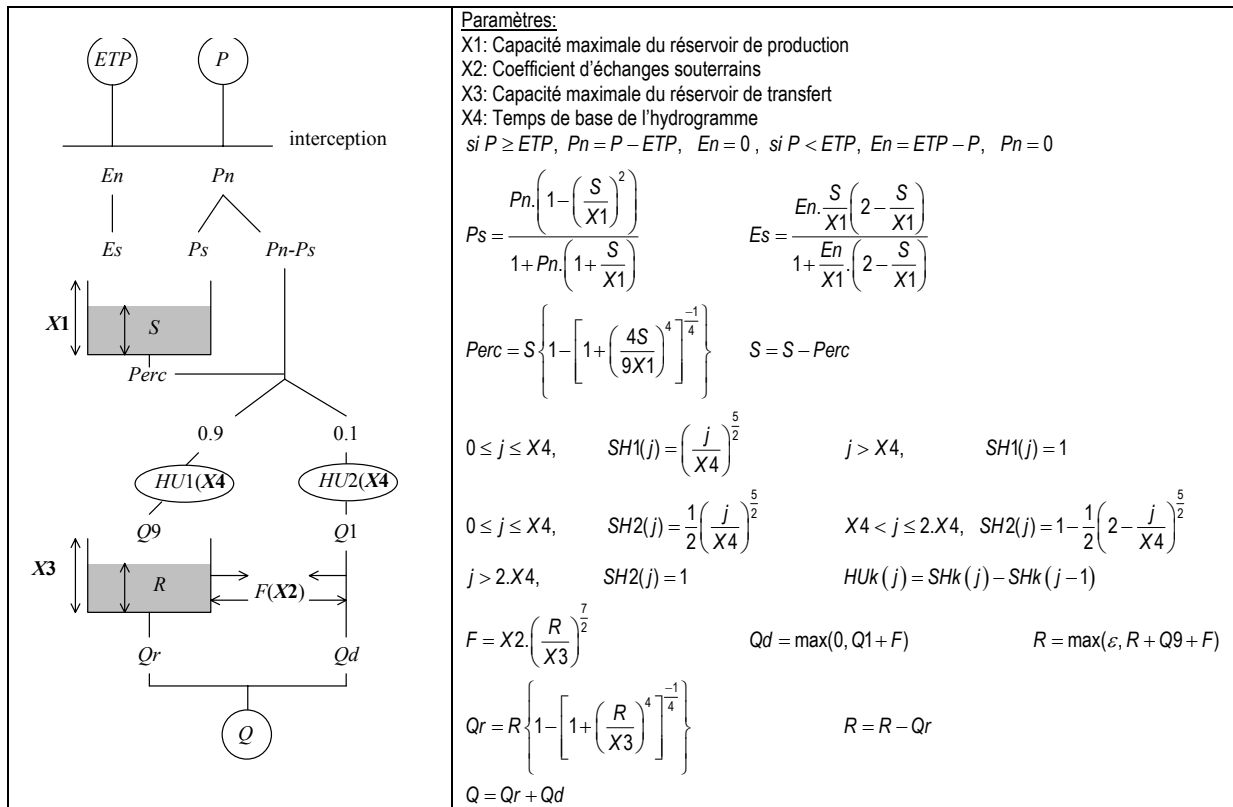


Figure 1-1 : Schéma et calcul effectué au sein du modèle GR4J (d'après Perrin, 2000)

Lors de la phase de neutralisation, la pluie brute subit l'ETP, et on détermine la pluie nette P_n et l'ETP nette E_n :

Si $P \geq ETP$ alors $P_n = P - ETP$ et $E_n = 0$

Si $P < ETP$ alors $P_n = 0$ et $E_n = ETP - P$

Le niveau S du réservoir sol permet ensuite de définir la fraction de pluie qui accédera au réservoir gravitaire :

$$\frac{P_r}{P_n} = \left(\frac{S}{X_1} \right)^2 \quad (1.36)$$

Le niveau S permet également de définir l'ETR que le réservoir pourra délivrer. Cette évaporation réelle est une fraction de l'ETP, ayant des caractéristiques symétriques à la fraction de la pluie (cf. Figure 1-2) :

$$\frac{E_s}{E_n} = \frac{S}{X_1} \cdot \left(2 - \frac{S}{X_1} \right) \quad (1.37)$$

Les deux fractions illustrent donc le rendement de la pluie et de l'évaporation (Michel, 1983).

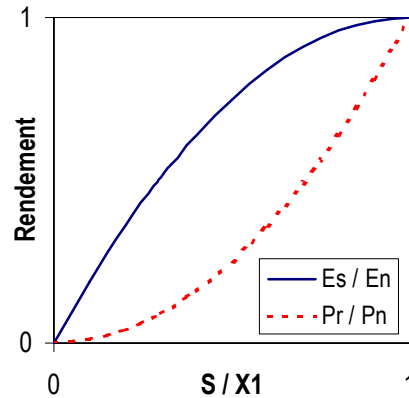


Figure 1-2 : Courbes de rendement de la pluie et de l'ETP

Les courbes mettent en évidence deux comportements différents pour le rendement de la pluie et de l'évapotranspiration : le rendement des pluies n'approche l'unité que tardivement, lorsque S est proche de X1 ; le rendement de l'évapotranspiration réelle n'approche la valeur nulle que lorsque S est proche de zéro.

1.4.1.2. L'ETP au sein du modèle TOPMO

Le modèle TOPMODEL (TOPography-based hydrological MODEL) a été créé par Beven et Kirkby (1979). Sa particularité est la prise en compte d'un indice topographique du bassin, et la partition du bassin en sous aires contributives. La version utilisée ici (renommée TOPMO) est une version modifiée, à huit paramètres, n'utilisant pas de descripteurs physiques directs mais permettant de caler deux paramètres liés à une distribution fictive de l'indice topographique utilisé dans la version originale (Perrin, 2000).

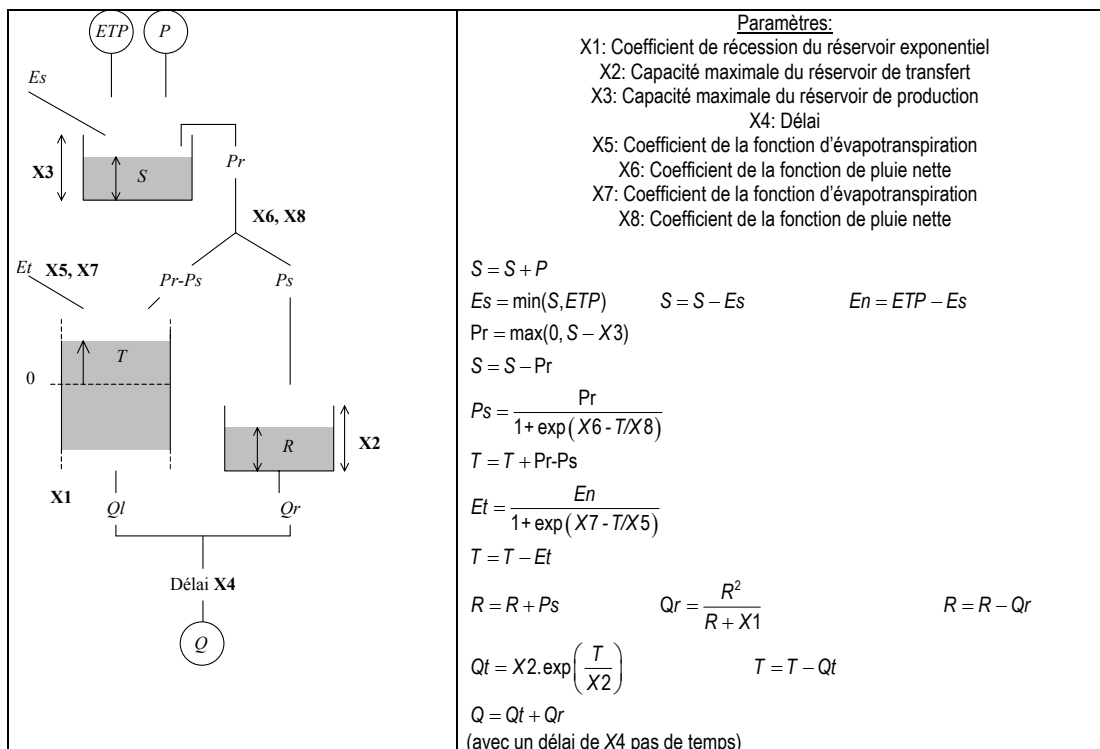


Figure 1-3 : Schéma et calcul effectué au sein du modèle TOPMO

Le réservoir d'interception reçoit la pluie brute P et est soumis à l'ETP. L'ETP nette est déterminée à partir du niveau du réservoir d'interception (S), après absorption de la pluie brute :

Si $S + P \geq ETP$ alors $E_n = 0$ et $E_s = ETP$

Si $S+P < ETP$ alors $E_n = ETP - (S+P)$ et $E_s = S+P$

Le reste E_n de l'ETP est ensuite utilisé pour assécher le réservoir d'humidité des sols (T). L'ETR du réservoir (T) s'écrit :

$$\frac{Et}{En} = \frac{1}{1 + \exp\left(X7 - \frac{T}{X5}\right)} \quad (1.38)$$

où T représente le niveau du réservoir, et $X5$ et $X7$ sont des paramètres à caler permettant d'ajuster la fonction de rendement de l'ETP.

1.4.1.3. L'ETP au sein du modèle HBV0

Bergström et Forman (1973) ont développé le modèle HBV qui est un modèle conceptuel global spécialement conçu pour des conditions avec fortes influences neigeuses dans les pays nordiques. La version utilisée ici (appelée HBV0) est une version sans stock neigeux à six paramètres de calage.

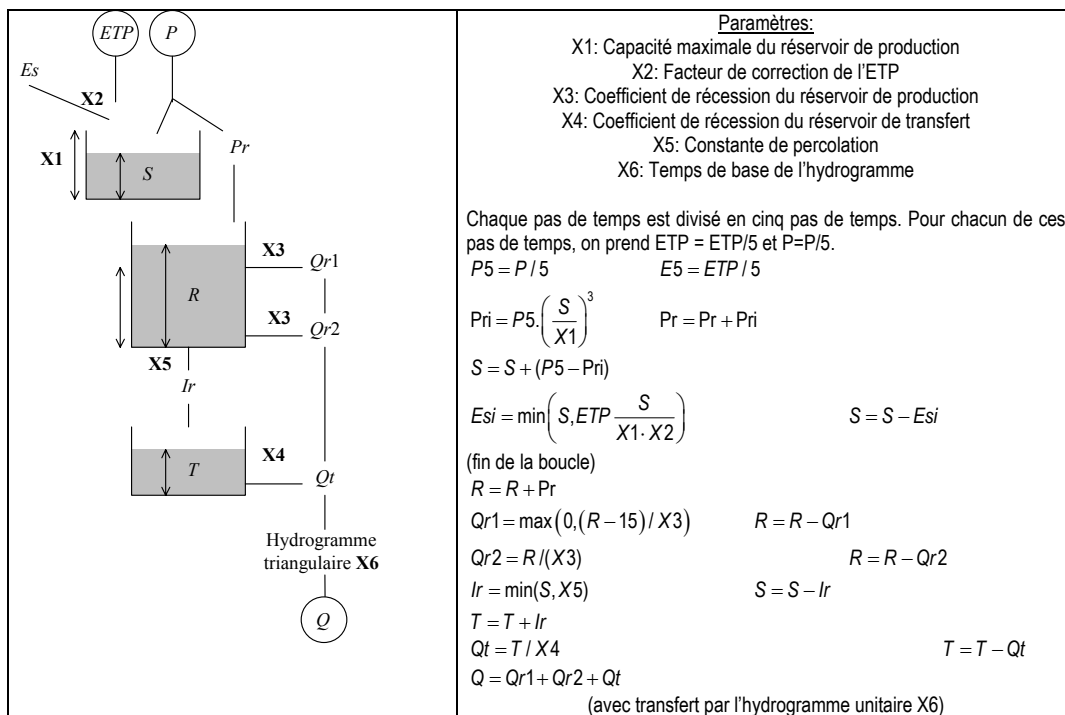


Figure 1-4 : Schéma et calcul effectué au sein du modèle HBV0

L'interception est proportionnelle à l'ETP, laissant une ETP résiduelle égale à :

$$En = \frac{ETP}{X2} \quad (1.39)$$

Le fonctionnement du réservoir sol est régi par une équation différentielle que l'on choisit d'approximer par des différences finies, le choix de cinq sous-pas de temps étant arbitraire. La fonction de rendement s'applique ensuite pour chaque sous-pas de temps, elle s'écrit :

$$\frac{Es}{En} = \frac{S}{X1} \quad (1.40)$$

1.4.1.4. L'ETP au sein du modèle IHAC

La version du modèle IHACRES (Jakeman *et al.*, 1990) retenue est un modèle à six paramètres à caler. Il comprend un module de production non linéaire et un module de transfert linéaire.

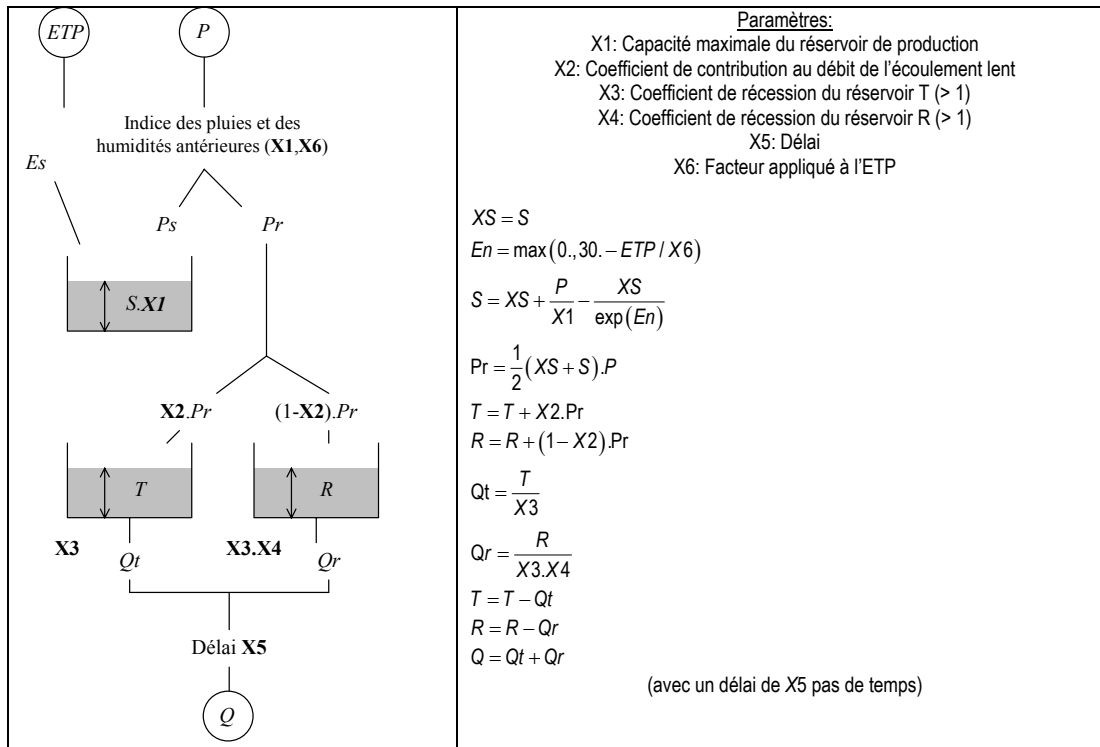


Figure 1-5 : Schéma et calcul effectué au sein du modèle IHAC

La version initiale de IHACRES utilise des données de température directement en entrée. Cette version a été modifiée (et le modèle renommé IHAC) de façon à utiliser directement l'ETP au lieu de la température. Ensuite, on calcule une ETP intermédiaire En par :

$$En = \max(0., 30. - ETP / X6) \quad (1.41)$$

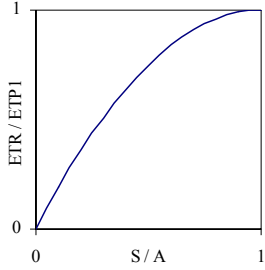
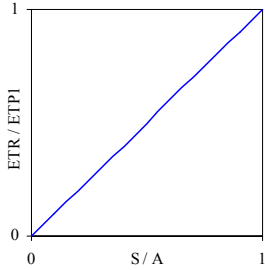
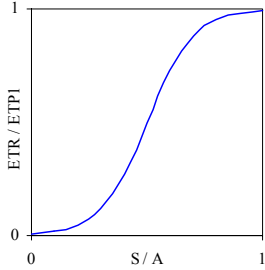
Enfin, l'ETR du réservoir sol est défini par la fonction de rendement :

$$Es = S \cdot e^{En} \quad (1.42)$$

en valeurs instantanées.

1.4.1.5. Récapitulatif des prises en compte de l'ETP dans les quatre modèles pluie-débit utilisés

Tableau 1-3 : Prise en compte de l'ETP dans les modèles pluie-débit GR4J, IHAC, TOPMO, HBV0

Noms	Interception	Fonction de rendement au réservoir Sol	Caractéristiques particulières
GR4J	$P \geq ETP$ $\Rightarrow En_1 = 0$ $P < ETP$ $\Rightarrow En_1 = ETP - P$	 $\frac{E_s}{E_n} = \frac{S}{X1} \cdot \left(2 - \frac{S}{X1} \right)$	Courbe de rendement symétrique à la courbe de rendement pluie brute / pluie nette
IHAC	$En = \max(0, 30 - ETP / X6)$	Pas d'intégration ; valeurs instantanées : $Es = S \cdot e^{En}$	Utilisation d'indicateurs d'humidité, fonction initiale basée uniquement sur la température.
HBV0	Pas de réduction en phase aérienne	 $En = \frac{ETP}{X2}$ puis : $\frac{Es}{En} = \frac{S}{X1}$	Phase de réduction aérienne indépendante de la pluie.
TOPMO	$ST + P \geq ETP$ $\Rightarrow En = ETP$ $ST + P < ETP$ $\Rightarrow En = ST + P$	 $\frac{E_s}{E_n} = \frac{1}{1 + \exp\left(X7 - \frac{T}{X5}\right)}$	Fonction de rendement ajustée pour chaque bassin au calage.

1.4.2. Sous quelle forme introduire l'ETP au sein d'un modèle hydrologique ?

L'évapotranspiration potentielle n'est pratiquement jamais obtenue par une mesure directe mais par une formule (ou modèle) combinant plusieurs variables météorologiques. Le choix de la formule à utiliser et de la précision temporelle est laissé à l'utilisateur. En cela, l'entrée d'ETP diffère des autres entrées telles que la pluie et le débit. Bien entendu, le choix est souvent limité par les données climatiques disponibles sur le bassin versant. Le cas de figure idéal pour l'hydrologue serait d'être en possession de données climatiques complètes, au pas de temps le plus fin possible. La question est de savoir si le modèle a besoin de tant de précision. Calder (1983), après avoir comparé plusieurs formules d'ETP comme entrées d'un modèle hydrique déclarait que « *des formules d'ETP plus détaillées n'améliorent pas forcément les performances du modèle* ».

1.4.2.1. Choix de la formule d'ETP

La méthode de Penman (1948) est aujourd'hui la référence pour nombre d'institutions (Jensen et al., 1990 ; WMO, 1996) et elle est largement utilisée en modélisation pluie-débit. L'approche de Penman est en effet très séduisante puisqu'elle fournit une formule assez facile d'utilisation, basée sur des principes physiques.

Cependant, il faut rappeler que la formule de Penman nécessite la connaissance de la température de l'air, de l'humidité relative, de la vitesse du vent et du rayonnement. Le nombre de stations où toutes ces données existent pour des chroniques supérieures à 10 ans est très réduit. Beaucoup de régions ne disposent pas de stations équipées pour mesurer la vitesse du vent, l'humidité relative et le rayonnement. De plus, lorsqu'elles existent, la fiabilité et l'homogénéité des méthodes et instruments de mesures sont rarement garanties, surtout pour les mesures de vitesse du vent et d'humidité relative (Droogers et Allen, 2002). Ces limitations motivent souvent l'utilisation de formules plus pratiques utilisant seulement la température de l'air, dont la mesure est assez fiable et généralement disponible.

En conclusion, la formule de Penman est la plus utilisée lorsque les données climatiques nécessaires à son calcul sont disponibles et fiables. Dans les autres cas, une formule moins exigeante en données peut être envisagée.

1.4.2.2. Utilisation d'ETP datée ou interannuelle

Il y a deux options pour utiliser l'ETP dans un modèle pluie-débit au pas de temps journalier. La première consiste à utiliser des valeurs moyennes interannuelles, obtenues à partir de longues chroniques et la deuxième à utiliser les données datées.

L'ETP interannuelle reflète la courbe de régime de l'ETP sur une année. Elle est déterminée à partir des moyennes sur de longues chroniques de l'ETP (généralement égales à 30 ans). Les valeurs journalières de l'ETP interannuelle peuvent différer fortement des valeurs de l'ETP calculées à l'aide des conditions journalières datées (ETP datées). Cependant, en hydrologie, on a souvent recours à l'ETP interannuelle car il est plus facile d'obtenir ces données.

L'utilisation de données datées semble être l'approche la plus satisfaisante. En effet, elle permet de prendre en compte les variations journalières de l'ETP et les variations annuelles. Ceci est particulièrement important si l'on veut rendre compte de la variabilité climatique (Dooge, 1992).

Il faut cependant reconnaître que cette approche comporte certains désavantages. Outre les problèmes liés à la disponibilité des données climatiques discutés auparavant, le principal inconvénient provient du biais que peut introduire l'utilisation de données journalières lorsqu'une modification intervient dans le dispositif de mesures tels qu'un changement d'appareillage ou le déplacement de la station (Lindsey et Farnsworth, 1997). De plus, il faut préciser que les normales climatiques de nombre de stations réparties dans le monde entier sont disponibles via Internet (Smith, 1993).

1.5. Synthèse

Nous avons vu dans ce chapitre que le concept d'évapotranspiration potentielle s'est développé pour répondre aux besoins de l'agronome désireux de connaître le taux local d'évapotranspiration réelle maximale. Cependant,

il faut reconnaître que les techniques expérimentales, analytiques ou empiriques qui ont été développées pour estimer l'ETR via l'ETP vont à l'encontre de la définition de cette variable, qui n'est pas directement mesurable (Granger, 1989).

En hydrologie, comme dans beaucoup d'autres domaines, l'ETP de Penman est une référence. Elle est censée donner l'estimation la plus proche de la mesure lysimétrique de l'ETP. Cependant, nous ne sommes pas en mesure d'évaluer *a priori* l'efficacité de cette méthode à l'échelle d'un bassin versant.

En modélisation pluie-débit globale, le recours au concept d'ETP est généralisé et présente l'avantage de simplifier l'impact du climat sur le processus d'évaporation d'un bassin versant. Cependant, les modèles pluie-débit ont actuellement des difficultés à prendre en compte de façon pertinente cette variable, ce qui a probablement pour conséquence directe de limiter leur qualité de simulation des débits.

Un moyen d'améliorer les performances des modèles pluie-débit serait donc d'améliorer la prise en compte de l'ETP au sein de ces modèles. Ceci nous conduit à une recherche empirique des facteurs intervenant réellement à l'échelle du bassin versant.

Chapitre 2

Chapitre 2 Comment évaluer un modèle d'ETP en modélisation pluie-débit globale ? Contexte d'une démarche empirique

2.1. Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter les divers outils et approches utilisés dans le cadre de notre recherche. Les recherches entreprises s'inscrivent dans la lignée de travaux antérieurs réalisés au Cemagref depuis une vingtaine d'années (Michel, 1989; Edijatno, 1991; Makhlouf, 1994; Nascimento, 1995; Perrin, 2000; Andréassian, 2002). Cette partie s'inspire de ces travaux et permet de rappeler l'approche originale adoptée.

Cette partie nous paraît indispensable afin de bien délimiter le rayon d'action des conclusions tirées de nos travaux. Il s'agit ici de dresser des constats fiables pour un domaine bien particulier : la modélisation pluie-débit à réservoir globale. L'évapotranspiration étant un phénomène commun à de multiples disciplines, il serait hasardeux d'utiliser les résultats de nos recherches pour des applications dans d'autres domaines.

Nous définissons ensuite le cadre général des tests effectués, et justifions la démarche utilisée tout au long de la thèse. Celle-ci repose sur les contraintes liées à l'approche de développement empirique de modèles. Dans nos travaux, nous avons choisi de travailler sur un grand nombre de bassins versants, avec quatre modèles pluie-débit et plusieurs critères d'évaluation des simulations de débits obtenus. Ces choix sont justifiés et les limites de notre approche exposées.

2.2. Définition du sujet

A l'échelle du bassin versant, l'estimation d'un flux d'eau entrant (par enregistrements pluviométriques et une spatialisation de ces mesures) et d'un flux d'eau sortant (par enregistrements limnimétriques et établissement d'une courbe de jaugeage) permet une schématisation de la transformation pluie-débit ($P(t) \rightarrow Q(t)$) par une fonction F (un modèle) non conservative. Le bilan de ces entrées et sorties montre un déficit important à l'échelle annuelle (typiquement de 50 à 90 %). Les origines de ce déficit à l'écoulement sont multiples et souvent quantitativement en proportions différentes d'un bassin à un autre. Parmi elles, on trouve le retour à l'atmosphère sous forme d'évapotranspiration réelle (ETR), les flux vers les nappes des bassins voisins.

Sur une majorité de bassins, la perte par évapotranspiration représente quantitativement l'élément le plus important du bilan en eau. Dans le contexte de la modélisation pluie-débit, on utilise couramment une variable climatique, agissant en tant que forçage, pour tenir compte de ces retours d'eau à l'atmosphère. Classiquement, c'est l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui est utilisée et qui intervient au sein d'une fonction du modèle permettant la détermination d'une ETR.

Si les pertes par évaporation ont un rôle mineur en période de crue et influent peu sur la qualité des simulations du modèle pour de tels événements, elles ont souvent une importance déterminante dans la qualité de simulation des étiages. Une mauvaise restitution des étiages et/ou une mauvaise gestion des stocks d'eau dans les réservoirs d'humidité du modèle durant ces périodes (avec trop ou pas assez de pertes par évaporation) peut par ailleurs entraîner des difficultés de simulation des premiers événements de crue ou des reprises d'écoulement après de longues périodes sans pluie.

Par ailleurs, l'ETP n'est pas une variable mesurée mais le résultat d'un modèle combinant diverses variables climatiques. Son utilisation est essentiellement agronomique et les formules ont souvent été mises au point dans des conditions particulières à l'échelle de la parcelle. L'utilisation de tels modèles, à l'échelle du bassin versant

qui présente une forte hétérogénéité spatiale, n'est pas forcément pertinente pour aider à la représentation de la transformation de la pluie en débit à cette échelle.

L'utilisation d'une variable de forçage atmosphérique au sein des modèles pluie-débit a été influencée par les très nombreux travaux s'intéressant à l'ETP, menés essentiellement dans des contextes agronomiques. Parmi ces travaux, on peut citer par exemple ceux de Penman (1948), Blaney et Criddle (1950), Thornthwaite et Mather (1955), Turc (1955), Jensen et Haise (1963), Priestley et Taylor (1972), Hargreaves et Samani (1982).

La plupart des modèles d'ETP sont jugés selon leur adéquation aux mesures lysimétriques d'évapotranspiration en conditions potentielles, c'est-à-dire lorsque l'eau n'est pas un facteur limitant (voir notamment les études de Amatya et al., 1995 ; Jensen et al., 1990 et Mohan, 1991). Cette méthode de comparaison semble en effet la plus adaptée lorsque l'on veut juger un modèle d'ETP à l'échelle de la parcelle. Notons que le résultat de ces études est assez consensuel puisqu'il en ressort que les modèles de Penman et de Penman-Monteith fournissent les estimations de l'ETP les plus proches des mesures lysimétriques (voir Chapitre 1).

Dans les études classiques d'évaluation et d'optimisation de modèles d'ETP, le but est de minimiser une fonction objectif d'évaluation des modèles d'ETP (Xu et Singh, 2002), du type :

$$OF_E = \sum_j (E_{j,obs} - E_{j,sim})^2 \quad (2.1)$$

où $E_{j,obs}$ est la valeur de l'ETP de référence au jour j (mesures lysimétriques, ou dans certains cas, le modèle de Penman), et $E_{j,sim}$ est la valeur de l'ETP estimée par le modèle d'ETP à comparer et éventuellement modifier pour que OF_E soit minimal.

A l'échelle du bassin versant, un modèle d'ETP ne peut être jugé objectivement par ces techniques expérimentales, compte tenu de l'impossibilité de mesurer l'ETP à cette échelle (Granger, 1989). Le seul moyen pour juger un modèle d'ETP à l'échelle du bassin versant est d'évaluer son utilité pour représenter d'autres variables hydrologiques mesurables à cette échelle (humidité du sol, débit, etc.).

En particulier, pour la modélisation pluie-débit, l'ETP est une variable d'entrée importante, qui a un impact sur la valeur du débit calculé par le modèle. On cherche alors à minimiser une fonction objectif adaptée à la simulation de débits, du type :

$$OF_Q = \sum_j (Q_{j,obs} - Q_{j,sim})^2 \quad (2.2)$$

où $Q_{obs,j}$ est le débit observé le jour j , $Q_{sim,j}$ le débit simulé par le modèle au jour j . L'idée est donc d'évaluer les différents modèles d'ETP, par l'intermédiaire de cette fonction objectif sur les débits, appliquée pour chaque modèle d'ETP testé et de retenir le modèle ETP_{opt} qui minimise le plus la fonction objectif :

$$OF_Q(ETP_{opt}) \leq OF_Q(ETP_{1,2,\dots,n}) \quad (2.3)$$

Les résultats de cette optimisation peuvent être relativement différents de ceux obtenus avec l'équation (2.1). En effet, les formules d'ETP ne sont prises en compte qu'indirectement dans OF_Q après passage dans le modèle pluie-débit, opérateur mathématique non linéaire ayant également la pluie comme entrée.

2.3. Choix d'une approche de modélisation pluie-débit

2.3.1. Hydrologie et modélisation

2.3.1.1. Objet de l'hydrologie

Il est assez difficile de définir l'hydrologie car ce n'est pas une science unifiée. Etymologiquement "science qui traite des eaux", la définition change d'une époque ou d'un hydrologue à l'autre. Dans les dictionnaires, elle est parfois définie comme la science qui étudie les eaux, leurs caractéristiques, leurs propriétés, s'appuyant sur des considérations physiques, météorologiques, géologiques ou chimiques. Le glossaire international d'hydrologie (OMM et UNESCO, 1992) donne les deux définitions suivantes :

1. Science qui traite des eaux que l'on trouve à la surface de la Terre, ainsi qu'au-dessus et au-dessous, de leur formation, de leur circulation et de leur distribution dans le temps et dans l'espace, de leurs propriétés biologiques, physiques et chimiques et de leur interaction avec leur environnement, y compris avec les êtres vivants.
2. Science qui étudie les processus qui régissent les fluctuations des ressources en eau des terres émergées et traite des différentes phases du cycle de l'eau.

Ainsi, le sujet d'intérêt fondamental de l'hydrologie est le cycle de l'eau dans sa partie continentale, qui joue un rôle fondamental sur la redistribution de l'énergie solaire à la surface de la Terre.

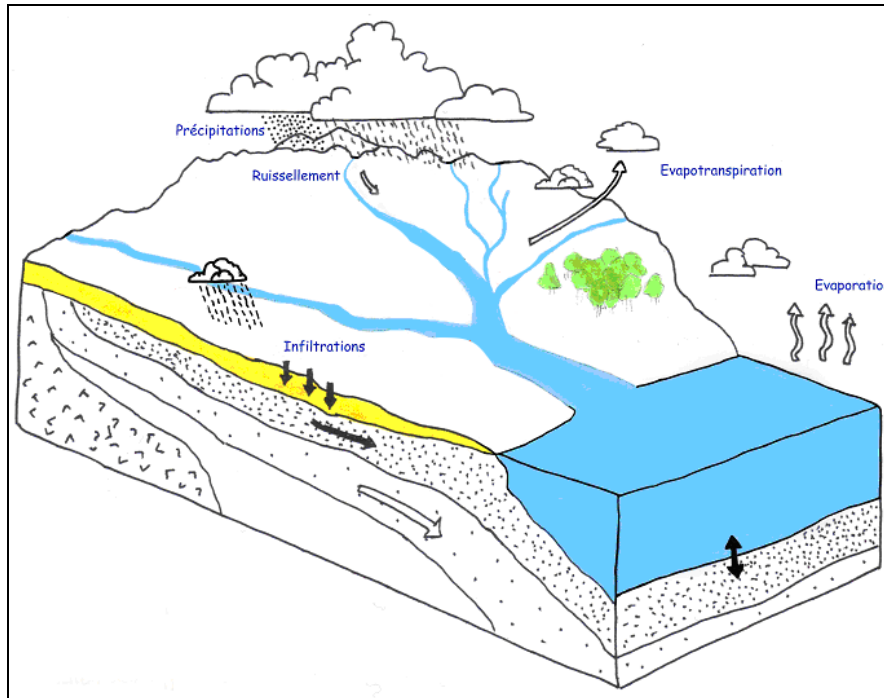


Figure 2-1 : Représentation schématique du cycle de l'eau

Notons enfin que l'hydrologie en tant que science n'est pas une idée acceptée de tous, puisque certains lui préfèrent l'appellation de technologie (Klemeš, 1986a), ceci pour souligner qu'il n'existe pas de lois fondamentales en hydrologie (Dooge, 1988).

2.3.1.2. Enjeux de la modélisation pluie-débit

Parce qu'une très grande complexité caractérise les processus impliqués dans le cycle de l'eau, les hydrologues conviennent aujourd'hui de leurs connaissances partielles. En effet, la représentation de tout ou partie de ce cycle (démarche de modélisation), à des fins variées, se heurte à la difficulté d'appréhension, de description ou de compréhension des phénomènes et des systèmes étudiés. Par conséquent, les représentations de ces systèmes, c'est-à-dire les modèles, sont nécessairement simplificatrices, réductrices de la complexité naturelle, et donc grossièrement inexactes. Le modélisateur opère des choix de représentation du système en ne retenant que les aspects qui lui semblent les plus pertinents, pour tendre vers une solution la moins inexacte possible.

L'étude de la transformation de la pluie en débit est une des nombreuses disciplines hydrologiques, à laquelle nous nous intéressons plus particulièrement dans ce travail. Elle est assez naturelle puisqu'elle essaie de trouver un lien entre les débits et les phénomènes qui en sont la cause directe, les pluies. Nous nous proposons ici de définir brièvement l'objet d'étude et les objectifs de la construction de modèles pluie-débit.

Excepté pour les modèles de calcul des flux d'eau à une échelle continentale souvent couplés à des modèles climatiques de circulation générale, l'objet d'étude des modèles pluie-débit est le bassin versant. Celui-ci est défini relativement à un point sur un cours d'eau, comme l'ensemble des terres drainées par le réseau hydrographique situé en amont de ce point. Ainsi, une goutte de pluie tombant sur cette surface finira par passer au point considéré de la rivière, à moins qu'elle ne soit évaporée ou qu'elle ne s'infiltre vers des couches trop profondes. Lorsque l'on parcourt une rivière de l'amont vers l'aval, la superficie du bassin croît progressivement.

Le bassin est un système ouvert, avec des échanges d'eau et d'énergie avec l'atmosphère, le sous-sol et l'aval du cours d'eau ou la mer. La définition des contours du bassin est essentiellement topographique. Elle peut donc être parfois difficile dans les zones au relief peu contrasté. Par ailleurs, ces limites ne correspondent pas toujours aux contours définis par la structure géologique sous-jacente. Ainsi, des terres situées en dehors des limites topographiques peuvent être drainées par des couches géologiques qui alimentent le bassin. La définition du bassin versant n'est donc pas toujours facile et peut être source d'incertitude dans la démarche de modélisation.

Pourquoi s'intéresser à la manière dont l'eau de pluie rejoint les cours d'eau ? Les enjeux de ce questionnement sont nombreux. Nous pouvons d'abord identifier les objectifs de connaissance interne du système. Il s'agit d'arriver à comprendre, par une approche dynamique, le fonctionnement du bassin, la nature et le rôle des processus mis en jeu, leur importance relative par rapport au phénomène étudié ou encore les liens spatiaux ou temporels entre ces processus. Ces études permettent de renforcer, d'infirmer ou de proposer des concepts ou théories sur les écoulements de l'eau en milieu naturel. Les modèles correspondants constituent alors une formalisation des connaissances. Ils contribuent à l'accroissement de ces dernières, notamment au travers de scénarii de simulation. C'est par cet apport à la connaissance de notre environnement, de son fonctionnement et du comportement du bassin versant que la modélisation pluie-débit peut répondre à de nombreuses questions centrées sur l'eau, gestion des risques et de la ressource notamment. Michel (1989) et Refsgaard et Abbott (1996) répertorient l'essentiel de ces problématiques. Si des aspects de qualité des eaux peuvent être étroitement liés à des aspects de quantité, nous nous intéressons ici uniquement à une modélisation pluie-débit quantitative. Nous donnons quelques-unes de ces problématiques:

- Simulation de débits, pour le comblement de lacunes dans des séries de données, la reconstitution de débits historiques (les données de pluie étant souvent disponibles sur des périodes beaucoup plus longues que les débits) ou pour permettre des traitements statistiques ;
- Prédétermination des débits de crue ou d'étiage: on désire savoir avec quelle fréquence des débits de crue (supérieurs à un seuil de risque par exemple) ou des faibles débits (en deçà d'un débit réservé par exemple) risquent de se produire, et sur quelle durée. Cette connaissance peut permettre le dimensionnement d'ouvrages et de réservoirs ou d'aménagements dans le lit (mineur à majeur) du cours d'eau ;
- Prévion des crues et des étiages: il s'agit d'évaluer par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours pour les crues et de quelques mois pour les étiages), connaissant l'état du bassin, les débits de crues susceptibles de présenter des risques (inondation) ou les débits d'étiages pouvant demander de mettre en place une gestion particulière de la ressource (par des barrages-réservoirs par exemple) pour assurer l'approvisionnement en eau ou la préservation de la vie halieutique. On s'inscrit ici dans une démarche d'analyse en continu du bassin ;
- Influence d'aménagements sur l'hydrologie: on désire pouvoir prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications des caractéristiques du bassin d'origine humaine ou à des changements environnementaux.

Ces problématiques font ressortir deux aspects importants, celui de l'évaluation du risque et celui de la gestion de la ressource (Perrin, 2000). La pertinence des réponses que l'on peut leur apporter est conditionnée par celle du modèle dans sa représentation du bassin relativement aux objectifs fixés. Si d'autres approches hydrologiques que la modélisation pluie-débit proposent des réponses à certaines de ces problématiques (analyse fréquentielle statistique sur les débits pour la prédétermination), cette dernière paraît cependant très profitable pour des questions supposant un traitement temporel continu, comme la prévision des débits. Dans ce cas, le fait de remonter à l'origine des débits (la pluie) permet en plus de profiter d'un délai supplémentaire par rapport à des méthodes n'exploitant que l'information sur les débits.

2.3.2. Les différentes approches de modélisation pluie-débit

2.3.2.1. Classification des modèles pluie-débit

Les classifications de modèles que l'on trouve dans la littérature sont nombreuses, car peuvent être fonction de plusieurs caractéristiques, comme celles données au Tableau 2-1.

Tableau 2-1 : Exemple de caractéristiques des modèles pluie-débit (adapté de Andréassian, 2002)

Caractéristique	Type de modèle
Pas d'espace	Modèle global
	Modèle semi-distribué
	Modèle distribué
Pas de temps de fonctionnement	Pas de temps horaire
	Pas de temps journalier
	Pas de temps mensuel
	Pas de temps annuel
	Pas de temps pluriannuel
Fondement théorique et approche de développement	Modèle conceptuel
	Modèle empirique (à réservoir)
	Modèle théorique fondé sur la physique

Aucune de ces classifications n'est parfaite, nous présentons ci-dessous les différences entre les trois approches de développement. Cette catégorie de signes distinctifs est probablement la plus fondamentale, même si les limites entre modèles empiriques, conceptuels ou théoriques demeurent très floues. Dans ce qui suit, nous présenterons les caractéristiques essentielles des modèles selon cette dernière classification. L'objet de nos recherches n'étant pas axé sur le développement de modèles pluie-débit, nous restons brefs et renvoyons le lecteur aux discussions plus détaillées de Nascimento (1995) et de Perrin (2000), dont est tiré l'essentiel de ces paragraphes. Cependant, nous détaillons le type de modèle utilisé dans nos recherches : le modèle à réservoirs.

Dans la catégorie des modèles « boîte noire », on peut classer les modèles ou sous-modèles qui établissent un lien purement mathématique entre les variables d'entrée du système et ses variables de sortie.

Les modèles fondés sur la physique utilisent le cadre théorique des équations de la physique (équations aux dérivées partielles), avec par exemple les équations de Saint-Venant pour les écoulements en rivière ou celles de Boussinesq ou Richards pour les écoulements dans les sols saturés ou non saturés. Ils tiennent compte de la variabilité spatiale du bassin par une discrétisation fine à base de mailles sur lesquelles sont appliquées les lois concernées, ce qui permet de donner une représentation des flux et stocks au sein du bassin. Chacune est caractérisée par un ensemble de paramètres, ayant en principe une signification physique et donc mesurables sur le terrain. Le niveau de raffinement de ces modèles devrait leur permettre de pouvoir simuler simultanément d'autres variables hydrologiques que le débit (niveau des nappes, évaporation, etc.). Cependant, du fait de la complexité des équations, chaque maille dépend d'une grande quantité de paramètres, dont la mesure est, économiquement et techniquement, souvent impossible à l'échelle de discrétisation. Les modèles doivent alors recourir à un calage, qui est toujours très aléatoire étant donné le nombre de degrés de liberté. Les valeurs effectives des paramètres à l'échelle de la maille ne correspondent alors plus à aucune réalité physique du terrain. D'un point de vue pratique, l'utilisation de tels modèles reste du champ de la recherche, avec des temps de calcul trop longs et des besoins en données trop importants pour pouvoir envisager, pour l'instant, une application opérationnelle.

2.3.2.2. Les modèles 'à réservoirs'

Les modèles de cette classe diffèrent de ceux du type 'boîte noire' en ce qu'ils décomposent la transformation de la pluie en débit en sous-processus qui sont traités de façon globale. Ces procédures prennent souvent la forme de réservoirs qui se remplissent et se vident au cours du temps. Elles permettent donc au système d'avoir une mémoire des conditions antérieures, qui ne se limitent pas comme dans les modèles ARMAX aux débits et pluies antérieures. Ces modèles sont structurés à partir de deux composants majeurs :

- un module de production responsable de la détermination des bilans en eau, c'est-à-dire de la répartition de la pluie brute en pluie nette (alimentant le débit), en quantité évaporée et en quantité stockée. Parfois présentes dans les modèles, les fonctions d'échanges en eau, permettant de simuler des pertes et/ou des apports vers ou depuis l'extérieur, font également partie de ce module;
- un module de routage ou transfert permettant d'assurer la répartition temporelle de la quantité d'eau transitant dans le cours d'eau.

Lorsque le pas de temps d'étude augmente, l'importance du transfert diminue et le modèle tend à se réduire à une fonction de production destinée à gérer les bilans en eau. Lorsque le pas de temps diminue, le transfert a tendance à être de plus en plus sophistiqué. Production et routage ne sont pas toujours clairement dissociables dans le modèle: un réservoir peut jouer un rôle pour chacune de ces fonctions. Ces dernières dépendent de paramètres dont les valeurs doivent être déterminées sur chaque bassin. Rarement directement mesurables, les paramètres doivent être optimisés par une procédure de calage numérique.

Ces modèles sont la plupart du temps globaux, ou dans quelques cas semi-distribués ou distribués. Dans ces deux dernières situations, le modèle est appliqué sur chaque sous-bassin ou maille et une méthode de propagation permet d'assurer le transfert des flux entre sous-unités vers l'exutoire.

2.3.2.3. Quelle approche pour notre recherche ?

L'objet de ce mémoire n'est pas de discuter des avantages et des inconvénients des approches physique, conceptuelle et empirique. Notre travail de recherche s'inscrit dans le domaine de la modélisation conceptuelle globale, développée au Cemagref. Par conséquent, nous nous sommes focalisés sur ce type de modélisation, sachant que ces modèles sont simples, peu nécessitent en données et relativement efficaces pour prévoir les débits, mais présentent également des contraintes et limites.

Le pas de temps d'étude a été imposé par le caractère journalier des observations dans la plupart des bases de données. Nous avons donc choisi de l'utiliser, dans la mesure où il offre la plus grande richesse d'informations sur le comportement du bassin versant.

La question de l'aspect global ou distribué du modèle à utiliser se pose ensuite. Dans notre cas, il faut rappeler que les estimations d'ETP sont extrêmement rares et que le réseau de stations climatiques où les variables sont en nombre suffisant pour estimer l'ETP, est beaucoup moins dense que le réseau pluviométrique. Ainsi, il est difficile, voire impossible, de réaliser une représentation distribuée de l'ETP. Nous aborderons cette question plus en détail au Chapitre 6.

2.3.2.4. Incertitudes liées aux modèles pluie-débit conceptuels globaux

La Figure 2-2 représente schématiquement le processus de calage d'un modèle pluie-débit. A partir des observations de pluie et d'ETP utilisées comme entrée, les paramètres du modèle sont ajustés afin d'obtenir une simulation de débit la plus proche possible de la chronique des débits observés.

La Figure 2-2 met en lumière les différentes sources d'incertitudes existant en modélisation pluie-débit. Au-delà des incertitudes quant à la structure du modèle, qui n'est qu'une représentation grossière de la réalité, il existe des incertitudes liées aux observations, la pluie qui tombe effectivement sur le bassin versant n'étant pas celle qui est estimée à partir de quelques pluviomètres. Les incertitudes liées aux entrées du modèle peuvent conduire à des incertitudes sur les débits simulés mais aussi sur le jeu de paramètres du modèle.

Les problèmes liés aux incertitudes seront discutés plus en détail dans ce mémoire (Chapitre 7). Nous verrons en particulier l'impact d'erreurs dans les chroniques des données d'entrée sur la performance et l'estimation des paramètres d'un modèle pluie-débit.

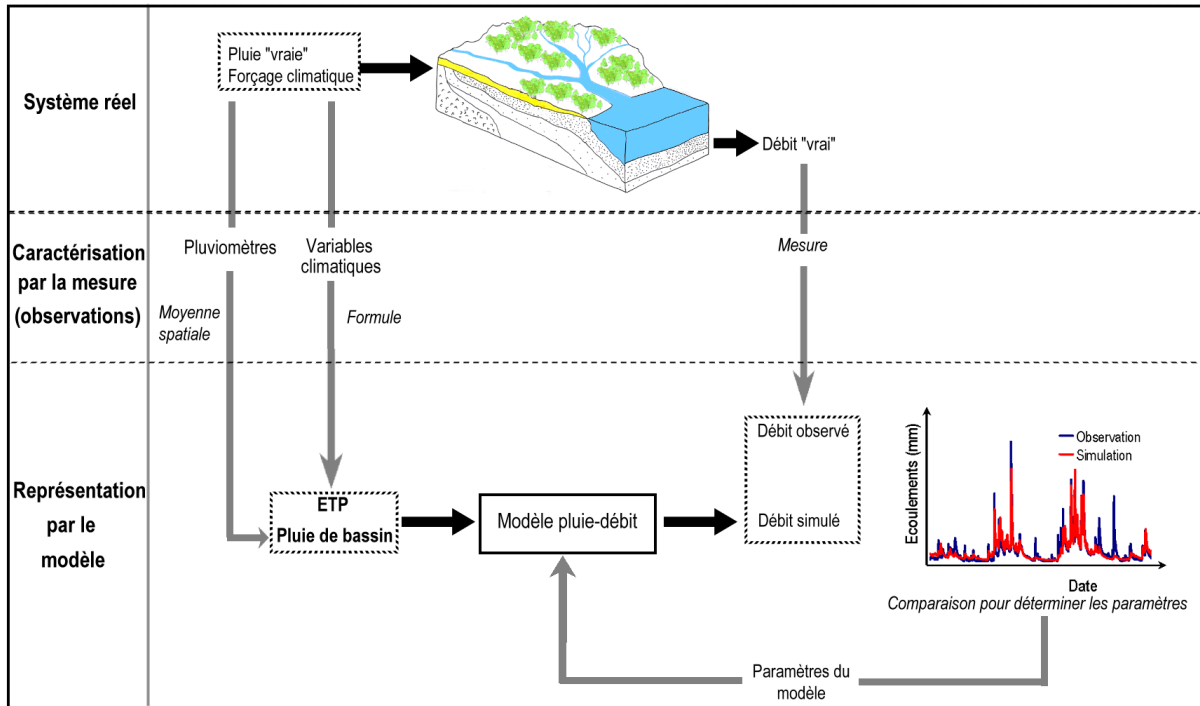


Figure 2-2 : Schématisation d'un modèle pluie-débit global

2.4. Méthodologie de comparaison et de développement de formulations d'ETP

L'ETP n'est pas, comme la pluie, une variable directement observable. Afin de déterminer l'ETP, on a donc recours à des formulations mathématiques (ou modèles) permettant d'estimer l'ETP en fonction de variables météorologiques observées. A l'échelle de la parcelle, et pour des applications agronomiques, la formulation de Penman (1948) a généralement la préférence de l'utilisateur. A l'heure actuelle, il n'existe pas de mesure d'ETP reconnue comme la référence à l'échelle du bassin versant.

En dehors des problèmes liés à la qualité des mesures météorologiques, l'utilisateur est donc confronté au choix du type de données d'ETP à utiliser au sein d'un modèle pluie-débit. Un des objectifs de cette thèse est de fournir des indications quant à la pertinence de diverses options pour introduire l'ETP au sein d'un modèle pluie-débit.

2.4.1. Prérequis pour la détermination d'une entrée d'ETP adaptée à la modélisation pluie-débit

L'intérêt d'une entrée d'ETP pour la modélisation pluie-débit sera jugée au regard de la qualité des simulations de débit du modèle. Cette qualité recouvre notamment les aspects suivants (Michel, 1989) :

- Précision : qualité principale, qui permet d'obtenir les meilleures simulations de débits ;
- Généralité et robustesse : la formule est tout aussi valable pour les périodes sèches (permet de représenter les étiages) que pour les périodes humides (permet de représenter les crues) ;
- Parcimonie et simplicité : la détermination de l'ETP ne nécessite qu'un nombre limité et surtout justifié de données météorologiques ;
- Universalité : cette qualité concerne la possibilité d'utiliser la formule pour des bassins très différents.

Notre recherche d'une entrée d'ETP la mieux adaptée pour la modélisation pluie-débit sera donc guidée par l'optimisation de ces qualités des modèles pluie-débit. Nous veillerons en plus à identifier les solutions aussi simples et générales que possible pour la formulation de cette entrée et s'adaptant à divers modèles pluie-débit. Ainsi, afin de répondre à ces critères, nous pouvons établir le cadre général de notre recherche :

- Travailler sur un large échantillon de bassins versants, représentant une large gamme de conditions hydro-climatiques, et garantir ainsi au mieux la généralité de l'entrée d'ETP déterminée ;
- Travailler avec plusieurs modèles pluie-débit afin de garantir une relative indépendance des résultats vis à vis du modèle pluie-débit utilisé ;
- Effectuer une évaluation multicritère des performances des modèles pluie-débit, afin de garantir au mieux l'adéquation des entrées d'ETP, quelle que soit la période considérée.

Dans ce qui suit, nous détaillons les démarches entreprises pour remplir au mieux ces conditions.

2.4.2. Le choix d'un large échantillon de bassins versants

2.4.2.1. Nécessité de travailler sur un grand nombre de bassins versants

La reconnaissance de l'aspect empirique des recherches entreprises dans cette thèse est essentielle. La principale limite d'une approche empirique réside dans le fait que les résultats obtenus sont dépendants des données utilisées et ce d'autant plus que l'on travaille sur un nombre limité de cas d'étude. Dans le cadre d'un développement général d'un modèle empirique, il est donc préférable de travailler sur un grand nombre de bassins versants, pour assurer une relative généralité et universalité des résultats. Dans notre cas, le regroupement d'un grand échantillon permet de s'affranchir de façon relativement satisfaisante de la dépendance des conclusions de notre étude vis-à-vis des caractéristiques particulières d'un petit nombre de bassins, étendant de ce fait la validité de ce travail comparatif.

Perrin (2000), comparant 38 modèles pluie-débit sur 429 bassins versants, a montré que parmi les structures de modèles testées, il existe au moins un bassin parmi les 429 pour lequel une structure donnée est la plus performante. Ceci tend à indiquer que, s'il avait choisi un petit nombre de bassins, les conclusions de la comparaison auraient été beaucoup plus dépendantes de ce choix.

L'avantage de disposer d'un large échantillon de bassins est donc d'obtenir une significativité statistique des performances. Ainsi, le premier objectif de notre recherche a été de collecter des données de pluie, de débit et climatiques sur le plus de bassins versants possibles, en essayant de diversifier les zones climatiques d'étude.

2.4.2.2. Faut-il effectuer une classification des bassins versants ?

Affirmer que l'on obtiendra ainsi des conclusions générales adaptées à tous les régimes hydro-climatique peut sembler utopique. Fallait-il alors effectuer une classification de bassins et travailler par groupe de régime hydro-climatique ? Une telle typologie bassins-formule d'ETP permettrait à l'utilisateur, connaissant quelques caractéristiques du bassin, de pouvoir choisir la formule qui semble *a priori* la plus fiable sur le bassin considéré.

L'inconvénient majeur de cette démarche est d'attribuer un modèle d'ETP à un bassin dans des conditions climatiques de référence. En effet, si un jour les conditions climatiques sont différentes, dans quelle mesure la formule prédéterminée pour un autre climat pourra-t-elle convenir à ces anomalies ? Développer une formule sur un échantillon de bassins versants aux conditions climatiques contrastées permet d'espérer que la formule ainsi obtenue permettra de garantir des simulations de débits convenables pour des périodes climatiques contrastées.

De plus, que ce soit à partir de variables physiques ou hydrologiques, la formation de groupes de bassins reste très sensible aux variables descriptives choisies et à la technique de rapprochement utilisée (Nathan et McMahon, 1990). D'autre part, les résultats de Perrin (2000) mettent en doute l'existence d'une correspondance entre structures de modèles et types de bassins ou types de climat.

Enfin, rappelons que les formules d'ETP sont nombreuses et ont souvent été développées dans un but précis, pour des applications localisées. Prenons l'exemple de la formule de Penman, dont une partie a été mise au point empiriquement. Cette formule a été développée au Royaume Uni et peut sembler trop spécifique aux conditions très locales dans lesquelles elle a été mise au point (Morton, 1983a). Ceci a été reconnu assez tôt par Penman (1956), qui affirmait que plus de recherches étaient nécessaires pour affiner la formulation proposée à d'autres types de climat. Toutefois, les études d'envergure internationale de comparaison de formules d'ETP ont montré la fiabilité de cette formulation à d'autres régions, pour des applications agronomiques (voir par exemple les travaux de Jensen *et al.*, 1990). Ceci montre qu'une formulation d'ETP, surtout si elle est développée

empiriquement dans des conditions climatiques spécifiques doit se révéler appropriée à d'autres régimes climatiques.

Pour toutes ces raisons, nous n'avons pas effectué de classification *a priori* de l'échantillon de bassins versants, mais pour certains aspects de notre recherche, nous n'avons pas exclu une interprétation des résultats vis à vis de certaines caractéristiques (situation géographique, superficie de bassin, indice d'aridité du bassin, etc.).

2.4.3. Le choix d'une approche multi-modèles

Afin d'obtenir des résultats d'ordre général, nous avons opté pour une approche multi-modèles, au risque de multiplier le volume des résultats. De plus, le processus d'évapotranspiration au sein de ces modèles est traité différemment, et la comparaison des résultats obtenus sur plusieurs bassins peut donner des idées d'amélioration sur cette partie des modèles. Cependant, nous nous sommes parfois focalisés sur un ou deux modèles en particulier, pour limiter le volume des résultats présentés.

Comme nous l'avons vu au Chapitre 1, quatre modèles ont été utilisés : le modèle GR4J (Perrin *et al.*, 2003) et des versions modifiées des modèles HBV (Bergström et Forman, 1973; Bergström, 1995), IHACRES (Jakeman *et al.*, 1990) et TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979; Beven *et al.*, 1995). Il faut préciser ici que ces modèles ne sont pas testés afin d'être mis en concurrence. On ne s'intéresse pas aux performances relatives entre modèles, mais uniquement aux différences de comportements quant à l'entrée d'ETP utilisée. Les versions de ces modèles ont été modifiées, et ne donnent probablement pas les mêmes performances que les versions originales.*

Ces modèles sont peu exigeants en données puisqu'ils n'utilisent que des données de pluie et d'ETP en entrée. Ils présentent l'avantage d'avoir des formulations de leur fonction de production relativement différentes, tout en restant simples dans leur paramétrage.

2.4.4. Evaluation des simulations de débits

2.4.4.1. Intérêt d'une approche multicritères

Pour des évaluations des modèles au cas par cas dans des études ponctuelles, des critères graphiques peuvent être utilisés. Ils permettent de confronter, par des illustrations, les simulations à la réalité observée et de détecter certaines anomalies mal décelables par les critères numériques classiques. Cependant, de tels critères graphiques restent subjectifs et sont donc peu appropriés à des études comparatives (Perrin, 2000). Par ailleurs, étant donné la taille de notre échantillon de bassins, il n'était pas possible d'envisager des procédures d'inspection graphique systématique (comparaison des hydrogrammes calculés et observés). Des critères numériques ont été préférés. Le choix d'un critère d'évaluation est une étape essentielle pour toute étude comparative. Il n'existe pas de critère parfait, mais une série de critères qui peuvent être utilisés pour des situations données (Dooge, 1977). Il s'agit donc de bien définir les objectifs fixés avant de choisir un critère d'évaluation.

Dans le contexte opérationnel de notre recherche, il est intéressant d'utiliser plusieurs critères complémentaires afin de développer une formulation d'ETP qui puisse estimer avec la même fiabilité les crues, les étiages et les bilans en eau. Nous nous sommes ramenés à des critères numériques faisant appel à deux types de prise en compte de l'erreur du modèle: l'erreur quadratique et l'erreur cumulée.

* Les modifications introduites visaient à avoir des modèles pouvant être testés dans les mêmes conditions, avec les mêmes entrées. Nous avons en particulier veillé à :

- avoir une fonction de décalage temporel non entière dans tous les modèles (modification d'IHACRES et TOPMODEL) ;
- n'avoir recours qu'à des entrées de pluie et d'ETP (modification d'IHACRES qui utilise initialement la température et TOPMODEL qui utilise une courbe de distribution de l'indice topographique, ici paramétrée) ;
- éviter les problèmes de surparamétrisation (limitation du nombre de paramètres libres dans HBV)

2.4.4.2. Présentation des quatre critères sélectionnés

Les critères mesurent le degré d'adéquation entre la variable simulée par le modèle (ici le débit) et la variable mesurée. Les critères en moindres carrés se basent sur une fonction suggérée par la régression linéaire (Nash et Sutcliffe, 1970), somme des erreurs quadratiques du modèle, définie par:

$$OF_Q = \sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2 \quad (2.4)$$

où $Q_{obs,i}$ et $Q_{calc,i}$ sont respectivement les débits observé et simulé au pas de temps i , et n le nombre total de pas de temps de la période d'étude. OF_Q est analogue à la variance résiduelle d'une régression linéaire. Il est cependant difficile en utilisant OF_Q , de pouvoir comparer les performances du modèle d'une période à l'autre ou d'un bassin à l'autre, la valeur de cette fonction étant généralement d'autant plus élevée que le niveau des débits est fort (les erreurs absolues étant en moyenne plus élevées). Nash et Sutcliffe (1970) proposent donc de normer la fonction en effectuant une comparaison de OF_Q avec ce même critère appliqué à un modèle élémentaire pour lequel $Q = cste$.

Nash et Sutcliffe (1970) construisent ainsi un critère d'efficacité $Na(Q)$ défini comme la proportion de la variance initiale des débits expliquée par le modèle. Il est défini par:

$$Na(Q) = 100 \cdot \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \right) \quad (2.5)$$

Ce critère (que nous appellerons critère de Nash-Sutcliffe ou critère de Nash), variant dans l'intervalle $[-\infty; 100]$, a l'avantage d'être d'interprétation facile. Il estime l'amélioration d'ajustement que l'on obtient en utilisant le modèle pour simuler les débits par rapport à un modèle 'zéro' (modèle de référence) qui donnerait sur toute la période considérée un débit constant égal au débit moyen. Un critère de valeur 100 signifie que l'erreur du modèle est nulle (modèle parfait). Une valeur de $Na(Q)$ inférieure à zéro signifie que le modèle n'explique pas mieux le comportement du bassin que le modèle de débit constant. Ce critère d'évaluation des modèles est très largement utilisé en hydrologie, probablement en raison de sa simplicité et de son lien intrinsèque avec la régression linéaire.

Le critère de Nash peut également s'appliquer sur les racines carrées des débits et sur les logarithmes des débits. L'utilisation combinée de ces trois critères permet de mettre l'accent sur plusieurs situations hydrologiques : le critère de Nash sur les débits est plus sensible aux périodes de crue, le critère de Nash sur les logarithmes des débits est plus sensible aux périodes d'étiage. Nous porterons une attention particulière aux valeurs des critères de Nash sur les racines carrées des débits, qui donnent une estimation de la performance du modèle sans privilégier les épisodes de crue ou d'étiage. Les critères de Nash sur les logarithmes des débits et sur les racines carrées des débits s'écrivent :

$$N_a(\ln Q) = 100 \times \left(1 - \frac{\sum_j (\ln(Q_{obs,j} + \varepsilon) - \ln(Q_{sim,j} + \varepsilon))^2}{\sum_j (\ln(Q_{obs,j} + \varepsilon) - \overline{\ln(Q_{obs} + \varepsilon)})^2} \right) \quad (2.6)$$

où ε est une valeur faible, prise arbitrairement égale au Module/40, évitant les problèmes numériques dans le cas de débits nuls.

$$N_a(\sqrt{Q}) = 100 \times \left(1 - \frac{\sum_j (\sqrt{Q_{obs,j}} - \sqrt{Q_{sim,j}})^2}{\sum_j (\sqrt{Q_{obs,j}} - \overline{\sqrt{Q_{obs}}})^2} \right) \quad (2.7)$$

Enfin, un dernier critère utilisé est le critère de bilan défini par :

$$CB = 100 \times \left(1 - \left| 1 - \frac{\sum_j Q_{sim,j}}{\sum_j Q_{obs,j}} \right| \right) \quad (2.8)$$

Il indique, par comparaison des débits moyens observé et calculé, la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau total observé sur la période étudiée. A la différence des critères précédents, celui-ci ne fait plus référence à une adéquation temporelle à chaque pas de temps entre le débit calculé et le débit observé (de la même façon que certains critères graphiques tels que la courbe des débits classés éludent cette référence temporelle). Il ne pourrait donc pas être utilisé comme seul critère d'optimisation, un débit constant égal au débit moyen donnant un critère parfait. Une valeur de 100 pour CB indiquera un bilan parfait. La formulation utilisée ici permet de faire des moyennes comme pour les critères précédents.

2.5. Contraintes et limites de l'approche adoptée

2.5.1. Comment synthétiser les résultats ?

L'approche que nous avons choisie permet de présenter des résultats complets et de tirer des conclusions d'ordre général. Cette approche présente aussi des limites inhérentes : tester une formulation d'ETP produit pour chaque bassin, quatre critères par modèle pluie-débit. Ainsi, pour un échantillon de 300 bassins versants et quatre modèles pluie-débit, ce sont 4800 critères qu'il faut interpréter pour chaque entrée d'ETP testée. Utiliser un outil statistique pour synthétiser ces résultats est donc indispensable.

Pour chaque entrée d'ETP testée, nous avons produit les distributions des critères obtenus sur tous les bassins versants, pour chaque critère et chaque modèle pluie-débit, parfois résumer par la moyenne ou des quantiles. Ces distributions donnent une vision générale des performances obtenues, assez fiable et souvent utilisée dans les études comparatives de cette ampleur.

Cependant, ces représentations peuvent masquer certains résultats obtenus pour certains types de bassins, les distributions ne montrant que l'ensemble des résultats. C'est pourquoi pour certaines parties, nous avons voulu également fournir des indications spécifiques d'un ou de quelques bassins. De plus, les résultats obtenus sont souvent analysés en termes de caractéristiques hydro-climatiques des bassins versants.

2.5.2. Généralisation et universalité des résultats obtenus

L'approche empirique adoptée nous impose d'être extrêmement prudents quant à la transposabilité des résultats obtenus. Dans un premier temps, il s'agit de rappeler que nous nous intéressons ici uniquement à la modélisation pluie-débit globale au pas de temps journalier. Les conclusions ne sont *a priori* pas directement transposables à d'autres types de modélisation, de pas de temps, de pas d'espace, etc., sans vérification préalable.

De plus, notre approche comparative a été limitée à 308 bassins versants répartis en France (221), aux Etats-Unis (79), et en Australie (8). Même si les conditions hydro-climatiques rencontrées sont multiples et variées, les résultats sont influencés par le climat tempéré français. Toutefois, à notre connaissance, aucune étude de cette envergure ne s'est intéressée aux enjeux liés à l'ETP à ce pas de temps, et nous pensons ainsi que les résultats obtenus sont relativement transposables à d'autres bassins versants et à d'autres modèles pluie-débit. Pour le confirmer, nous ne pouvons qu'encourager d'autres études de ce type, utilisant des bases de données et des modèles pluie-débit différents.

2.5.3. Interprétation physique des résultats obtenus

L'approche de modélisation globale renonce à vouloir décrire (faute de le pouvoir actuellement à l'échelle du bassin versant) la mécanique interne du bassin et les flux de matière et d'énergie en son sein. En effet, comme le souligne Klemeš (1982), un modèle peut fonctionner correctement pour de fausses raisons. Dans notre cas,

même si nous travaillons sur la prise en compte de l'évapotranspiration potentielle au sein d'un modèle pluie-débit, les résultats obtenus concernent uniquement l'adéquation des simulations de débit du modèle aux débits observés. Ainsi, l'évaluation des débits contient beaucoup plus d'information que la simple comparaison des évapotranspirations réelles calculées.

Pourquoi alors ne pas avoir choisi de comparer les évapotranspirations réelles calculées par le modèles à des données observées ? La réponse est assez simple : il n'existe pas d'estimation de l'évapotranspiration fiable à l'échelle du bassin versant. La seule « mesure » intégrant la totalité de la superficie du bassin est le débit à l'exutoire du bassin.

Même si l'affirmation de Klemeš (1982) est irréfutable, compte tenu de la très grande complexité qui caractérise les processus de la transformation pluie-débit à l'échelle du bassin versant, la représentation simplifiée des modèles pluie-débit peut apporter des indications sur le fonctionnement du système. Ces indications, même si elles ne sont probablement que grossières peuvent être les seules dont nous disposons actuellement. Nascimento (1995) écrit à ce sujet : « *Bien que les modèles empiriques ne prétendent pas donner d'explications causales, ils ne les excluent pas et l'approche structurale n'est pas incompatible avec la causalité. Dans certains cas les modèles empiriques peuvent interagir avec des hypothèses réalistes permettant d'une part de mieux raisonner sur les vrais mécanismes hydrologiques et d'autre part d'améliorer le bien-fondé de la modélisation.* »

2.6. Synthèse

Nous avons présenté dans ce chapitre le contexte général dans lequel s'inscrivent nos recherches. La modélisation pluie-débit, discipline de l'hydrologie, s'intéresse à la compréhension et la représentation de la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant.

Dans nos recherches, le but n'est pas de représenter au mieux l'évapotranspiration des bassins versants, mais de rendre les modèles les plus efficaces possible (c'est-à-dire d'améliorer le plus possible les simulations de débit) en modifiant si nécessaire le calcul de l'ETP en entrée des modèles pluie-débit. Cette optique peut nous conduire à rejeter des approches physiques *a priori* fondées. Cependant, comme aucune estimation de l'évapotranspiration n'est fiable à l'échelle du bassin versant, notre approche nous semble justifiée.

Notre démarche est donc bien une démarche empirique, et comme toute démarche empirique, elle a des contraintes et des limites qu'il faut accepter. Une des contraintes est de travailler sur un grand ensemble de bassins afin d'éviter des généralisations abusives de conclusions obtenues sur un bassin versant particulier. C'est aussi dans ce souci de généraliser nos résultats que nous avons choisi de travailler sur plusieurs modèles pluie-débit. Ces choix présentent des difficultés de mise en œuvre liées au volume des résultats produits et de la sélection des outils statistiques pour les traiter.

Chapitre 3

Chapitre 3 Présentation de l'échantillon de données

3.1. Introduction

L'acquisition des données est la phase essentielle de toute recherche appliquée. La qualité des données est une condition *sine qua non* de la qualité d'une étude. En modélisation, les données servent non seulement à élaborer un modèle mais aussi à le tester. Sans données en quantité et qualité suffisantes, le modèle aura donc peu de chances d'être performant et opérationnel.

Dans les démarches purement empiriques, le modélisateur élabore la structure du modèle sur un grand nombre de données. Dans le cas de la modélisation conceptuelle, la démarche est quelque peu différente puisque les données ne sont pas utilisées pour élaborer la structure du modèle, mais une représentation simplifiée des phénomènes physiques est proposée ; les données sont uniquement utilisées pour fixer quelques paramètres laissés libres afin de s'adapter à chaque bassin (Perrin, 2000).

Pour notre étude, nous avons besoin des données classiques utilisées en modélisation pluie-débit (pluie et débit au pas de temps journalier) et de données spécifiques sur les variables climatiques (données journalières de température de l'air, d'humidité relative de l'air, de vitesse du vent et de rayonnement). L'assemblage de ces données a permis l'élaboration d'une base de données hydro-météorologique de 308 bassins versants répartis en France, en Australie et aux Etats Unis. Ces données proviennent de multiples sources et n'ont été ni vérifiées ni analysées en détail. Cependant, elles présentent certaines garanties puisqu'elles ont été déjà utilisées par le passé et/ou sont fournies par des agences reconnues. Une description détaillée des 308 bassins aurait été trop vaste, nous ne présentons ici que quelques caractéristiques de l'ensemble de l'échantillon afin d'en apprécier la diversité climatique et hydrologique.

3.2. Critères de sélection pour l'élaboration de la base de données

3.2.1. Critique des données dans le contexte de notre étude

La connaissance du contexte hydro-climatique et de l'évolution du bassin, et la critique préalable des données sont probablement des aspects importants de toute étude hydrologique ponctuelle. Elles permettent notamment de révéler l'existence de conditions limitant l'application du modèle hydrologique utilisé ou des problèmes dans la qualité des données (typiquement les pluies et les débits).

Nous avons adopté la même démarche que celle de Perrin (2000) qui a également travaillé sur un grand nombre de bassins versants : nous avons décidé de conserver dans notre échantillon l'ensemble des bassins versants que nous avons pu collecter, sans effectuer la moindre sélection *a priori*. En effet, compte tenu de la taille de l'échantillon, il n'est pas possible d'étudier de façon objective la présence de données douteuses. Cela supposerait de mener une démarche systématique d'investigation pour connaître l'historique du bassin et les conditions de mesure sur toute la période de données. De plus, nous pensons que ce type de démarche est trop subjectif : cela conduirait à supprimer les bassins où les données présentent des problèmes flagrants et à conserver les bassins où les problèmes sont plus insidieux, les problèmes induits par la modélisation pluie-débit pouvant être du même ordre de grandeur. Enfin, on peut espérer que la variété des sources d'erreurs sur un grand ensemble des données sera telle que l'on puisse considérer ces phénomènes comme aléatoires et neutres vis-à-vis de la modélisation pluie-débit.

3.2.2. Critères physiques

Nous avons choisi de ne conserver que les bassins dont les tailles étaient comprises entre 5 et 10 000 km². Cet intervalle permet de tester une large gamme de bassins et d'apprécier notamment la représentativité spatiale de l'ETP. L'utilisation d'une seule station météorologique pour représenter l'ETP à l'échelle du bassin versant est assez critiquable. En effet, si l'Organisation Mondiale de la Météorologie recommande une densité de une pour 50 000 km² pour les réseaux de mesures d'évapotranspiration à (WMO, 1996), cette norme ne semble pas assez restrictive, surtout pour des études hydrologiques au pas de temps journalier. Brutsaert (1986) affirme même que « les calculs d'évapotranspiration par les bilans énergétiques ou aérodynamiques sont des méthodes qui produisent des estimations ponctuelles ou très locales, pour des échelles spatiales de l'ordre du kilomètre ».

Nous avons également choisi de ne pas traiter les bassins régulièrement enneigés. En effet, les mesures des précipitations neigeuses sont difficiles et les données sont peu fiables. De plus, le modèle répercute assez mal ce type de précipitations en terme de débit. Par exemple, le phénomène de fonte des neiges au printemps, qui s'ajoute au débit mais de manière retardée, est négligé dans les modèles que nous avons retenus.

3.2.3. Critères spatio-temporels de sélection pour les triplets pluie-débit-ETP

Les paramètres des modèles que nous allons tester sont calés à l'aide des séries de triplets (pluie-débit-ETP). La longueur de telles séries ainsi que la représentativité de chaque variable pour le bassin considéré sont les prérequis indispensables à un bon calage.

Le nombre de stations pluviométriques nécessaires à la bonne représentation des précipitations sur le bassin versant est un problème épineux en hydrologie (Wood et al., 1988 ; Koren et al., 1999 ; Beven, 2001). Pour les bassins français, les couplages pluie-débit avaient déjà été entrepris par Perrin (2000) et Hervieu (2001), ceux-ci ont été conservés pour notre recherche. Pour la sélection des bassins américains, nous avons choisi le critère utilisé dans le cadre du projet MOPEX (Schaake et al., 2001). Ce critère ne tient pas compte de la physiographie du bassin mais est assez sélectif pour être utilisé sur la plupart des bassins (cf. Figure 3-1).

Superficie du bassin (km²)	50	200	500	1 200	2 000	3 000	6 000	10 000
Nb de stations pluviométriques	2	3	4	5	6	7	8	9

Figure 3-1 : Nombre de pluviomètres nécessaires à la modélisation pluie-débit en fonction de la surface du bassin (d'après Schaake et al., 2000)

La distance maximale entre la station météorologique d'ETP et l'exutoire du bassin versant a été fixée à 100 km. L'approche idéale aurait consisté à utiliser la distance entre la station et le centre de gravité du bassin, mais pour simplifier, l'exutoire a été privilégié. Là aussi, compte tenu du large échantillon, nous n'avons pas entrepris de reconnaissance des régions où les paramètres géographiques (orientation, topographie...) étaient *a priori* plus favorables à l'extrapolation de données climatiques.

Enfin, en ce qui concerne la longueur des séries temporelles de triplets (pluie, débit, ETP), nous n'avons gardé que les bassins pour lesquels nous disposions d'une chronique de plus de 8 ans, permettant un découpage en sous périodes généralement de 4 à 5 ans. Plus la période est longue, plus elle est représentative de la diversité des événements hydrologiques du bassin et le modèle ainsi calé aura plus de chance d'être robuste. En revanche, si la période est trop courte, le calage est susceptible d'être trop influencé par des conditions sèches ou humides spécifiques à cette période. La longueur de 5 ans prise pour les séries de calage permet en partie de réduire ce genre de situations, mais ne le supprime pas, notamment pour les régions arides et semi-arides, qui nécessitent généralement plus d'années de calage que les régions tempérées.

3.3. Situation géographique des 308 bassins versants

3.3.1. Base de données en France

Nous avons retenu 221 bassins répartis autour de 31 stations météorologiques. Ces bassins sont un sous-ensemble des bassins utilisés par Perrin (2000). Les données hydrométriques sont issues de la banque HYDRO du ministère de l'Ecologie et de Développement Durable et les données pluviométriques de la banque de données PLUVIO de Météo France.

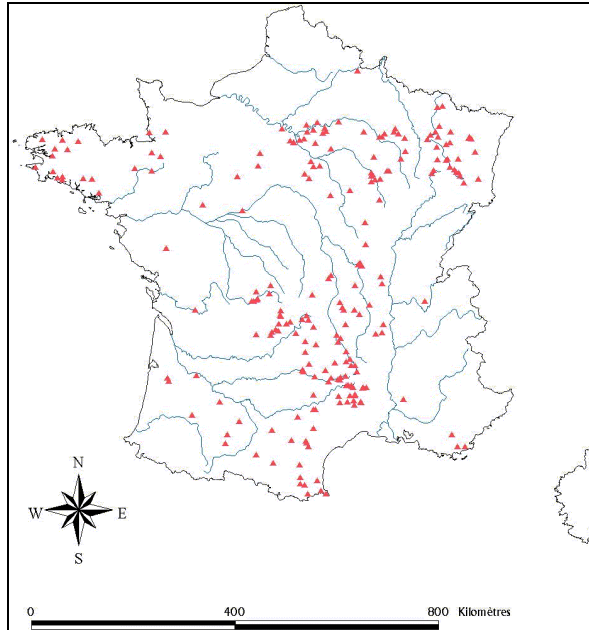


Figure 3-2 : Localisation des 221 stations hydrométriques françaises

3.3.2. Base de données aux Etats Unis d'Amérique

Nous disposons de 79 bassins américains répartis pour la plupart au sud de la latitude 37° Nord :

- Quatorze de ces bassins sont issus de la base de données de la Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX) qui fournit des données de pluies et de débits au pas de temps journalier.
- Onze bassins ont été obtenus à partir de la base de données de l'Agricultural Research Service (ARS) qui met à disposition des données de pluie et de débit.
- Les autres bassins ont été obtenus par un Système d'Information Géographique en couplant des données de pluie, de débits et climatiques, issues de plusieurs sources. Des données de pluies journalières sont disponibles via Internet par de multiples sources. Nous nous sommes limités aux données nationales fournies par les sites Internet de l'Agricultural Research Service (ARS), de l'United States Department of Agriculture (USDA) et le Carbone Dioxide Information Analysis Center (CDIAC). Les données de débits ont été obtenues à partir du site Internet de l'United States Geological Survey.

Enfin, les données climatiques ont été obtenues par le CD-ROM Solar and Meteorological Surface Observation Network (NOAA, 1993) qui fournit des données journalières pour 237 stations réparties aux Etats Unis. Au total, ce sont plus de 3000 postes pluviométriques et 1500 postes hydrométriques qui ont été collectés initialement. Au final, près de 250 postes pluviométriques (pour un total de 7700 années de données) ont été sélectionnés selon les caractéristiques des 79 stations hydrométriques correspondantes.

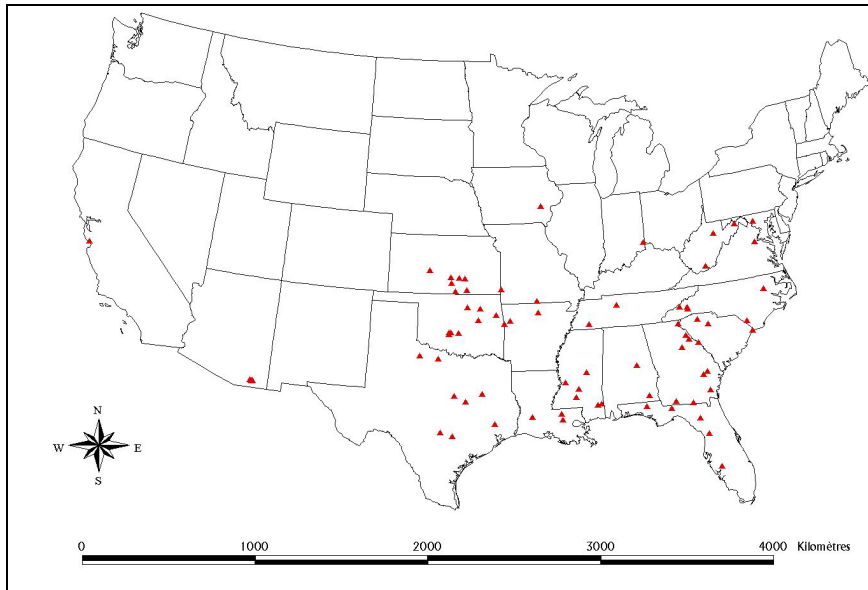


Figure 3-3 : Localisation des 79 stations hydrométriques américaines

3.3.3. Base de données en Australie

Nous disposons pour notre étude de huit bassins australiens répartis dans les Etats de North Queensland, Victoria, South Australia, Central Australia, New South Wales. Ces données ont été fournies par l’Australian Bureau of Meteorology.

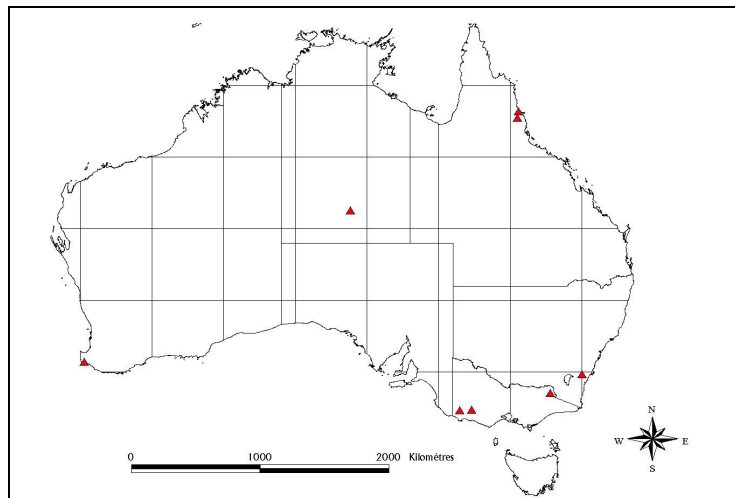


Figure 3-4 : Localisation des huit stations hydrométriques australiennes

3.4. Caractéristiques des bassins sélectionnés

3.4.1. Caractéristiques physiques

Une description détaillée de chaque bassin serait trop vaste et nous avons préféré effectuer une courte présentation de quelques caractéristiques de l’échantillon, afin d’en apprécier la diversité physique, hydrologique et climatique.

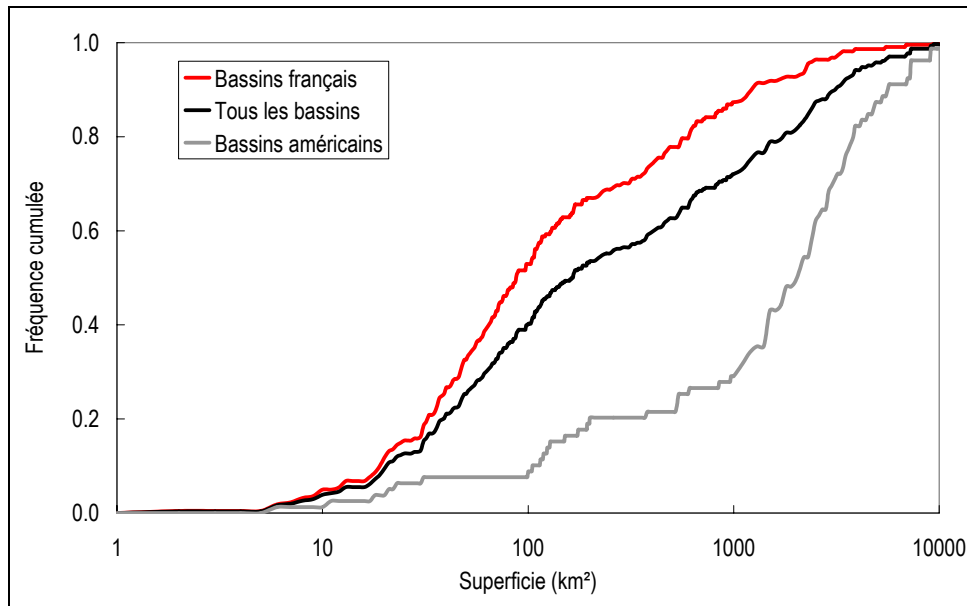


Figure 3-5 : Distribution des superficies des 308 bassins versants selon leur situation géographique

La taille des bassins versants varie entre 5.2 et 9 387 km², avec une superficie médiane de 160 km². 10 % des bassins ont une superficie inférieure à 20 km² et 10 % ont une superficie supérieure à 3 000 km². On peut noter sur la Figure 3-5 que les bassins américains sont généralement plus grands que les bassins français puisque la valeur médiane des bassins américains est de 1 900 km².

3.4.2. Caractéristiques hydro-climatiques

3.4.2.1. Diversité climatique de l'échantillon

Diverses conditions hydro-climatiques sont représentées sur ces bassins. Les principales caractéristiques moyennes annuelles sont indiquées dans le Tableau 3-1.

Tableau 3-1 : Caractéristiques hydro-climatiques des 308 bassins par situation géographique

Pays	Australie	France	Etat Unis
Nombre de bassins	8	221	79
Nombre de stations météorologiques utilisées	7	31	40
ETP Penman annuelles moyennes (mm/an)	1015 – 1950	690 – 1340	995 – 1633
Températures annuelles moyennes (° C)	12.8 – 22.1	9.2 – 16.0	9.0 – 22.3
Précipitations moyennes annuelles (mm/an)	309 – 1279	616 – 1942	294 – 2025
Débits moyens annuels (mm/an)	32 – 601	23 – 1937	1 – 1140
Climats représentés	Tempéré méditerranéen, subtropical sec et humide, sec aride	Tempéré : méditerranéen, continental, océanique	Tempéré continental, subtropical sec et humide, sec semi-aride

La diversité climatique de l'échantillon de bassins utilisés dans notre étude est très importante, elle permet notamment d'approcher le problème sans favoriser une zone climatique par rapport à une autre. D'après la classification de Köppen (1931), les climats représentés appartiennent aux groupes des climats secs, subtropicaux et tempérés, avec pour chaque groupe, plusieurs types rencontrés. Les climats montagnard, subarctique et polaire, ont été évités car ils présentaient trop de précipitations neigeuses. Le climat tropical est le seul groupe faisant défaut à notre échantillon.

La Figure 3-6 représente les débits moyens annuels en fonction des pluies moyennes annuelles pour les 308 bassins. Ce graphique permet de rendre compte de la diversité des comportements hydrologiques des bassins, avec des pluies moyennes annuelles de 300 à 2000 mm, et des débits annuels de 10 à près de 2000 mm. Remarquons les différences de comportements entre les bassins français et les bassins américains. Ces derniers ont en général un rendement (Pluie / débit) plus faible.

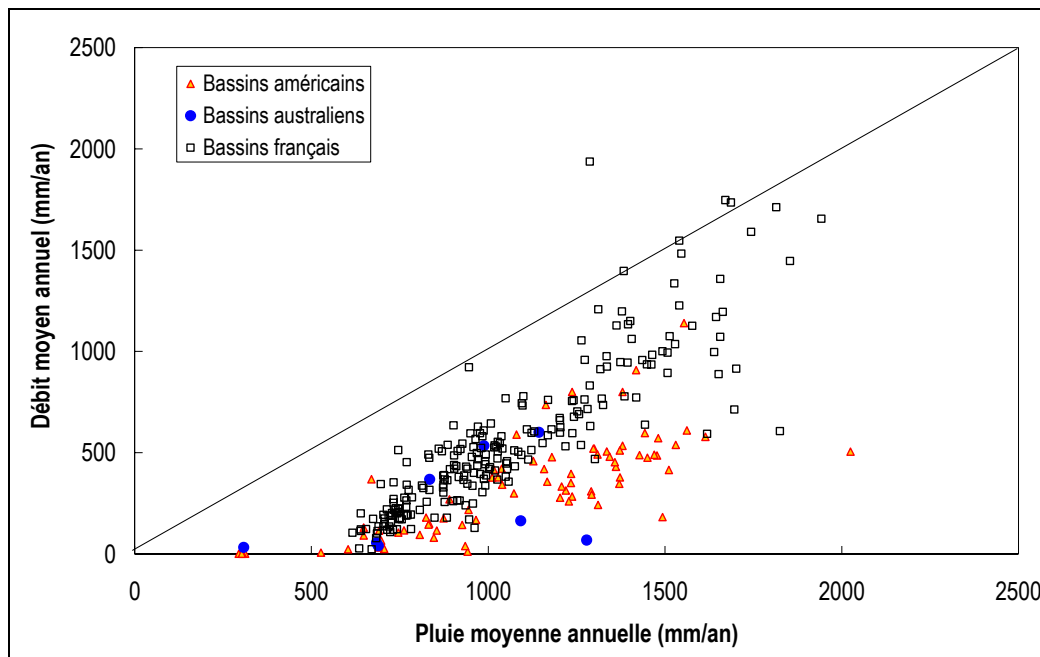


Figure 3-6 : Pluie et débit annuels moyens pour les 308 bassins suivant leur provenance

Nous remarquons que pour quelques bassins, les valeurs des débits observés sont plus élevées que celles des pluies correspondantes. Cette situation paraît problématique et peut avoir plusieurs origines, parmi lesquelles une mauvaise définition des limites du bassin, une sous-estimation de la pluie de bassin, une surestimation des débits, des apports de nappe provenant de l'extérieur des limites topographiques des bassins (non-correspondance des bassins topographiques et hydro-géologiques).

Cinq bassins versants présentent un débit moyen annuel supérieur à la pluie moyenne annuelle. Ces cinq bassins sont situés en France et sont indiqués dans le Tableau 3-2. Notons que d'autres bassins dont le coefficient d'écoulement est légèrement inférieur à 1 sont aussi suspects que les cinq bassins présentés ici, et mériteraient, eux aussi, une attention particulière.

Tableau 3-2 : Bassins de l'échantillon présentant un coefficient d'écoulement supérieur à 1.

Code	Nom du bassin	Surface (km ²)	Pluie moyenne annuelle (mm/an)	Débit moyen annuel (mm/an)	ETP Penman moyenne annuelle (mm/an)
O3006710	Goudech à La Cepede	10	1671	1747	1027
O3011010	Tarn à Fontchalettes	67	1687	1735	1027
P0010010	Dordogne à Saint-Sauves	87	1383	1397	763
P0115010	Burande à La Tour d'Auvergne	20	1541	1547	812
Y1605020	Cesse à Ferrals-les-Montagnes	6	1287	1937	1089

Les informations de la banque HYDRO indiquent que la qualité globale des mesures hydrométriques est bonne sur les cinq stations concernées. La principale interrogation concerne l'estimation de la pluie de bassin. En effet, ces bassins sont de petits bassins versants à relief contrasté, pour lesquels la pluie est souvent estimée à partir de quelques pluviomètres, peut-être non représentatifs. Pour le vérifier, nous avons indiqué la liste des pluviomètres utilisés des cinq bassins, avec pour chaque pluviomètre le nombre de mesures journalières et la pluie moyenne annuelle.

Tableau 3-3 : Caractéristiques des pluviomètres des bassins de l'échantillon présentant un coefficient d'écoulement supérieur à 1. Les valeurs de débits et de pluies sont indiquées en mm/an.

Goudech à La Cepede O3006710			Tarn à Fontchalettes O3011010			Dordogne à Saint-Sauves P0010010			Burande à La Tour d'Auvergne P0115010			Cesse à Ferrals-les- Montagnes Y1605020		
Code Pluvio	Nb jours	P moy	Code Pluvio	Nb jours	P moy	Code Pluvio	Nb jours	P moy	Code Pluvio	Nb jours	P moy	Code Pluvio	Nb jours	P moy
48116001	16710	1518	48116001	16710	1518	63047002	1187	1397	63098001	365	1924	11200001	5263	1335
48172001	10739	1971	48172001	10739	1971	63098001	365	1924	63192001	16973	1456	11200003	1249	1302
48172003	1614	1591	48172003	1614	1591	63189005	2502	1276	63236001	3137	1759	34098001	2241	1203
48198001	16924	1884	48198001	16924	1884	63192001	16973	1456	63236002	17162	1748	81231001	1095	1269
						63397001	5319	1317	63236003	427	1986			
						63426001	16764	1346	63279001	2680	1803			
						63236002	17162	1748	63279003	7567	1661			
						63236003	427	1986	63426001	16764	1346			
Qmoy = 1747			Qmoy = 1735			Qmoy = 1397			Qmoy = 1547			Qmoy = 1937		

A première vue, les pluviomètres présents sur ces bassins fournissent des données bien différentes. Pour chaque bassin (hormis la Cesse à Ferrals-les-Montagnes), il est possible de trouver un pluviomètre dont la moyenne annuelle est nettement supérieure au débit moyen annuel. Le cas du bassin de la Cesse à Ferrals-les-Montagnes est particulier, les pluies enregistrées aux pluviomètres étant relativement bien corrélées. Ce bassin est connu pour la présence d'une importante source karstique (Andréassian, 2002), ce qui explique en partie le coefficient d'écoulement supérieur à 1.5.

Pour les quatre autres bassins, les pluviomètres les plus arrosés sont situés dans les parties hautes des bassins versants (cf. Figure 3-7), et ces pluviomètres présentent généralement des chroniques courtes, ce qui a pour conséquence qu'ils sont rarement pris en compte pour le calcul de la moyenne de pluie sur le bassin.

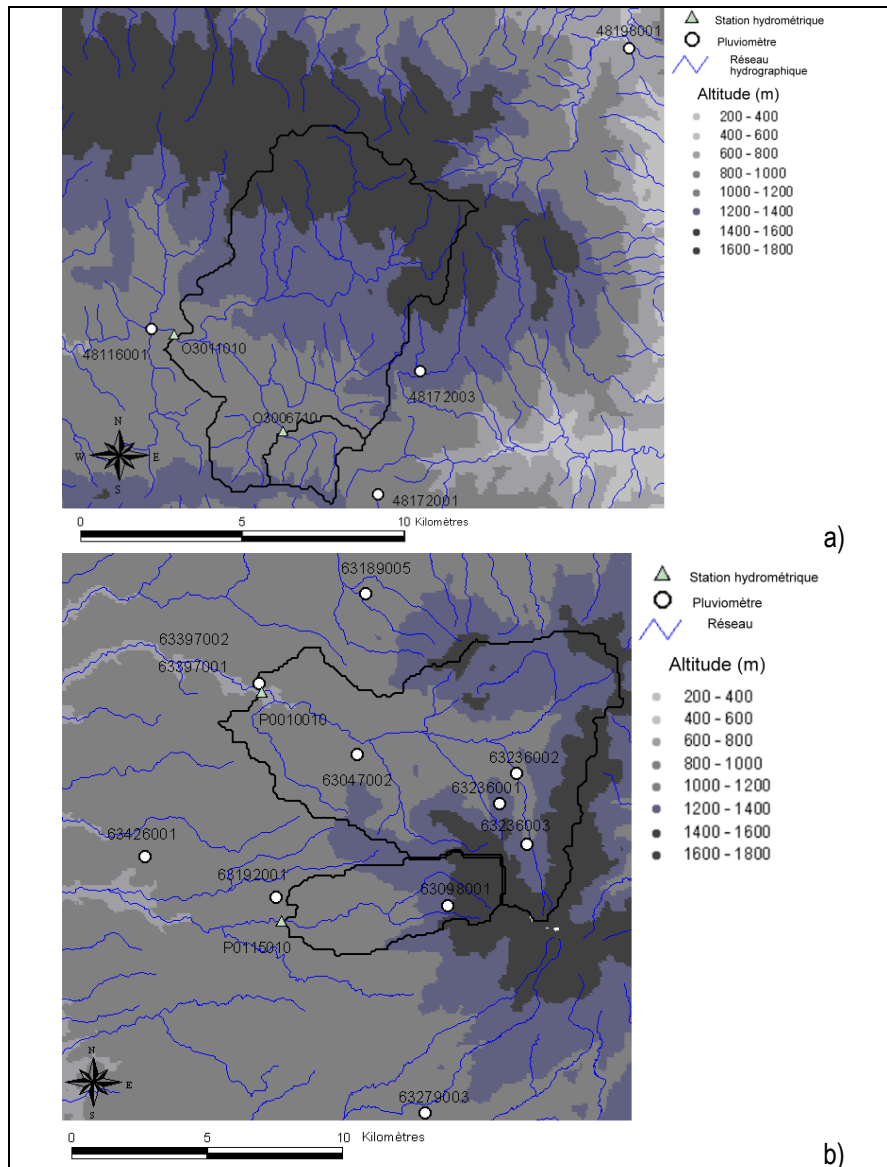


Figure 3-7 : Contour et relief des bassins O3006710 et 3011010 (a) et des bassins P0010010 et P0115010 (b).

Il pourrait être envisagé d'éliminer ces bassins, qui présentent probablement des erreurs d'estimations. Cependant, même pour les observations qui sont à l'intérieur du domaine de définition, une sur- ou sous-estimation pourrait bien être présente mais demeurer invisible. Ainsi, l'élimination des seules observations pour lesquelles les erreurs conduisent à la sortie du domaine de définition est injustifiée. La seule méthode qui pourrait nous amener à écarter quelques observations serait de déterminer un seuil critique aux causes d'erreurs de données. Il faudrait alors revenir au dépouillement des données. Cette tâche est très lourde au vu des origines variées des données, et nécessiterait un très grand travail qui dépasserait les limites de la présente thèse, sans certitude de résultat. Comme nous l'avons expliqué au début de ce chapitre, nous avons donc conservé l'intégralité des bassins pour nos tests.

3.4.2.2. Distributions de quelques paramètres climatiques

Afin de rendre compte de la diversité hydro-climatique de l'échantillon testé, nous avons représenté les distributions de quelques paramètres hydro-climatiques usuels :

- La pluie moyenne annuelle ;
- Le débit moyen annuel ;
- L'ETP moyenne annuelle calculée par la formule de Penman ;

- Le coefficient de rendement (P/Q) ;
- L'indice d'aridité (ETP/P).

La Figure 3-8 donne les distributions des trois premiers paramètres, selon la situation géographique des bassins versants considérés. On peut constater que la pluie moyenne annuelle prend des valeurs assez semblables pour les bassins américains et français. La variabilité de ce paramètre est toutefois assez importante au sein de ces échantillons, avec une répartition assez homogène entre la valeur minimale (autour de 500 mm/an) et maximale (autour de 2000 mm/an). En revanche, les bassins américains ont des débits moyens annuels plus faibles que les bassins français.

Concernant l'ETP de Penman et la température de l'air, on constate de grosses différences selon la situation géographique des bassins : les bassins américains comportent des valeurs d'ETP nettement plus importantes (médiane de 1200 mm/an) que les bassins versants français (médiane de 600 mm/an).

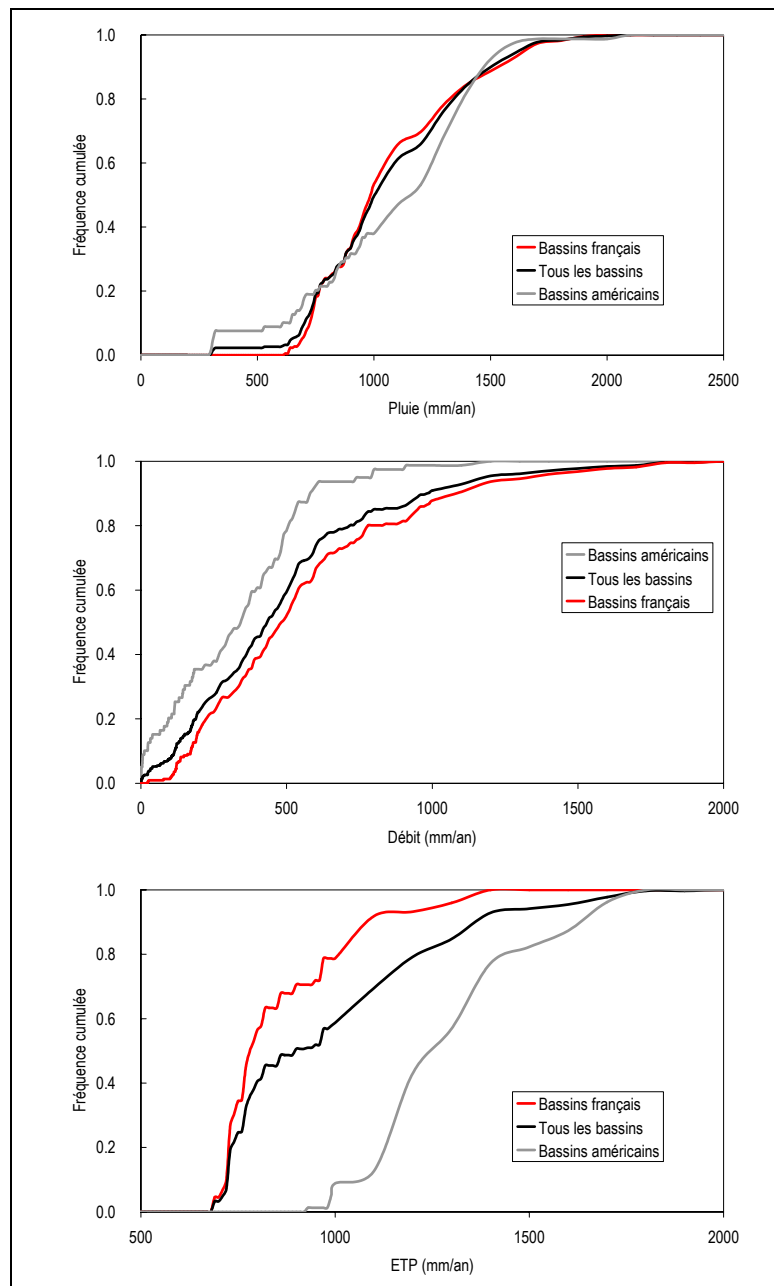


Figure 3-8 : Distribution de divers paramètres hydro-climatiques des 308 bassins versants selon leur situation géographique

La Figure 3-9 indique les distributions des coefficients de rendement et des indices d'aridité, selon la situation géographique des bassins versants considérés. Cette figure confirme les graphiques précédents : les bassins

américains ont des comportements plus arides que les bassins français. En effet, nous nous sommes restreints pour les bassins américains aux bassins situés sur le quart sud-est du territoire. Ainsi, les bassins obtenus sont souvent situés au Texas, en Arizona ou au Kansas.

Les différences entre l'échantillon français et l'échantillon américain sont intéressantes puisqu'elles permettent de tester plusieurs types de climats, avec différentes sensibilités à la valeur de l'ETP de Penman. Sur les bassins arides ou semi-arides, cette variable a, *a priori*, un impact sur l'écoulement plus important que pour les bassins français, pour lesquels la pluie a indéniablement le rôle prédominant.

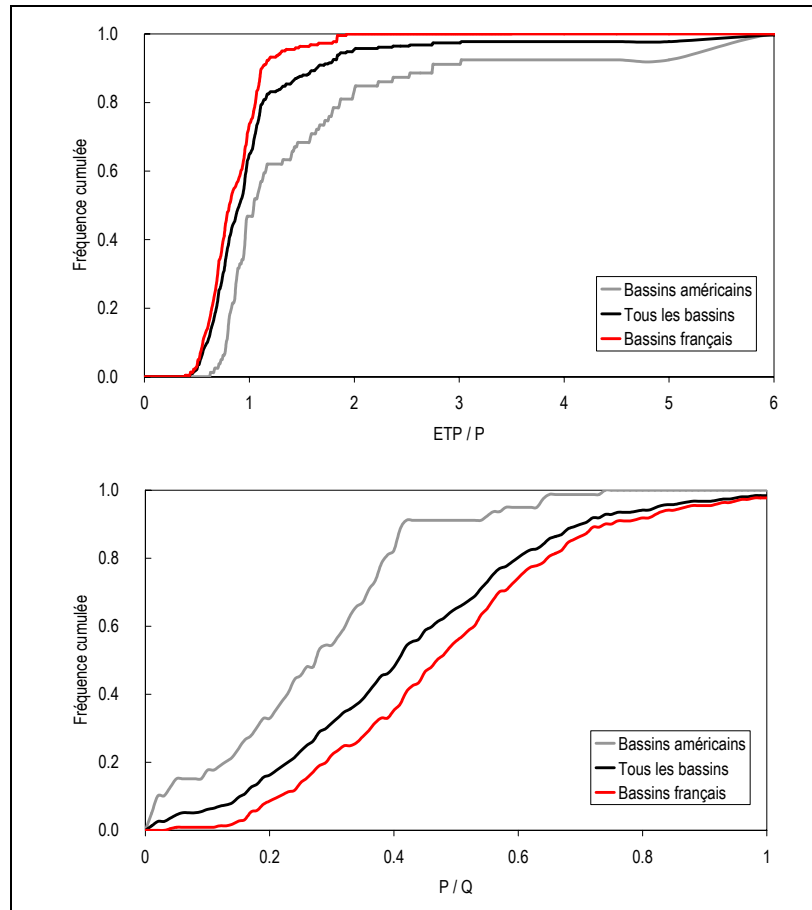


Figure 3-9 : Distribution de l'indice d'aridité (ETP / P) et du coefficient de rendement (P / Q) des 308 bassins versants selon leur situation géographique

3.5. Evaluation de la variabilité temporelle de l'ETP de Penman

Nous venons de voir que les valeurs interannuelles de l'ETP de Penman peuvent différer fortement d'un bassin de l'échantillon à un autre. Nous nous attachons dans ce paragraphe à la variabilité temporelle de l'ETP pour chaque bassin. L'ETP peut être introduite en entrée d'un modèle pluie-débit sous la forme d'ETP interannuelle, ou d'ETP datée. Cependant, il peut exister de grosses différences entre les deux types d'entrée, tant à l'échelle journalière qu'à l'échelle annuelle, comme l'atteste la Figure 3-10 représentant les variations de l'ETP à la station de Millau.

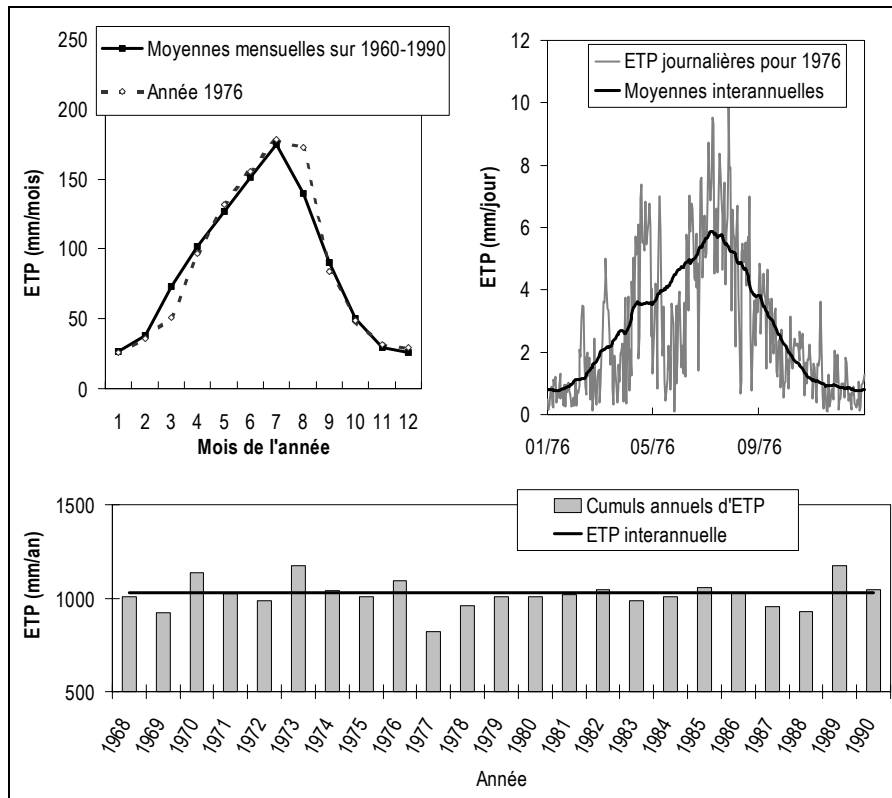


Figure 3-10 : Exemple de la variabilité temporelle de l'ETP à la station de Millau, pour les valeurs journalières, mensuelles et annuelles.

Afin d'apprécier les différences existant entre les deux approches (datée et interannuelle) sur l'ensemble de l'échantillon, il s'agissait d'utiliser des outils statistiques permettant de synthétiser l'information. Pour cela, nous avons calculé les coefficients de variations des valeurs journalières de l'ETP et des valeurs annuelles de l'ETP, afin de rendre compte de la variance des chroniques d'ETP. Ceci revient en fait à comparer les valeurs d'ETP datées aux valeurs d'ETP interannuelles correspondantes.

3.5.1. Variabilité journalière

Pour caractériser la variabilité journalière de l'ETP, nous avons évalué la différence entre les valeurs d'ETP de chaque jour de l'année et les valeurs d'ETP interannuelles correspondantes. La formule de l'écart type utilisée est donc :

$$\sigma_j = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \left[\sum_{i=1}^n (ETP_{j,i})^2 - \frac{1}{n} \cdot \left(\sum_{i=1}^n ETP_{j,i} \right)^2 \right]} \quad (3.1)$$

où j et i correspondent respectivement au jour et à l'année, n étant le nombre d'années de la chronique d'ETP considérée. Les écarts types moyens sur l'année sont indiqués dans le Tableau 3-4 par situation géographique.

Tableau 3-4 : Ecarts types et coefficients de variation de l'ETP journalière suivant la situation géographique

Pays	Australie	France	Etats Unis	Tout
Moyenne de l'ETP journalière (mm/j)	3,94	2,36	3,73	3,19
Ecart type (mm/j)	1,57	1,12	0,97	1,08
Coefficient de variation	0,40	0,47	0,26	0,34

Ce sont les stations météorologiques françaises qui présentent le plus de variabilité au pas de temps journalier. Ainsi, sur ces stations, la valeur d'ETP d'un jour j pourra être très différente d'une année sur l'autre.

3.5.2. Variabilité annuelle

Pour caractériser la variabilité annuelle de l'ETP, nous avons évalué la différence entre les valeurs d'ETP de chaque année et la valeur d'ETP interannuelle \overline{ETP} . La formule de l'écart type utilisée est donc:

$$\sigma_a = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \left[\sum_{a=1}^n (ETP_a - \overline{ETP})^2 \right]} \quad (3.2)$$

où a correspond à l'année, n étant le nombre d'années de la chronique d'ETP considérée. Les écarts types moyens obtenus sont indiqués dans le Tableau 3-5 par situation géographique.

Tableau 3-5 : Ecarts types et coefficients de variation de l'ETP annuelle suivant la situation géographique

Pays	Australie	France	Etats Unis
Moyenne de l'ETP annuelle (mm/a)	1368	902	1382
Ecart type (mm/a)	111	62	60
Coefficient de variation	0,08	0,07	0,04

On remarque que les coefficients de variations de l'ETP annuelle sont beaucoup plus faibles que les coefficients de variations journalières de l'ETP. Ceci montre le caractère inertiel et cyclique de l'ETP. Il semble donc plus facile de prévoir l'ETP annuelle que l'ETP journalière.

3.6. Synthèse

Nous avons vu dans ce chapitre que l'échantillon de 308 bassins versants sélectionnés représentait une grande diversité de conditions hydro-climatiques. Les bassins sont situés en Australie, en France et aux Etats-Unis.

L'avantage de travailler sur un échantillon assez vaste est de tirer des conclusions relativement libres de toute dépendance vis-à-vis des caractéristiques particulières de tel ou tel bassin. Dans notre démarche de sélection, nous avons choisi des critères assez simples et nous ne nous sommes pas attachés aux caractéristiques individuelles de chaque bassin. En effet, une revue détaillée aurait été trop vaste et nous n'avions pas assez d'informations sur les bassins pour mener à bien cette enquête.

Enfin, nous nous sommes intéressés particulièrement à la variabilité de l'ETP de Penman. Concernant la variabilité entre bassins, la gamme de valeurs d'ETP englobe une bonne partie des valeurs couramment enregistrées à l'échelle des continents. Concernant la variabilité temporelle de l'ETP, il apparaît que ce paramètre peut être très variable à l'échelle journalière et beaucoup moins à l'échelle annuelle, ce qui montre qu'à cette échelle, l'ETP est une variable assez prévisible.

Conclusion de la partie I

A l'échelle du bassin versant, la complexité des processus d'évaporation physique et de transpiration végétale, qui aboutissent à l'évapotranspiration *réelle* d'un milieu physique est telle que la mesure directe n'est jamais réaliste, et que seule une approche simplifiée est aujourd'hui possible, souvent à partir de l'évapotranspiration *potentielle*. En modélisation pluie-débit globale, le recours au concept d'ETP est généralisé et présente l'avantage de simplifier l'impact du climat sur le processus d'évaporation d'un bassin versant. Une réflexion sur le concept d'ETP a permis de relativiser l'intérêt d'avoir recours à ce concept en modélisation pluie-débit. En effet, le concept d'ETP a été établi à l'échelle de la parcelle et son utilisation à l'échelle du bassin versant est critiquable. Ainsi, la formule de Penman, considérée comme la référence à l'échelle parcellaire n'est peut être pas représentative de la demande évaporatoire à l'échelle du bassin versant.

Notre objectif est d'améliorer les performances des modèles pluie-débit par une meilleure prise en compte de l'ETP au sein de ces modèles, en modifiant si nécessaire le calcul de l'ETP en entrée des modèles pluie-débit. Ceci nous conduit à une recherche empirique des facteurs intervenant réellement à l'échelle du bassin versant.

Pour cela, nous avons adopté une démarche de recherche empirique basée sur plusieurs modèles pluie-débit et un large échantillon de bassins versants, permettant d'obtenir des résultats généralisables.

Partie II – Sensibilité des modèles pluie-débit à l'évapotranspiration potentielle

L'objectif de cette deuxième partie est de dresser un constat général sur la sensibilité des modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP. Bien qu'étant une variable considérée comme essentielle pour la modélisation pluie-débit, l'ETP est souvent grossièrement approximée par des variables plus facilement mesurables et son estimation est relativement négligée par rapport à l'autre entrée des modèles pluie-débit, la pluie. Il y a deux raisons pour cela, la première tient au fait que l'estimation de l'ETP nécessite généralement la connaissance de quatre paramètres climatiques souvent indisponibles. La deuxième raison tient au fait que l'expérience des modélisateurs a montré que des simplifications de la représentation de l'ETP garantissaient des résultats satisfaisants, et qu'il apparaissait ainsi superflu d'utiliser des formulations sophistiquées de l'ETP.

Le Chapitre 4 traite de la sensibilité des modèles pluie-débit à la formulation utilisée de l'ETP. Nous y confrontons 27 formules d'ETP, utilisant différentes variables climatiques et l'évaluation est faite en termes de qualité de simulation de débits des modèles.

Le Chapitre 5 traite de la sensibilité des modèles pluie-débit à la variabilité temporelle de l'ETP. Nous y confrontons, pour les 27 formules utilisées, les valeurs mesurées quotidiennement et des valeurs moyennes interannuelles (la même valeur attribuée pour chaque jour calendaire, d'une année sur l'autre).

Le Chapitre 6 présente deux études, utilisant des bases de données différentes, effectuées afin d'évaluer l'impact de la prise en compte de la variabilité spatiale de l'ETP sur la modélisation pluie-débit globale.

Chapitre 4

Chapitre 4 Impact du mode de calcul de l'ETP sur les performances des modèles pluie-débit

4.1. Introduction

L'ETP n'est pas une variable mesurée, comme la pluie, mais le résultat d'un modèle combinant diverses variables climatiques. En hydrologie et notamment en modélisation pluie-débit, le modèle de Penman (ou de Penman-Monteith) est le plus utilisé. Cette approche nécessite pourtant la collecte de données climatiques (température de l'air, rayonnement, humidité relative de l'air et vitesse du vent) qui, lorsqu'elles peuvent être obtenues pour des stations météorologiques suffisamment proches, présentent généralement beaucoup de lacunes par rapport aux séries de débit et de pluie.

Lorsque toutes ces données sont disponibles au pas de temps voulu, le cas paraît « idéal » au modélisateur qui utilise alors la formule de Penman pour estimer la demande évaporatoire du bassin versant au pas de temps du modèle (ici journalier). Si la collecte de données ne permet pas un calcul de l'ETP de Penman, plusieurs autres formules peuvent être utilisées pour déterminer l'ETP. Le choix de la formule se fait alors en fonction de l'adéquation entre données nécessaires au calcul de l'ETP et données disponibles. La formule de Thornthwaite, nécessitant uniquement la connaissance de la température de l'air, est souvent utilisée pour pallier cette difficulté, mais de nombreuses formules d'ETP ont été développées et peuvent également prétendre remplacer la formule de Penman.

Des études antérieures ont montré que les modèles hydrologiques semblaient être peu sensibles à la formulation choisie pour calculer l'ETP. Dans ce chapitre, nous avons voulu vérifier ces résultats sur notre large échantillon, afin de les infirmer ou de les confirmer. Pour cela, nous proposons de tester plusieurs formulations d'ETP représentatives des équations existant dans la littérature. Ces formules peuvent être à base semi-physique (approche de type Penman) ou empiriques et nécessitent de zéro à quatre paramètres climatiques. L'intérêt de tester ces formules est de connaître le niveau de dégradation des performances des modèles lorsqu'une formule autre que Penman est utilisée, et de pouvoir indiquer quelle formule d'ETP alternative peut être utilisée pour limiter cette dégradation. En effet, pour de nombreuses applications, la formule de Penman n'est pas utilisable compte tenu de ses exigences en termes de données climatiques.

L'échantillon de bassins utilisé dans ce chapitre est celui décrit précédemment. Il se compose de 308 bassins versants répartis autour de 78 stations météorologiques.

4.2. Revue bibliographique

L'analyse de sensibilité est considérée comme une phase importante de la démarche de modélisation. Dans son sens le plus général, l'analyse de sensibilité permet d'étudier comment les variations d'une sortie d'un modèle sont expliquées par les variations des entrées du modèle. Ainsi, ce type d'analyse donne une idée de la dépendance du modèle à différents types d'entrée (Saltelli *et al.*, 2000). Dans notre cas, il s'agit donc de déterminer quantitativement et qualitativement l'influence d'une des entrées (ETP) sur les performances des simulations de débits de plusieurs modèles pluie-débit.

La plupart des modèles pluie-débit utilisent l'ETP - ou un substitut - comme variable d'entrée. Cependant, le type de données d'ETP à fournir à ces modèles n'est pas toujours explicité, et compte tenu de la rareté de ces données, l'utilisateur n'a généralement pas le choix et s'oriente vers la méthode adaptée aux données dont il dispose. Par exemple, le modèle GR4J utilise généralement des données d'ETP décennales, moyennes inter-annuelles (moyennées sur une longue période) car ce type de données est disponible pour 89 stations du réseau

synoptique de Météo-France. De même, le modèle HBV est utilisé avec des ETP mensuelles moyennes inter-annuelles en Suède (Andersson, 1992), mais avec des données d'évaporation par bac en Finlande (Joukainen, 2000). Si l'ETP est pratiquement systématiquement préconisée comme variable de forçage climatique du modèle pluie-débit, certains modèles, tels que le modèle IHACRES (Jakeman *et al.*, 1990), utilisent la température comme information climatique, mais cette préconisation provient davantage de considérations sur la disponibilité des données que sur une réflexion sur la sensibilité du modèle à cette information.

Dans ce qui suit, nous donnons un aperçu de différentes analyses de sensibilité de modèles pluie-débit à la formulation choisie pour l'ETP :

- Chiew et McMahon (1991) indiquent que les estimations de Morton (1983a) et Penman (1948) peuvent être toutes deux utilisées indifféremment en modélisation pluie-débit, sans pour autant s'appuyer sur des résultats de tests du modèle hydrologique ;
- Andersson (1992) a utilisé le modèle conceptuel PULSE/HBV sur trois bassins versants en Suède et comparé sept méthodes différentes pour estimer l'ETP comme entrée du modèle : l'ETP Penman mensuelle datée et interannuelle, trois entrées basées sur des combinaisons associant l'ETP Penman moyenne mensuelle (ou l'ETP Penman mensuelle datée) avec une fonction de la température journalière moyenne de l'air et l'ETP de Thornthwaite (données journalières). Pour chaque nouveau test, il a conservé le même jeu de paramètres et utilisé un coefficient de correction de la pluie pour compenser les biais sur l'ETP. Les différences obtenues en terme d'efficacité du modèle étaient très faibles (de l'ordre de 2%) ;
- Lindroth (1993) et Joukainen (2000) ont également utilisé le modèle HBV et modifié la routine de calcul de l'ETR à partir de l'ETP, afin d'améliorer la prise en compte de l'interception par les arbres. Ainsi, huit nouveaux paramètres ont été introduits au sein de cette routine. L'amélioration du modèle au calage est très faible et le nombre de paramètres à caler augmente fortement, rendant le modèle moins robuste ;
- Gardelin et Lindström (1997) ont étudié l'intérêt d'utiliser l'ETP de Priestley-Taylor à la place de l'ETP Penman. Ils constatent la faible sensibilité du modèle HBV à l'ETP et l'attribuent aux incertitudes quant à la mesure de l'ETP à l'échelle d'un bassin versant forestier ;
- Vörösmarty *et al.* (1998) ont étudié les performances d'un modèle pluie-débit mensuel avec onze formules d'ETP sur 679 bassins versants américains. Les auteurs montrent que les formules complexes (avec facteurs dépendant du type d'occupation du sol) n'apportent pas forcément de meilleurs résultats que des formules simples basées sur la température* ;
- Hervieu (2001) a comparé l'efficacité de 32 formules d'ETP utilisées en entrée du modèle GR4J sur un échantillon de 70 bassins versants français. Les performances des simulations de débits étaient très proches d'une formule d'ETP à l'autre ;
- Evans (2003) a testé plusieurs types de modèle régional de climat en utilisant le modèle CMD-IHACRES sur un site expérimental aux Etats Unis. Il a montré que la température était l'entrée climatique la plus pertinente en comparaison d'autres entrées d'ETP plus complexes ;
- Vazquez et Feyen (2003) ont testé trois formulations différentes de l'ETP comme entrée du modèle MIKE-SHE. Pour chaque ETP, ils ont calé le modèle puis obtenu les résultats en validation. Ces auteurs rapportent des fortes différences suivant la formule d'ETP utilisée. Ceci est assez surprenant au vu des autres études rapportées ;
- Andréassian *et al.* (2004) ont étudié l'impact d'une meilleure connaissance de l'ETP sur les paramètres et les performances des modèles GR4J et TOPMO. Pour cela, ils ont proposé une formule d'ETP régionalisée afin d'améliorer les estimations spatiales de l'ETP sur 62 bassins versants du Massif central. Ils ont montré que l'efficacité des modèles était très peu influencée par le choix de la formulation de l'ETP. Cette insensibilité est expliquée par le recalage des paramètres du modèle qui permet de compenser les biais d'ETP.

* Etrangement, les auteurs préconisent tout de même les formulations d'ETP les plus complexes, en raison de leur construction physique « plus rigoureuse ».

Ces études suggèrent que la formulation d'ETP n'a en général que peu d'incidence sur les performances des simulations de débits des modèles hydrologiques, indiquant ainsi une insensibilité des modèles à l'entrée d'ETP. Cependant, malgré le consensus qui semble se dégager, l'ETP de Penman, la plus complexe et demandeuse en données, continue d'être la formulation privilégiée des utilisateurs des modèles pluie-débit. Il s'agit donc de dresser un constat clair sur l'utilité de cette formulation et sur la validité d'autres formulations alternatives pour la modélisation pluie-débit globale. Ceci nous est rendu possible par la taille et la diversité hydro-climatique de notre échantillon de bassins versants.

De plus, ces études n'apportent pas de réponses sur la raison de la faible sensibilité des modèles à la nature des données d'ETP. Seule l'étude d'Andersson (1992) questionne la pertinence de la variable ETP comme entrée du modèle, en testant comparativement la température comme entrée alternative.

4.3. Méthodologie

4.3.1. Méthode de comparaison des formules d'ETP

Nous disposons d'un échantillon de 308 bassins versants, caractérisés par des chroniques de données journalières de débit et de pluviométrie sur chacune desquelles nous définissons au moins deux sous-périodes de test. Les chroniques journalières de quatre variables climatiques (durée d'insolation, humidité relative de l'air, vitesse du vent et température de l'air) permettent de calculer l'ETP journalière de 27 façons différentes (voir § 4.3.3 ci-après).

4.3.1.1. Longueur des périodes de test

La méthodologie de test utilisée est celle du test en calage-validation (ou split-sample test) recommandée par Klemeš (1986b). Cette méthode consiste à séparer la chronique en sous-périodes. Ensuite, le modèle est calé sur une période puis évalué avec ce jeu de paramètres sur les autres sous-périodes (appelées périodes de validation ou de contrôle). La longueur choisie de ces périodes est en général de 5 ans mais dans certains cas, des périodes de 4 ans ont été utilisées en fonction de la disponibilité des données.

Tableau 4-1 : Répartition des bassins et de leurs périodes de calage et de validation en fonction du pays d'origine

Pays	Australie	France	Etats Unis	Total
Nombre de bassins	8	222	78	308
Nombre d'années de chroniques	215	2646	1688	4549
Nombre de périodes de calage	43	582	341	966
Nombre de périodes de validation	192 (7.7 %)	1080 (43.2 %)	1226 (49.1 %)	2498 (100 %)

On constate que les bassins français sont nettement plus représentés que les bassins des autres pays. Cependant, en nombre de périodes de validation, les bassins américains et australiens représentent un contreponds intéressant aux bassins français.

4.3.2. Dispositions pratiques

4.3.2.1. Normalisation des cumuls des formules d'ETP

Nous nous intéresserons ici uniquement aux répartitions proposées par les formules, le but étant de déterminer quelles formules fournissent les fluctuations annuelles les plus appropriées pour représenter l'ETP au sein d'un modèle pluie-débit.

Les cumuls interannuels des différents modèles d'ETP peuvent différer fortement, introduisant un biais systématique sur l'estimation de la demande évaporatoire. Afin d'éviter ce biais, un facteur de correction est

affecté pour chaque formule et pour chaque bassin afin que l'ETP ait le même cumul interannuel, quelle que soit la formule utilisée. Le cumul interannuel de Penman a été choisi pour normer les autres formules d'ETP :

$$ETP^*_{formule}(j) = \left(\frac{\sum_j ETP_{Penman}}{\sum_j ETP_{formule}} \right) ETP_{formule}(j) \quad (4.1)$$

où $\sum_j ETP_{Penman}$ est la somme des ETP de Penman journalières, et $\sum_j ETP_{formule}$ est la somme des ETP journalières calculées par la formule testée.

Le but de ce facteur de correction est de focaliser notre comparaison sur les fluctuations temporelles des formules d'ETP, afin d'identifier les variables météorologiques les plus pertinentes pour représenter les variations d'ETP dans l'année. Cette normalisation a pour effet de modifier d'une part le volume total de l'ETP sur un bassin donné* et d'autre part, la variabilité de l'ETP au sein de l'échantillon de bassins, puisque cette variabilité dépend des coefficients originaux de la formule d'ETP.

Notons que si la série de données n'est pas jugée suffisamment longue pour être représentative (inférieure à 30 ans), on peut envisager d'utiliser un atlas climatique tel que le World Water and Climate Atlas (IWMI, 2000), disponible via internet, qui fournit notamment la valeur de l'ETP de Penman interannuelle pour toute partie du monde.

4.3.2.2. Traitement des lacunes

Les données d'ETP sont nécessaires pour le modèle à chaque pas de temps. Cependant, des lacunes, plus ou moins importantes en fonction de la disponibilité des variables climatiques correspondantes, peuvent apparaître. Il est alors possible de résoudre ce problème en remplaçant ponctuellement les lacunes par les valeurs interannuelles de la formule d'ETP correspondante. Le taux de remplacement est limité sur une période donnée à un certain seuil, fixé arbitrairement à 20%. Au-dessus de ce seuil, on considère que la série de données perd toute son originalité par rapport à l'ETP interannuelle et la période considérée n'est pas prise en compte.

4.3.3. Formules d'ETP testées

4.3.3.1. Modèles d'ETP utilisés

Les formules d'ETP traditionnelles ont déjà été présentées et introduites précédemment. Pour pouvoir quantifier l'intérêt de ces formules d'ETP traditionnelles, nous avons testé également des formules simples combinant une ou plusieurs variables climatiques standard : la température de l'air maximale, minimale et moyenne, la durée d'ensoleillement, l'humidité relative de l'air et la vitesse du vent. Ces variables climatiques ont été choisies parce qu'elles figurent dans de nombreuses méthodes d'estimation de l'ETP et qu'elles sont considérées comme influençant les processus de l'évapotranspiration. Les formules d'ETP proposées sont proportionnelles à ces données mesurées, ou utilisent des combinaisons linéaires de paramètres climatiques :

- | | | |
|--|--|---|
| a) $\begin{cases} T_{\max} > 0 \rightarrow ETP \propto T_{\max} \\ T_{\max} < 0 \rightarrow ETP = 0 \end{cases}$ | b) $\begin{cases} T_{\min} > 0 \rightarrow ETP \propto T_{\min} \\ T_{\min} < 0 \rightarrow ETP = 0 \end{cases}$ | c) $\begin{cases} T_a > 0 \rightarrow ETP \propto T_a \\ T_a < 0 \rightarrow ETP = 0 \end{cases}$ |
| d) $ETP \propto D$ | e) $ETP \propto U$ | f) $ETP \propto (1 - RH)$ |
| g) $ETP \propto T \cdot D$ | h) $ETP \propto (1 - RH) \cdot D \cdot U$ | i) $ETP \propto (1 - RH) \cdot U$ |
| j) $ETP \propto R_e$ | | |

* L'impact de l'introduction de biais systématique dans les chroniques d'ETP sera évalué au Chapitre 7.

où T est la température de l'air, U la vitesse du vent, D la durée d'ensoleillement, RH l'humidité relative et Re le rayonnement extraterrestre.

Au total, 27 formules d'ETP ont été testées dans cette étude. L'ensemble de ces formules se veut assez représentatif de la large gamme de formules rencontrées dans la littérature, tant au niveau de la conception qu'au niveau du nombre de paramètres climatiques nécessaires, comme indiqué sur le Tableau 4-2.

Tableau 4-2 : Formules d'ETP sélectionnées

Classification	Modèle d'ETP	Données nécessaires	Référence utilisée
Combinaisons de paramètres climatiques	ETP \propto Tmax	T	
	ETP \propto Tmin	T	
	ETP \propto T	T	
	ETP \propto D	D	
	ETP \propto U	U	
	ETP \propto (1-RH)	RH	
	ETP \propto T \times D	T, D	
	ETP \propto (1-RH) \times U \times D	RH, U, D	
	ETP \propto (1-RH) \times U	RH, U	
Combinatoire	ETP \propto Re		
	Penman (1948)	RH, T, U, D	(Penman, 1948)
	Penman-Monteith (1965)	RH, T, U, D	(Monteith, 1965)
	Priestley-Taylor (1972)	T, D	(Priestley et Taylor, 1972)
	Kimberly-Penman (1982)	RH, T, U, D	(Wright, 1982)
Thom-Oliver (1977)	RH, T, U, D	(Thom et Oliver, 1977)	
Température	Thornthwaite (1948)	T	(Thornthwaite, 1948)
	Blaney-Cridde (1959)	T, D	(Blaney et Cridde, 1950)
	Hamon (1961)	T	(Hamon, 1961)
	Romanenko (1961)	RH, T	(Xu et Singh, 2001)
	Linacre (1977)	RH, T	(Linacre, 1977)
Rayonnement	Turc (1955)	RH, T, D	(Turc, 1955)
	Jensen-Haise (1963)	T	(Jensen et Haise, 1963)
	Mc Guinness-Bordne (1972)	T	(McGuinness et Bordne, 1972)
	Hargreaves (1975)	T	(Hargreaves et Samani, 1982)
	Doorenbos-Pruitt (1977) (FAO-24)	RH, T, U, D	(Jensen <i>et al.</i> , 1990)
	Abtew, (1996)	RH, T, D	(Abtew, 1996)
	Makkink (1957)	T	(Makkink, 1957)

T = Température ; U = Vitesse du vent ; D = Durée d'ensoleillement / Rayonnement ; RH = Humidité relative ; Re = Rayonnement extraterrestre

4.3.3.2. Comparaison des chroniques de quelques formules d'ETP

Afin de quantifier la sensibilité d'un modèle pluie-débit à l'entrée d'ETP, il s'agit en premier lieu d'évaluer la variabilité entre les entrées testées. Afin de donner une idée au lecteur des différences entre les chroniques d'ETP, nous avons représenté sur la Figure 4-1 les chroniques d'ETP (normées) obtenues avec différentes formules à la station de Millau entre 1975 et 1980.

La Figure 4-1 met en évidence les différences de comportement de l'ETP suivant la formule choisie. On distingue des chroniques avec des comportements saisonniers marqués (formule du rayonnement extraterrestre, formule de McGuinness et Bordne, formule de température et dans une moindre mesure la formule de Penman). La formule établie à partir de la vitesse du vent ne présente aucune dominante saisonnière. On distingue également le lissage opéré par certaines des formules : les fluctuations journalières sont très peu marquées pour la formule de McGuinness et Bordne et pour la formule issue de la température, alors que les fluctuations sont assez importantes pour l'ETP de Penman et très marquées pour la formule de Thornthwaite. Notons enfin les fortes différences observées entre les formules de Thornthwaite et de Penman sont assez surprenantes puisque ces

deux formules sont fréquemment utilisées en modélisation hydrologique : lorsque toutes les données ne sont pas disponibles pour calculer les ETP de Penman, on a souvent recours à l'ETP de Thornthwaite.

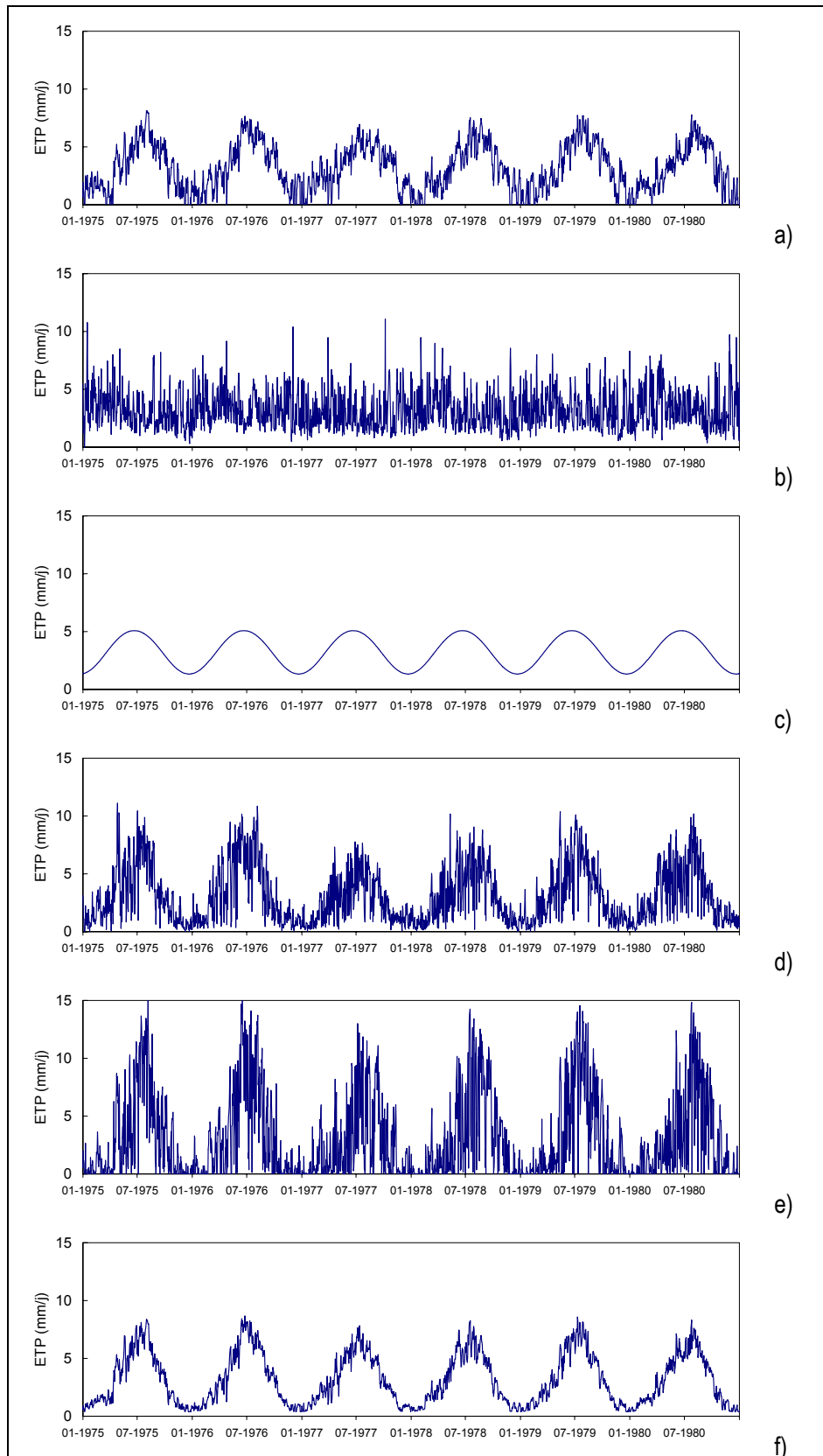


Figure 4-1 : Chroniques d'ETP à la station de Millau (France) en utilisant les formules de (a) température moyenne, (b) vitesse du vent, (c) rayonnement extraterrestre, (d) Penman, (e) Thornthwaite et (f) McGuinness et Bordne.

4.4. Présentation des résultats

4.4.1. Mode de représentation des distributions des performances

Compte tenu du grand nombre de tests effectués (27 formules d'ETP avec quatre modèles sur 308 bassins versants), nous avons cherché à synthétiser les résultats obtenus (déjà synthétisés par quatre critères d'évaluation) pour permettre une comparaison plus aisée des différents modèles d'ETP sur l'ensemble de l'échantillon des bassins versants.

Nous avons dans un premier temps envisagé une représentation des fréquences cumulées des critères de performance, permettant de superposer les distributions pour plusieurs formules d'ETP. Cependant, les courbes étaient parfois si proches qu'il était difficile de les distinguer. Nous avons opté pour une représentation simplifiée des distributions des critères de Nash. Ce type de représentation est appelé 'box plot' par les anglo-saxons. Une explication en est donnée sur la Figure 4-2.

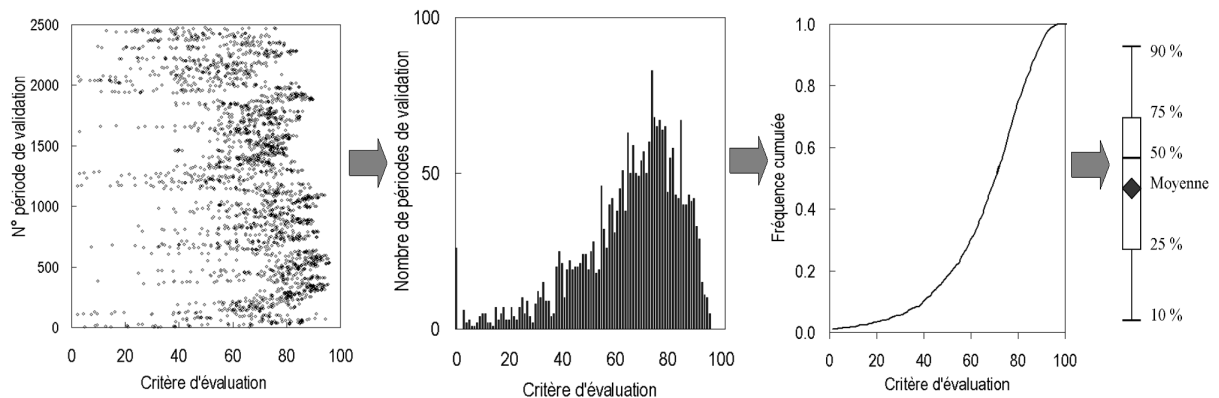


Figure 4-2 : Représentation simplifiée 'box plot' des distributions des critères de performance

4.4.2. Distributions des performances obtenues avec les 27 formules testées

Les figures 4-3 à 4-6 indiquent les distributions des quatre critères obtenus sur les 2498 périodes de validation avec les 27 formules d'ETP testées (classées dans l'ordre décroissant d'efficacité médiane).

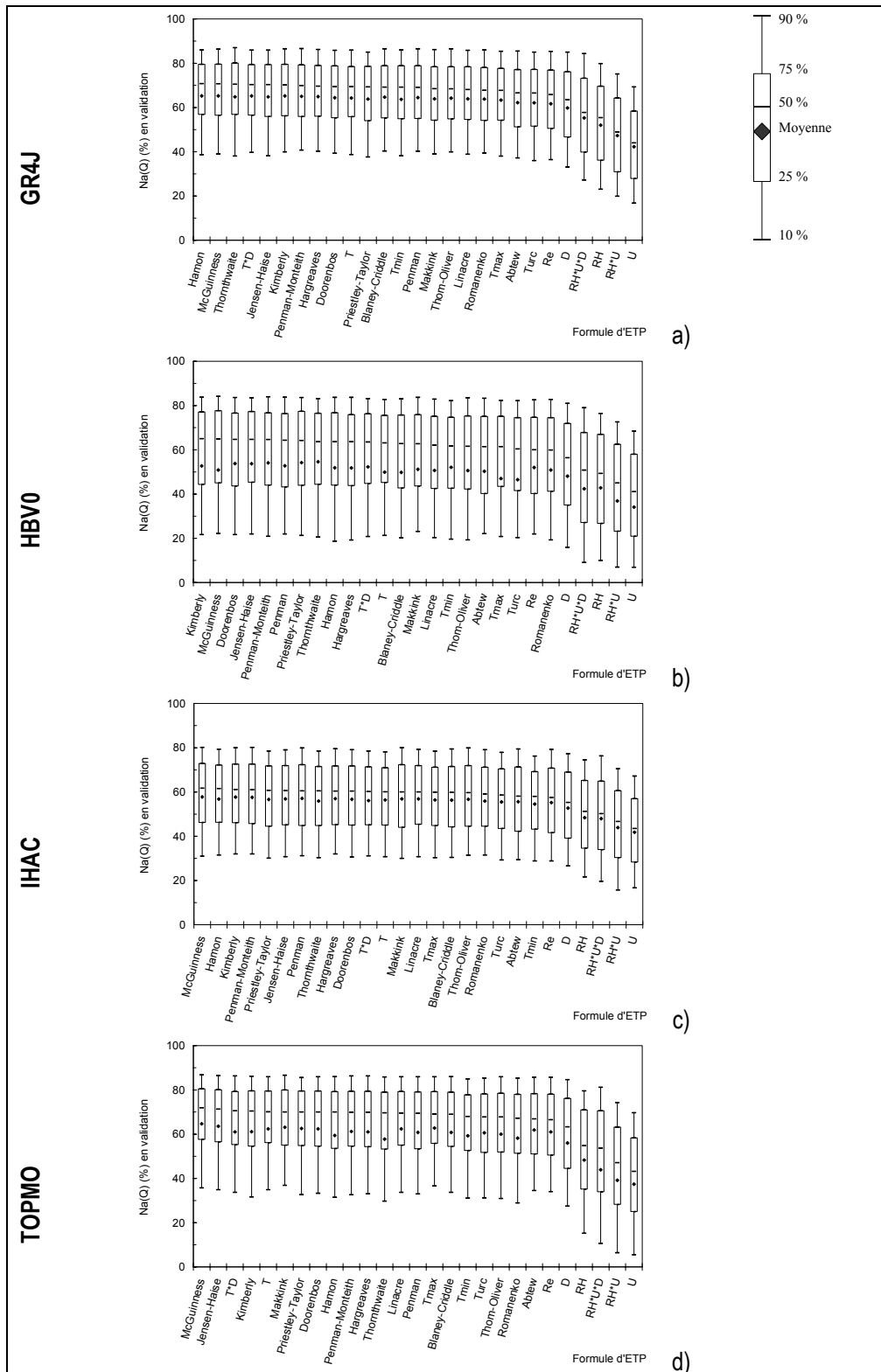


Figure 4-3 : Evaluation des modèles d'ETP : représentation simplifiée des distributions des critères de Nash sur les débits en validation sur les 308 bassins avec le modèle a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO

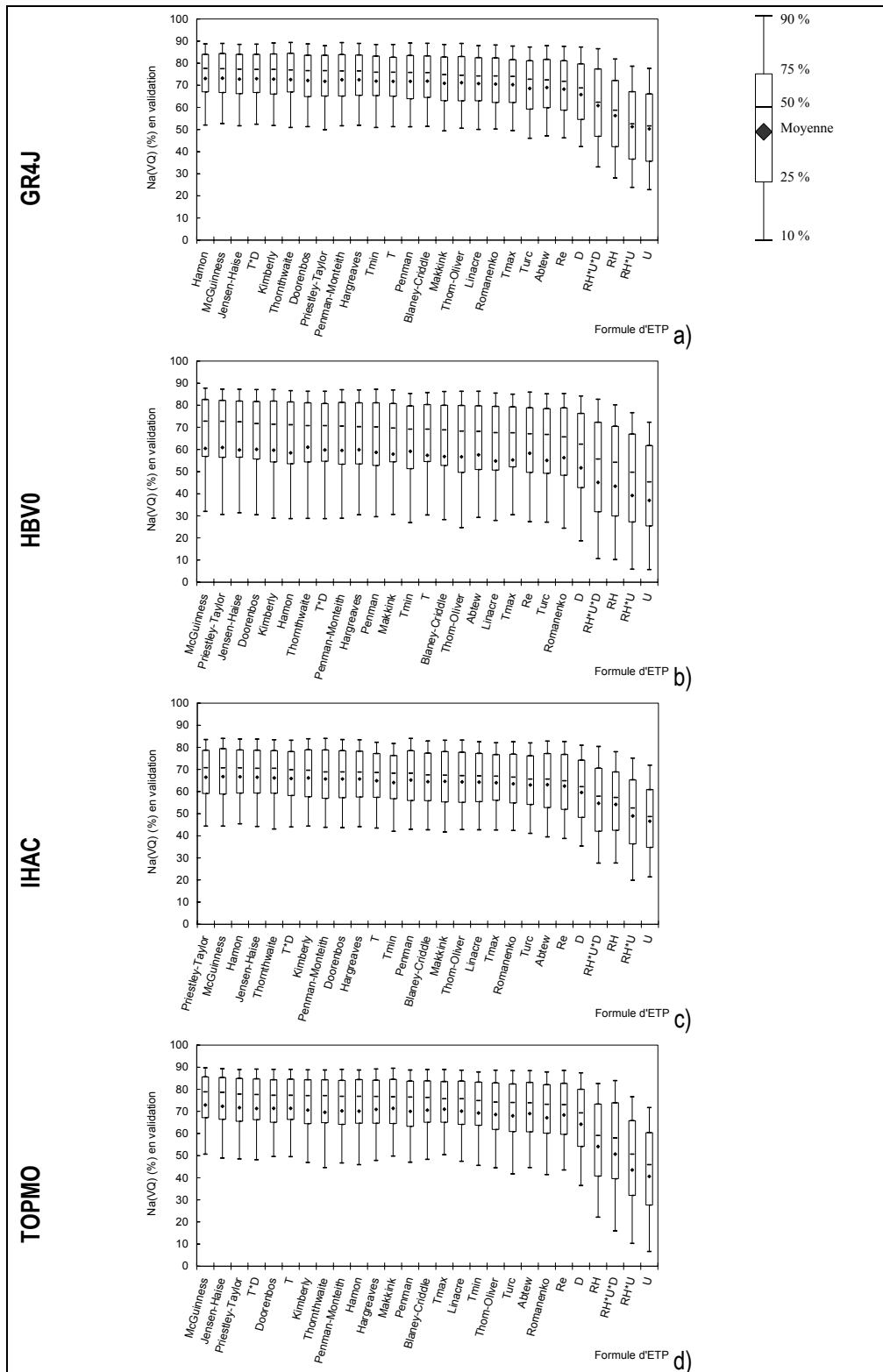


Figure 4-4 : Evaluation des modèles d'ETP : représentation simplifiée des distributions des critères de Nash sur les racines carrées des débits en validation sur les 308 bassins avec le modèle a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO

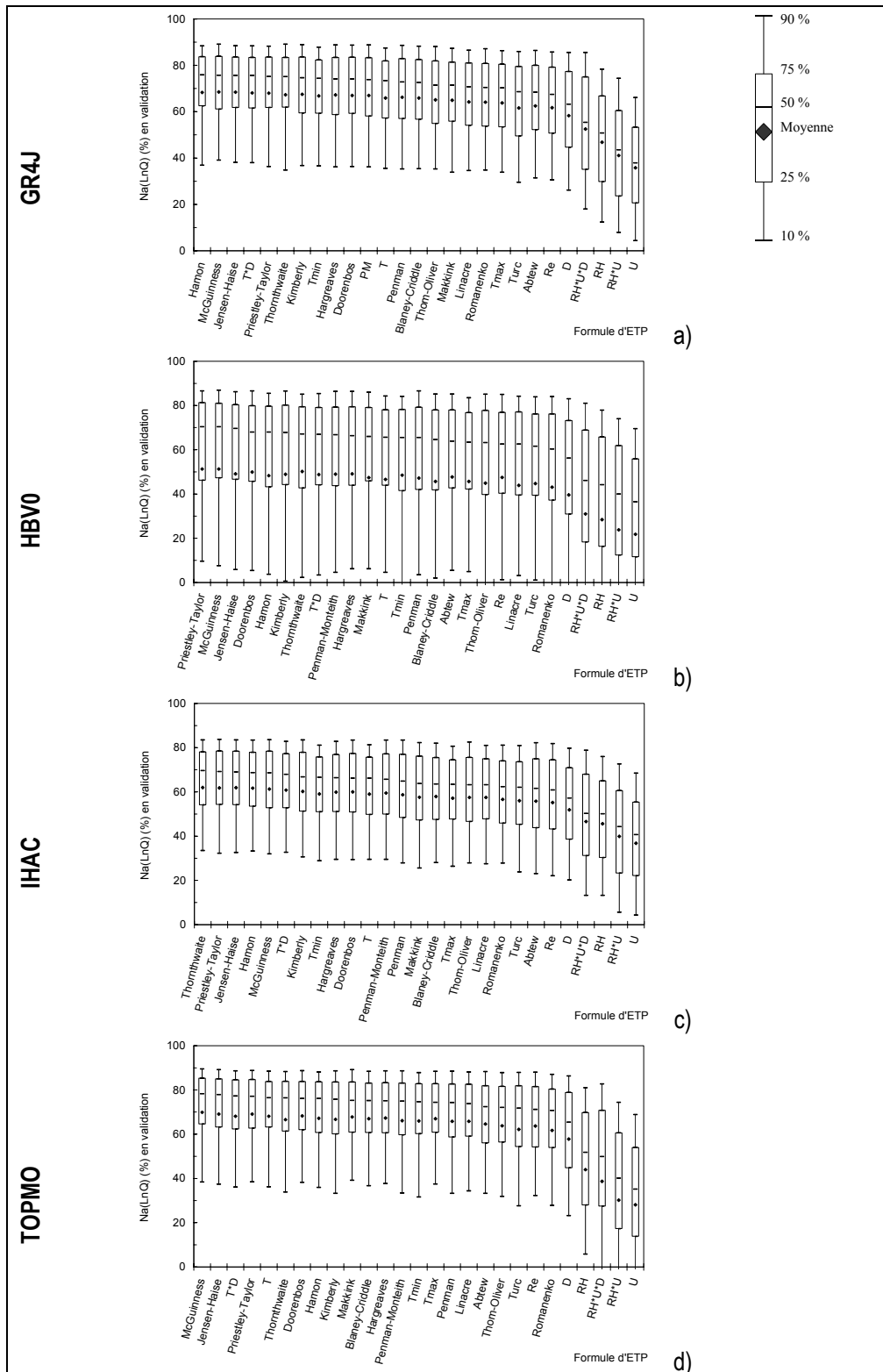


Figure 4-5 : Evaluation des modèles d'ETP : représentation simplifiée des distributions des critères de Nash sur les logarithmes des débits en validation sur les 308 bassins avec le modèle a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO

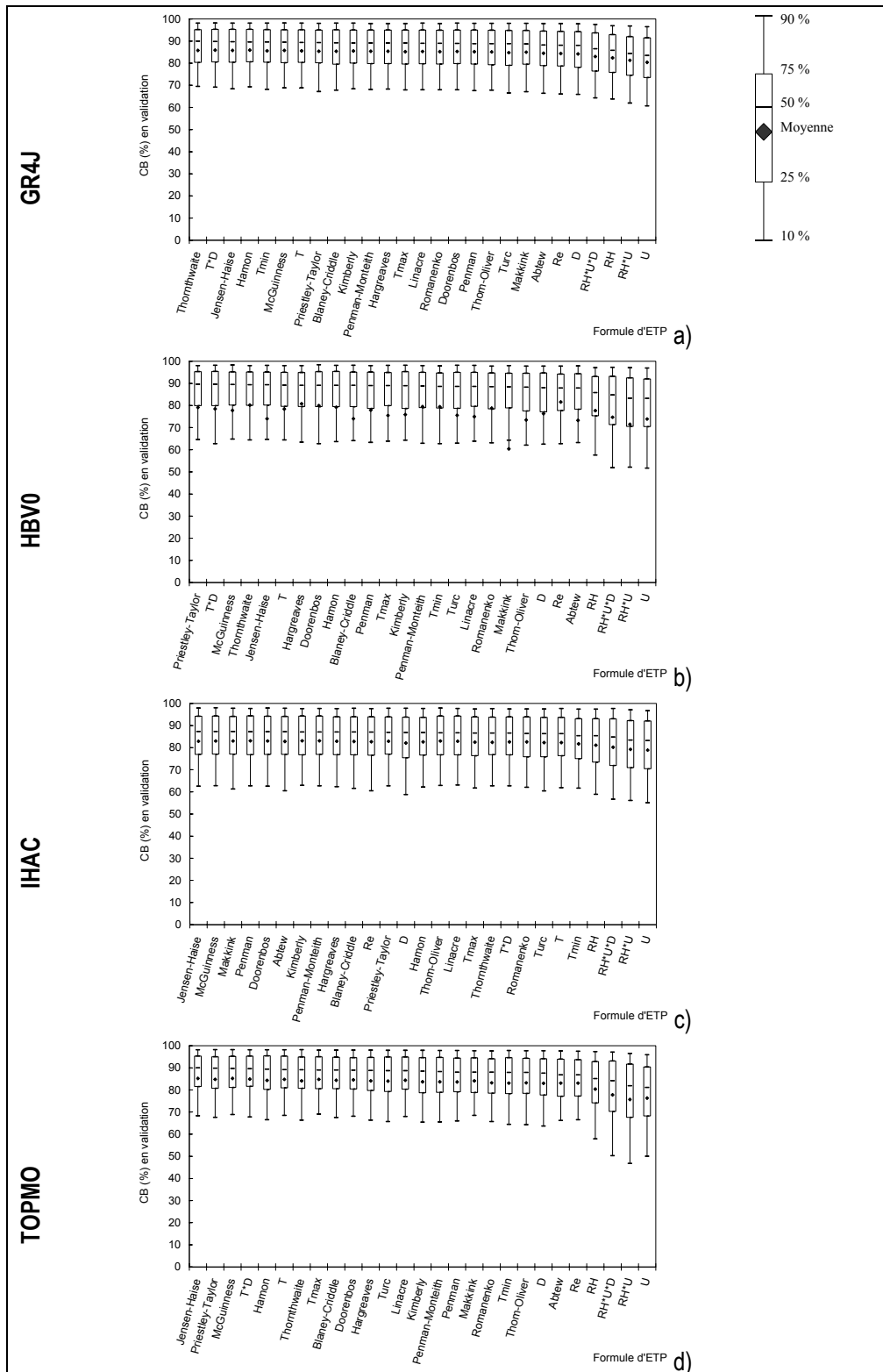


Figure 4-6 : Evaluation des modèles d'ETP : représentation simplifiée des distributions des critères de bilan en validation sur les 308 bassins avec le modèle a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO

Ces figures représentent une quantité importante d'information, alors même que les critères utilisés sont déjà des outils de synthèse de l'information. Ces résultats peuvent s'interpréter sous trois angles différents : (i) une approche comparative entre formules d'ETP, (ii) une approche comparative des modèles pluie-débit et (iii) une approche comparative des critères de performance obtenus. Avant de détailler notre analyse sous les deux premiers angles, nous donnons dans les grandes lignes les premières impressions que laissent cette série de figures :

- i. On peut tout d'abord remarquer que malgré les fortes différences de variations journalières observées d'une formule à l'autre (cf. Figure 4-1), les performances des simulations de débit sont très proches. Il est surprenant de constater que les dix meilleures formules donnent des résultats dans une fourchette de moins de 1 % sur la médiane des critères d'évaluation. En ce sens, les résultats confirment ceux recensés dans la littérature sur l'insensibilité des modèles à la formule d'ETP choisie. On remarque également que la formule de Penman, malgré son utilisation courante en modélisation pluie-débit, ne conduit pas à des simulations plus performantes que d'autres modèles beaucoup plus simples. Enfin, on constate à nouveau que les classements sont très similaires selon le quantile utilisé, la moyenne suit également les mêmes variations que les autres indicateurs statistiques de la distribution.
- ii. De manière générale, les quatre modèles pluie-débit sont également insensibles au mode de calcul de l'ETP. Ce comportement général des quatre modèles est particulièrement intéressant puisqu'il montre que les résultats obtenus sont susceptibles d'être généralisés à la modélisation pluie-débit. Les modèles d'ETP classés dans les cinq premiers sont souvent les mêmes pour les 4 modèles pluie-débit. Ces formules sont généralement issues des méthodes basées sur la température et le rayonnement. Pour le modèle HBV0, il existe beaucoup de bassins (en particulier les bassins arides et semi-arides) sur lesquels les simulations de débit sont médiocres. Pour ces bassins, le critère de Nash correspondant atteint des valeurs très inférieures à zéro, ce qui a une incidence directe sur la moyenne des critères obtenus sur l'ensemble des bassins versants. Ainsi, le classement des formules d'ETP est très variable selon que l'on choisit la moyenne ou la médiane pour les trier.
- iii. Dans l'ensemble, les quatre critères d'évaluation confirment l'insensibilité des performances des modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP. Toutefois, on peut noter que les critères les plus sensibles sont le critère de Nash appliqué aux racines carrées des débits et surtout le critère de Nash appliqué aux logarithmes des débits. Le critère de Nash sur les débits, qui tient plus compte des événements de crue est, pour sa part, moins sensible à l'ETP. Ceci s'explique par le fait qu'en période de crue, l'impact de l'ETP sur la quantité d'eau à l'exutoire est relativement faible par rapport à celui de la pluie. En revanche, en période sèche et/ou d'étiage, l'ETP a un rôle plus prononcé.

4.4.3. Cohérence des résultats entre les quatre modèles pluie-débit

La Figure 4-7 représente les rangs obtenus par chaque formule d'ETP pour les quatre modèles pluie-débit. Même si ces figures ne représentent pas les différences absolues existant entre les résultats obtenus pour chaque formule, elles donnent ainsi une idée des performances relatives des formules d'ETP pour les quatre modèles pluie-débit.

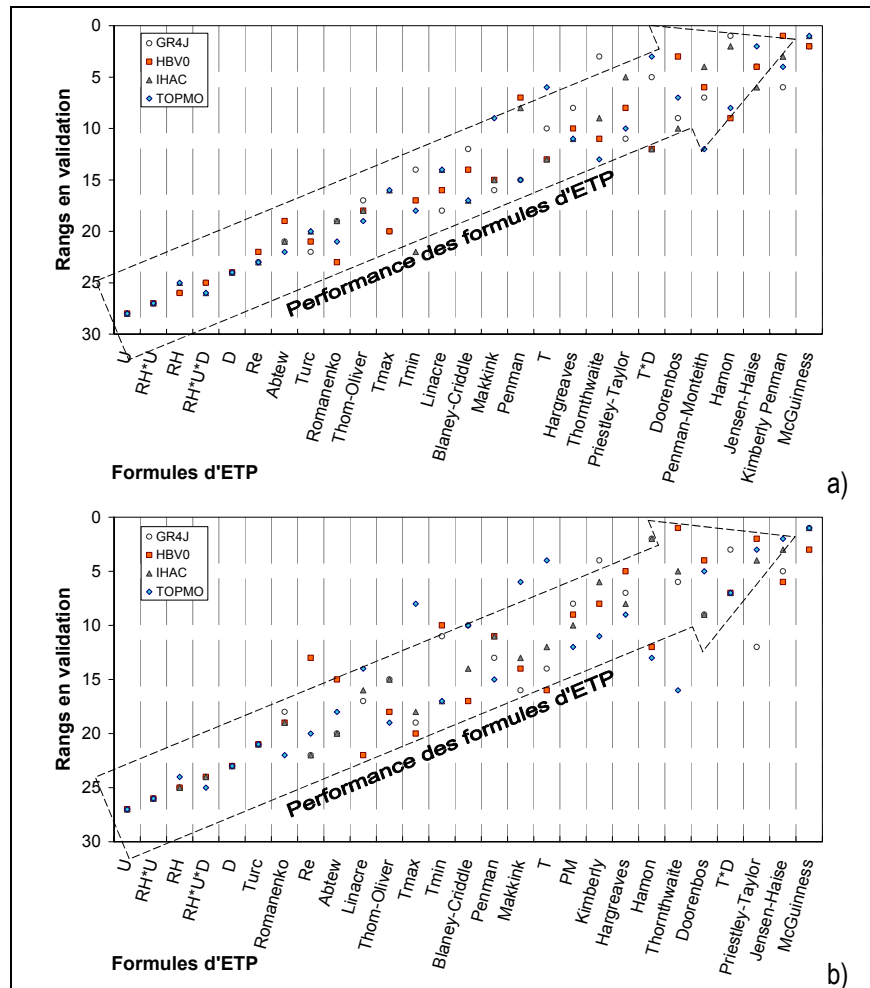


Figure 4-7 : Classement des modèles d'ETP pour les quatre modèles pluie-débit avec le critère de Nash appliqué aux débits (a) et aux racines carrées des débits (b)

Ces résultats confirment ceux déjà montrés aux figures précédentes : l'évaluation des formules d'ETP n'est pas très dépendante du modèle pluie-débit utilisé. Ce constat est très intéressant puisqu'il suggère qu'il est possible de trouver une formule d'ETP également intéressante pour les quatre modèles pluie-débit. Les classements obtenus avec les deux critères sont assez semblables, avec les mêmes formules aux dix premières places.

Concernant le rang obtenu par ces formules, il semble que les formules basées sur le rayonnement et la température soient plus performantes que les autres. Ceci nous a conduit à nous interroger sur la pertinence de certaines variables météorologiques.

4.4.4. Pertinence des diverses variables météorologiques

Les résultats présentés précédemment semblent indiquer que la plupart des formules d'ETP se valent. Dans ce contexte, il est légitime de s'interroger sur la pertinence de certaines d'entre elles, qui utilisent quatre variables météorologiques observées chaque jour. En effet, il semble superflu de collecter tant d'informations lorsqu'une formule utilisant simplement les données de température fournit des entrées d'ETP tout aussi acceptables.

La Figure 4-8 indique pour chaque modèle pluie-débit les performances obtenues avec les 27 formules d'ETP, pour lesquelles nous avons indiqué le nombre de variables météorologiques nécessaires.

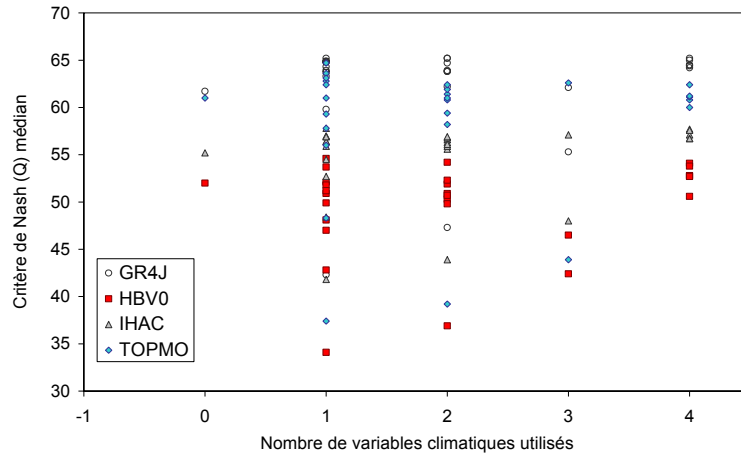


Figure 4-8 : Performances des formules d'ETP pour les quatre modèles pluie-débit suivant le nombre de variables météorologiques observées nécessaires.

Sur la Figure 4-8, il est intéressant de constater que le nombre de variables climatiques exploitées par les formules d'ETP n'est pas une garantie de qualité des sorties des modèles pluie-débit. Des formules à un ou deux paramètres permettent des simulations de débits aussi satisfaisantes.

Afin de déterminer quelles variables météorologiques sont déterminantes pour assurer une bonne représentation de l'ETP au sein des modèles pluie-débit, nous avons groupé les formules d'ETP selon les variables utilisées. La Figure 4-9 indique les résultats obtenus précédemment pour quatre groupes de formules selon qu'elles utilisent la température, la durée d'ensoleillement, l'humidité relative de l'air ou la vitesse du vent. Notons que certaines formules figurent dans plusieurs groupes. Cette figure a pour but de montrer la capacité d'une variable à représenter seule l'ETP. Si les performances sont meilleures lorsque le nombre de variables climatiques augmente, alors la variable ne peut être envisagée seule pour représenter l'ETP.

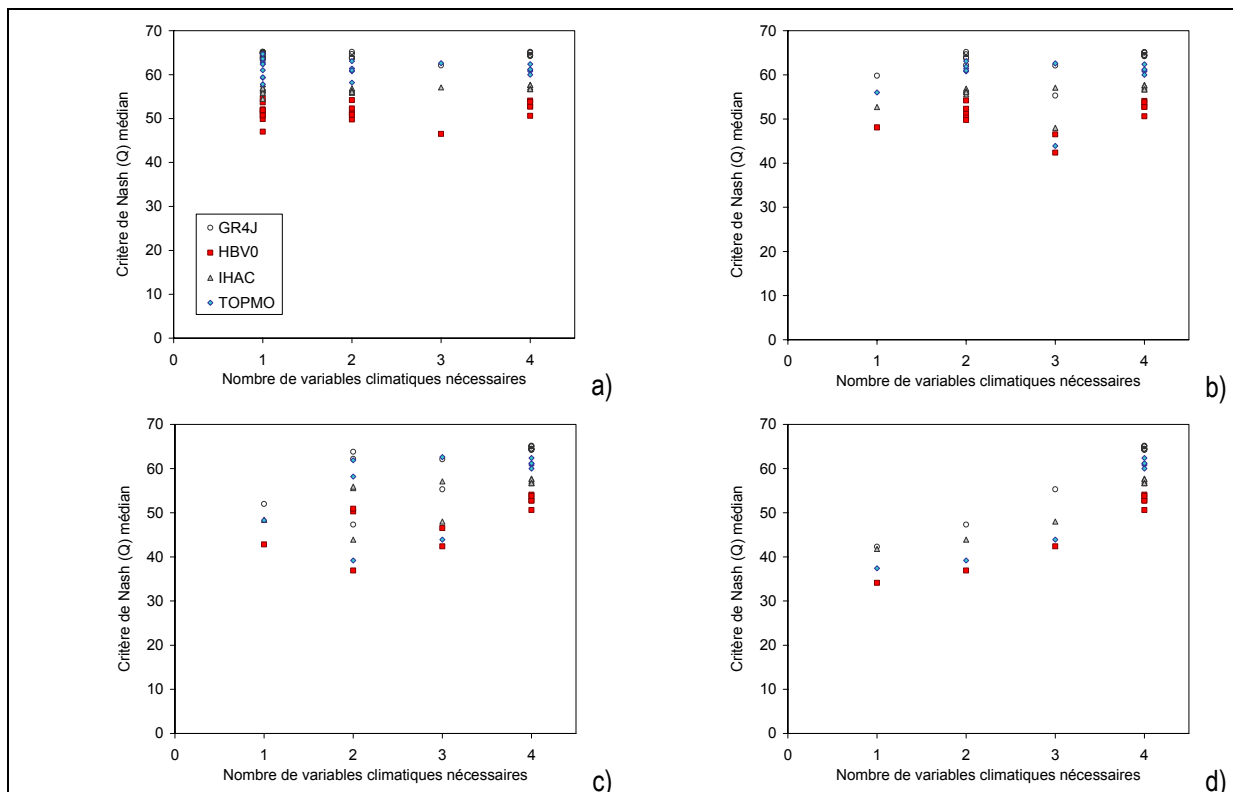


Figure 4-9 : Performances des quatre modèles pluie-débit suivant le nombre de variables météorologiques observées utilisées dans le calcul de l'ETP. Cas des formules utilisant a) la température de l'air, b) la durée d'ensoleillement, c) l'humidité relative de l'air et d) la vitesse du vent.

Sur la Figure 4-9, il apparaît clairement que la température est le paramètre le plus pertinent pour représenter l'ETP puisque lorsqu'on lui associe d'autres variables, les performances ne s'en trouvent pas améliorées. Dans le cas de la durée d'ensoleillement, cette variable peut suffire, mais il semble intéressant de l'associer à un autre paramètre (généralement la température). Au-delà de deux paramètres, les performances ne sont plus améliorées. Pour l'humidité relative de l'air et la vitesse du vent, ces variables seules ne semblent pas fournir une information suffisante aux modèles pluie-débit.

Ces résultats montrent que les formules faisant intervenir les variables aérodynamiques (vitesse du vent et/ou humidité relative) semblent moins performantes que les formules privilégiant les variables énergétiques. On peut remarquer par exemple que la formule de Priestley-Taylor, qui représente le terme radiatif de la formule de Penman conduit à de meilleurs résultats que cette dernière. Ainsi, la présence d'un paramètre énergétique tel que la température de l'air ou le rayonnement au sein de la formulation de l'ETP paraît indispensable pour obtenir une bonne simulation de débit. Deux explications sont possibles pour expliquer l'apport relativement médiocre des paramètres aérodynamiques. La première provient de la qualité des données de ces paramètres. En effet, Droogers et Allen (2002) ont fait remarquer que les méthodes d'estimation de ces paramètres sont nombreuses et non normalisées, ce qui les rend assez peu fiables. Notons cependant que l'utilisation dans ce chapitre de formules normalisées par l'ETP de Penman limite la portée de ce genre de défaut. La seconde explication provient de la pertinence de ces paramètres pour estimer la demande évaporatoire à l'échelle du bassin versant. Morton (1969) affirmait : « *Il semble que l'utilisation de l'équation de Penman-Monteith pour estimer l'évaporation d'une surface hydrologique n'ait pas d'avenir, étant simplement un forçage de la réalité pour se conformer aux concepts développés pour de petites surfaces humides* ». On peut en effet penser que les paramètres aérodynamiques perdent de leur pertinence pour estimer l'ETP à l'échelle du bassin versant.

4.5. Synthèse

L'objectif de cette étude de sensibilité était de vérifier sur un large échantillon les résultats trouvés dans la littérature concernant l'insensibilité des modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP, et notamment les résultats obtenus par Hervieu (2001). Pour cela, nous avons utilisé l'échantillon de 308 bassins versants et testé 27 formules d'ETP de diverses conceptions et utilisant jusqu'à quatre paramètres climatiques.

Nous avons vu que dans l'ensemble, les modèles pluie-débit se comportent tous de la même manière et il est ainsi possible de généraliser les conclusions tirées :

1. Les modèles pluie-débit sont peu sensibles à l'entrée d'ETP ; des formules de conceptions fortement différentes conduisent à des performances équivalentes en termes de simulation de débit ;
2. Le modèle de Penman qui, pris à l'échelle de la parcelle, semble avoir le meilleur fondement physique et qui est largement utilisé en modélisation pluie-débit, n'est pas celui qui conduit aux meilleures simulations de débits,
3. Les modèles d'ETP basés sur les paramètres énergétiques (rayonnement, température de l'air) semblent être les plus pertinents pour la modélisation pluie-débit. Parmi eux, le modèle de McGuinness semble donner les résultats les plus intéressants.

Du point de vue opérationnel, les conclusions sont très positives puisque nous avons montré qu'une formule d'ETP utilisant uniquement des données de température permettait d'obtenir des performances des modèles pluie-débit équivalentes voire supérieures à des formules plus complexes et plus demandeuses en données, telle la formule de Penman. Cette remise en cause de l'ETP de Penman est cruciale, puisque la plupart des modèles pluie-débit l'utilisent. De plus, dans beaucoup de cas, les données nécessaires au calcul de l'ETP de Penman ne sont pas disponibles pour les études hydrologiques. L'utilisateur des modèles pluie-débit peut donc s'affranchir de la collecte assez lourde (et coûteuse) de données climatiques historiques.

Chapitre 5

Chapitre 5 Impact de la variabilité temporelle de l'ETP sur les performances des modèles pluie-débit

5.1. Introduction

Comme nous l'avons rappelé au Chapitre 1, l'utilisation de données d'ETP datées n'est souvent pas possible compte tenu de la rareté de chroniques longues et sans lacune des variables climatiques journalières. La plupart des modélisateurs utilisent des données d'ETP interannuelles. Même si la courbe de régime de l'ETP reflète bien le cycle saisonnier de l'ETP, le fait d'utiliser ce type de courbe suppose que les conditions climatiques du jour considéré sont « normales ». Or, beaucoup d'applications des modèles pluie-débit s'intéressent aux périodes de conditions climatiques extrêmes (périodes de crues, de sécheresse), pour lesquelles le modèle est susceptible d'avoir besoin d'informations spécifiques sur le climat.

Cette pratique est encouragée par quelques résultats de modélisation, indiquant une faible sensibilité des modèles pluie-débit à la variabilité temporelle de l'ETP. Ainsi, Burnash (1995) n'hésite pas à affirmer qu'en bien des endroits, une courbe moyenne annuelle d'évapotranspiration potentielle aura autant de signification que toute autre information discrète (c'est-à-dire datée).

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer le bénéfice obtenu en termes de performance des simulations des modèles pluie-débit avec des chroniques d'ETP datées par rapport aux simulations obtenues avec des valeurs d'ETP interannuelles.

5.2. Revue bibliographique

Il n'existe que peu d'études publiées comparant les résultats de modélisation hydrologique obtenus avec les ETP datées et interannuelles. Cependant, au vu de l'utilisation répandue de courbes de régime de l'ETP, il semble que l'insensibilité des modèles à la variabilité temporelle de cette variable ait été constatée par nombre d'utilisateurs :

- Calder (1983) a étudié les performances d'un modèle hydrologique utilisant en entrée des formulations de l'ETP plus ou moins sophistiquées sur six sites expérimentaux au Royaume Uni. Les résultats étaient inattendus puisqu'une courbe annuelle d'ETP obtenue à partir d'une seule station fournissait les meilleures simulations hydrologiques ;
- Andersson et Harding (1991) ont obtenu des résultats équivalents pour deux sites de prairies en Suède. Par contre, lorsqu'ils comparaient les simulations de débits sur six parcelles situées au Royaume Uni et dans les forêts suédoises, ils ont obtenu des simulations nettement meilleures avec l'ETP interannuelle ;
- Parmi les tentatives faites pour améliorer la prise en compte de l'ETP dans GR4J, on peut citer celles d'Edijatno (1991) et de Kribèche (1994). Edijatno a montré sur un échantillon de dix bassins versants que l'utilisation de données d'ETP mensuelles datées au lieu de données interannuelles ne garantissait pas des résultats systématiquement meilleurs ; de plus, l'amélioration moyenne des performances du modèle était très faible. Kribèche, travaillant sur trois bassins, a utilisé des données d'ETP datées au pas de temps journalier. Il ne trouve cependant aucune amélioration notable des performances du modèle ;
- Fowler (2002) a étudié l'intérêt d'utiliser des données datées en modélisation hydrologique. Il a comparé les simulations d'un modèle hydrogéologique utilisant successivement les ETP datées et les ETP

interannuelles. Les tests ont porté sur un site en Nouvelle Zélande pendant treize ans et Fowler a approfondi ses recherches en scindant la chronique en périodes sèches et périodes humides. Les résultats ont montré que l'ETP interannuelle pouvait remplacer l'ETP datée sans que les simulations en soient très perturbées, même pendant les périodes relativement sèches.

Malgré le faible nombre de publications à ce sujet, il semble y avoir un consensus pour dire que les ETP interannuelles sont une entrée aussi valable que les ETP datées en modélisation pluie-débit, corroborant ainsi l'affirmation de Burnash (1995). Cependant, il est assez regrettable que peu d'auteurs fournissent une explication de ce constat pourtant inquiétant. En effet, si ce résultat était avéré sur un large échantillon, cela voudrait dire que les modèles pluie-débit ne tirent pas parti d'une information beaucoup plus précise sur le climat. Ceci serait d'autant plus surprenant qu'il peut exister des différences importantes entre ces deux entrées pour certaines stations météorologiques. Rappelons cependant que les conclusions tirées par ces auteurs sont issues de résultats à partir de quelques bassins versants (ou parcelles). Il s'agit donc en premier lieu de confirmer ou d'infirmier ce constat sur un échantillon plus large.

5.3. Méthodologie

5.3.1. Comparaison des chroniques d'ETP datées et interannuelles

Afin de quantifier la sensibilité d'un modèle pluie-débit à la variabilité interannuelle de l'entrée d'ETP, nous voulions tout d'abord évaluer les différences existant entre les chroniques d'ETP datées et interannuelles. En effet, le fait que les modèles pluie-débit ne soient pas sensibles aux fluctuations journalières de l'ETP n'est pas surprenant, puisque le sol a un rôle intégrateur des variations climatiques et a ainsi une certaine inertie. Cependant, si les écarts entre chroniques d'ETP datées et interannuelles restent considérables au pas de temps décennaires, voire mensuel et annuel, il est difficile de penser que cela n'aura pas de conséquences sur les simulations de débits.

Nous présentons donc dans un premier temps des échantillons de chroniques d'ETP pour deux stations météorologiques et cinq formules d'ETP (Figure 5-1 et Figure 5-2). Cette approche n'est pas quantitative mais permet d'illustrer les différences existant entre les entrées d'ETP testées.

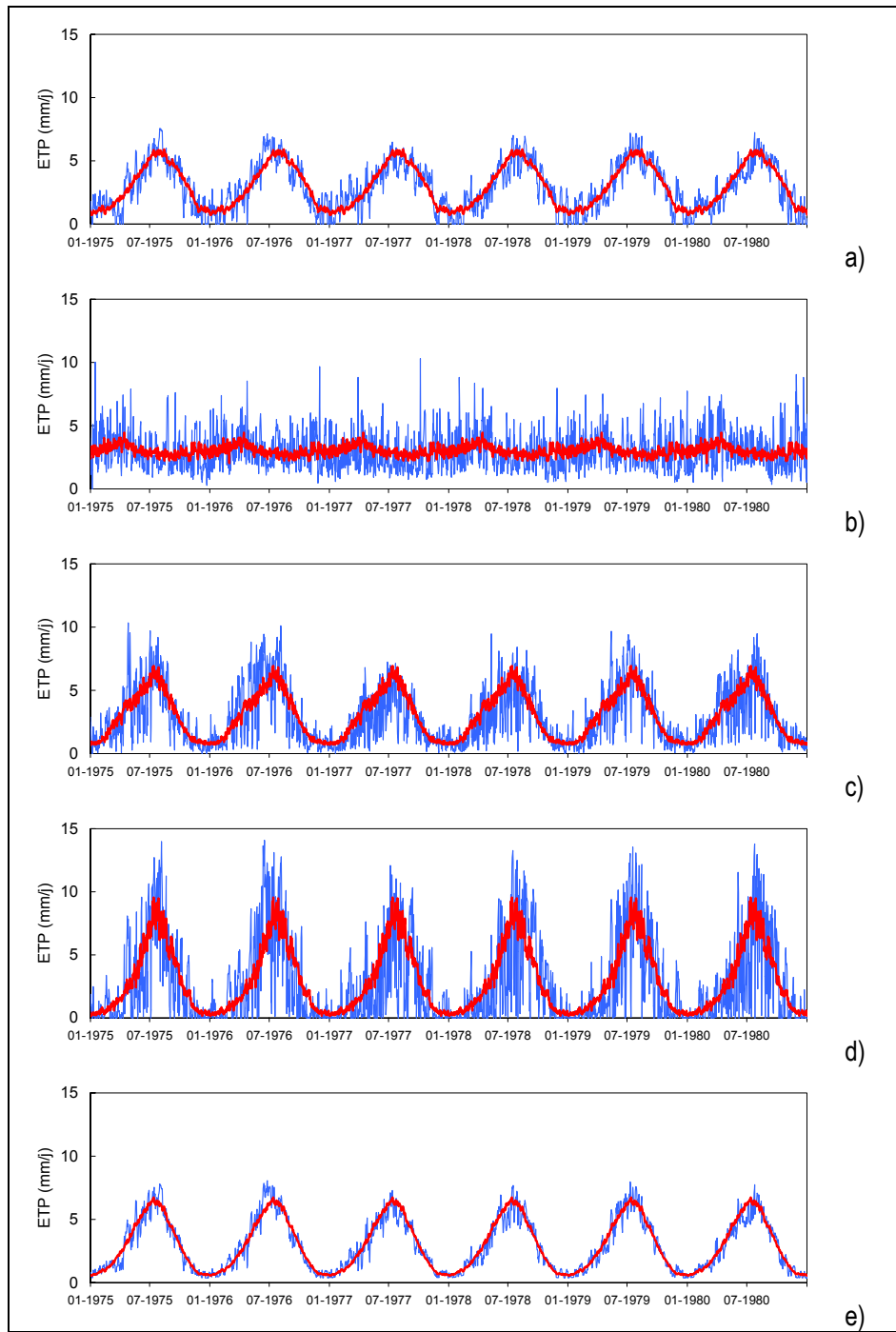


Figure 5-1 : Chroniques d'ETP datées et interannuelles à la station de Millau (France) en utilisant les formules de (a) température moyenne, (b) vitesse du vent, (c) Penman, (d) Thornthwaite et (e) McGuinness et Bordne.

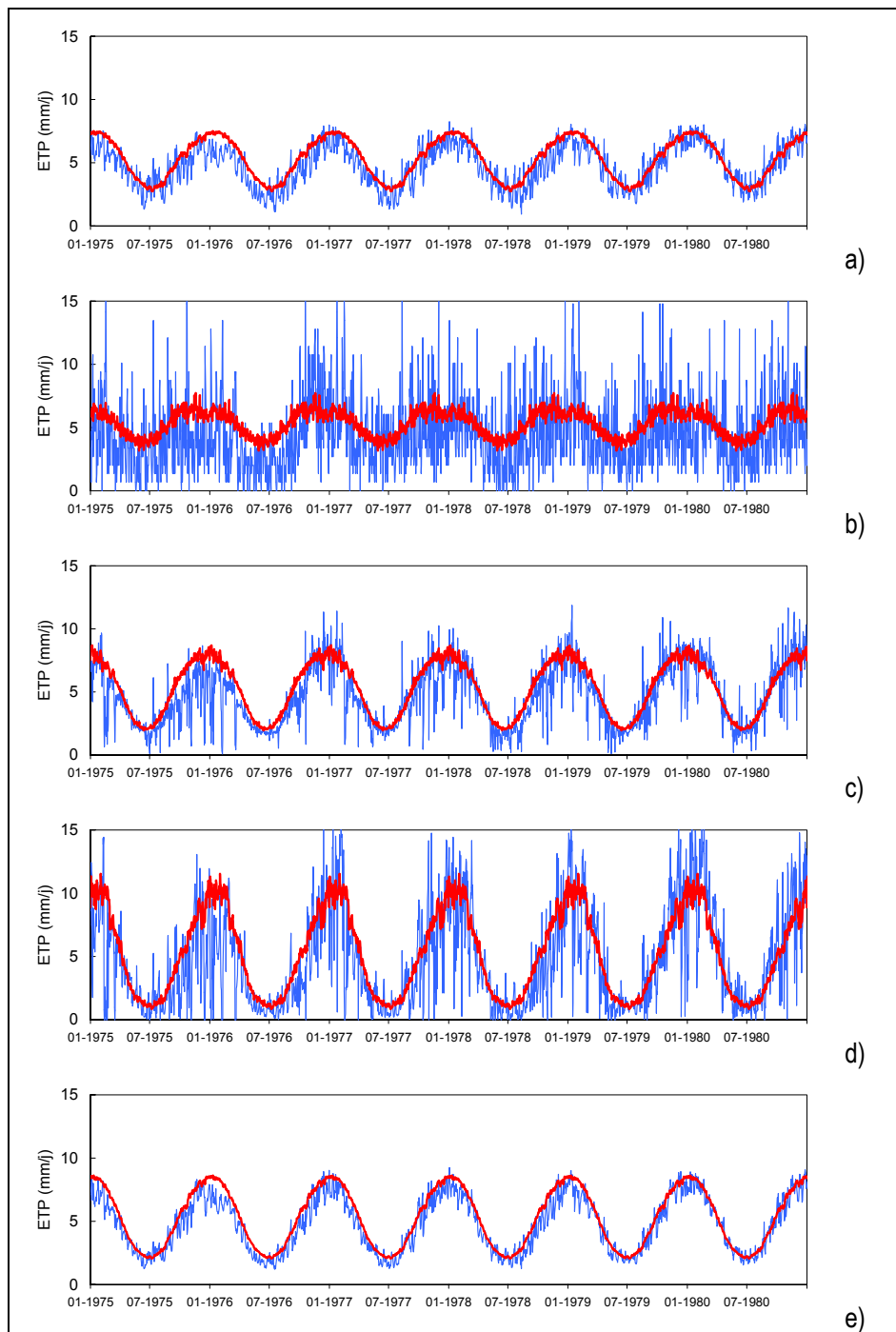


Figure 5-2 : Chroniques d'ETP datées et interannuelles à la station d'Alice Springs (Australie) en utilisant les formules de (a) température moyenne, (b) vitesse du vent, (c) Penman, (d) Thornthwaite et (e) McGuinness et Bordne.

Les chroniques d'ETP représentées à la Figure 5-1 et à la Figure 5-2 montrent des écarts très importants entre les valeurs journalières datées et interannuelles de l'ETP. Ces écarts semblent plus marqués pendant les jours de reprise de l'ETP (automne et printemps) et peuvent être conséquents pour des périodes assez longues : l'ETP de l'été 1976 a été largement sous-estimée à la station de Millau et sur-estimée à la station d'Alice Springs.

Notons également que ces différences entre les deux séries dépendent de la formule d'ETP sélectionnée. Une formule d'ETP telle que la formule de McGuinness, pour laquelle le rayonnement extraterrestre joue un rôle primordial, ne s'écarte que très peu de sa courbe de régime. En revanche, les différences sont beaucoup plus marquées pour la formule de Penman.

Notons enfin que l'amplitude des variations saisonnières des données moyennes change beaucoup d'une formule à l'autre, avec de très faibles variations pour la formule basée sur le vent et des variations beaucoup plus importantes pour la formule de Thornthwaite.

5.3.2. Tests effectués

La méthodologie de test utilisée pour évaluer l'intérêt d'utiliser l'ETP datée comme entrée d'un modèle pluie-débit au lieu de l'ETP interannuelle est la même qu'au Chapitre 4. Nous rappelons dans les grandes lignes ses caractéristiques :

- Echantillon de 308 bassins versants ;
- Tests avec quatre modèles pluie-débit (GR4J, HBV0, IHAC et TOPMO) ;
- Découpage des séries de données en 2498 périodes de validation ;
- Procédure automatique de calage-validation ('split-sample test') ;
- Evaluation des simulations de débits par quatre critères de performance : le critère de Nash appliqué sur les débits, sur les racines carrées des débits et sur les logarithmes des débits, et le critère de bilan.

Contrairement au Chapitre 4, il ne s'agit plus ici de comparer les résultats entre formules d'ETP, mais de comparer pour chaque formule d'ETP les écarts de simulations de débits lorsque l'on prend l'ETP datée ou l'ETP interannuelle en entrée. Afin d'analyser en détail les résultats obtenus avec les deux entrées, nous nous focalisons tout d'abord sur l'ETP de Penman. Cependant, comme nous avons vu que, suivant la formule choisie, les chroniques datées et interannuelles étaient plus ou moins proches, nous donnons ensuite les résultats pour l'ensemble des 27 formules d'ETP sélectionnées au Chapitre 4.

5.4. Présentation des résultats sur l'ensemble de l'échantillon

5.4.1. Résultats obtenus avec l'ETP de Penman

Un test systématique a été réalisé avec les quatre modèles pluie-débit sur l'ensemble des 308 bassins versants. Les ETP datées puis interannuelles ont successivement été utilisées en entrée et les performances des modèles pluie-débit obtenues avec ces deux entrées sont comparées sur les 2498 périodes de validation.

Les Figure 5-3 à Figure 5-6 montrent les quatre critères d'évaluation en validation obtenus soit avec l'ETP datée soit avec l'ETP interannuelle. Les quatre critères ont des comportements relativement semblables en dehors du critère de bilan, qui présente des valeurs élevées. D'une manière générale, les résultats sont homogènes : l'utilisation de l'ETP datée par rapport à l'ETP interannuelle ne semble pas justifiée par les performances des quatre modèles pluie-débit. Le gain possible en utilisant des données datées est limité et non systématique (c'est-à-dire concerne seulement quelques bassins). Ces résultats confirment ceux obtenus par Calder (1983) et Fowler (2002) : l'utilisation de l'ETP datée n'apporte pas de meilleures simulations des modèles hydrologiques.

Concernant la capacité relative de certains modèles pluie-débit à tirer parti de l'information datée, il semble difficile d'affirmer qu'un modèle soit plus habile qu'un autre. En effet, plus les critères de Nash sont élevés, moins les différences entre les deux modes sont marquées. Ainsi, les modèles les moins performants (HBV0 et IHAC) sont ceux qui semblent bénéficier le plus de l'information datée, mais ceci ne peut être considéré comme un avantage.

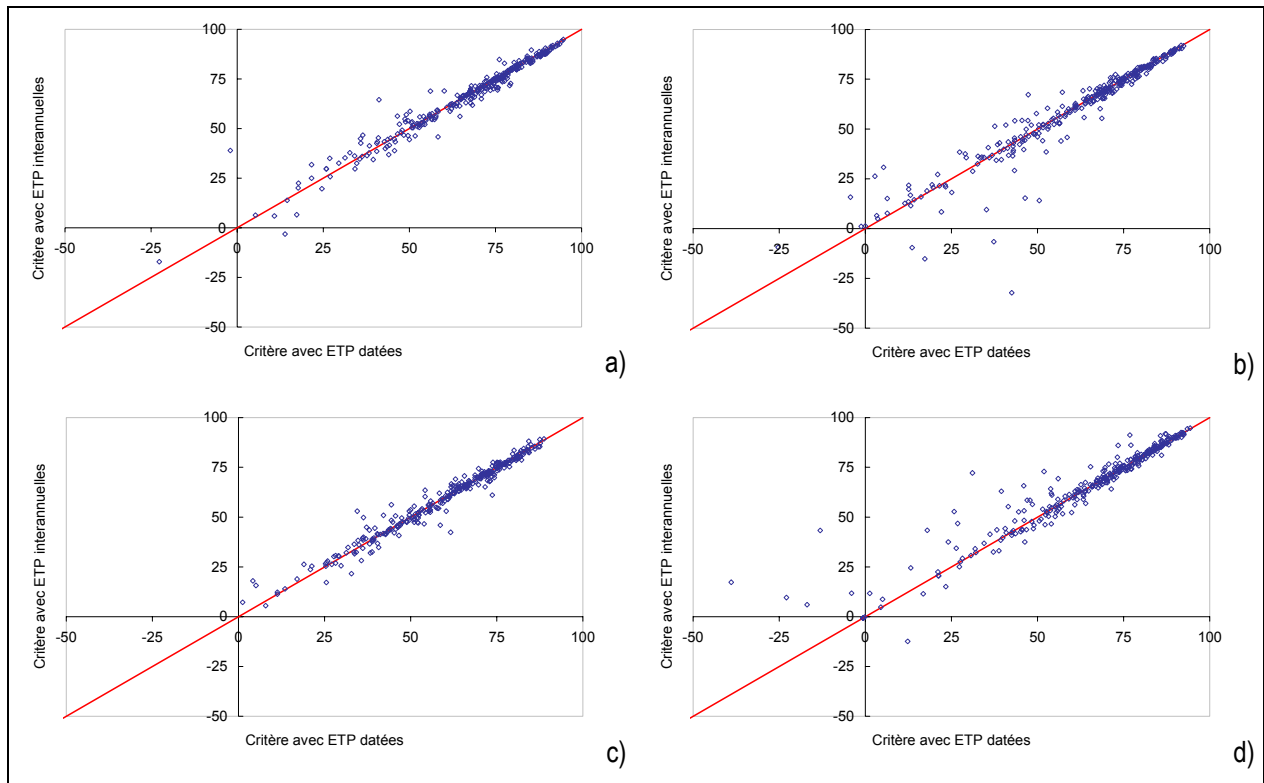


Figure 5-3 : Critères de Nash sur les débits obtenus en validation avec les modèles a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO et en utilisant soit les ETP datées soit les ETP interannuelles

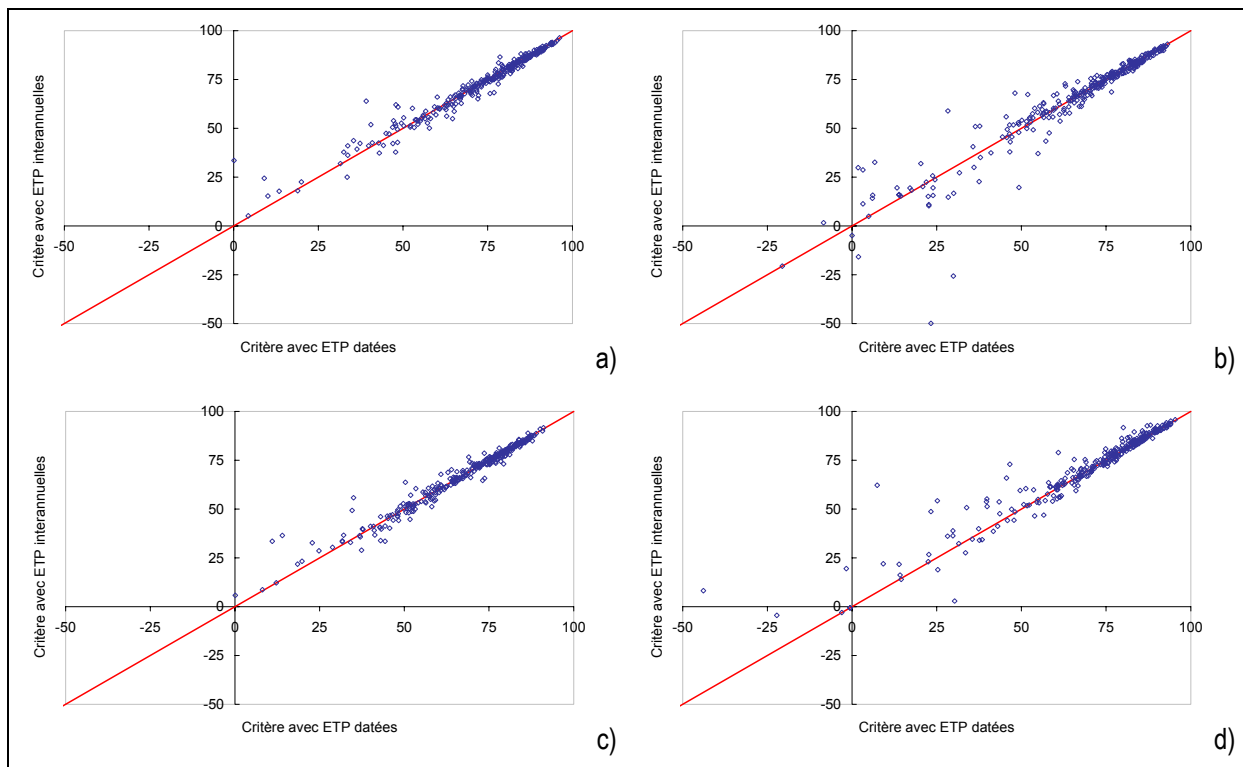


Figure 5-4 : Critères de Nash sur les racines carrées des débits obtenus en validation avec les modèles a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO et en utilisant soit les ETP datées soit les ETP interannuelles

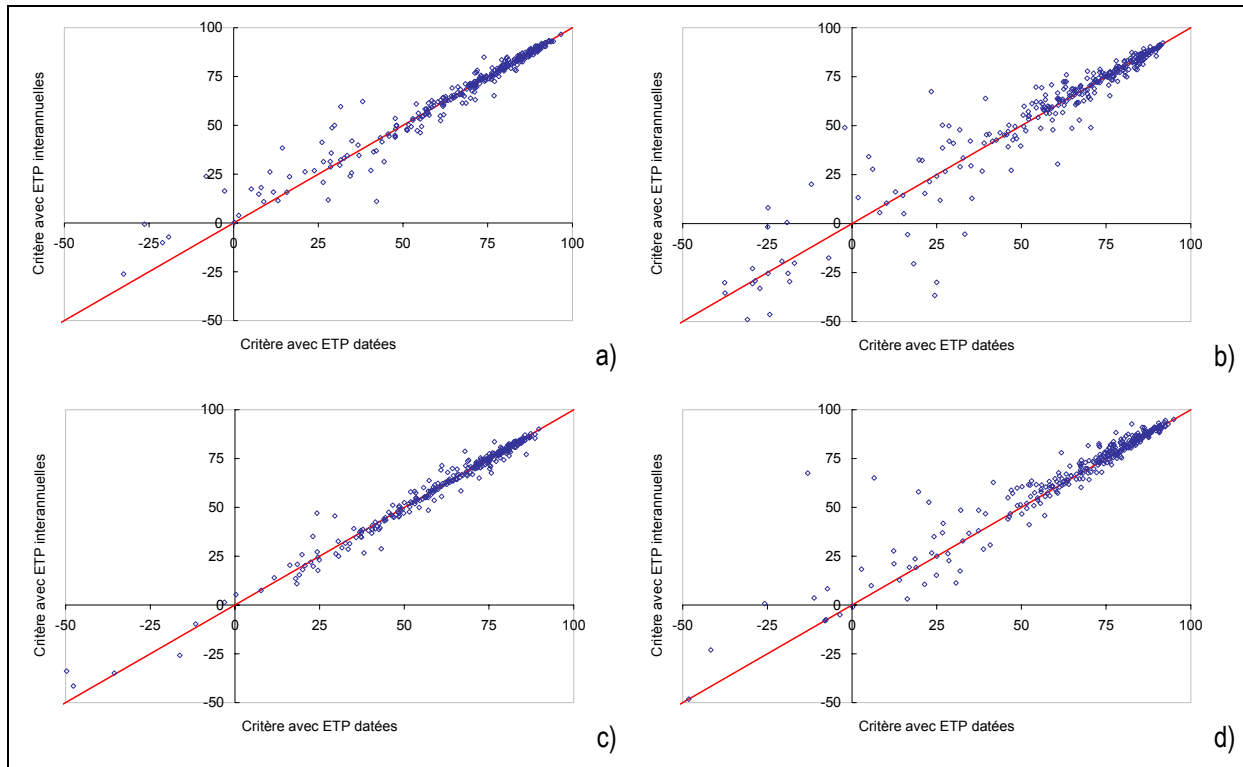


Figure 5-5 : Critères de Nash sur les logarithmes des débits obtenus en validation avec les modèles a) GR4J, b) HBV0, d) IHAC et d) TOPMO et en utilisant soit les ETP datées soit les ETP interannuelles

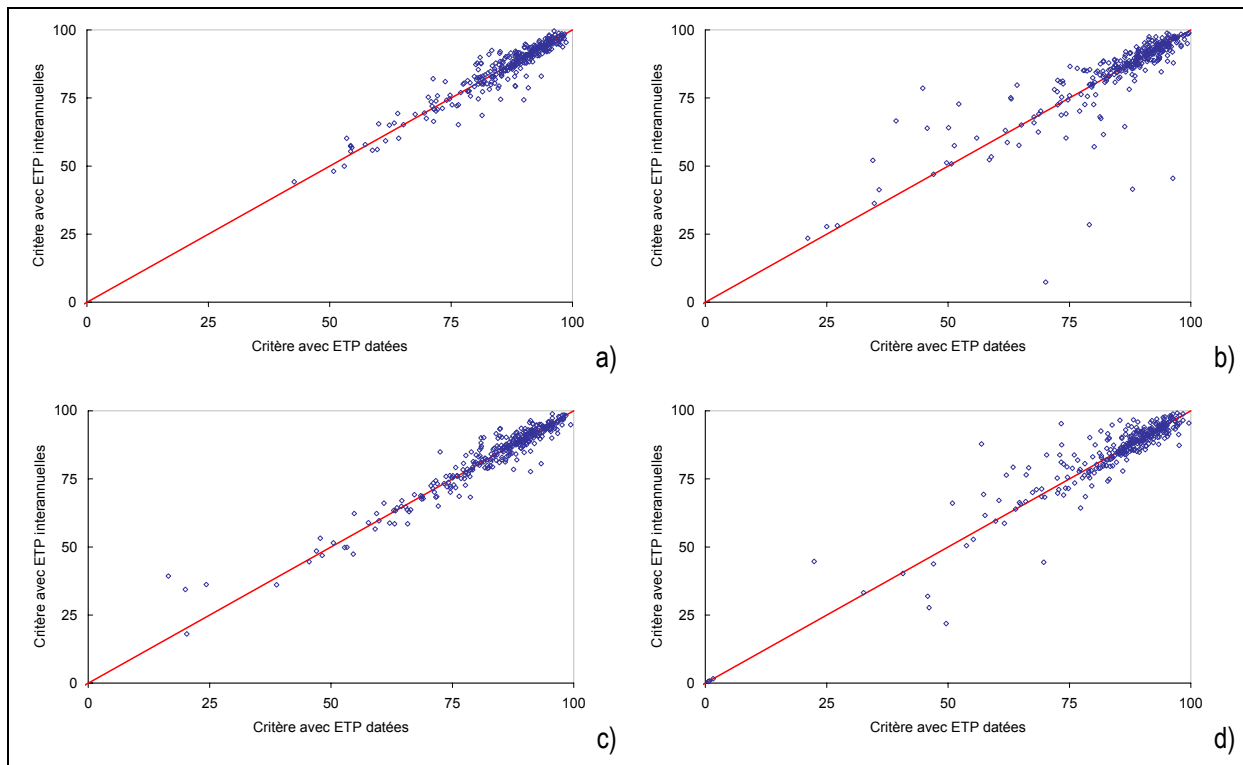


Figure 5-6 : Critères de bilan obtenus en validation avec les modèles a) GR4J, b) HBV0, d) IHAC et d) TOPMO et en utilisant soit les ETP datées soit les ETP interannuelles

5.4.2. Résultats obtenus avec d'autres formules d'ETP

Nous avons vu au paragraphe 5.3.1 que des différences entre chroniques datées et interannuelles d'ETP dépendaient de la formule d'ETP considérée. Ainsi, il nous semblait intéressant de ne pas restreindre notre analyse à l'ETP de Penman. Nous avons donc effectué les tests précédents sur l'ensemble des 27 formules d'ETP. La Figure 5-7 donne les résultats obtenus avec successivement des ETP datées en entrée du modèle et des ETP interannuelles journalières. Nous avons choisi de représenter les écarts obtenus sur la médiane puisque nous avons vu précédemment que la médiane était un bon indicateur de l'ensemble de la distribution des critères. De plus, nous ne représentons sur cette figure que les performances en terme de critère de Nash sur les débits et les racines carrées des débits, les autres critères donnant des résultats assez équivalents.

Les résultats de la Figure 5-7 confirment ceux obtenus avec la formule de Penman. Les différences de performance entre ETP datées et ETP interannuelles sont très faibles, avec des écarts ne dépassant que rarement 1%.

Ces résultats sont relativement homogènes pour les quatre modèles pluie-débit. Le modèle TOPMO a un comportement assez particulier puisque les ETP interannuelles sont systématiquement supérieures aux ETP datées, quelle que soit la formule d'ETP utilisée. Ceci est assez surprenant puisque TOPMO a une procédure de détermination de l'évapotranspiration réelle à partir de l'ETP la plus sophistiquée, incluant deux paramètres libres. Ces résultats contradictoires peuvent être dus à une sur-paramétrisation de cette partie du modèle. De plus, l'estimation de l'évapotranspiration au sein de TOPMO se fait à l'aide de deux réservoirs (celui d'interception et celui de production), et il est possible que ces deux réservoirs contribuent à filtrer d'autant plus les différences entre ETP datées et ETP interannuelles. Ceci sera discuté plus amplement au Chapitre 9.

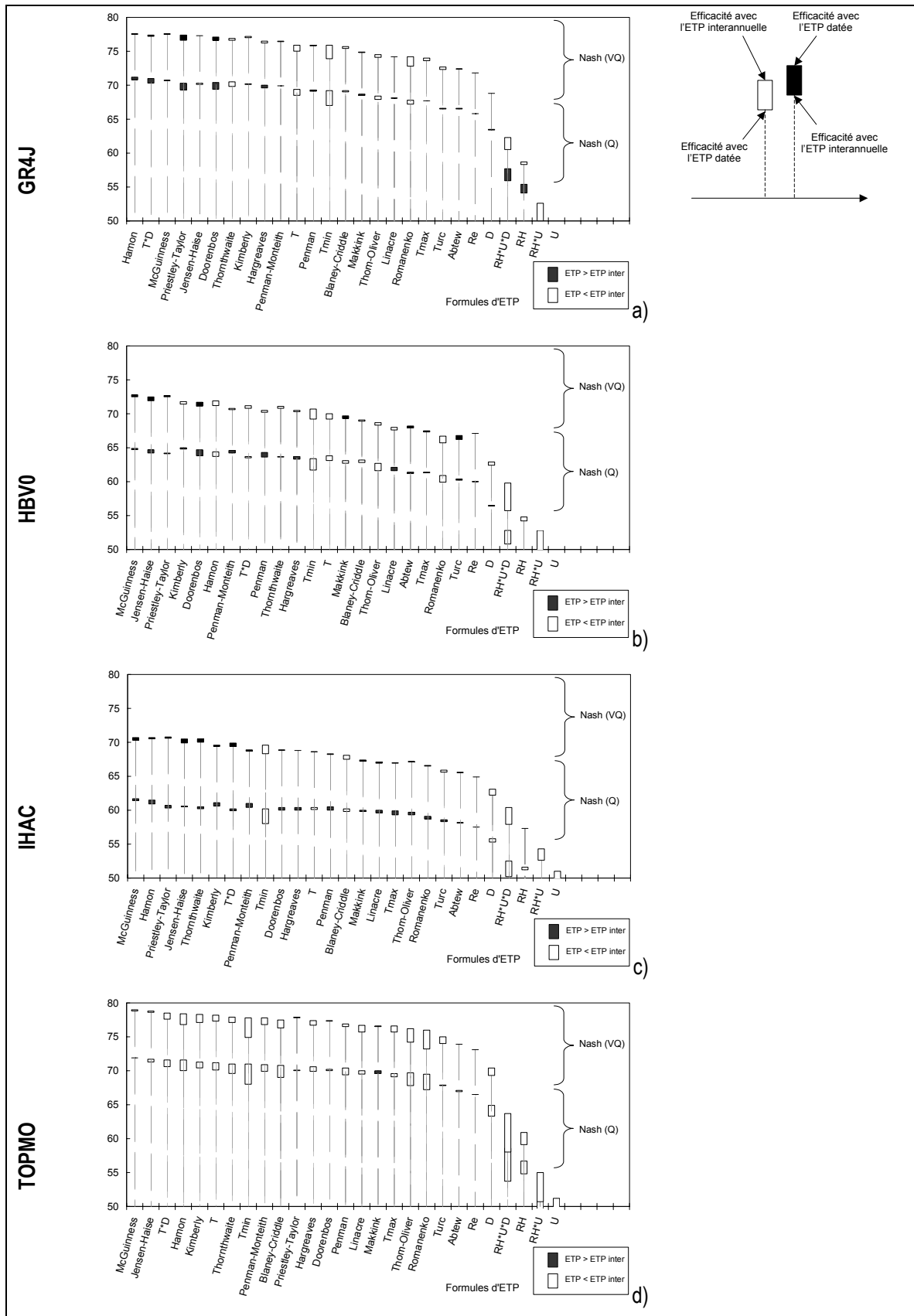


Figure 5-7 : Comparaison des performances des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO avec ETP datées et interannuelles.

5.5. Une information temporelle fine de l'ETP est-elle utile sous certaines conditions climatiques ?

Les résultats obtenus précédemment sont extrêmement surprenants puisqu'ils semblent suggérer qu'une information datée de l'ETP n'apporte aucune précision utile pour les modèles pluie-débit. Ces résultats nets obtenus sur plus de 300 bassins versants sont incontestables et sont par ailleurs soutenus par les conclusions d'études antérieures de moindre ampleur.

Cependant, certains points de la méthodologie utilisée peuvent soulever des interrogations quant à la généralisation des résultats. En effet, jusqu'à présent, nous avons indiqué les résultats dans leur ensemble, sans différencier des classes de bassins. Les résultats exposés précédemment représentent les médianes des critères obtenus sur l'ensemble des bassins versants. Ainsi, les bassins versants à faible variabilité annuelle d'ETP atténuent peut-être des différences plus marquées pour les bassins à forte variabilité annuelle d'ETP.

D'autre part, les critères d'évaluation utilisés, même s'ils permettent une évaluation pour des épisodes hydrologiques variés (crues avec le critère de Nash sur les débits et étiages avec le critère de Nash sur les logarithmes des débits), sont des résultats moyens sur l'ensemble de la période de contrôle. Ainsi, des différences marquées de performances pour des épisodes secs peuvent être atténuées par des résultats d'épisodes pluvieux importants sur la même période de contrôle.

Dans ce paragraphe, nous essayons de donner une idée de la généralité des résultats obtenus précédemment. Notre démarche sera simple et l'analyse reste descriptive et permet de vérifier si les différences de performances entre formules ne sont pas dues à un petit groupe de bassins.

5.5.1. Analyse des résultats suivant les caractéristiques hydroclimatiques des bassins versants

L'intérêt d'utiliser les ETP datées à la place des ETP interannuelles peut dépendre des conditions hydroclimatiques des bassins considérés. Par exemple, l'ETP est susceptible de jouer un rôle majeur sur les bassins semi-arides et il est concevable que sur ces bassins, l'ETP datée soit plus appropriée.

Afin de répondre simplement à cette interrogation, nous avons représenté sur la Figure 5-8 les différences en termes de critères de Nash entre les performances obtenues avec ETP de Penman datées ou interannuelles, suivant trois caractéristiques physico-climatiques des bassins versants : l'indice d'aridité (ETP/P), la surface du bassin versant (km²) et l'ETP moyenne annuelle (mm/an). Seuls les résultats avec le critère de Nash sur les débits sont présentés, les autres critères fournissant le même type de résultats.

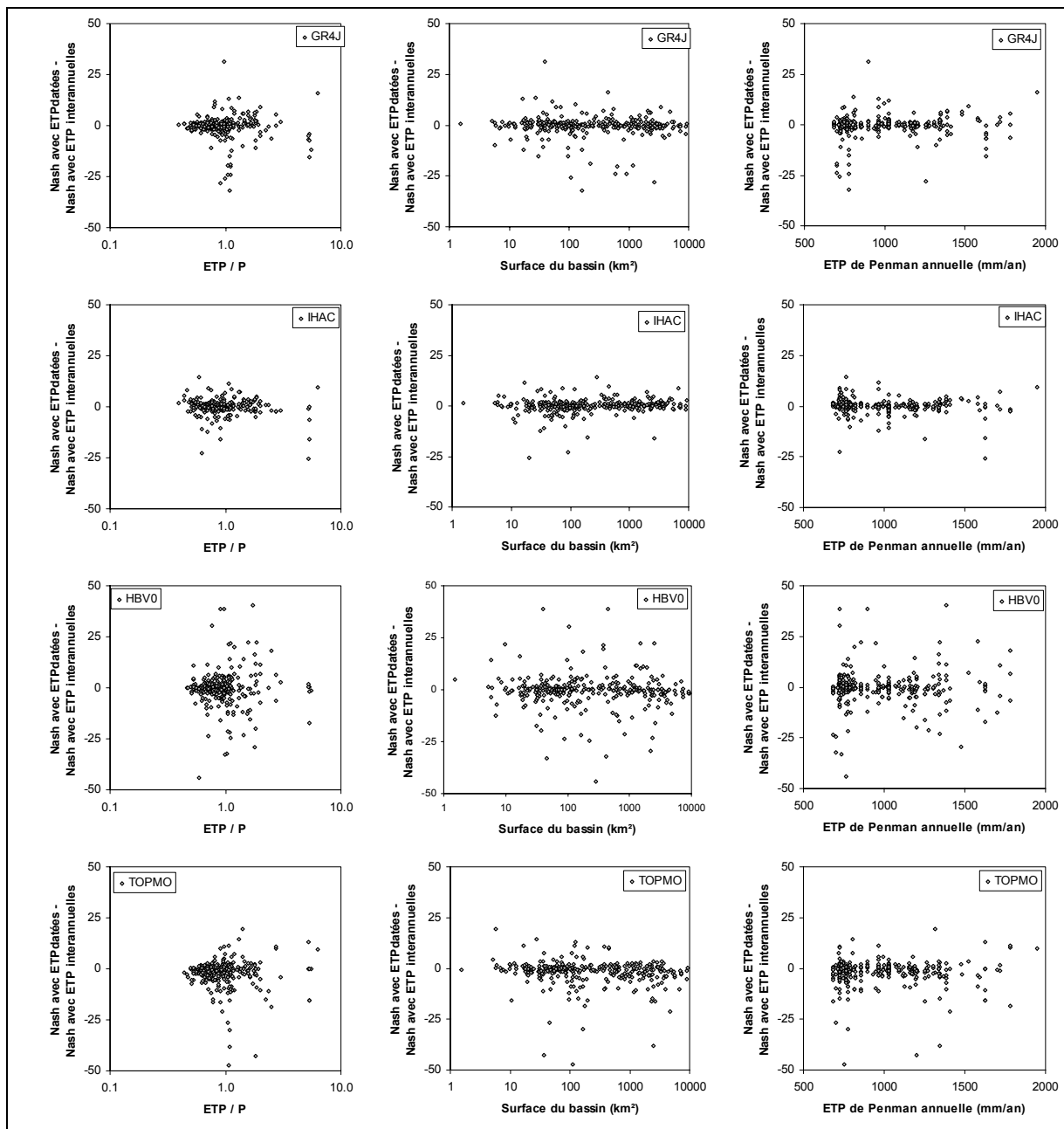


Figure 5-8 : Différences entre l'ETP de Penman datée et interannuelle en termes de performances des quatre modèles pluie-débit en fonction des caractéristiques des bassins versants.

Les résultats ne montrent pas d'influence des caractéristiques des bassins versants sur les différences entre ETP datées et ETP interannuelles. Même sur les bassins semi-arides, les performances ne sont pas dégradées lorsque les ETP interannuelles sont utilisées. Ainsi, les résultats ne semblent pas dépendre des caractéristiques climatiques du bassin considéré.

5.5.2. Analyse descriptive par zone géographique

La Figure 5-9 indique les différences de répartition des critères de Nash sur l'ensemble de l'échantillon des 308 bassins versants.

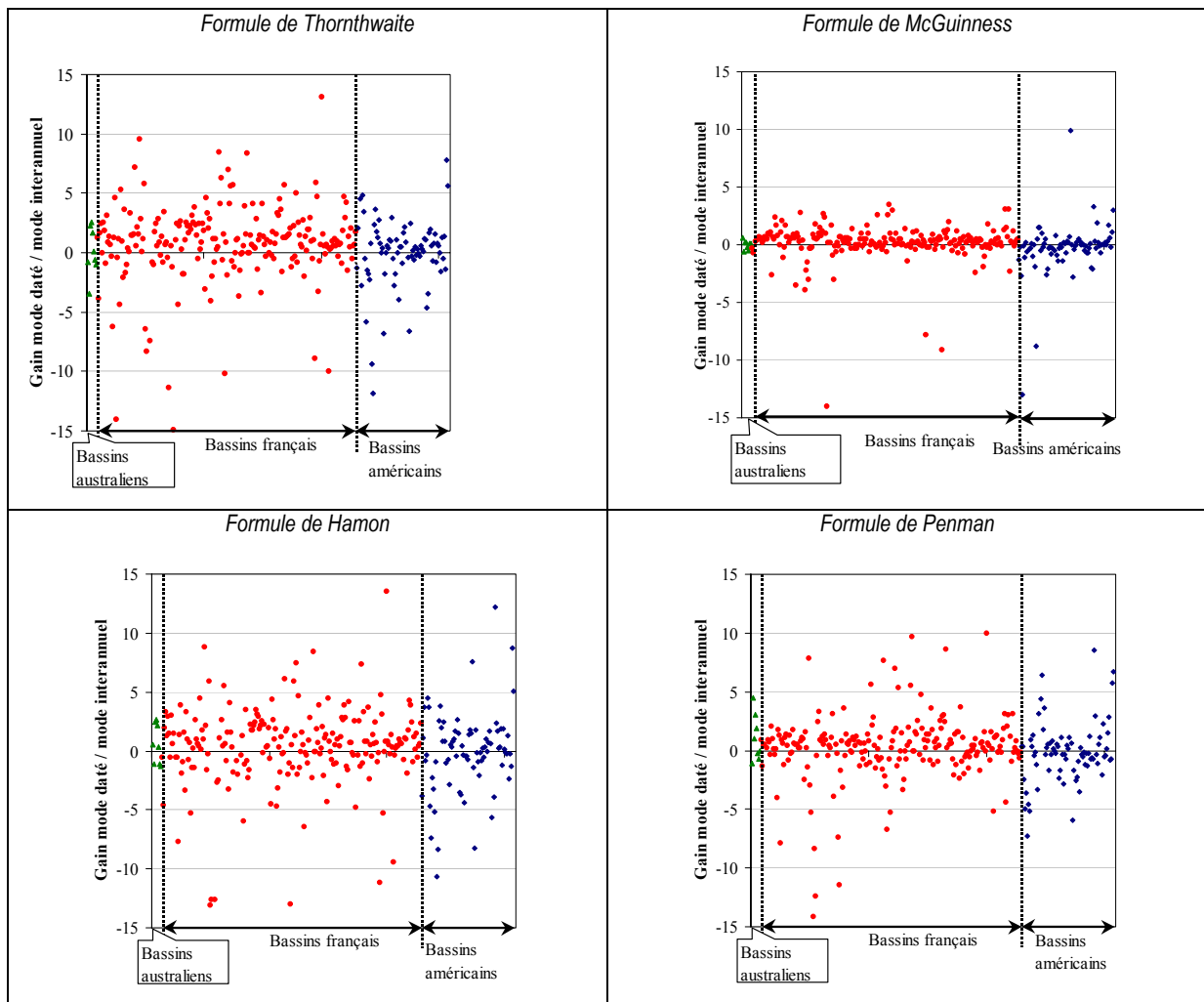


Figure 5-9 : Gains obtenus avec l'utilisation de l'ETP en mode daté par rapport au mode interannuel suivant la situation géographique des bassins

La Figure 5-9 met en évidence que les gains ne sont généralement pas fonction de la situation géographique du bassin : les différences entre les deux modes sont assez faibles sur l'ensemble de l'échantillon. Ceci est d'autant plus le cas si la formule est basée sur le rayonnement (formule de McGuinness ou de Hamon).

Afin d'approfondir les résultats précédents, nous présentons des cartes indiquant pour chaque bassin l'ordre de grandeur de l'écart existant entre les modes daté et interannuel. L'intérêt de ces cartes est d'identifier les éventuelles zones climatiques pour lesquelles les ETP datées sont à privilégier par rapport aux ETP interannuelles. Nous nous sommes limités aux cartes de la France et des Etats-Unis pour deux formules d'ETP, la formule de Penman et la formule de McGuinness.

Tout d'abord, nous pouvons remarquer sur ces cartes que les résultats obtenus précédemment sont vérifiés : quel que soit le modèle pluie-débit utilisé, les fluctuations datées de la formule de McGuinness ont beaucoup moins d'impact sur les performances du modèle que celle de la formule de Penman. De plus, nous pouvons remarquer que la majeure partie des bassins ont des différences quasiment négligeable (entre -2% et 2%), ce qui avait déjà été mis en évidence sur les distributions des critères de Nash.

Sur ces cartes, il est également intéressant de noter que certaines zones sont plus sensibles au changement daté/interannuel que d'autres. Par exemple, les bassins du Massif central, du nord de la région parisienne ainsi que les bassins du Nord Texas, de l'Oklahoma et du Kansas sont plus sensibles que les autres à la variabilité temporelle de l'ETP. Cependant, il est impossible de dire que pour ces régions, un mode l'emporte particulièrement sur l'autre. Ceci dépend des modèles pluie-débit utilisés et du bassin considéré. Deux bassins,

même proches, peuvent avoir des comportements différents. Il semble difficile de conclure sur l'importance de tel mode d'entrée de l'ETP suivant le bassin considéré.

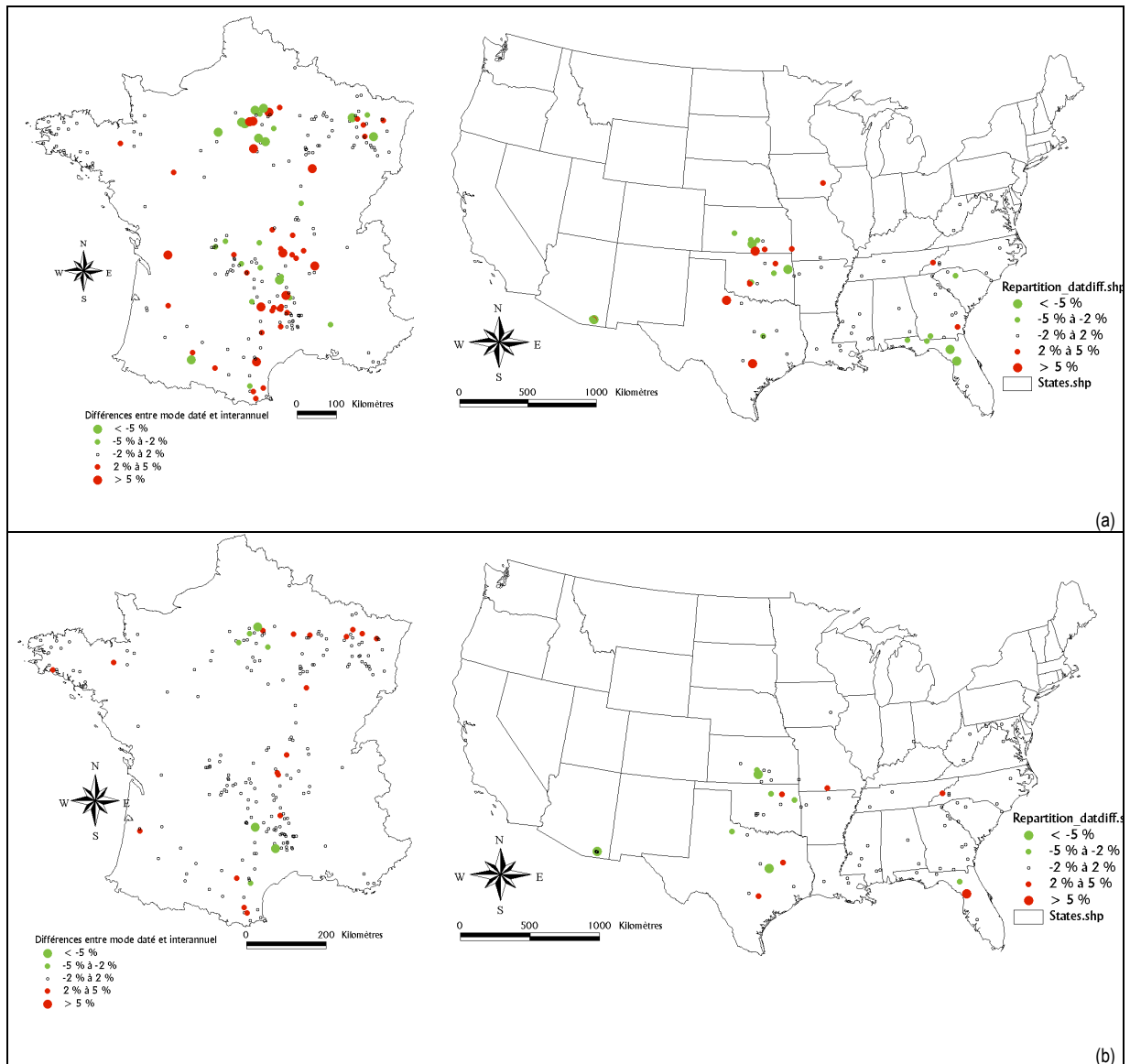


Figure 5-10: Carte indiquant les différences entre l'utilisation de l'ETP datée et l'utilisation de l'ETP interannuelle calculées par les formules de Penman (a) et de McGuinness (b). Cas du modèle GR4J.

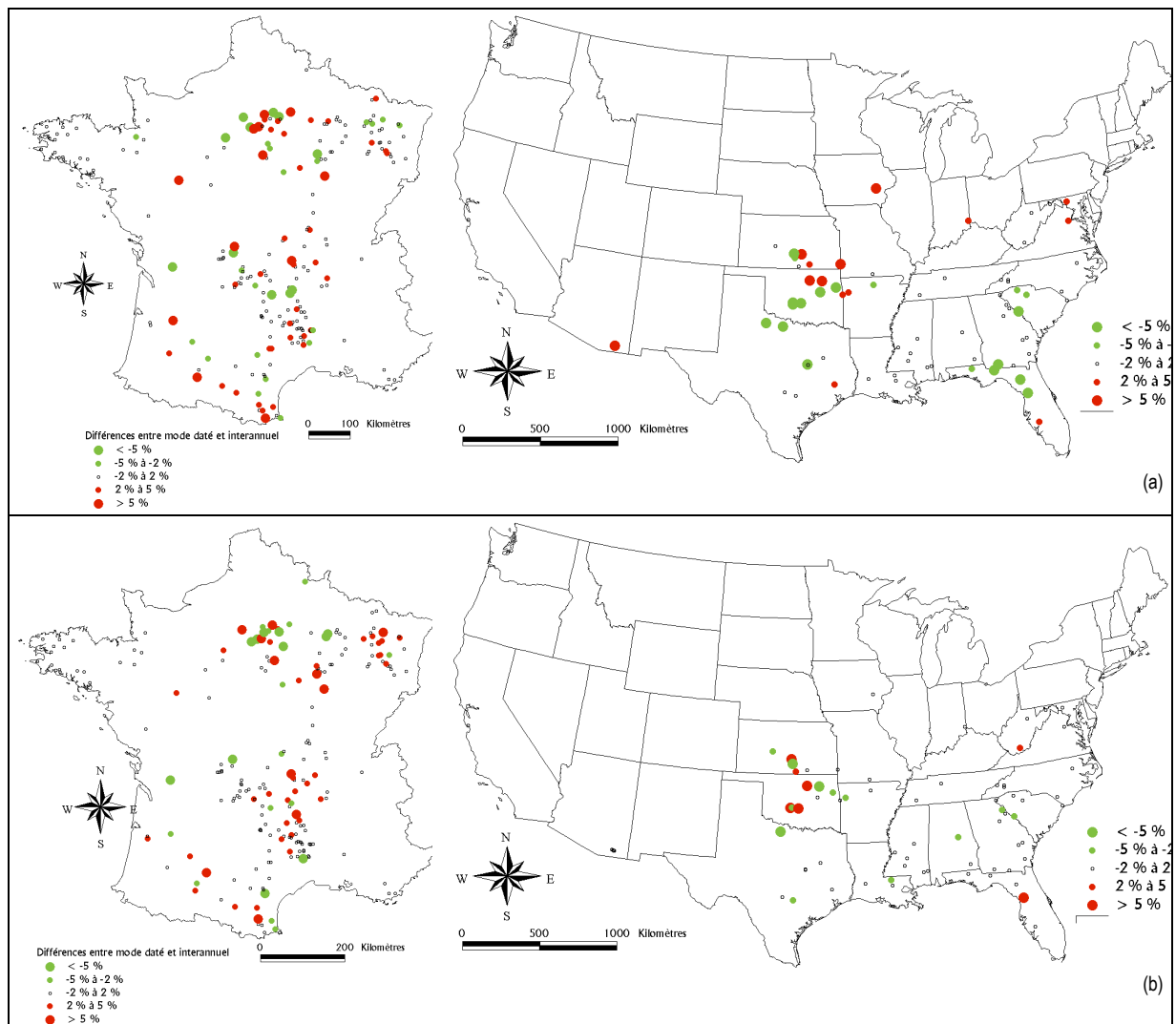


Figure 5-11: Carte indiquant les différences entre l'utilisation de l'ETP datée et l'utilisation de l'ETP interannuelle calculées par les formules de Penman (a) et de McGuinness (b). Cas du modèle HBV0

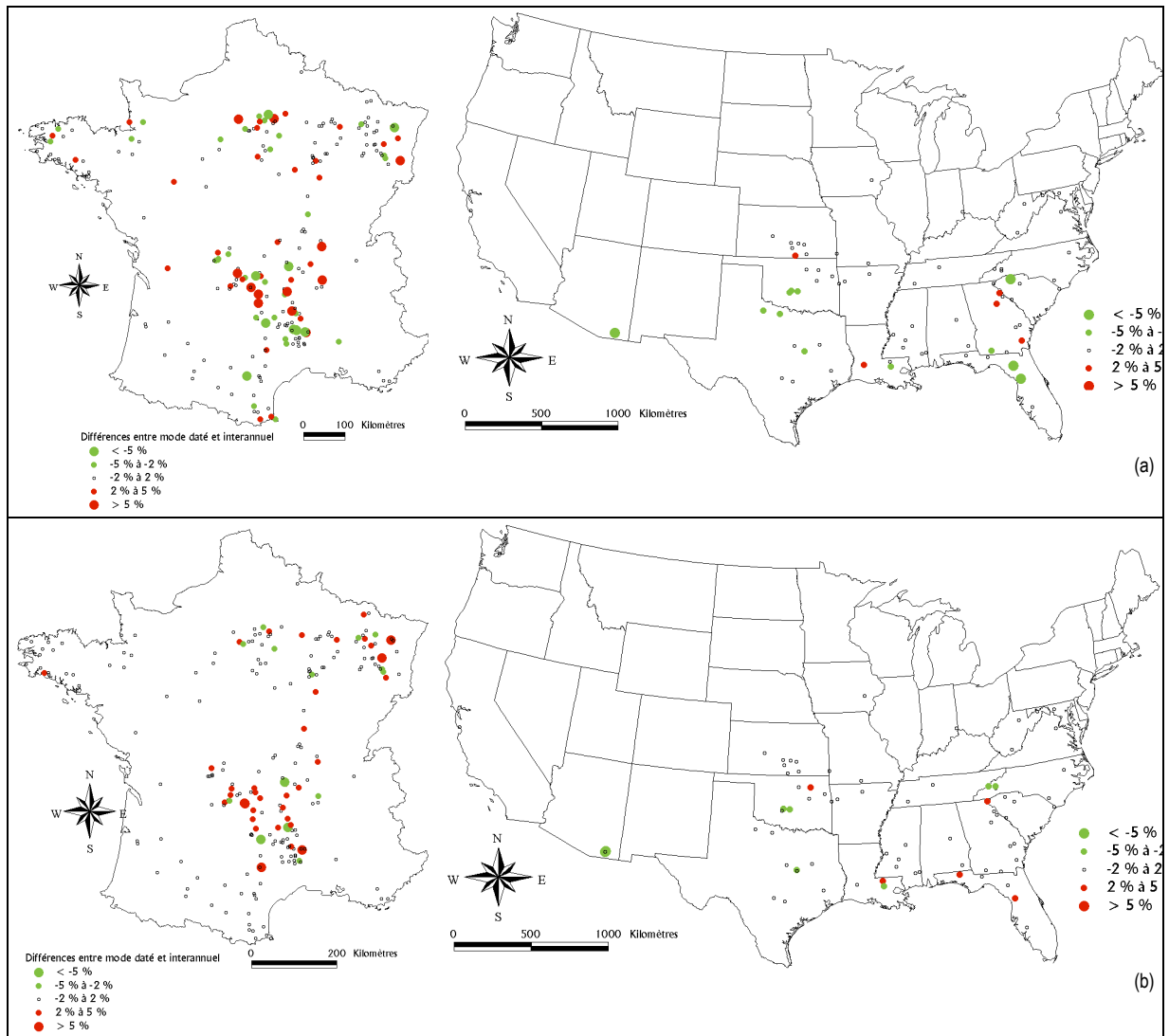


Figure 5-12 : Carte indiquant les différences entre l'utilisation de l'ETP datée et l'utilisation de l'ETP interannuelle calculées par les formules de Penman (a) et de McGuinness (b). Cas du modèle IHAC.

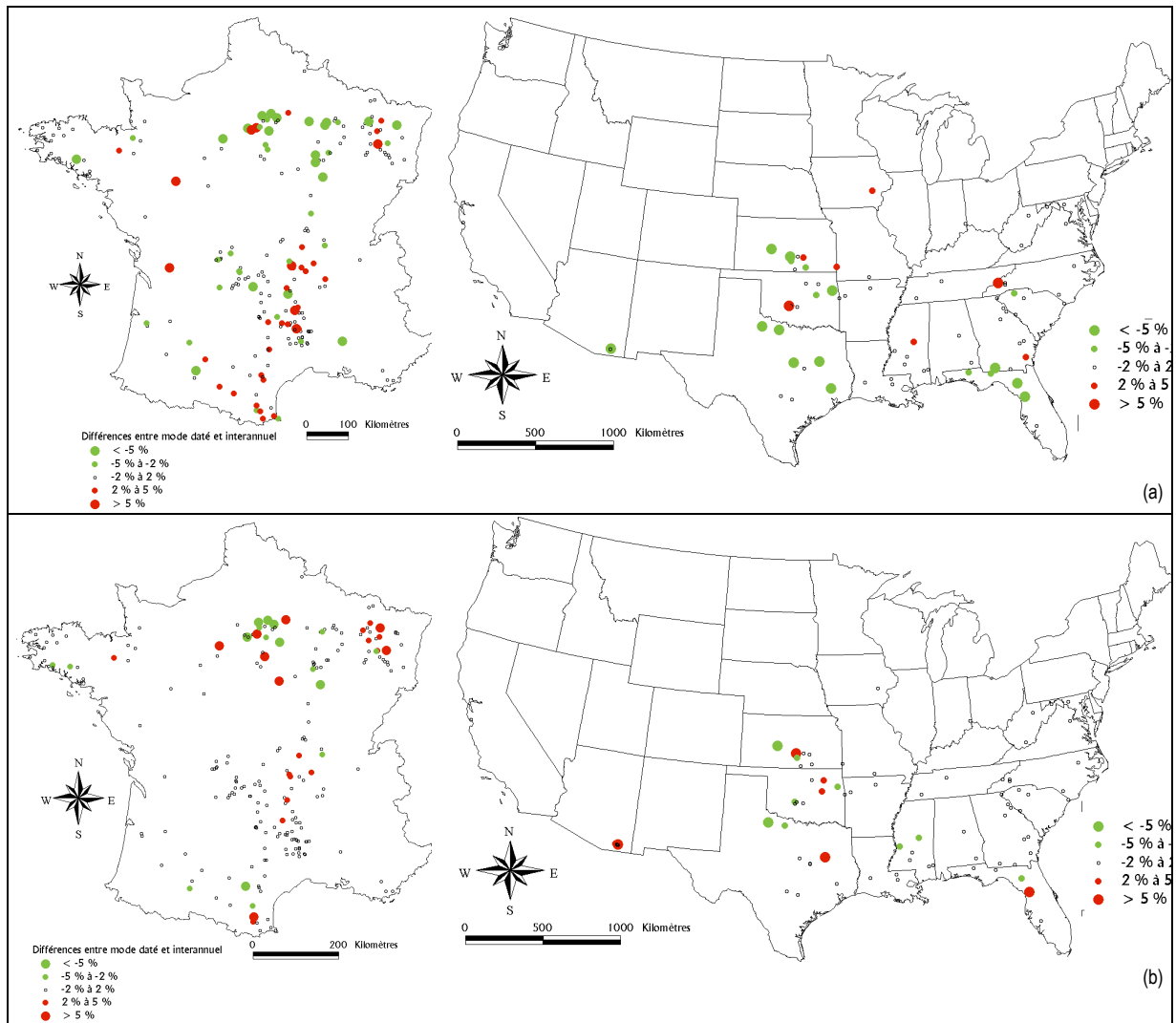


Figure 5-13: Carte indiquant les différences entre l'utilisation de l'ETP datée et l'utilisation de l'ETP interannuelle calculées par les formules de Penman (a) et de McGuinness (b). Cas du modèle TOPMO.

5.5.3. Etude en période de déficit hydrique

Jusqu'ici, nous avons utilisé des critères d'évaluation des modèles appliqués à l'ensemble des jours de la période de validation. On peut se demander si ces critères appliqués sur l'ensemble de la période de test ne masquent pas des comportements plus marqués en période de forte ETP. En effet, si en période de crue il n'est pas surprenant que l'ETP ne joue qu'un rôle mineur en comparaison des pluies, il semblerait assez raisonnable que l'ETP ait un rôle plus important en période sèche ou en période de forte demande évaporatoire. Nous nous sommes focalisés sur la formule de Penman, mais des résultats similaires ont été obtenus avec d'autres formules.

Ainsi, nous avons scindé la période de test en années sèches et années humides. Pour les années où $ETP > 1.1 \times \overline{ETP}$, nous considérons que l'année est sèche (\overline{ETP} représente la moyenne de l'ETP annuelle sur l'ensemble des données), et pour $ETP < 0.9 \times \overline{ETP}$, nous considérons que l'année est humide.

La Figure 5-14 présente les résultats obtenus sur les 308 bassins versants, avec le critère de Nash et les ETP datées et interannuelles de Penman.

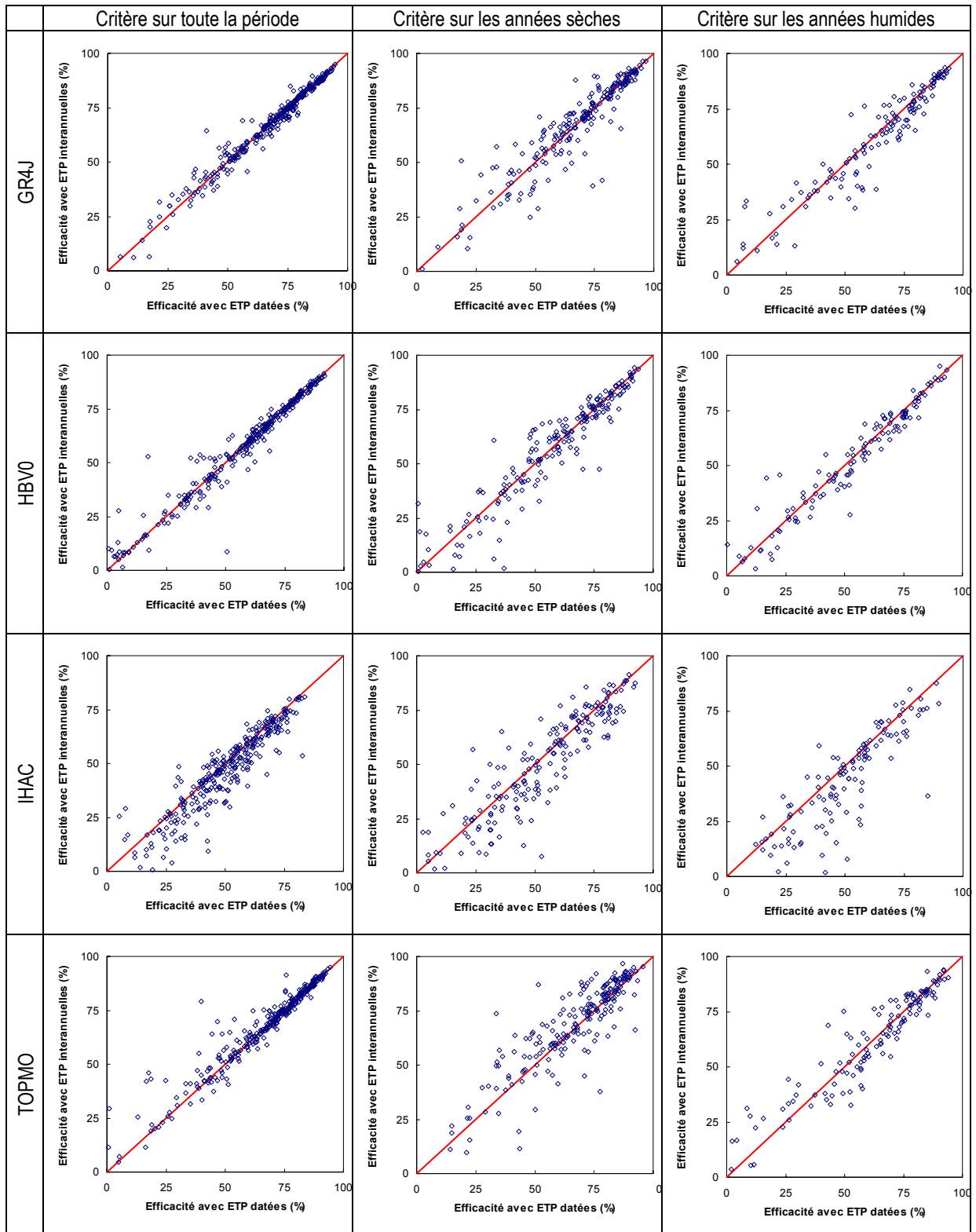


Figure 5-14 : Comparaison des efficacités des modèles en utilisant les ETP datée et les ETP interannuelles de Penman. Distinction entre les années sèches et les années humides. Efficacités moyennes sur les 308 bassins versants calculées avec le critère de Nash sur les débits.

Ces graphiques montrent qu'il n'y a pas de distinction majeure entre les années sèches et les années humides, puisque même en période sèche, les efficacités des modèles sont équivalentes, que l'on prenne l'ETP datée ou l'ETP interannuelle. Cependant, on peut remarquer que les modèles pluie-débit se comportent assez

différemment les uns des autres. Le modèle IHAC semble être le modèle qui tire le plus parti de l'information climatique datée, même si l'on ne distingue pas de différences majeures entre les périodes sèches et les périodes humides. A contrario, le modèle TOPMO est le modèle qui tire le moins parti de l'information climatique datée. Les modèles HBV0 et GR4J présentent tous deux des résultats très équivalents entre les deux modes d'entrée de l'ETP.

Ces résultats sont assez surprenants, puisqu'ils montrent qu'au cours de la période de test, il n'existe pas de différences notables entre l'utilisation de l'ETP datée et l'utilisation de l'ETP interannuelle. Ceci confirme les résultats obtenus par Fowler (2002).

5.6. Synthèse

Le but de ce chapitre était de vérifier les résultats recensés dans la littérature sur l'insensibilité des modèles pluie-débit à l'information climatique datée contenue dans la variable ETP. En effet, la taille et la diversité de notre échantillon de bassins versants nous permettaient d'infirmer ou de confirmer ce constat. Les tests ont confirmé ce constat puisque pour l'ensemble des formules d'ETP et sur presque tous les bassins versants considérés, l'ETP interannuelle est une variable aussi valable que l'ETP datée pour la simulation de débits

D'un point de vue purement opérationnel, ces résultats sont extrêmement satisfaisants puisqu'il est plus facile d'obtenir des normales climatiques en tout point du globe plutôt que des chroniques journalières de variables météorologiques.

Cependant, d'un point de vue scientifique, le constat d'apparente insensibilité des modèles pluie-débit à l'information climatique datée d'ETP est préoccupant. En effet, le modèle semble se contenter d'une représentation extrêmement simplifiée de la demande évaporatoire. Pourtant, il est légitime de penser que le modèle serait plus performant s'il prenait mieux en compte cette information supplémentaire.

Chapitre 6

Chapitre 6 Impact de la variabilité spatiale de l'ETP sur les performances de modèles pluie-débit

6.1. Introduction

En modélisation hydrologique, le recours au concept d'ETP suppose une estimation de la demande évaporatoire de l'atmosphère à une échelle proche de celle du bassin : on considère en effet que l'ETP mesurée localement à la station météorologique est représentative de l'ensemble du bassin versant. Cependant, au sein d'un bassin versant, l'ETP peut être assez variable, notamment pour les bassins à relief accidenté. Les stations climatiques existantes sont parfois assez éloignées des bassins étudiés, ce qui pose le problème délicat de la représentativité spatiale des paramètres climatiques utilisés pour calculer l'ETP. En effet, ces paramètres ont des variabilités spatiales diverses (Hubbard, 1994; Camargo et Hubbard, 1999). Les échelles spatiales de ces paramètres ne sont pas indépendantes de l'environnement : la topographie, le relief et la situation géographique sont susceptibles de modifier cette variabilité.

La connaissance de l'impact de la variabilité spatiale de l'ETP sur les performances de modèles pluie-débit est un enjeu important, notamment avec le développement des mesures par télédétection et des Systèmes d'Information Géographiques (SIG) permettant d'obtenir et de représenter une estimation spatialisée des paramètres climatiques. Ainsi, des données spatialisées sont de plus en plus disponibles et il semble nécessaire d'évaluer les besoins du recours à ce type de données dans le contexte de la modélisation pluie-débit globale.

Dans ce chapitre, un bref aperçu de la littérature sur la variabilité spatiale des paramètres climatiques est présenté, dans l'optique de la modélisation pluie-débit. Ensuite, nous présentons deux études, utilisant des bases de données différentes, menées afin d'évaluer l'impact de la prise en compte de la variabilité spatiale de l'ETP en modélisation pluie-débit globale :

- L'une a été effectuée sur des bassins versants américains pour lesquels nous disposons de plusieurs postes de température, permettant d'avoir un réseau de mesure plus ou moins dense. La méthodologie de ce type d'étude est assez répandue pour estimer l'impact de la variabilité de la pluie sur les performances des modèles pluie-débit (Andréassian *et al.*, 2001), mais très peu d'études se sont intéressées à l'impact de la densité du réseau de stations d'ETP ;
- L'autre a été effectuée sur 60 bassins versants français pour lesquels nous disposons de données d'ETP de bassin issues du forçage climatique SAFRAN de Météo-France. Ces données prennent en compte la variabilité spatiale des paramètres climatiques, notamment selon la topographie.

Enfin, comme la variabilité spatiale est intimement liée à la variabilité temporelle (une mauvaise représentation spatiale conduit à une mauvaise représentation temporelle, et vice-versa), les résultats sont également analysés en utilisant à la fois les données interannuelles et les données datées.

6.2. Revue bibliographique sur la variabilité spatiale de l'ETP

6.2.1. Variabilité spatiale des variables utilisées pour estimer l'ETP

Localement, les variables climatiques peuvent dépendre de nombreuses spécificités : le rayonnement incident dépendra de l'angle d'incidence, et donc de l'inclinaison de la surface, la vitesse et la direction du vent dépendront de la topographie, et la température dépendra de l'altitude. Il est difficile de définir des règles générales sur la densité nécessaire des stations d'ETP. A titre d'exemple, nous pouvons citer les travaux de

Hubbard (1994) et Camargo et Hubbard (1999), qui ont étudié les variations spatiales de variables climatiques sur deux sites, un semi-humide et l'autre semi-aride. Ils constatent que les écarts entre stations dépendant des variables considérées : la température maximale est la variable la plus stable spatialement, avec une échelle caractéristique de l'ordre de 60 km, alors qu'elle serait de 30 km pour l'ETP et de 5 km pour la pluie. De plus, de fortes variations existent sur quelques stations. Ils ne notent pas de différence significative entre les deux climats considérés.

6.2.2. Des techniques pour estimer une ETP de bassin

6.2.2.1. Estimation à partir de plusieurs stations

Bien que les modèles utilisés dans notre recherche soient des modèles globaux, il est utile d'obtenir une distribution de l'ETP sur le bassin, afin d'en déduire une ETP moyenne de bassin. Cela nécessite d'utiliser plusieurs stations d'ETP existantes et de déduire l'ETP à d'autres points en utilisant la connaissance de la topographie. Des modèles de spatialisation de l'ETP à partir d'une ou plusieurs stations ont été proposés. Ils peuvent être relativement simples, en corrigeant simplement l'ETP selon l'altitude (Shevenell, 1999), ou plus complexes tel le modèle de forçage climatique SAFRAN-CROCUS (Durand *et al.*, 1993; Le Moigne, 2002) de Météo-France.

6.2.2.2. Utilisation de données satellitaires

Le recours à l'imagerie satellitaire permettrait d'éviter ce problème en fournissant des données climatiques spatialisées. Cependant, ces techniques sont encore exploratoires et les comparaisons avec les données terrain n'apportent pas de garanties suffisantes (Franks et Beven, 1997; Beven, 2001). Avec l'amélioration de ces techniques, ces données seront probablement de plus en plus utilisées en modélisation hydrologique (Lakshmi et Susskind, 2001). Des études menées à ce sujet ont donné des estimations de l'ETP et de l'ETR assez proches des estimations « terrain » (voir par exemple Huang *et al.*, 1995; Choudhury, 1997; Choudhury *et al.*, 1998; Granger, 2000) mais l'échantillon testé est encore trop restreint et les périodes d'estimations sont trop courtes pour avoir une évaluation conséquente de ces nouvelles techniques.

Pour pallier cette difficulté, on peut envisager d'utiliser les données américaines « reanalysis » (Kalnay *et al.*, 1996), données globales remontant à plus de quarante ans, obtenues par assimilation des données satellitaires et par couplage avec les données historiques de terrain. Cependant, certains problèmes sont inhérents à ce type de données : elles sont instantanées, ce qui rend difficile leur utilisation à des pas de temps journaliers (Kite et Droogers, 2000a; 2000b). De plus, les grilles utilisées pour spatialiser les paramètres climatiques ne s'accordent pas exactement aux limites du bassin versant considéré (Vörösmarty *et al.*, 1998).

6.2.3. Des applications en modélisation hydrologique

Peu d'études ont traité de la sensibilité des modèles pluie-débit à la variabilité spatiale de l'ETP. Par conséquent, notre connaissance de ses variations spatiales reste assez approximative. En effet, le nombre de stations où l'on dispose des données nécessaires au calcul de l'ETP est limité, par comparaison au réseau pluviométrique. Depuis l'arrivée des techniques radar et télédétection, beaucoup d'auteurs se sont interrogés sur l'intérêt d'utiliser de telles techniques, et le moyen de les mettre en œuvre. Les modèles testés sont le plus souvent des modèles permettant l'estimation de l'évapotranspiration réelle.

Hashmi et Garcia (1998) ont étudié l'intérêt d'une approche spatialisée pour estimer l'ETR sur un bassin de 1100 km² dans le Colorado (Etats-Unis). Ils comparent les estimations d'ETR suivant le nombre de stations prises en compte pour estimer l'ETP. L'impact de la non prise en compte de la variabilité spatiale est moindre comparé à celui lié à une mauvaise estimation temporelle ou à une mauvaise représentation du couvert végétal. Cependant, leurs résultats montrent que le modèle d'ETR est particulièrement sensible à la variabilité de l'ETP, et que quelques stations météorologiques donnent des résultats très éloignés.

Les études menées sur le bassin expérimental de Gediz en Turquie* représentent une des premières tentatives de comparer plusieurs types d'estimation d'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant (Kite et

* Voir le numéro spécial de Journal of Hydrology 229 paru en 2000

Droogers, 2000a). On retiendra en particulier l'analyse comparative d'une série de trois méthodes pour estimer l'ETR du bassin versant, effectuée par Kite et Droogers (2000b). Les auteurs comparent les estimations terrain aux estimations de deux modèles hydrologiques de plusieurs degrés de complexité, et des estimations à partir de données satellitaires. Les résultats sont assez surprenants puisque les estimations d'ETR sont toutes largement différentes, avec des écarts de plus de 120% entre les méthodes. Les conclusions de cette étude sont finalement assez décevantes puisqu'aucune des méthodes n'est préconisée, faute d'avoir une estimation de référence (voir la discussion du § 1.2). De plus, les estimations terrain en différents points du bassin, qui pourraient servir de référence sont extrêmement variables.

Andréassian *et al.* (2004) ont mené une étude de sensibilité de l'ETP, portant sur l'intérêt d'une régionalisation et d'une meilleure prise en compte de la variabilité de l'ETP. Les résultats obtenus ont mis en évidence la capacité d'adaptabilité des modèles pluie-débit aux données d'entrée de l'ETP.

6.3. Cas d'étude 1 : Impact de la densité du réseau de mesure de l'ETP sur la performance des modèles pluie-débit

Nous avons vu précédemment qu'une formule simple telle que celle de McGuinness, ne nécessitant que des données de température de l'air suffisait pour évaluer l'ETP nécessaire en entrée d'un modèle pluie-débit. Le fait d'utiliser une formule utilisant un paramètre aussi fiable et disponible que la température permet d'imaginer que la représentativité spatiale peut être améliorée à l'échelle du bassin versant. Nous nous sommes limités dans cette étude à un échantillon de 42 bassins américains, pour lesquels nous disposons de données de température à tous les postes pluviométriques. Ne disposant pas d'information particulière sur la topographie des bassins versants, nous avons considéré que la moyenne arithmétique des températures de tous les postes pluviométriques donne l'indication la plus fiable à l'échelle du bassin versant. Comme il est relativement facile d'obtenir des données de température pour plusieurs sites sur un bassin versant, notre principale interrogation concerne le nombre de postes nécessaires pour obtenir une bonne représentation spatiale de la demande évaporatoire sur l'ensemble du bassin versant. Les tests ont porté sur deux modèles d'ETP : le modèle de McGuinness, identifié comme étant le plus pertinent pour l'ensemble des modèles pluie-débit et un modèle simple basé sur la température, permettant de prendre en compte au mieux les variations de température sur la surface du bassin versant.

6.3.1. Données et méthodes

6.3.1.1. Bassins versants considérés

Les bassins versants utilisés dans cette partie sont issus de la base de données initiale. 42 bassins ont été retenus (voir Tableau 6-1) car nous disposons sur ces bassins de plusieurs postes de température (données à chaque pluviomètre) instrumentés par l'USDA et/ou l'ARS.

Tableau 6-1 : Listes des bassins étudiés pour l'étude de la sensibilité à l'utilisation de plusieurs postes de température pour l'estimation de l'ETP

Code Bassin	Superficie (km ²)	Nombre de stations	Moyenne (°C)	Ecart-type (°C) des moyennes entre postes
Us111600	104	4	13.8	1.0
Us208350	5654	6	15.2	0.7
Us211050	2849	6	17.0	0.4
Us213450	3181	5	16.3	0.7
Us215650	7226	7	15.2	1.1
Us215700	115	4	15.3	1.4
Us217700	536	8	14.2	1.9
Us218850	99	2	16.2	0.8
Us219200	3704	5	15.6	0.9
Us219600	1412	6	16.6	0.7
Us220300	1437	4	18.9	0.4
Us221850	2823	5	16.0	0.7
Us222550	2875	5	18.3	0.7
Us222800	7226	6	19.0	0.3
Us229675	3541	2	22.6	
Us231300	4714	8	22.0	0.5
Us231750	3626	5	19.2	0.7
Us232250	2634	6	20.3	0.6
Us232750	1425	4	19.3	0.2
Us232900	2953	6	19.3	0.3
Us236100	1777	4	18.4	0.3
Us236550	9062	8	18.4	0.6
Us240850	603	4	16.6	0.3
Us247500	9052	7	18.0	0.3
Us247850	6967	8	17.9	0.4
Us248200	2341	4	17.0	0.3
Us248750	1100	5	17.7	0.3
Us248850	12932	10	17.7	0.6
Us343450	1764	4	14.5	0.6
Us344800	1751	6	12.6	0.6
Us346000	127	2	12.6	
Us702950	3833	5	15.4	0.5
Us706071	150	3	14.5	0.3
Us719650	2484	6	15.0	0.8
Us722930	523	4	14.4	3.7
Us729000	7283	6	17.5	0.7
Us737750	376	2	16.3	0.9
Us801350	1950	3	19.3	0.4
Us806480	536	4	19.0	0.4
Us807000	842	4	18.5	0.2
Us809500	2507	3	19.1	0.4

La base de données obtenue est assez variée avec des moyennes de température allant de 12.6 à 22.6°C, la médiane se situant à 17°C. L'écart type indiqué représente l'écart type entre les moyennes de différents postes pluviométriques. Celui-ci peut être important, ce qui tend à indiquer des particularités sur certains postes.

Notons également que ces bassins versants sont assez grands par rapport aux autres bassins versants utilisés précédemment. Ainsi, une bonne représentativité spatiale de l'ETP sur ces bassins est d'autant plus nécessaire.

6.3.1.2. Méthodologie adoptée

On se place dans un contexte opérationnel, et on cherche à répondre à une question simple : « est-il nécessaire d'avoir un grand nombre de postes de température pour représenter la demande évaporatoire du bassin versant au sein d'un modèle d'ETP ? ». Pour répondre à cette question, nous avons comparé une situation idéale, cas où nous disposons de la totalité des données des stations, et le cas où nous ne disposons que d'une seule station. Dans le premier cas, la moyenne arithmétique a été choisie pour représenter la température journalière sur le bassin versant, et dans le deuxième cas, on se limite à une seule station.

Nous avons limité les tests à la formule de McGuinness et une formule basée sur la température de la forme $ETP = a \times T$ où a est le coefficient d'échelle par rapport à la formule de Penman. Cette formule ne dépend que

de la température, alors que la formule de McGuinness inclue également un terme dépendant du rayonnement extra-terrestre.

6.3.2. Présentation des résultats

La Figure 6-1 présente les résultats obtenus en utilisant la formule de McGuinness pour estimer l'ETP, avec des données datées, et pour les 42 bassins versants étudiés. Seuls les critères de Nash sur les débits sont indiqués, les résultats pour d'autres critères (Nash sur les racines carrées et les logarithmes des débits et critère de bilan) étant équivalents.

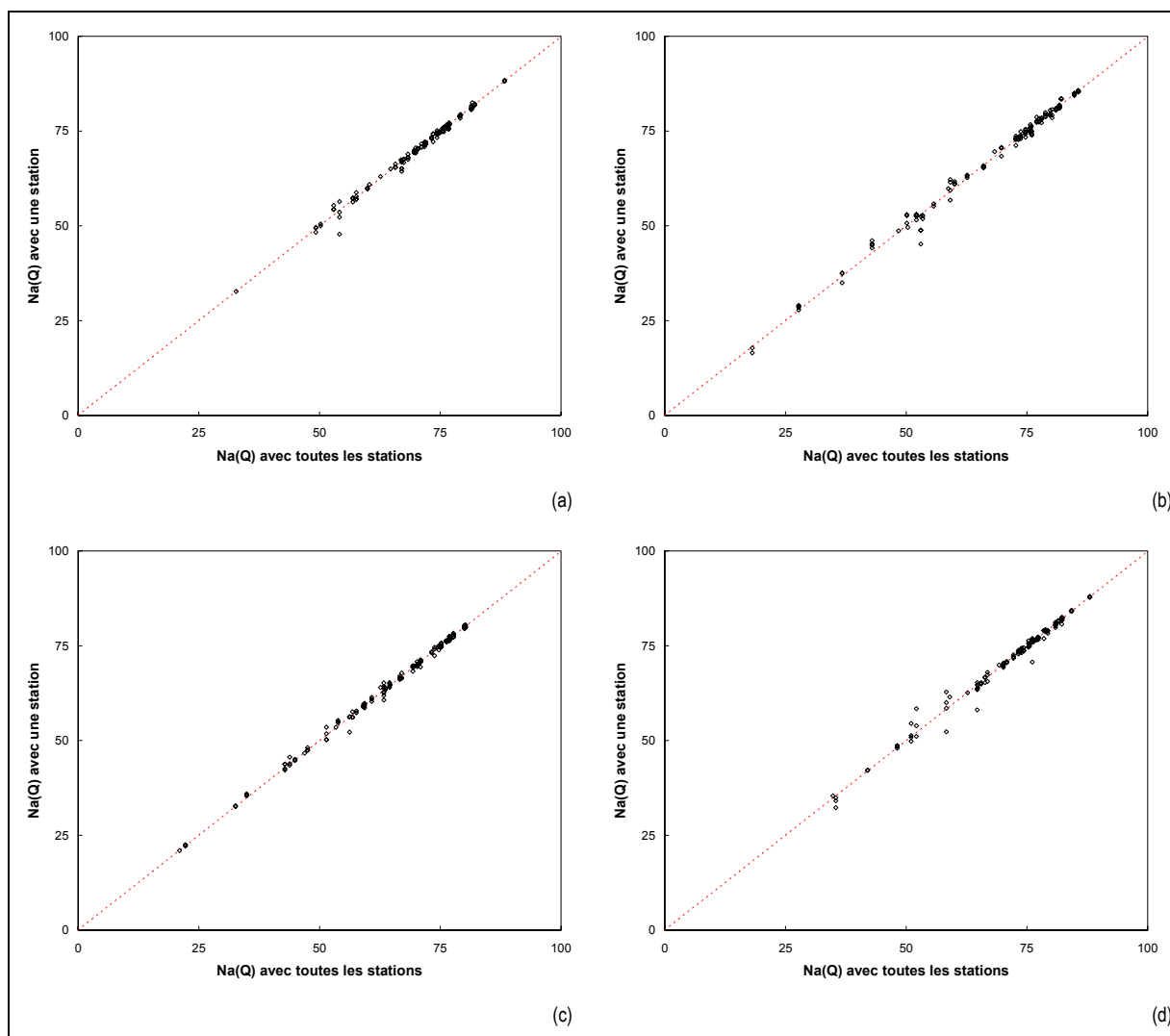


Figure 6-1 : Comparaison des efficacités des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO en utilisant un ou la totalité des postes de température disponibles sur le bassin pour le calcul de l'ETP datée de McGuinness. L'efficacité des modèles est évaluée par le critère de Nash appliqué aux débits.

La Figure 6-2 présente les résultats obtenus en utilisant la température comme ETP, avec des données datées, et pour les 42 bassins versants étudiés.

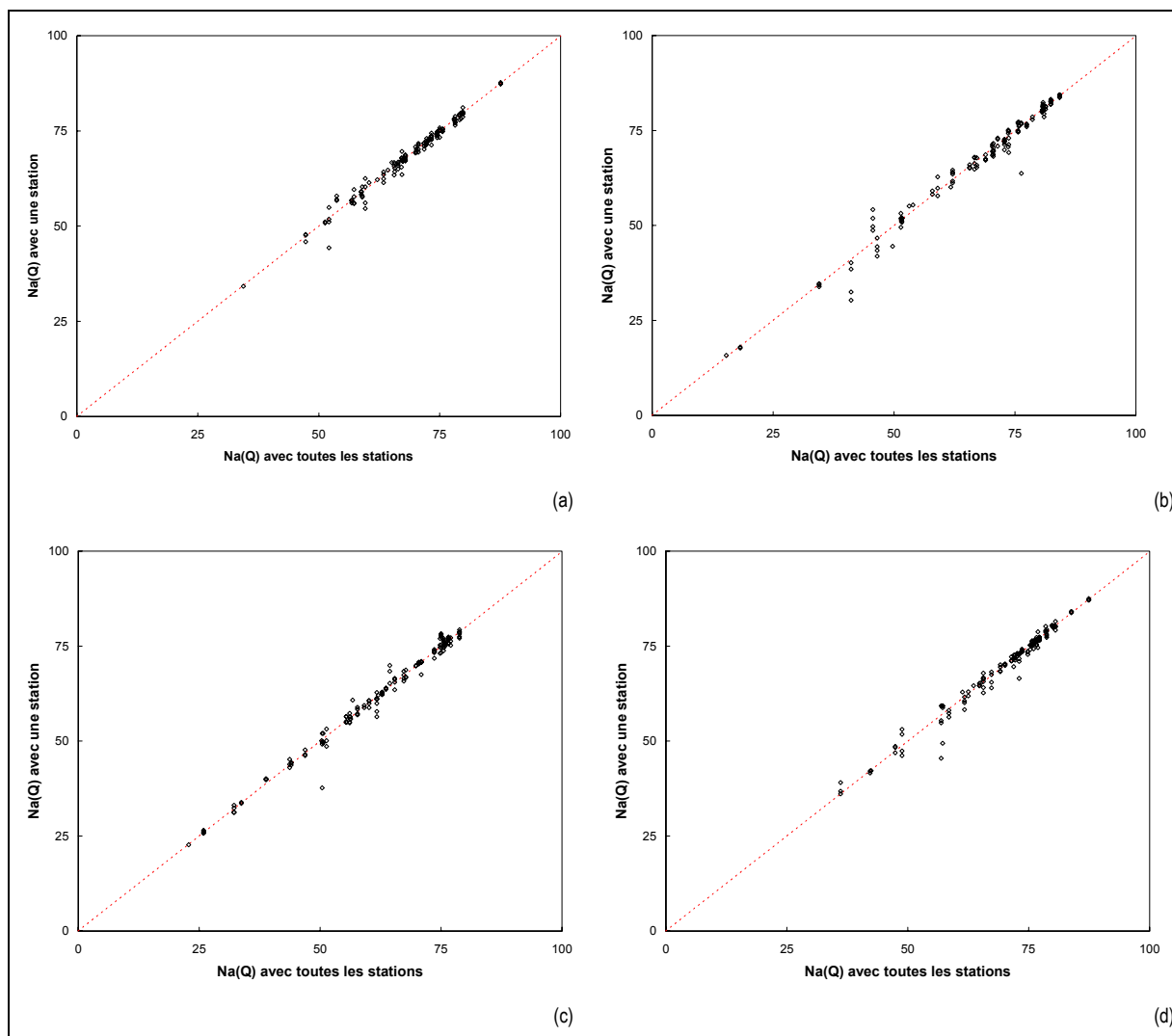


Figure 6-2 : Comparaison des efficacités des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO en utilisant un ou la totalité des postes de température disponibles sur le bassin pour le calcul de l'ETP datée issue de la température. L'efficacité des modèles est évaluée par le critère de Nash appliqué aux débits.

Les résultats présentés en Figure 6-1 et Figure 6-2 montrent que, en général, une seule station suffit pour représenter la demande évaporatoire du bassin versant. Pour quelques bassins, l'amélioration de la représentativité spatiale peut se traduire par une légère amélioration des simulations des débits. Cependant, le nombre de ces bassins est très restreint et les caractéristiques de ces bassins sont assez représentatives de l'ensemble de l'échantillon. Ainsi, on ne peut pas dire qu'une seule station n'est pas assez représentative pour les grands bassins versants. De même, les écarts types entre les températures des stations sur ces bassins restent d'un ordre de grandeur raisonnable par rapport au reste de l'échantillon.

Une hypothèse peut être avancée pour expliquer les comportements de ces quelques bassins versants : il se peut que sur ces bassins, il existe quelques périodes pour lesquelles on constate une grande variabilité climatique sur certaines stations de température. Afin de vérifier cette hypothèse, nous représentons à la Figure 6-3 les différences de performances obtenues entre le mode daté pour l'ensemble des stations et le mode interannuel pour la température enregistrée à une seule station.

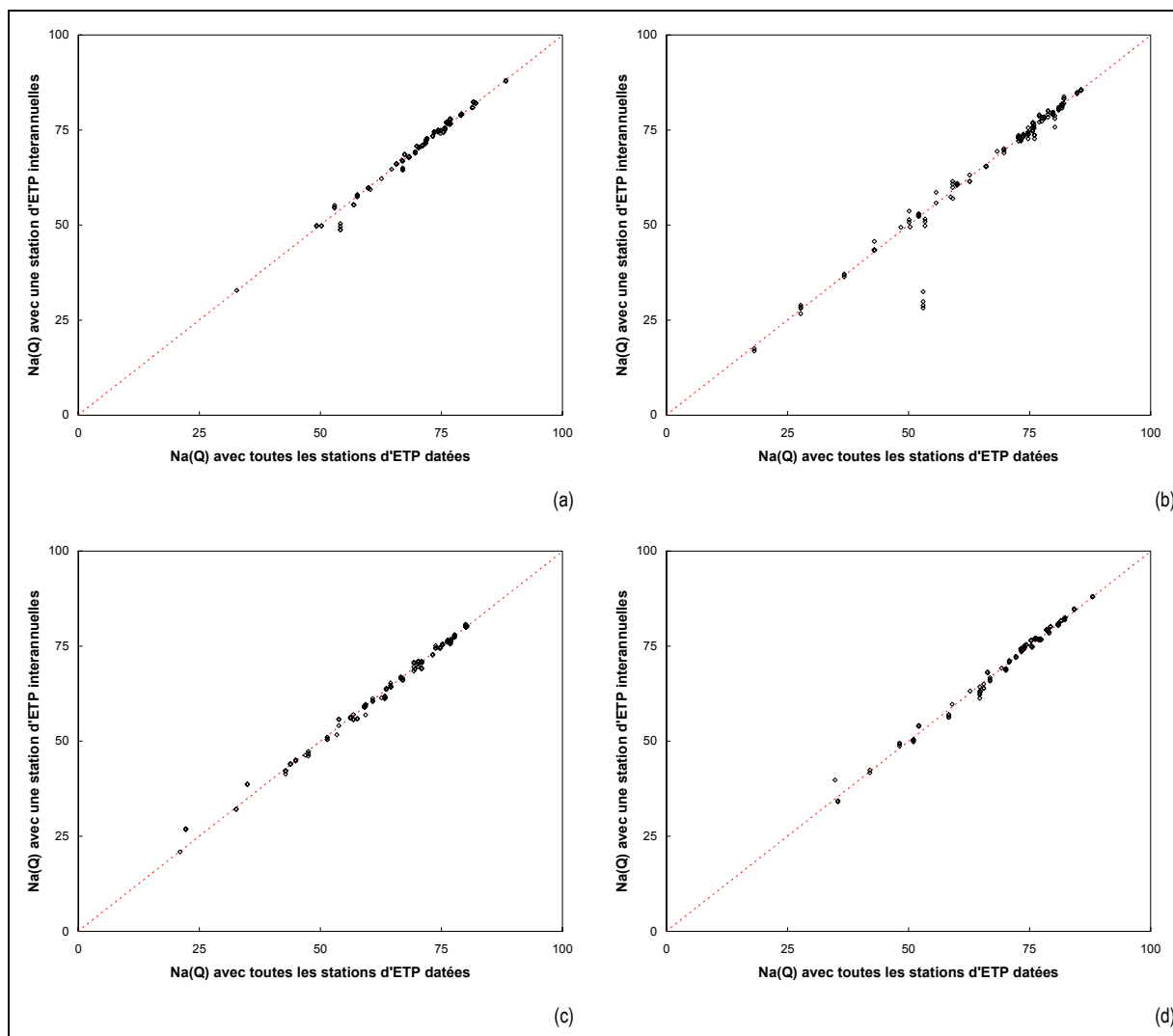


Figure 6-3 : Comparaison des efficacités des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO en utilisant un poste de température pour le calcul de l'ETP *interannuelle* de McGuinness ou la totalité des postes de température disponibles sur le bassin pour le calcul de l'ETP *datée* de McGuinness. L'efficacité des modèles est évaluée par le critère de Nash appliqué aux débits.

On constate que les différences sont très faibles entre les deux simulations de débits. Les écarts constatés initialement ne sont donc pas dus à une amélioration de la représentativité spatiale, mais bien à un effet de gommage des particularités locales d'une seule station par la moyenne réalisée.

Nous avons donc mis en évidence que l'utilisation de plusieurs stations d'ETP pour représenter la demande évaporatoire à l'échelle du bassin versant n'était pas justifiée. Les améliorations obtenues à la Figure 6-2 étaient dues uniquement au lissage des valeurs de température, qui atteignaient probablement des extrêmes. Ce lissage peut très bien être obtenu en utilisant les valeurs interannuelles de l'ETP. Ainsi, tout comme une information temporelle plus fine de l'ETP n'améliorait pas les performances des modèles, une information spatiale plus fine de l'ETP ne semble pas permettre un gain significatif des performances des modèles pluie-débit.

L'objectif de cette étude était de faire la lumière sur les problèmes d'utilisation d'une seule station d'ETP pour estimer la demande évaporatoire du bassin versant, comme entrée des modèles pluie-débit. Nous avons vu qu'une densification accrue du réseau ne permettait pas globalement d'obtenir de meilleures simulations de débit. Ainsi, les modèles pluie-débit ne semblent pas tirer parti d'une meilleure connaissance spatiale de l'ETP donnée par la formule de McGuinness ou par la seule température, ce qui confirme les résultats obtenus par Andréassian *et al.* (2004).

6.4. Cas d'étude 2 : Impact d'une estimation spatialisée de l'ETP sur la performance des modèles pluie-débit

Les résultats obtenus au paragraphe 6.3 ont montré qu'une densification du réseau de mesure de l'ETP ne permettait pas d'améliorer les simulations de débit. Cependant, on peut se demander si la moyenne arithmétique utilisée pour estimer l'ETP à partir de plusieurs stations est la meilleure solution. Dans cette partie, nous utilisons les données d'ETP issues du modèle de forçage climatique SAFRAN, qui permet de prendre en compte les caractéristiques physiques du bassin versant pour estimer l'ETP de bassin à partir d'une ou de plusieurs stations météorologiques.

6.4.1. Données et méthodes

6.4.1.1. Bassins versants considérés

Les bassins utilisés dans cette étude font partie de la base de données élaborée et testée par Mathevet (2004). 62 bassins ont été retenus parmi cette base de données. Sur ces bassins, nous disposons de données de pluie, de débit, des données d'ETP classiques (décadaires interannuelles de Penman) et des données d'ETP datées issues du forçage climatique SAFRAN. Ces dernières sont des données pixelisées et moyennées spatialement sur la surface du bassin versant. Ainsi, on peut supposer que ces données représentent une mesure plus fiable de l'ETP de bassin.

Par rapport aux bassins utilisés au paragraphe 6.3, ces bassins sont de taille plus petite (de 3.5 à 4978 km²) avec une superficie médiane de 170 km². Ces bassins sont principalement situés sur le bassin Rhône-Méditerranée-Corse et Seine-Normandie (voir Figure 6-4) et représentent ainsi une large gamme de variations du climat tempéré français.

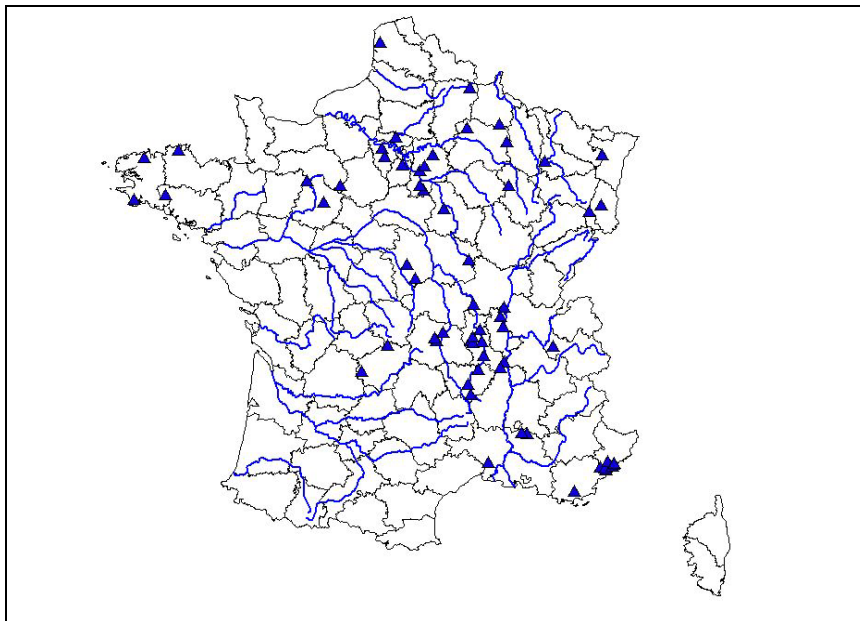


Figure 6-4 : Localisation des stations hydrométriques des bassins versants utilisés pour tester les ETP issues du modèle SAFRAN.

Tableau 6-2 : Liste des bassins étudiés pour l'étude de la sensibilité à une information spatiale plus riche de l'ETP

Code	Altitude (m)	Superficie (km ²)	Q (mm/an)	P (mm/an)	ETP (mm/an)
A1202030	499	21	1612	2067	692
A1522020	290	68	771	1463	718
A3422010	190	185	368	1042	701
A5723010	210	55	280	902	648
E5300210	32	100	736	1086	648
H2001020	332	98	911	1323	727
H2513110	87	131	210	815	745
H3613010	85	163	96	753	718
H3613020	51	252	105	753	718
H3923010	65	181	123	762	736
H4252010	35	922	140	771	692
H4322030	76	429	140	771	736
H5083020	239	116	534	850	701
H5723011	77	104	166	1016	736
H6021010	145	223	377	745	683
H6201010	102	2280	149	762	683
H6412010	69	762	166	727	683
H7021010	161	315	526	1025	666
H7853010	37	101	166	701	710
H7913030	24	369	175	683	666
H7913210	75	23	368	753	666
J2034010	20	125	342	955	701
J3024010	35	43	552	1209	675
J4124420	15	32	526	1069	701
J4712010	75	142	692	1314	718
K0100020	780	432	420	1507	762
K0253020	650	375	263	806	762
K0550010	450	3234	368	1025	771
K0614010	350	178	385	745	762
K0700010	330	4978	307	999	771
K0744010	410	181	394	1174	718
K0753210	470	371	482	736	710
K0813020	377	193	412	762	710
K0974010	360	85	254	683	710
K1173210	242	599	263	894	780
K2724210	341	49	149	648	815
K2763110	343	41	307	902	815
K2783010	290	713	140	762	815
K5623010	167	199	149	771	718
K5653010	130	585	166	780	771
L0010610	618	59	999	1419	692
M0050620	121	908	359	964	701
M0361510	102	827	307	911	701
M0421510	56	1890	298	902	701
P3245010	119	49	420	1104	753
U4305410	190	11	385	815	771
U4506010	311	4	377	788	771
U4525210	168	68	219	657	736
V1305030	234	5	1577	1586	736
V3315010	180	36	263	832	718
V3517010	508	26	420	806	718
V6035010	311	150	324	955	1060
V6052010	189	585	412	937	1060
Y3514020	15	291	245	753	1139
Y4615610	89	71	333	1104	1174
Y5514010	73	241	456	1077	1086
Y5534040	1	522	552	999	1086
Y5535410	13	45	342	1051	1086
Y5605210	14	41	456	929	1104
Y5615010	124	206	517	1156	1104
Y5615030	2	279	596	1060	1104

6.4.1.2. Les données d'ETP issues du modèle SAFRAN

SAFRAN est un système d'analyse des conditions météorologiques adapté aux régions montagneuses. Il utilise pour cela toutes les données disponibles, c'est à dire les sorties des modèles utilisés pour les prévisions météorologiques et les observations en altitude et au sol (stations météorologiques et climatologiques, par exemple). A l'intérieur de zones prédéfinies, considérées comme homogènes du point de vue des conditions météorologiques, SAFRAN fournit au pas horaire tous les termes permettant de calculer un bilan de surface : rayonnement, vent, température, humidité, précipitation. Ces calculs sont effectués pour plusieurs altitudes et expositions dans chaque zone. Les archives météorologiques disponibles permettent pour l'instant de remonter jusqu'en 1981. SAFRAN a été initialement développé par Météo-France pour la prévision du risque d'avalanches et trouve maintenant une application en hydrologie.

Les données issues du modèle SAFRAN fournissent des valeurs d'ETP assez différentes des valeurs utilisées à partir des fichiers de normales décennales de Penman fournies par Météo-France.

Comme le montre la Figure 6-5, les différences journalières sont importantes, mais aussi les différences de variations saisonnières interannuelles, avec notamment des ETP hivernales plus fortes pour les données SAFRAN.

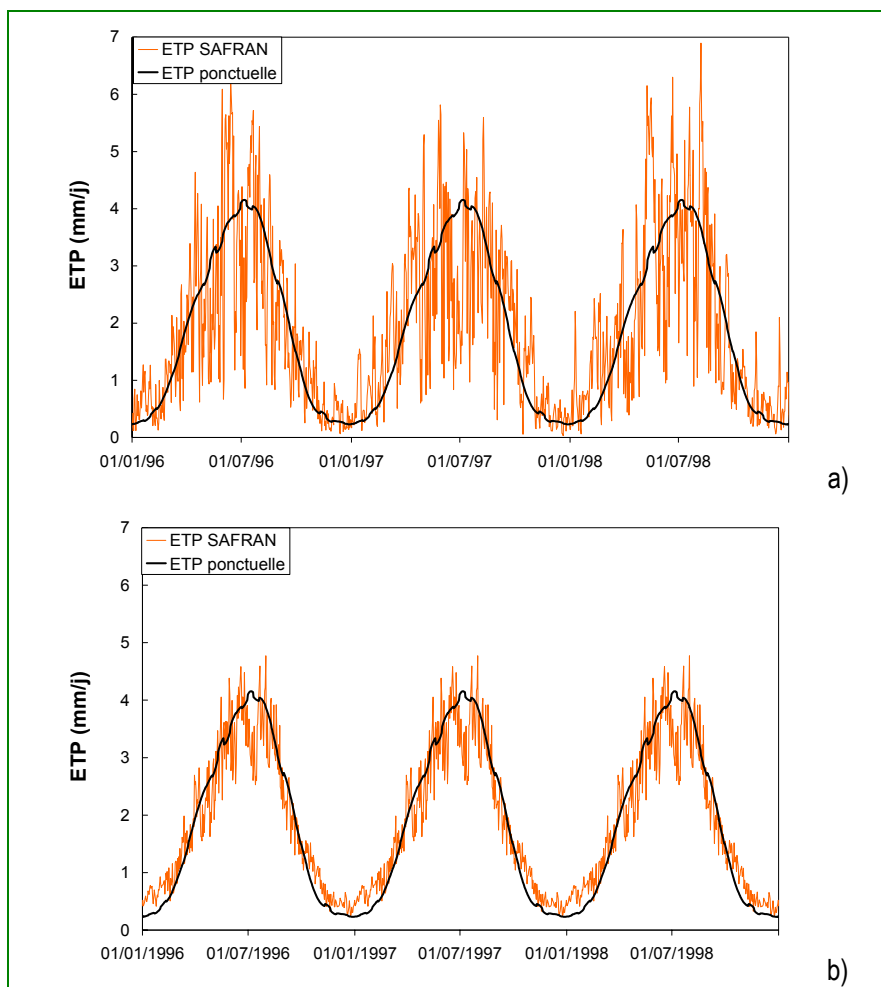


Figure 6-5 : Exemple des différences des chroniques d'ETP SAFRAN et d'ETP ponctuelles sur le bassin A1202030 (La Doller à Sewen), avec des données (a) datées et (b) interannuelles pour SAFRAN.

6.4.1.3. Différentes combinaisons testées comme entrée d'ETP

Comme nous venons de le voir, les deux ETP (ponctuelle et SAFRAN) sont différentes en termes de cumul interannuel et en termes de variations journalières. De plus, ces données peuvent être utilisées en mode daté ou en mode interannuel. Afin de différencier l'impact de ces trois composantes de l'ETP, nous avons testé plusieurs entrées d'ETP, indiquées au Tableau 6-3. Un total de six types d'entrée d'ETP a été ainsi déterminé.

Tableau 6-3 : Différentes entrées d'ETP testées

Numéro de modèle	Normalisation selon le cumul donné par :	Fluctuations journalières	Données datées (D) ou interannuelles (I) pour SAFRAN
1	E	E	I
2	S	S	D
3	S	S	I
4	E	S	D
5	E	S	I
6	S	E	I

S : SAFRAN (I ou D) ; E : décadaires Penman interannuelles issues de la station la plus proche

Les chroniques de pluie, débit et ETP n'étaient disponibles que pour une période de quatre à six ans. Les périodes de calage-contrôle sont donc plus courtes que précédemment et consistent en des séries de deux à trois ans. Pour la base de données SAFRAN, il peut exister des lacunes ponctuelles, celles-ci ont été comblées en utilisant la valeur interannuelle obtenue en moyennant les données de ce jour pour les autres années.

6.4.2. Présentation des résultats

Pour les quatre modèles pluie-débit utilisés jusqu'à présent, nous avons testé à chaque fois les six entrées d'ETP possibles indiquées au Tableau 6-3. La Figure 6-6 représente les distributions des critères de Nash obtenues dans chaque cas.

En général, les entrées d'ETP conduisent à des résultats équivalents, avec des chevauchements des courbes de distribution. Toutefois, pour le modèle IHAC, il semble qu'il soit préférable d'utiliser les modèles 1 ou 6, c'est-à-dire les modèles pour lesquels les variations journalières de la station climatique ne sont pas prises en compte (la courbe de régime correspondante est préférable). Pour ce modèle, et dans une moindre mesure pour le modèle HBV0, les modifications dans les normes (ou cumuls interannuels) ont peu d'impacts sur les performances. Ceci est dû à la correction de l'ETP effectuée à l'aide d'un paramètre libre au sein de ces deux modèles.

Les résultats obtenus dans cette section confirment ceux obtenus précédemment : une sophistication dans l'estimation spatiale de l'ETP ne garantit pas de meilleures simulations de débit.

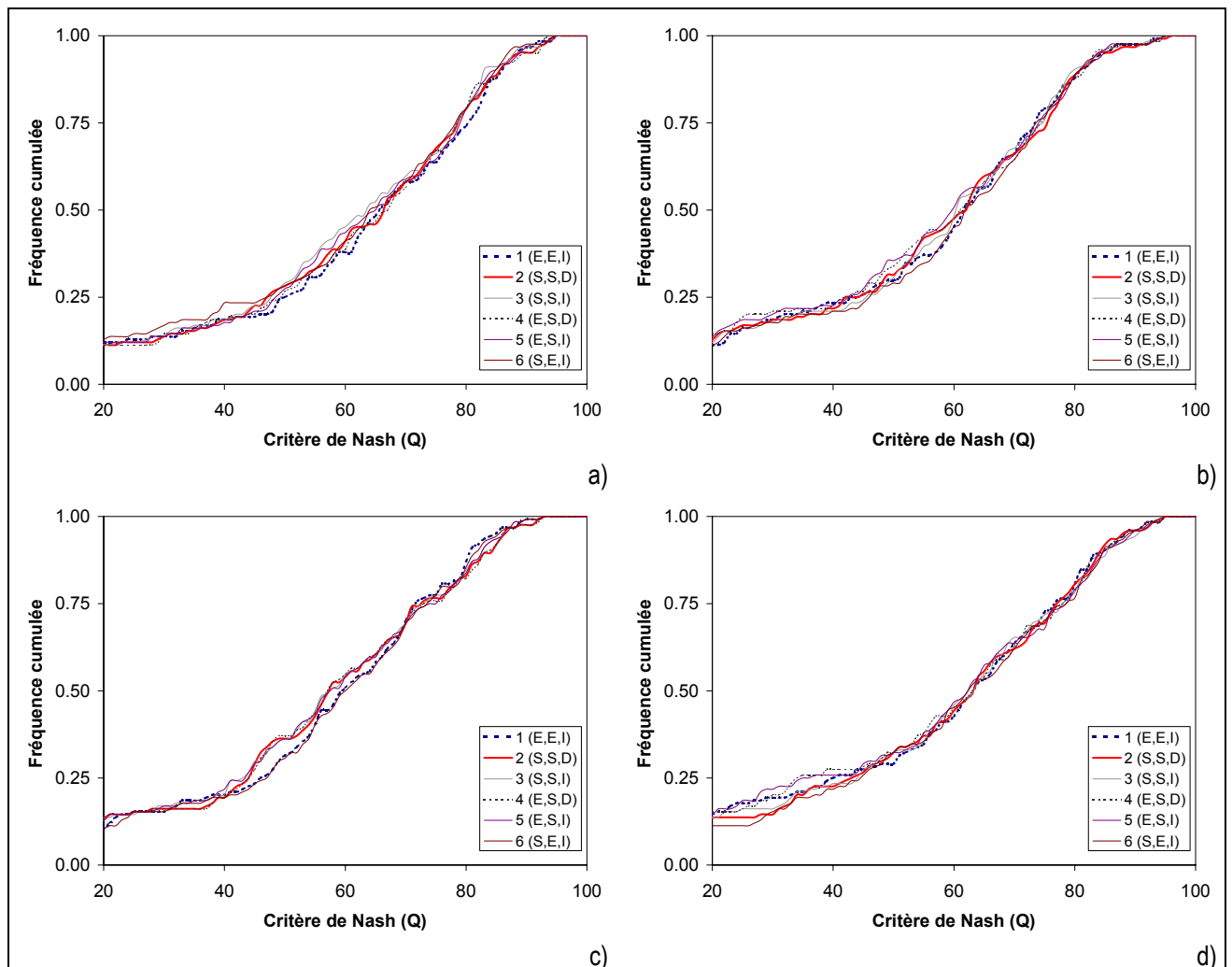


Figure 6-6 : Distribution des critères de Nash sur les débits pour les six différents types d'entrée de l'ETP et pour les modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO

6.5. Synthèse

L'objectif de ce chapitre était d'évaluer l'intérêt d'une meilleure estimation de l'ETP moyenne sur un bassin prenant en compte la variabilité spatiale de l'ETP dans le contexte de la modélisation pluie-débit globale. Tout d'abord, nous avons rappelé les difficultés d'utiliser le concept d'ETP pour des applications à l'échelle du bassin versant, alors qu'il a été développé à l'échelle ponctuelle. De plus, la connaissance de la variabilité spatiale de l'ETP est assez peu développée, et l'impact de cette variabilité pour la modélisation pluie-débit a été très peu investigué par le passé, la principale raison étant la faible densité du réseau de mesures climatiques permettant de calculer l'ETP.

Pour pallier cette difficulté, dans la première étude, nous avons utilisé une formulation de l'ETP basée sur la température, permettant une mesure d'ETP ponctuelle à chaque station de mesure de température. En effet, pour 42 bassins américains, nous disposons de données de température à chaque poste pluviométrique. Nous avons montré que l'utilisation de plusieurs postes de température pour estimer l'ETP ne permettait pas d'améliorer les simulations de débit des quatre modèles pluie-débit utilisés.

L'acquisition de données spatialisées devrait être de plus en plus facilitée par le développement des techniques de SIG et des interprétations des images satellitaires. Ainsi, le problème de densité du réseau de mesure de l'ETP pourrait être en partie résolu. Dans ce contexte, il était intéressant de tester les potentialités de tels outils

pour estimer l'ETP comme entrée des modèles pluie-débit. Cela a été rendu possible par la mise à disposition de données d'ETP issues du modèle de forçage climatique SAFRAN de Météo-France. Pour 62 bassins versants français, nous avons comparé l'intérêt d'utiliser une ETP spatialisée datée par rapport à une ETP ponctuelle (issue d'une seule station climatique) interannuelle. Les résultats ont confirmé ceux obtenus dans le premier cas d'étude : les modèles pluie-débit globaux ne semblent pas tirer parti d'une estimation spatialisée de l'ETP à l'échelle du bassin versant, *a priori* plus pertinente. Cela peut aussi signifier que le calcul opéré par SAFRAN ne produit pas l'ETP « idéale » demandée par les modèles conceptuels utilisés.

Dans le contexte de la modélisation pluie-débit globale, il semble ainsi disproportionné et inutile de chercher des estimations spatialisées de l'ETP, telle que l'évaluent les méthodes actuelles, à l'échelle du bassin versant. De même, l'utilisation de courbes de distribution de l'ETP pour introduire la variabilité de l'ETP au sein des modèles est injustifiée. D'un point de vue scientifique, ces résultats renforcent ceux obtenus sur l'impact de la variabilité temporelle de l'ETP et confirment que les modèles d'ETP couramment utilisés pour estimer cette variable ne semblent pas être des outils adéquats à l'échelle du bassin versant : leur relative complexité n'est pas justifiée.

Conclusion de la partie II

Dans cette partie, nous avons entrepris une étude de sensibilité de quatre modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP. Les résultats obtenus ont une portée relativement générale sur les modèles pluie-débit, puisque les mêmes tests ont été effectués avec les modèles GR4J, HBV0, TOPMO et IHAC. L'étude s'est articulée autour de trois questions cruciales du modélisateur lors de l'utilisation de données d'ETP : quelle formulation d'ETP utiliser ? quelles finesses spatiale et temporelle sont requises pour assurer une bonne représentation de l'ETP au sein d'un modèle pluie-débit ?

Les résultats obtenus sont extrêmement surprenants, même s'ils corroborent par des résultats de recherches antérieures. En effet, les modèles semblent se contenter d'une représentation extrêmement simplifiée de la demande évaporatoire. Du point de vue opérationnel, les conclusions sont très positives puisque nous avons montré qu'une formule d'ETP utilisant uniquement des normales climatiques de température permettait d'obtenir des performances des modèles pluie-débit équivalentes voire supérieures à des formules plus complexes et plus demandeuses en données, telle la formule de Penman. Cette remise en cause de l'ETP de Penman est cruciale, puisque la plupart des modèles pluie-débit l'utilisent. De plus, dans beaucoup de cas, les données nécessaires au calcul de l'ETP de Penman ne sont pas disponibles pour les études hydrologiques. L'utilisateur des modèles pluie-débit peut donc s'affranchir de la collecte assez lourde (et coûteuse) de données climatiques historiques.

D'un point de vue scientifique, ces résultats sont assez inquiétants puisqu'il est légitime de penser que les modèles pluie-débit seraient plus performants s'ils prenaient en compte une information plus exacte sur la demande évaporatoire du bassin versant. Deux hypothèses ont été avancées pour expliquer ce comportement : la première consiste à dire que les modèles pluie-débit ont, de par leur structure, des difficultés à prendre en compte de façon efficace la donnée ETP. Cette hypothèse est la plus vraisemblable, mais on peut également avancer que les formules d'ETP, développées à l'échelle de la parcelle ne sont pas pertinentes à l'échelle du bassin versant.

Partie III – Recherche des causes de l'apparente insensibilité des modèles à l'évapotranspiration potentielle

Les études portant sur la sensibilité des modèles hydrologiques à l'ETP sont assez peu nombreuses et s'arrêtent généralement au constat sur quelques bassins, sans définir avec certitude les causes de cette insensibilité. Les deux principaux arguments avancés pour expliquer cette insensibilité sont que :

1. l'ETP est par nature une variable conservative avec des valeurs enregistrées assez prévisibles (Parmele, 1972; Calder, 1983; Fowler, 2002). Il se pourrait par conséquent que les écarts entre ETP datée et interannuelle ne soient pas assez conséquents pour engendrer des simulations de débits différentes ;
2. le bassin versant se comporte comme un filtre pour les données atmosphériques, atténuant ainsi la variabilité temporelle des entrées climatiques (Bras et Rodriguez-Iturbe, 1976; Bras, 1979; Storm *et al.*, 1989; Wu *et al.*, 2002).

Si ces deux points peuvent expliquer une partie de l'insensibilité des modèles pluie-débit, pour certaines conditions climatiques, les données décennales et même mensuelles s'écartent assez largement de la valeur interannuelle correspondante. Ainsi, même si les deux points précédents sont sans doute prépondérants, il s'agit de vérifier dans quelle mesure ils expliquent l'insensibilité que nous avons observée.

L'objectif de cette troisième partie est de mettre en évidence les raisons de l'insensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP, constatée à la partie précédente. Le fait que les modèles pluie-débit ne semblent pas utiliser de façon pertinente l'ETP est assez problématique. Il est en effet difficile de concevoir que l'ETP datée ne permette pas d'obtenir des résultats plus satisfaisants qu'une simple ETP moyenne. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette apparente insensibilité.

- S'agit-il d'un phénomène naturel que le modèle retranscrit assez fidèlement ?
- Les modèles pluie-débit ont-ils une capacité d'adaptation, par le biais de leurs paramètres, à des modifications en entrée de l'ETP ?
- Les formules d'ETP traditionnelles sont-elles inadaptées à la modélisation pluie-débit ?
- Faut-il remettre en cause la structure du modèle, notamment la partie traitant l'évaporation ?

Alors que la première interrogation nous semble difficile à investiguer, les trois autres sont plus à notre portée. Dans le Chapitre 7, nous cherchons à évaluer le rôle qu'a le calage des paramètres du modèle GR4J lors d'une

modification de l'entrée d'ETP. Dans le Chapitre 8, nous nous interrogeons sur la validité des formules d'ETP utilisées pour représenter la demande évaporatoire à l'échelle du bassin versant. Pour cela, nous utilisons des données synthétiques de débits, et testons la sensibilité des modèles à la variabilité temporelle de l'ETP. L'utilisation de données synthétiques nous permet en effet d'ôter toute interrogation sur la validité des données d'ETP. Dans le Chapitre 9, nous nous interrogeons sur le rôle de la structure du modèle sur sa sensibilité à l'ETP. Pour cela, nous utilisons également des données synthétiques pour suivre la sensibilité des modèles au sein de leur structure, afin de déterminer à quel niveau les modèles sont susceptibles d'absorber les différences entre plusieurs types de données d'ETP. En effet, les modèles semblent se comporter comme des filtres passe-bas pour les données atmosphériques, atténuant ainsi la variabilité temporelle des entrées climatiques. Dans le Chapitre 10, nous tentons de déterminer les caractéristiques de ces filtres par une analyse fréquentielle.

Chapitre 7

Chapitre 7 Adaptation des paramètres du modèle GR4J à des modifications d'ETP*

7.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous cherchons à identifier les causes du faible impact du mode de calcul de l'ETP sur les performances des modèles pluie-débit. Une des hypothèses pouvant être avancées pour expliquer cette insensibilité est le fait que les modèles pluie-débit ont une capacité d'adaptabilité : ils peuvent compenser, au travers de leurs paramètres des modifications de l'ETP (Andréassian *et al.*, 2004). Les études récentes menées au Cemagref semblent en effet indiquer que le paramètre représentant les échanges souterrains du modèle GR4J s'ajuste suivant l'entrée d'ETP (Andréassian, 2002; Mouelhi, 2003). Afin d'étudier le rôle du calage du modèle après modification de l'entrée d'ETP, nous proposons d'introduire des erreurs aléatoires et systématiques dans les chroniques d'ETP et de déterminer les impacts de ces erreurs sur les performances, les valeurs des paramètres du modèle et les incertitudes liées à l'estimation de ces paramètres. Nous avons limité notre investigation au modèle GR4J et à douze bassins versants, afin d'analyser en détail les impacts de chaque type d'erreur.

7.2. Revue bibliographique

En modélisation hydrologique, la connaissance de l'impact des erreurs sur les données est crucial mais fréquemment négligé (Paturel *et al.*, 1995). Pour la modélisation pluie-débit en particulier, les erreurs sur les entrées du modèle peuvent affecter (1) les performances du modèle, (2) les valeurs des paramètres calés et (3) les incertitudes existant sur les paramètres du modèle. Le premier type d'impact a été traité par plusieurs auteurs (Ibbitt, 1972; Paturel *et al.*, 1995) mais la disparité des résultats obtenus est assez surprenante. Les deux autres types d'impact ont été beaucoup moins traités, mais ne sont pas moins importants car, comme le notaient Mein et Brown (1978), « ce n'est pas parce qu'un modèle donne de bons résultats que les paramètres ont été déterminés précisément pour un bassin versant donné ». On peut alors se demander quelle utilisation d'ETP permet les estimations des paramètres du modèle les plus fiables. A efficacité égale, l'entrée d'ETP pourrait en effet être choisie sur des critères de fiabilité de l'estimation des paramètres.

Une des premières études sur la sensibilité des modèles pluie-débit aux erreurs d'entrées d'ETP a été effectuée par Parmele (1972). L'auteur utilise trois modèles et un échantillon de neuf bassins versants pour évaluer l'impact des erreurs d'ETP sur les performances des modèles. Il compare les débits simulés avec des ETP erronées aux débits simulés avec des ETP « parfaites ». Les travaux de Parmele sont originaux puisqu'il utilise un nombre important de bassins versants. Parmele reconnaît la non-unicité des paramètres, que l'utilisateur du modèle peut modifier afin d'atténuer l'impact des erreurs sur les séries d'ETP.

Paturel *et al.* (1995) ont évalué la sensibilité du modèle GR2M (Makhlouf et Michel, 1994) à des erreurs systématiques d'ETP. Ils trouvent des résultats assez similaires à ceux obtenus par Parmele mais vont plus loin dans l'analyse des paramètres calés par le modèle : les résultats les conduisent à penser que le modèle a une capacité d'absorption des erreurs d'estimation de l'ETP.

* Un article a été rédigé sur ce chapitre. Une partie seulement est retranscrite ici puisque l'article étudie comparativement les impacts d'erreurs sur les données de pluie et d'ETP. L'intégralité de l'article est fournie en annexe.

Nandakumar et Mein (1997) se sont également penchés sur ce type de problème en étudiant les effets d'erreurs systématiques appliquées aux entrées d'ETP. Cette étude a été réalisée à partir de cinq bassins versants situés dans la province de Victoria en Australie et à l'aide du modèle conceptuel à pas de temps journalier HYDROLOG. Les données d'ETP ont été calculées suivant la méthode de Penman. Ces auteurs ont montré que l'introduction d'un biais de 10% sur les ETP journalières provoque des erreurs comprises entre 6 et 10% sur les débits moyens annuels simulés.

Andréassian *et al.* (2004) ont étudié l'impact d'une meilleure connaissance de l'ETP sur les paramètres et les performances des modèles GR4J et TOPMO. Pour cela, ils ont proposé une formule d'ETP régionalisée afin d'améliorer les estimations spatiales de l'ETP sur 62 bassins versants du Massif central. Ils ont montré que l'efficacité des modèles était très peu influencée par le choix de la formulation de l'ETP. Cette insensibilité est expliquée par le recalage des paramètres du modèle qui permet de compenser les biais d'ETP.

Pour clarifier les résultats trouvés dans la littérature, Andréassian (2002) propose de classer les études de sensibilité en deux catégories : « statiques » et « dynamiques ».

- les **études de sensibilité statiques** sont celles qui explorent la sensibilité des modèles à leurs entrées en optimisant dans un premier temps les paramètres, ceux-ci restant inchangés par la suite. La sensibilité du modèle est analysée en comparant les débits simulés avec des entrées « erronées » aux débits simulés avec des entrées « parfaites ».
- les **études de sensibilité dynamiques** s'effectuent pour leur part avec des paramètres optimisés (et des débits simulés) de référence, qui correspondent à des entrées (pluie ou ETP) de référence. Mais lorsque le modèle est utilisé avec des entrées « erronées », le modèle pluie-débit est ré-optimisé avant de simuler les débits qui devront être comparés aux débits de référence.

La plupart des études décrites précédemment suivent une *analyse statique* : Nandakumar et Mein, 1997 ; Parmele, 1972. L'étude menée par Paturel *et al.* (1995) utilise une approche mixte. Cette classification révèle des différences d'approche fondamentales en modélisation : les *analyses statiques* considèrent les paramètres des modèles comme absolus, ayant une justification physique, et donc une justification indépendamment de possibles erreurs sur les données d'entrées. Les *analyses dynamiques*, telle celle menée par Andréassian *et al.* (2004), traduisent quant à elles une reconnaissance des limites des modèles pluie-débit, et de la dépendance qui existe entre paramètres estimés et données climatiques disponibles. Nous avons donc choisi pour notre étude une approche dynamique, car celle-ci permet de tenir compte de l'adaptabilité des modèles pluie-débit aux données d'entrée utilisées pour le calage.

7.3. Données et méthodes

7.3.1. Bassins versants utilisés

Pour ce chapitre, nous avons privilégié un échantillon restreint afin de pouvoir suivre l'évolution de tous les paramètres suivant les erreurs introduites. L'échantillon des douze bassins versants américains de la base de données MOPEX (Schaake *et al.*, 2001) a été choisi compte tenu des fortes interactions existant entre ce projet et notre recherche. Ces données ont été assemblées à partir de plusieurs sources : le Laboratoire d'Hydrologie du National Weather Service a traité les données de précipitation, les données d'ETP sont issues de l'Atlas d'Évaporation NOAA (Farnsworth *et al.*, 1982) et les données de débits sont issues de la base de données de l'USGS. Les bassins versants sont répartis sur neuf Etats dans la partie du sud-est des Etats-Unis, comprenant des conditions hydrologiques et climatiques diverses, avec des bassins de climat semi-aride à très humide (cf. Tableau 7-1).

Tableau 7-1 : Caractéristiques principales des douze bassins versants utilisés

Code	Nom du bassin	Etat	Superficie (km ²)	Min / Moy / Max Pluie annuelle (mm)	Min / Moy / Max Débit annuel (mm)	Moyenne ETP annuelle (mm)	Coefficient de rendement annuel
1 1608500	South Branch Potomac River near Springfield	West Virginia	3810	805 / 1040 / 1530	147 / 341 / 795	762	0.33
2 1643000	Monogacy River at Jugde Bridge near Frederick	Maryland	2116	758 / 1038 / 1538	197 / 421 / 945	898	0.41
3 1668000	Rappahannock River near Fredericksburg	Virginia	4134	763 / 1028 / 1453	135 / 378 / 759	921	0.37
4 3054500	Tygart Valley River at Phillipi	West Virginia	2372	908 / 1163 / 1639	481 / 736 / 1353	711	0.63
5 3179000	Bluestone River near Pipestem	West Virginia	1021	801 / 1015 / 1323	169 / 417 / 742	741	0.41
6 3364000	East Fork White River at Columbus	Indiana	4421	746 / 1011 / 1337	204 / 378 / 663	856	0.37
7 3451500	French Broad River at Asheville	North Carolina	2448	967 / 1380 / 1779	350 / 800 / 1264	820	0.58
8 5455500	English River at Kalona	Iowa	1484	483 / 891 / 1391	52 / 270 / 939	995	0.30
9 7186000	Spring River near Waco	Missouri	3015	596 / 1073 / 1490	62 / 299 / 726	1095	0.28
10 7378500	Amite River near Denham Springs	Louisiana	3315	1052 / 1562 / 2042	175 / 610 / 1081	1074	0.39
11 8167500	Guadalupe River near Spring Branch	Texas	3406	470 / 762 / 1070	13 / 116 / 381	1529	0.15
12 8172000	San Marcos River at Luling	Texas	2170	494 / 824 / 1180	45 / 179 / 507	1449	0.22

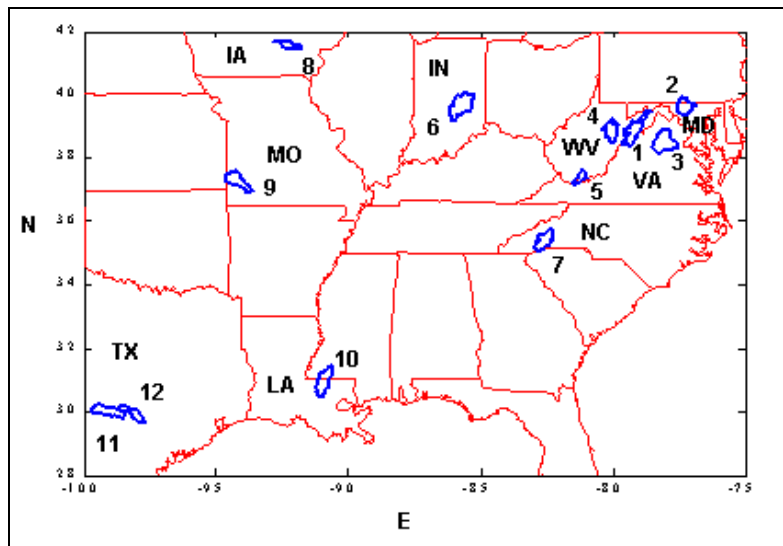


Figure 7-1 : Localisation des douze bassins versants MOPEX (source : <http://www.nws.noaa.gov/oh/mopex/index.html>)

La taille des bassins varie de 1021 à 4421 km² et le coefficient de rendement est compris entre 15 et 63%. Les moyennes annuelles de l'ETP et de pluie sont extrêmement variées sur l'échantillon, avec des valeurs allant du simple au double et l'indice d'aridité varie du simple au triple (de 0.6 à 2.0).

7.3.2. Méthodologie

7.3.2.1. Introduction d'erreurs dans les chroniques de pluie

Le but de ce chapitre est d'évaluer l'impact d'erreurs introduites dans les séries d'ETP sur les performances et l'estimation des paramètres du modèle GR4J. Les données d'ETP en entrée sont perturbées par introduction d'erreurs systématiques et aléatoires. Afin de retranscrire l'inertie du comportement de l'ETP, les erreurs aléatoires s'appliquent sur les volumes mensuels, c'est-à-dire que toutes les ETP du mois seront affectées par la même erreur, selon l'équation :

$$ETP_j = ETP_j^* \exp\left(\sigma \cdot \eta_m - \frac{\sigma^2}{2}\right) \quad (7.1)$$

où ETP_j et ETP_j^* sont respectivement les valeurs d'ETP du jour j perturbée et originale, η_m est l'erreur aléatoire gaussienne appliquée à tous les jours du mois m et σ est un coefficient permettant de tester plusieurs intensités de l'erreur aléatoire. Lorsque ce coefficient est égal à zéro, il n'y a pas de bruit introduit dans la chronique et plus ce coefficient augmente, plus l'intensité de l'erreur augmente. La Figure 7-2 fournit une représentation graphique de chroniques d'ETP perturbées par un bruit aléatoire, pour $\sigma = 0.1$ et $\sigma = 0.5$.

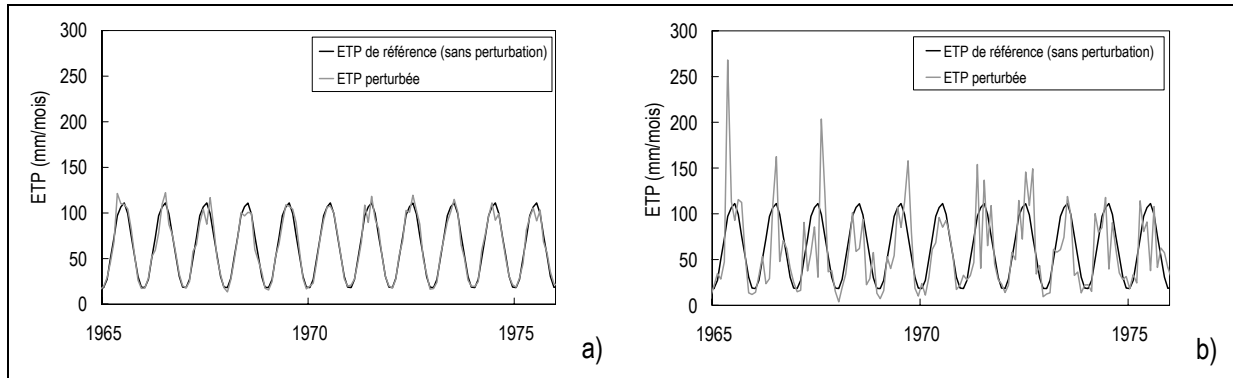


Figure 7-2 : Chroniques d'ETP sans perturbation et avec introduction d'un bruit aléatoire avec $\sigma = 0.1$ (a) et $\sigma = 0.5$ (b).

Afin de tester séparément les impacts d'erreurs systématiques et aléatoires, les chroniques d'ETP perturbées par un bruit aléatoire ont la même valeur moyenne d'ETP sur la période testée. Pour évaluer l'impact d'erreurs systématiques de l'ETP sur la performance et l'estimation des paramètres de GR4J, nous avons utilisé un simple coefficient multiplicatif affecté à toutes les valeurs d'ETP journalières de la chronique :

$$ETP_j = k \cdot ETP_j^* \quad (7.2)$$

où k est un coefficient permettant de tester plusieurs niveaux de sous- ou sur-estimation de l'ETP. Nous ferons par la suite varier ce coefficient entre 0.5 et 2.

7.3.2.2. Méthodologie d'évaluation de l'incertitude liée à l'estimation des paramètres

Il existe un grand nombre de méthodes pour évaluer l'incertitude liée à l'estimation des paramètres d'un modèle lors de la phase de calage (pour une revue de ces méthodes, voir les ouvrages de Duan *et al.*, 2002 et de Zin, 2002). La méthodologie utilisée ici a été développée par Zhao *et al.* (1997) pour évaluer l'incertitude d'un modèle événementiel, et adaptée aux modèles continus par Perrin *et al.* (2004)*. Cette méthodologie suit une procédure de rééchantillonnage pour caler les paramètres du modèle. Elle se déroule en quatre phases :

- 1- Tirage aléatoire de 100 échantillons de 365 jours (pas forcément consécutifs) sur la période totale d'enregistrement ;
- 2- Calage du modèle sur chaque groupe de 365 jours, fournissant au total un échantillon de n vecteurs de paramètres ;
- 3- Calcul de la moyenne et de l'écart type de chaque paramètre, l'incertitude sur les paramètres est ainsi quantifiée par la variabilité des paramètres obtenus à l'issue des 100 calages ;
- 4- Evaluation de la performance du modèle en validation sur l'ensemble de la période, hormis les jours utilisés pour le calage.

La Figure 7-3 schématise la méthodologie utilisée pour évaluer l'impact d'erreurs sur l'estimation des paramètres de GR4J.

* L'article, soumis à la revue Water Resources Research, est en annexe.

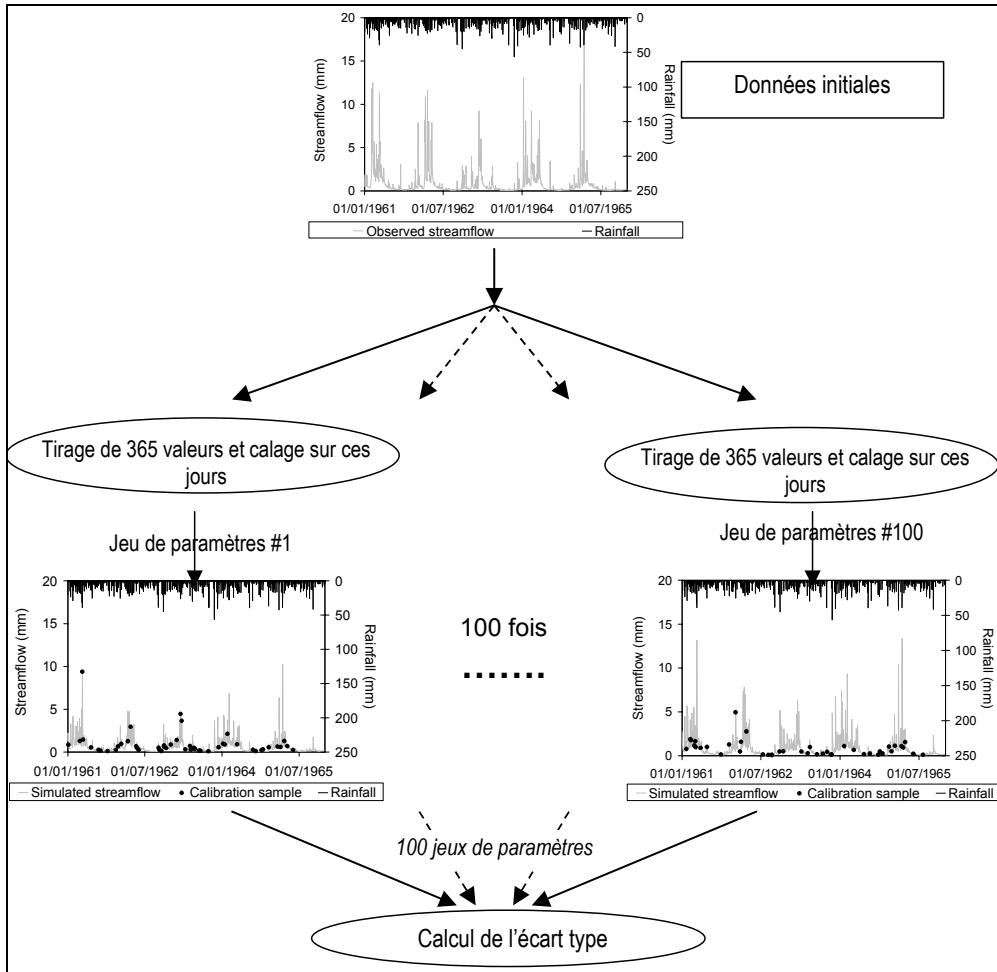


Figure 7-3 : Méthodologie de rééchantillonnage adoptée (Perrin et al., 2004).

7.4. Présentation des résultats

7.4.1. Impact des erreurs d'ETP sur les performances du modèle GR4J

Afin de fournir une approche comparative des deux types d'erreur, la Figure 7-4 indique les performances obtenues par le modèle GR4J sur les douze bassins versants avec une intensité d'erreur croissante.

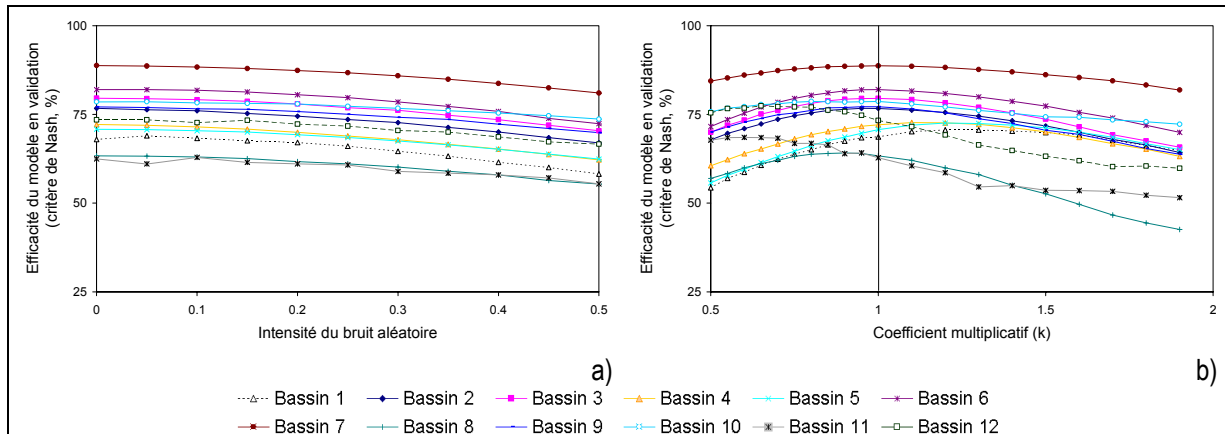


Figure 7-4 : Impact d'erreurs aléatoires (a) et systématiques (b) d'ETP sur les performances du modèle GR4J.

Concernant les erreurs aléatoires, les résultats présentés en Figure 7-4 confirment ceux obtenus précédemment. En effet, nous avons vu que les modèles pluie-débit (dont le modèle GR4J) paraissent particulièrement insensibles à la variabilité temporelle de l'ETP. L'introduction d'erreurs aléatoires a sensiblement le même effet qu'une modification dans la formule, puisque seule la répartition du volume d'ETP est modifiée. Cependant, le degré d'insensibilité est remarquable puisque même pour $\sigma=0.5$, les performances ne sont que peu altérées (une dégradation du critère de Nash-Sutcliffe de l'ordre de 5 points). De plus, rappelons ici que les erreurs aléatoires sont répétées tout le long d'un mois et ont ainsi un impact sur les variations journalières mais aussi sur les variations mensuelles de l'ETP.

Jusqu'ici, nous n'avons pas traité le problème de la sensibilité des modèles à une sur- ou sous-estimation de l'ETP. L'introduction d'erreurs systématiques dans la chronique d'ETP permet d'explorer cet aspect. La Figure 7-4-b montre qu'une fois de plus, le modèle peut se contenter d'une valeur d'ETP très éloignée de celle observée. Cependant, pour les erreurs importantes, les performances diminuent sensiblement. Ces résultats apportent une nouvelle dimension au constat d'insensibilité des modèles à l'ETP puisque le modèle GR4J reste insensible à des sur- ou sous-estimation de l'ETP. Andréassian *et al.* (2004) ont montré que le modèle GR4J (ainsi que le modèle TOPMO) avait des capacités à « corriger » des sur- ou sous-estimations de l'ETP en entrée. Afin de vérifier ceci sur notre échantillon de bassins, nous avons examiné les valeurs prises par les paramètres du modèle GR4J.

7.4.2. Impact des erreurs d'ETP sur les valeurs des paramètres du modèle GR4J

Afin de déterminer les possibles causes de l'insensibilité du modèle GR4J à l'ETP, nous proposons de suivre l'évolution des valeurs calées des paramètres du modèle pour différents types et intensités d'erreur introduite. La Figure 7-5 indique les variations des quatre paramètres suivant l'intensité du bruit introduit.

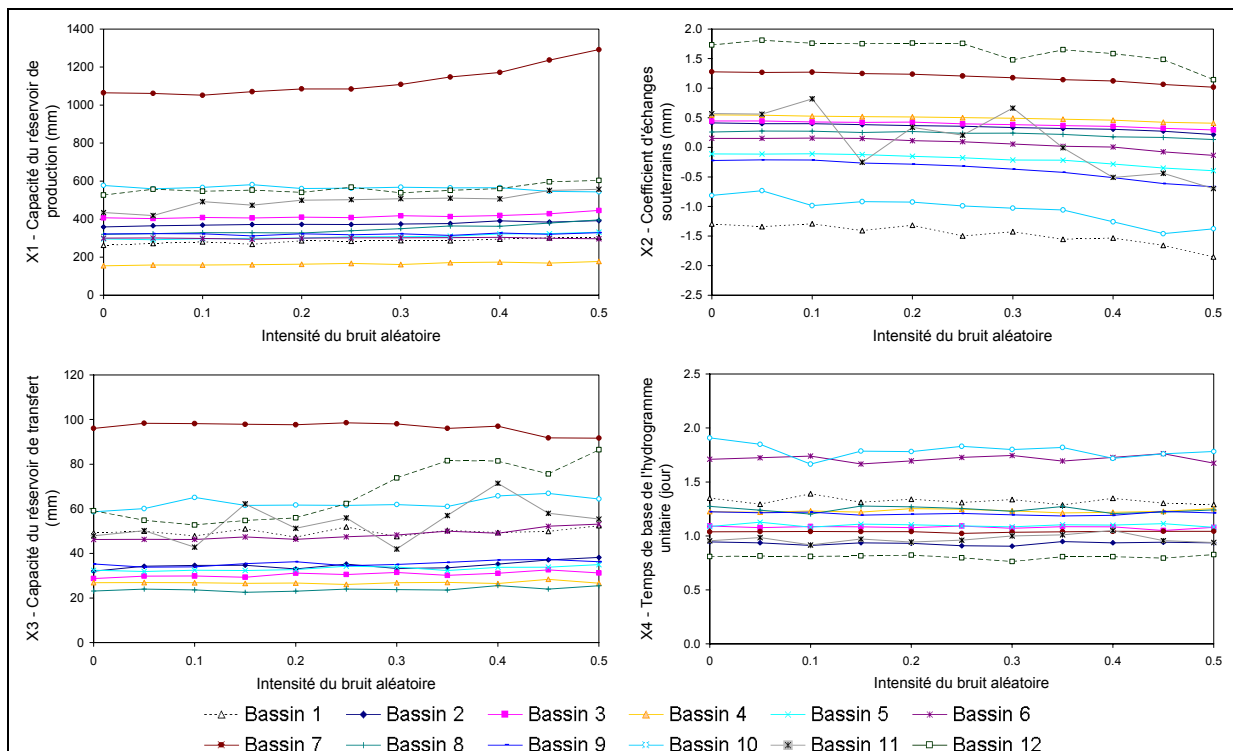


Figure 7-5 : Impact d'erreurs aléatoires sur les valeurs des paramètres du modèle GR4J.

Les résultats présentés sur la Figure 7-5 indiquent une relative stabilité des paramètres du modèle GR4J, quelle que soit l'intensité du bruit introduit. Ainsi, le recalage effectué par le modèle GR4J ne permet pas d'expliquer les faibles écarts de performance observés précédemment. La Figure 7-6 indique les variations des quatre paramètres suivant le biais introduit dans les chroniques d'ETP.

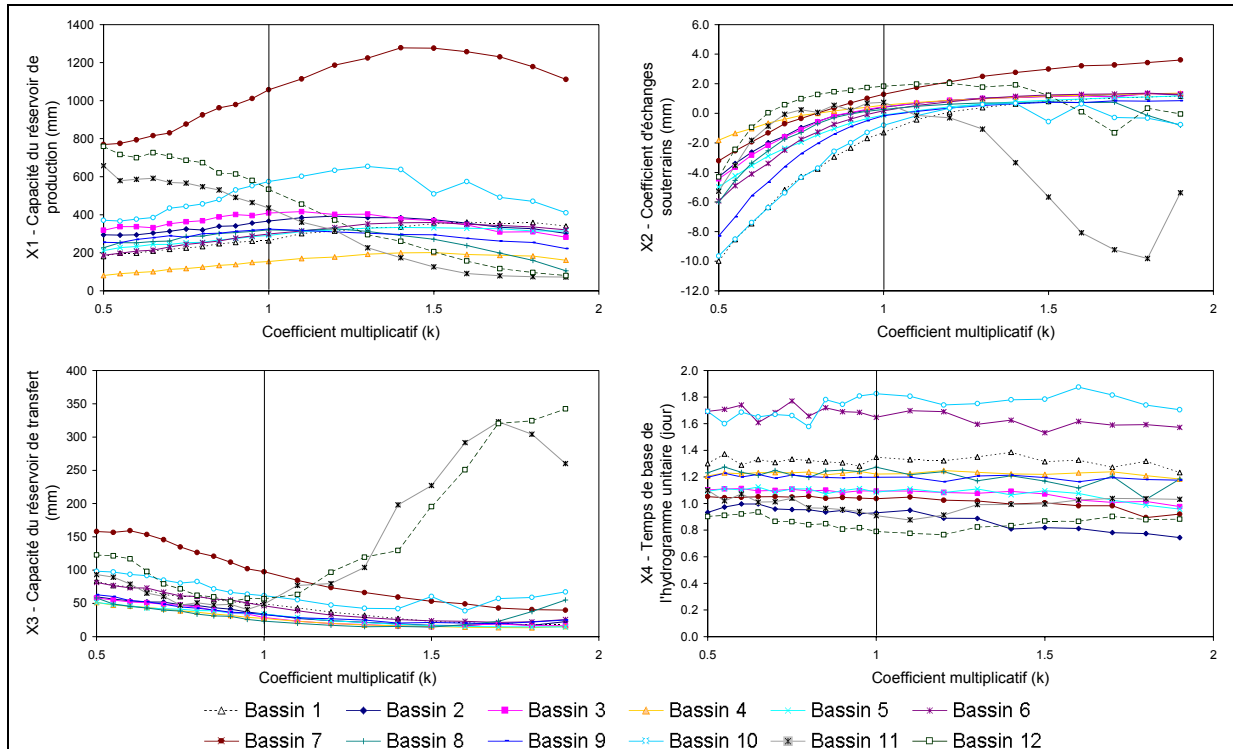


Figure 7-6 : Impact d'erreurs systématiques sur les valeurs des paramètres du modèle GR4J.

Les résultats présentés sur la Figure 7-5 sont très différents de ceux obtenus avec les erreurs aléatoires d'ETP. En effet, les paramètres du modèle GR4J réagissent fortement lorsque l'ETP est sur- ou sous-estimée :

- GR4J utilise son paramètre d'échange (X2) pour s'adapter à l'entrée d'ETP qui lui est présentée. X2 prend des valeurs nettement moindres pour les cas de sous-estimation de l'ETP, ce qui correspond à un apport d'eau au bassin.
- De façon assez surprenante, l'un des deux paramètres de transfert (X3, la capacité du réservoir de transfert) est affecté par une sur- ou une sous-estimation de l'ETP. Il est possible d'expliquer ce phénomène, par un « report » de la fonction d'échange sur le réservoir de transfert, dans la mesure où les échanges sont une fonction de X3 et du niveau d'eau dans le réservoir de transfert, c'est-à-dire de X3 indirectement. En cas de surestimation de l'ETP, GR4J réduit la capacité du réservoir de transfert, afin de faciliter l'accès à un niveau de remplissage élevé, qui se traduit par des échanges (des apports) plus importants.
- Enfin, le temps de réaction du bassin X4 et la capacité du réservoir de production X1 restent très stables et ne sont pas affectés par les perturbations sur l'ETP.

Le modèle GR4J utilise donc les paramètres X2 et X3 pour « corriger » une sur- ou sous-estimation de la demande évaporatoire. Ces résultats tendent à confirmer l'idée d'Andréassian *et al.* (2004) selon laquelle les modèles pluie-débit ont des capacités d'adaptabilité face à des modifications des entrées.

Notons que les bassins 11 et 12 ont des comportements particuliers puisque les variations de ces paramètres semblent être en contradiction avec celles des autres bassins. Ces deux bassins sont situés au Texas et présentent des caractéristiques semi-arides.

7.4.3. Impact des erreurs d'ETP sur l'incertitude des paramètres du modèle GR4J

Dans cette partie, nous nous intéressons aux impacts d'erreurs d'ETP sur la fiabilité de l'estimation des paramètres du modèle GR4J. Pour cela, nous avons utilisé la méthode de rééchantillonnage développée par Perrin *et al.* (2004). La Figure 7-7 représente les écarts types obtenus en introduisant un bruit aléatoire dans la chronique d'ETP pour les quatre paramètres du modèle et les douze bassins versants.

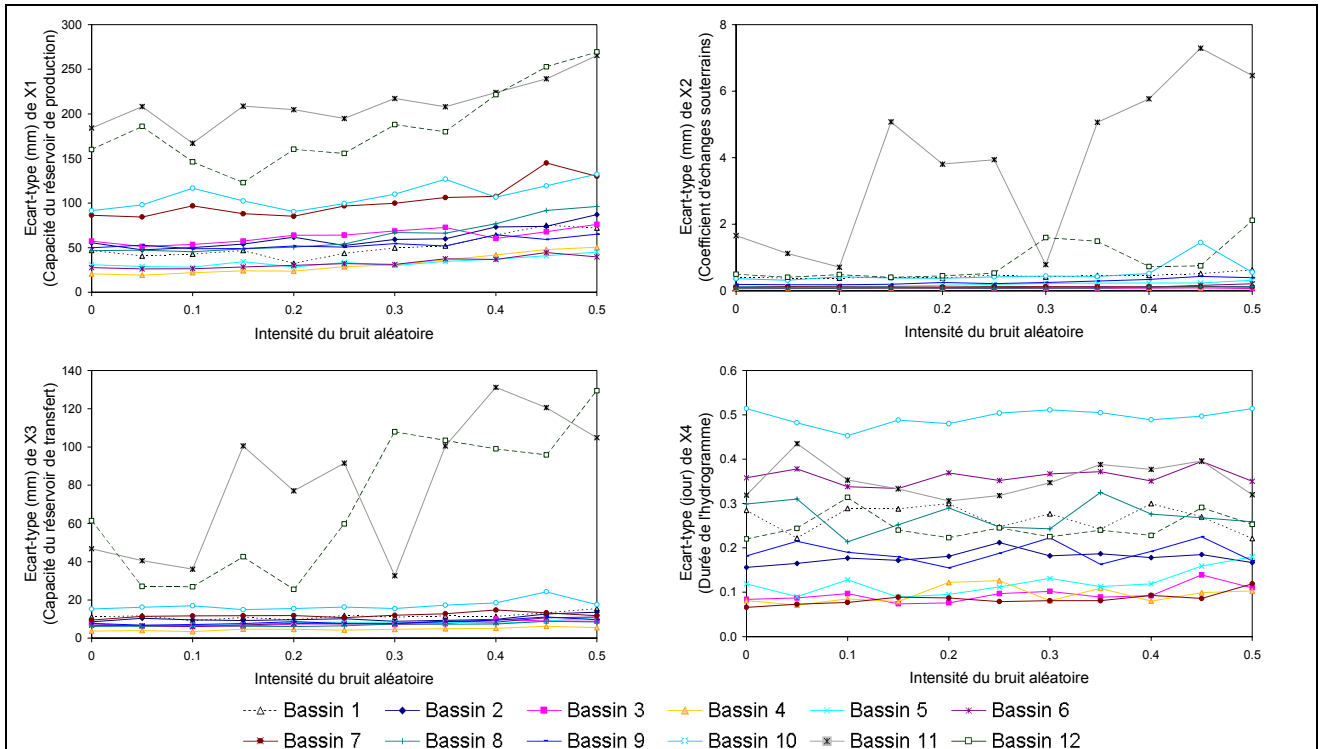


Figure 7-7 : Impact d'erreurs aléatoires sur l'incertitude liée à l'estimation des paramètres du modèle GR4J.

La Figure 7-7 est assez surprenante puisque, hormis pour les bassins 11 et 12, les écarts types sont extrêmement stables, même lorsque l'erreur aléatoire introduite est importante. Ceci suggère que des erreurs en entrée sur l'ETP n'ont aucun impact sur la fiabilité de l'estimation des paramètres calés.

La Figure 7-8 représente les écarts types obtenus en introduisant un biais systématique sur la chronique d'ETP.

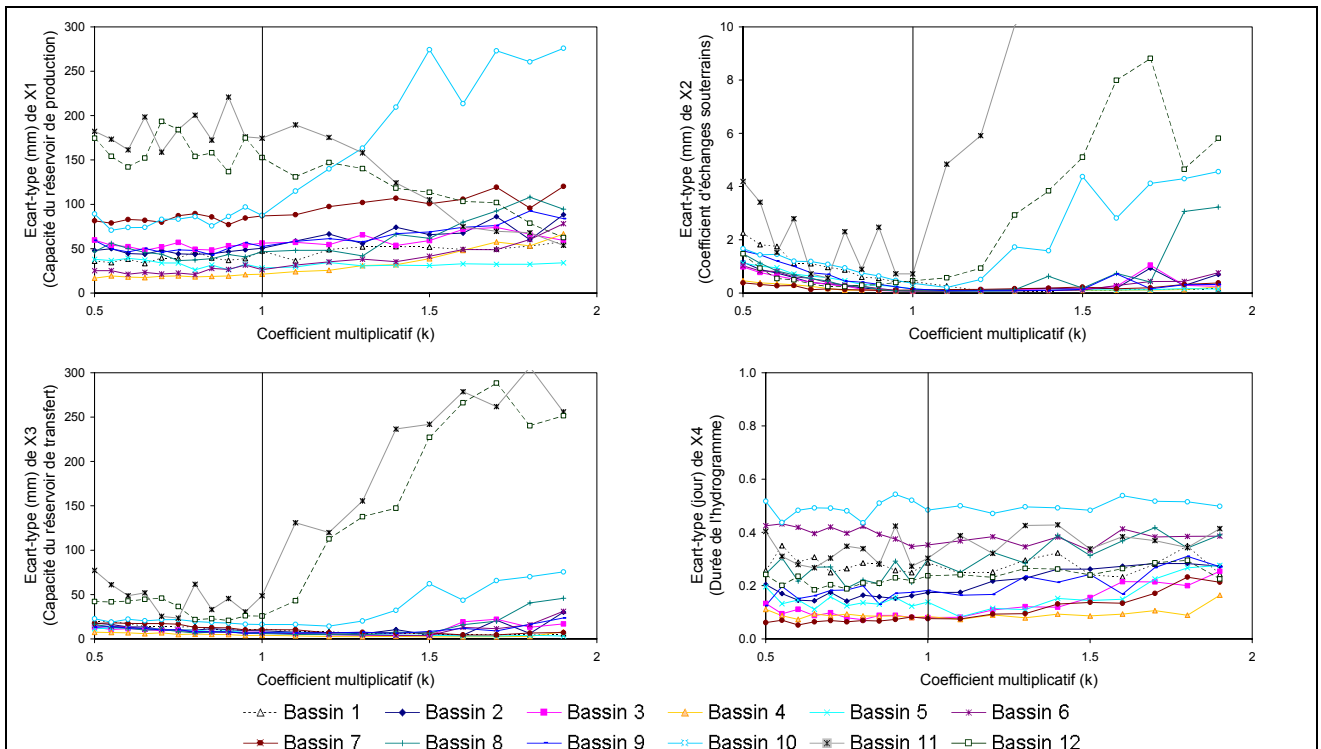


Figure 7-8 : Impact d'erreurs systématiques sur l'incertitude liée à l'estimation des paramètres du modèle GR4J.

Les résultats obtenus avec les erreurs systématiques sont semblables à ceux observés avec les erreurs aléatoires : l'estimation des paramètres est aussi fiable avec des données fortement biaisées qu'avec les

données initiales. La légère augmentation des écarts types du paramètre X2 est à relativiser puisque la valeur de ce paramètre augmente elle aussi. Ainsi, le coefficient de variation pour ce paramètre est stable.

7.5. Synthèse

Nous avons vu dans ce chapitre que suivant le type d'erreur, le modèle GR4J se comporte différemment :

1. pour les erreurs systématiques, le recalage joue un rôle primordial puisque les valeurs prises par les paramètres s'adaptent au biais introduit sur l'ETP ;
2. pour les erreurs aléatoires, le recalage n'explique pas la faible sensibilité du modèle GR4J à l'ETP. En effet, les valeurs des paramètres ne varient que très peu selon l'intensité du bruit introduit.

Ainsi, pour le comportement du modèle GR4J face aux erreurs systématiques d'ETP, l'appellation d'insensibilité ne semble pas correcte et nous lui préférons celle d'adaptabilité (Andréassian *et al.*, 2004). Cette adaptabilité pourrait être considérée comme un défaut, un manque de « sens physique ». En fait, il semble que ce soit l'une des causes de la robustesse du modèle GR4J, qualité qui a été recherchée au cours de sa mise au point (Perrin, 2000). Le paramètre d'échanges souterrains joue un rôle primordial dans ce réajustement, ce qui confirme les doutes émis à ce sujet par Mouelhi (2003). Cependant, cette adaptabilité a ses limites puisque les performances du modèle commencent à se dégrader à partir de 20% de biais sur l'ETP.

En revanche, le terme d'insensibilité semble se confirmer lorsque le cumul interannuel de l'ETP est maintenu, c'est-à-dire lorsque seules les variations temporelles de l'ETP sont modifiées. Notons que c'est ce cas sur lequel nous nous sommes penchés dans la première partie, que ce soit pour la comparaison de formules d'ETP ou pour la comparaison entre ETP datées et interannuelles. Ce deuxième point suggère que le modèle a, de par sa structure, les capacités d'absorber de fortes fluctuations journalières et mensuelles de l'ETP.

Le but de ce chapitre était de déterminer si la méthode de test qui fait intervenir à un recalage du modèle après modification de l'entrée d'ETP était responsable de l'insensibilité constatée dans la partie II. Nous avons vu que ce n'est pas le cas lorsque l'on considère des erreurs aléatoires. Ainsi, la question soulevée à l'issue de l'analyse de sensibilité reste entière : le modèle semble être de par sa structure insensible à l'ETP. Ou faut-il s'interroger sur la validité des formules d'ETP testées jusqu'à présent ?

Chapitre 8

Chapitre 8 Faut-il remettre en cause les formules d'ETP classiques ?

8.1. Introduction

Nous avons vu au Chapitre 5 que les données climatiques datées ne fournissaient pas une estimation de l'ETP plus satisfaisante que les données obtenues avec les normales climatiques (aussi appelées données interannuelles). Ce manque de supériorité d'une information climatique beaucoup plus précise apportée au modèle est surprenant et préoccupant du point de vue du modélisateur. Le Chapitre 7 a de plus montré que le recalage des modèles suivant l'entrée testée n'était pas responsable de cette insensibilité.

Compte tenu des incertitudes existant tant sur la structure du modèle, sur ses paramètres que sur la pertinence des entrées d'ETP, il est difficile de déterminer clairement la cause de l'insensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP. Kuczera (1983) détaille trois types d'erreurs susceptibles d'altérer le calage des modèles :

1. les erreurs dues à la structure du modèle, qui proviennent du peu de connaissance que nous avons des processus en jeu dans la transformation des pluies en débit à l'échelle du bassin versant,
2. les erreurs sur les données, qui peuvent provenir autant des outils de mesure que de l'interprétation spatiale de mesures ponctuelles,
3. les erreurs dues aux procédures de calage (recherche d'optimum, valeurs initiales...)

Deux explications nous semblent donc envisageables :

- La première consiste à remettre en cause les modèles pluie-débit utilisés. Nous avons utilisé cependant quatre modèles pluie-débit, ayant chacun une prise en compte particulière de l'ETP, pour le calcul du débit à l'exutoire ;
- La deuxième consiste à remettre en cause les formules d'ETP classiques utilisées au Chapitre 4 et au Chapitre 5. En effet, la plupart de ces formules ont été développées à l'échelle agronomique, et leur transposition à l'échelle du bassin versant est critiquable.

Il nous paraissait difficile de trancher, puisqu'il existe de fortes interactions entre le modèle pluie-débit et son entrée, et que nous avons autant d'incertitudes sur la validité de l'utilisation de l'ETP par les modèles pluie-débit que sur la validité des modèles d'ETP à l'échelle du bassin versant. Cette question est pourtant centrale pour la suite de notre étude, puisque si les modèles d'ETP étaient remis en cause, il s'agirait de proposer des modèles d'ETP radicalement différents de ceux déjà testés. D'un autre côté, si l'insensibilité à l'entrée d'ETP est un caractère inhérent aux modèles pluie-débit, cela nous conduirait à remettre en cause la partie des modèles traitant de l'évapotranspiration.

Dans ce chapitre, nous proposons une méthodologie permettant d'apporter des éléments de réponse. Pour cela, nous utilisons des données synthétiques permettant d'éviter les deux premiers types d'erreurs signalées par Kuczera (1983).

8.2. Analyse de sensibilité par génération de débits synthétiques, méthodologie proposée

8.2.1. Approche par données synthétiques

Andréassian (2002) a passé en revue les avantages et les inconvénients des études de sensibilité par les deux types d'approches classiques : l'approche par données synthétiques et l'approche avec des données réelles :

- L'approche par données synthétiques consiste à générer une série sans erreur qui est ensuite utilisée pour la comparaison comme série de référence ;
- L'approche avec des données réelles qui consiste à utiliser des données réelles de pluie, de débit et d'ETP.

Andréassian note que l'approche par données réelles est la plus appropriée dans un contexte empirique et opérationnel, puisque la connaissance des entrées est forcément imparfaite, et qu'il faut faire avec. Jusqu'ici, nous avons donc opté pour une approche par données réelles puisque nous nous plaçons d'un point de vue opérationnel. Cependant, si nous nous intéressons aux mécanismes internes des modèles, l'approche par données synthétiques n'est pas gênante, elle permet au contraire de mieux identifier les modes de fonctionnement internes du modèle. Ainsi, les conclusions ne concernent que le fonctionnement du modèle pluie-débit. Finalement, les deux approches (par données synthétiques et par données réelles) semblent assez complémentaires : la première permet de répondre à des questions précises de modélisation et d'identifier les actions du modèle avec un jeu de données ; la deuxième permet de répondre concrètement à des soucis de précision des données d'entrée à fournir au modèle pour en améliorer les résultats dans les cas réels.

L'utilisation de données synthétiques est une démarche assez régulièrement utilisée en modélisation pluie-débit, notamment pour (i) tester les procédures d'estimation des paramètres des modèles (Ibbitt, 1972; Sorooshian et Dracup, 1980; Gupta et Sorooshian, 1985), (ii) observer en détail certaines fonctions des modèles (Gupta et Sorooshian, 1983; Sorooshian et Gupta, 1985), (iii) introduire des erreurs sur ces données et interpréter l'impact de ces erreurs sur les simulations des modèles (Parmele, 1972; Sorooshian et Dracup, 1980; Nalbantis *et al.*, 1995).

Dans notre cas, nous nous intéressons en particulier à la fonction des modèles traitant de l'évapotranspiration. Nous utilisons également des méthodes de perturbation des données d'ETP, afin d'étudier l'impact de ces erreurs sur les performances du modèle.

8.2.2. Description de l'approche adoptée

8.2.2.1. Génération de débits synthétiques de référence

La technique utilisée pour générer des données de référence est la suivante (Ibbitt, 1972) : un jeu de paramètres est attribué pour le modèle et des données de pluie et d'ETP sont ensuite utilisées pour simuler, avec ce jeu de paramètres, un débit servant de débit de référence. Ainsi, l'ensemble {entrées ; jeu de paramètres ; sorties} est considéré comme parfait et les données qu'il met en jeu (ETP, pluies, débits et variables intermédiaires) sont appelées données synthétiques, et servent de référence pour la suite de l'étude.

Les données de débits synthétiques sont obtenues avec des chroniques d'ETP datées. Ainsi, les chroniques datées peuvent être considérées comme parfaites. Il est alors possible de tester l'impact d'une autre utilisation d'entrée d'ETP sur les simulations de débits et de variables intermédiaires. Pour cela, nous avons modifié les chroniques d'ETP, en maintenant tous les autres composants égaux par ailleurs.

8.2.2.2. Evaluation des différences sans perturbation des débits synthétiques

Après avoir obtenu un jeu de paramètres et une chronique de débits synthétiques, les ETP datées sont remplacées par les ETP interannuelles en entrée du modèle. Avec ces nouvelles entrées, une simulation est effectuée en conservant les paramètres initiaux, et les débits ainsi calculés sont comparés aux débits synthétiques de référence. La méthodologie est schématisée sur la Figure 8-1.

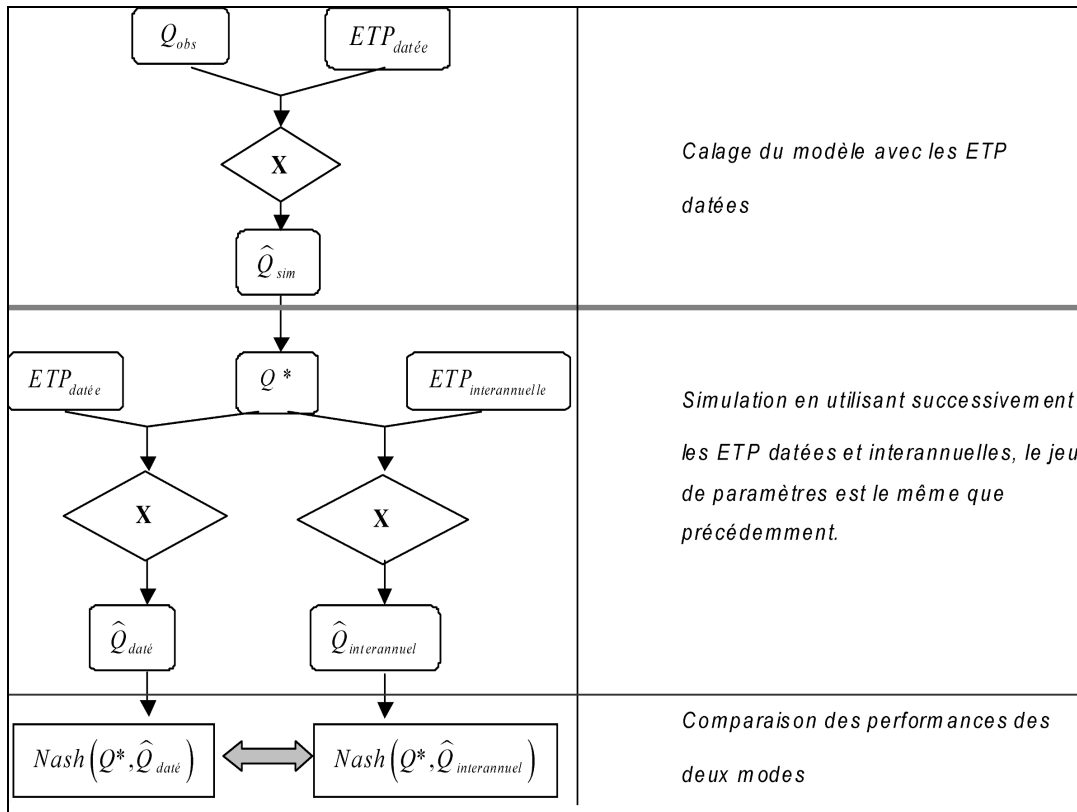


Figure 8-1 : Schéma descriptif de la méthodologie utilisée sans perturbation des débits synthétiques

Notons que selon la classification de Andréassian (2002), nous suivons ici une approche statique, puisque le modèle n'est pas recalé après modification de l'ETP. Ceci n'est pas très important puisque nous avons montré que pour les variations journalières, le recalage ne jouait pas un rôle fondamental (cf. Chapitre 7).

8.2.2.3. Evaluation des différences avec perturbation des débits synthétiques

L'approche décrite précédemment conduit à considérer le modèle pluie-débit parfait lorsque les ETP datées sont utilisées. Cependant, ceci n'est généralement pas le cas et afin de retrouver les erreurs communément faites lorsque l'on simule les débits (dont un exemple est donnée sur la Figure 8-2), nous avons envisagé d'introduire des perturbations dans les chroniques de débits.

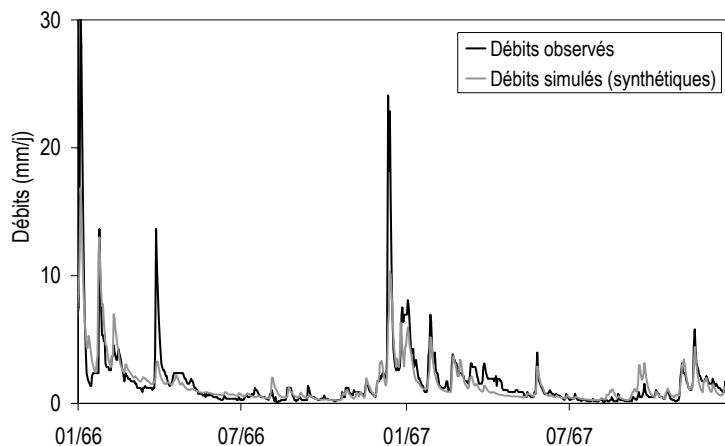


Figure 8-2 : Exemple des différences entre débits synthétiques et débits réels sur le bassin A1515810 (Le Murbach à Buhl)

Dans un premier temps, des erreurs autocorrélées sur les débits ont été envisagées, mais les chroniques de débits ainsi constituées présentaient des variations à l'étiage trop prononcées et pouvaient de ce fait influencer trop largement les critères de Nash. Pour pallier cette difficulté, les chroniques de débits sont perturbées par le

biais d'erreurs dans les séries de pluies. Le modèle pluie-débit est ensuite utilisé pour simuler un nouveau débit de référence en utilisant ces données de pluie erronées.

Les erreurs introduites dans les chroniques de pluie sont aléatoires et du même type que celles utilisées dans le Chapitre 7 :

$$P_j = P_j^* \exp(\sigma \cdot \eta_j) \quad (8.1)$$

où P_j et P_j^* sont respectivement les valeurs de précipitations du jour j perturbée et originale, η_j est l'erreur aléatoire gaussienne appliquée au jour j et σ est un coefficient permettant de tester plusieurs intensités de l'erreur aléatoire. Lorsque ce coefficient est égal à zéro, il n'y a pas de bruit introduit dans la chronique de pluie et plus ce coefficient augmente, plus l'intensité de l'erreur augmente. La Figure 8-3 donne une représentation graphique des débits synthétiques obtenus avec un bruit aléatoire sur la chronique de pluie pour $\sigma = 0.2$ et $\sigma = 0.4$.

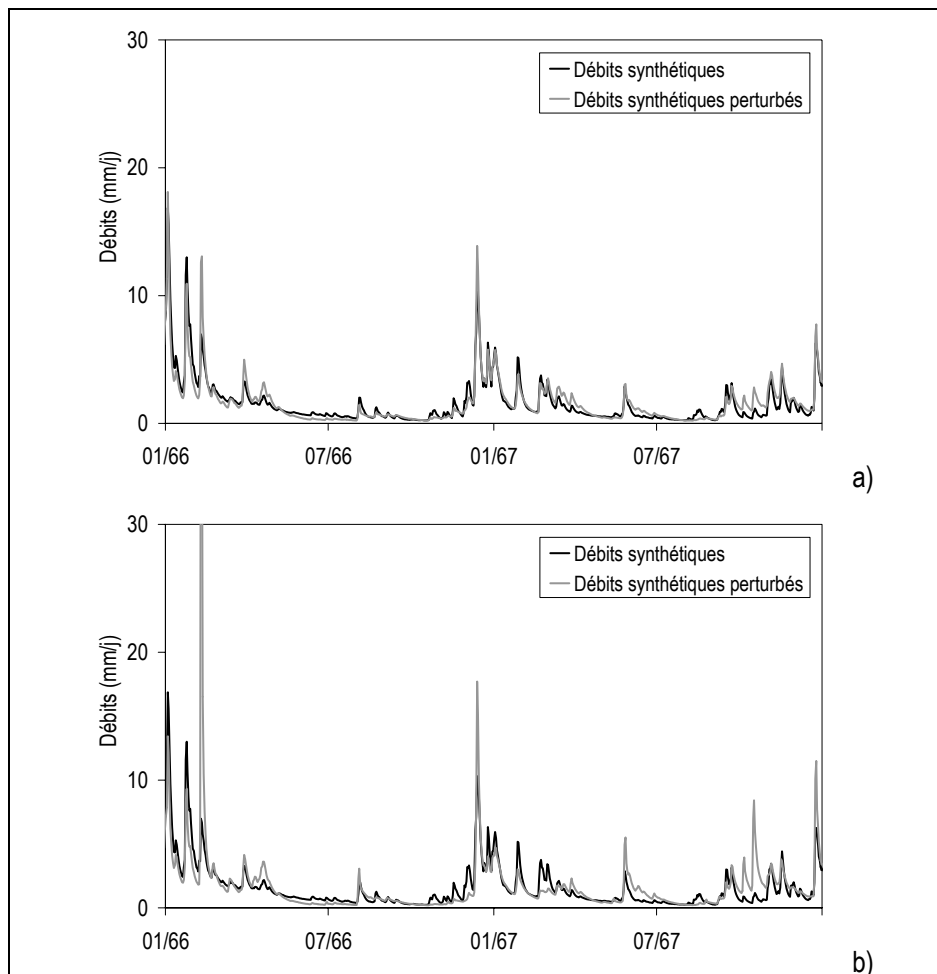


Figure 8-3 : Exemple des différences entre débits synthétiques et débits synthétiques perturbés sur le bassin A1515810 (Le Murbach à Buhl) pour $\sigma = 0.2$ (a) et $\sigma = 0.4$ (b).

Les débits synthétiques ainsi obtenus ont des allures assez réalistes et les différences entre les débits synthétiques « parfaits » et les débits synthétiques perturbés sont assez semblables à celles généralement rencontrées entre débits observés et simulés.

Ces débits synthétiques perturbés sont ensuite utilisés pour la comparaison entre débits simulés avec les ETP datées et débits simulés avec les ETP interannuelles (cf. Figure 8-4), comme précédemment.

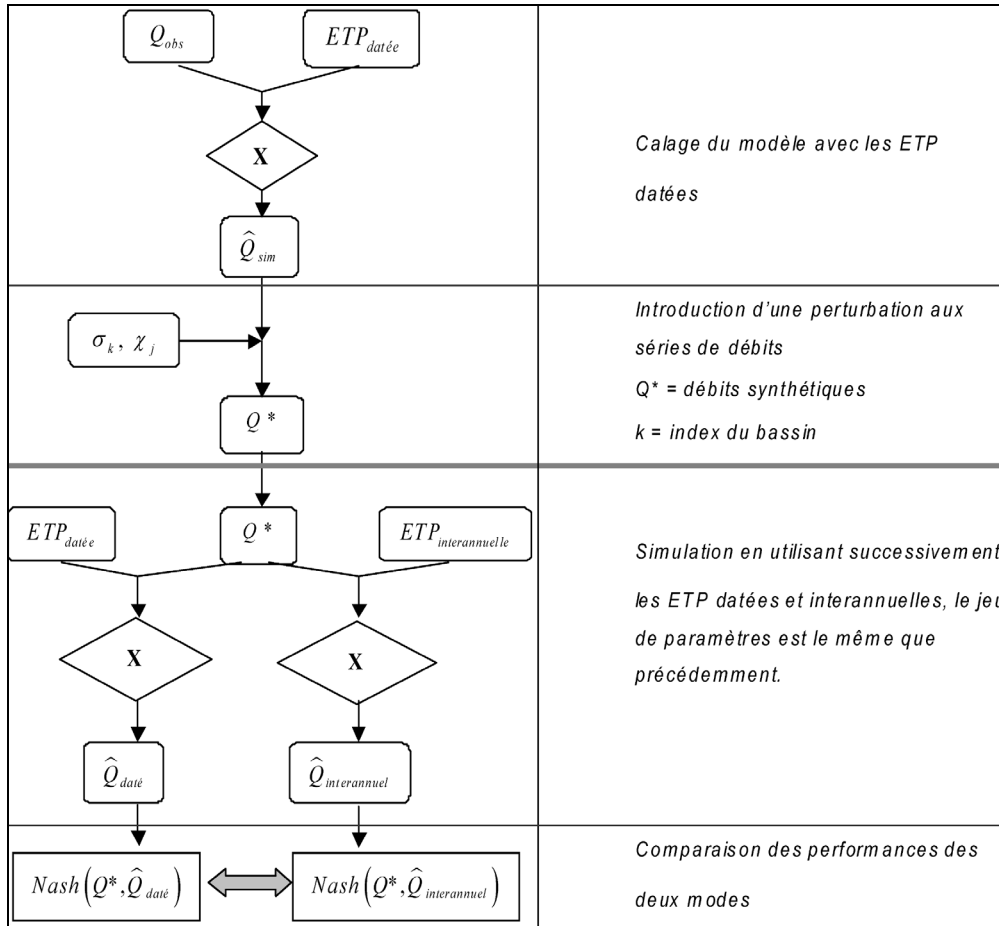


Figure 8-4 : Schéma descriptif de la méthodologie utilisée

8.3. Présentation des résultats

8.3.1. Résultats obtenus sans perturbation des débits synthétiques

Les résultats du Tableau 8-1 indiquent que les performances restent très proches des références. Bien que l'on se place ici dans la situation idéale pour les ETP datées, les différences de performances n'excèdent pas 2 %.

Tableau 8-1 : Performances (critère de Nash médian sur les 2498 tests en contrôle) des modèles pluie-débit avec données d'ETP datées et moyennes.

Modèle	Critère de Nash médian avec données datées (%)	Critère de Nash médian avec données moyennes (%)	Différences (%)
GR4J	100.0	98.8	1.2
HBV0	100.0	98.4	1.6
IHAC	100.0	99.3	0.7
TOPMO	100.0	98.5	1.5

La faible différence entre les deux modes d'entrée de l'ETP confirme clairement les doutes émis concernant la sensibilité des modèles pluie-débit à l'information datée de l'ETP. Ces résultats montrent qu'on ne doit pas rejeter la formulation de Penman, puisque ce sont les modèles pluie-débit qui semblent incapables d'exploiter l'information climatique datée. C'est un résultat crucial puisqu'il sous-entend qu'il est impossible d'améliorer significativement les performances des modèles pluie-débit en utilisant une information datée sur l'ETP.

8.3.2. Résultats obtenus en perturbant les débits synthétiques

Les différences indiquées au Tableau 8-1 ont été obtenues sans perturbation des données synthétiques. Dans la réalité, les modèles pluie-débit et les données utilisées sont loin d'être parfaits, et les critères de Nash ne sont jamais égaux à 100. Pour refléter ces imperfections dans notre étude, nous avons introduit progressivement une perturbation sur les débits synthétiques, ceci dans le but de ramener les performances des modèles pluie-débit à ce qui est couramment rencontré en mode opérationnel. On peut penser que pour le test précédent, l'introduction d'un bruit réduirait encore l'écart entre les performances des deux options d'entrée d'ETP. En effet, lorsque la série de débits synthétiques est perturbée, l'avantage des données datées se réduit.

La Figure 8-5 indique les performances des quatre modèles pluie-débit, lorsque l'on introduit progressivement une perturbation sur les débits synthétiques. Les comportements des modes daté et interannuel pour l'ETP sont très similaires avec une décroissance progressive des performances avec la croissance de la perturbation. On constate que lorsque la perturbation augmente, l'écart entre les deux modes tend à se réduire. Ceci est particulièrement visible pour les modèles GR4J et IHAC, et l'est un peu moins pour les modèles TOPMO et HBV0.

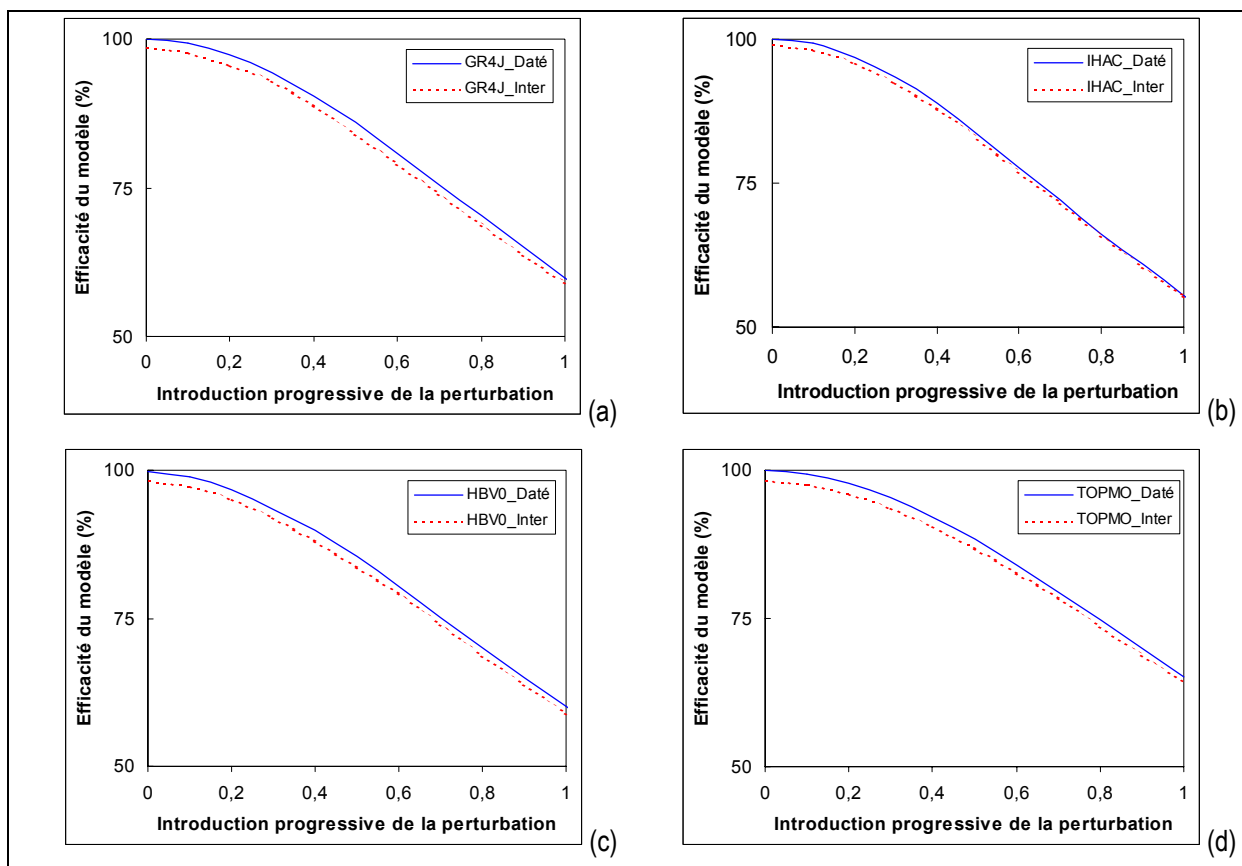


Figure 8-5 : Introduction progressive de la perturbation de la série de débits synthétiques. Influence sur les performances des modèles selon une entrée datée ou moyenne de l'ETP. Médiane des critères de Nash pour les modèles (a) GR4J, (b) IHAC, (c) HBV0 et (d) TOPMO

8.4. Discussion

La raison pour laquelle les formules d'ETP étaient remises en cause venait en partie du fait que ces formules ont été développées à l'échelle de la parcelle et qu'elles ne sont peut être pas appropriées pour des applications à l'échelle du bassin versant. Les résultats de ce chapitre semblent indiquer que les formules d'ETP ne sont pas à remettre en cause, puisque même lorsque ces données sont considérées comme « parfaites », les modèles pluie-débit y sont également insensibles. Les raisons de cette insensibilité sont encore à identifier, mais on peut se demander si cette insensibilité est irrémédiable pour la modélisation pluie-débit.

En effet, s'il semble que la structure des modèles pluie-débit soit responsable de cette insensibilité, il est surprenant de constater que quatre modèles, qui sont assez différents dans leur utilisation de l'ETP, soient tous si peu sensibles. Que s'est-il passé lors du développement de ces modèles pour en arriver à une si faible sensibilité ?

Une explication possible de cette insensibilité est que ces modèles ont généralement été développés en utilisant l'ETP de Penman pour représenter la demande évaporatoire. Si cette variable n'a pas de réelle signification à l'échelle du bassin versant, autrement dit si elle n'apporte pas d'information pertinente pour expliquer le débit en sortie, il semble assez logique que la structure de ces modèles n'apporte pas à cette entrée un rôle important pour l'explication de la variance des débits.

A titre d'exemple, on peut comparer le développement d'un modèle pluie-débit à la construction d'une régression à trois paramètres (α , β et γ) et deux entrées : la pluie P et l'ETP. Les débits seraient alors obtenus par une équation du type :

$$Q = \alpha \times P + \beta \times ETP + \gamma \quad (8.2)$$

Les trois paramètres représentent de façon simplifiée la structure du modèle, c'est-à-dire la succession des équations utilisées pour calculer le débit. Si la variable ETP n'apparaît pas pertinente lors de l'ajustement des paramètres (α , β et γ), le paramètre β prendra probablement une valeur proche de zéro. Par la suite, si on évalue la sensibilité de cette équation à la variable ETP , les résultats indiqueront une parfaite insensibilité du modèle à l'ETP. La question est maintenant de savoir si tel est le cas au sein des modèles pluie-débit...

8.5. Synthèse

Le but de ce chapitre était de vérifier si l'insensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP était due à de mauvaises formulations de l'ETP. En effet, ces formules ont été développées à l'échelle de la parcelle et ne sont peut être pas appropriées à l'échelle du bassin versant.

Pour cela, nous avons utilisé des données synthétiques de débits, obtenues par simulation avec les ETP datées. Ainsi, nous n'avons plus de doute sur la validité de l'entrée d'ETP datée et nous avons pu comparer les différences de comportement du modèle lorsque les ETP interannuelles étaient utilisées. Afin de prendre en compte les imperfections des modèles pluie-débit à simuler les écoulements, nous avons introduit progressivement une perturbation sur les débits synthétiques, ceci dans le but de ramener les performances des modèles pluie-débit à ce qui est rencontré en conditions réelles.

Les résultats obtenus ont montré que, même lorsqu'aucune erreur n'est introduite sur les débits synthétiques, les écarts entre les performances des modèles utilisant soit l'ETP datée, soit l'ETP interannuelle sont insignifiants. Ceci est d'autant plus remarquable que l'analyse de sensibilité suit une approche statique (on ne recalcule pas le modèle après modification de l'entrée d'ETP). Ces résultats suggèrent que seule la structure des modèles est responsable de leur insensibilité à l'entrée d'ETP. Cependant, il reste à vérifier cette hypothèse et à identifier si des fonctions particulières de la structure rendent le modèle insensible à l'information datée de l'ETP. Enfin, nous avons fait remarquer qu'une explication possible à cette insensibilité est que les modèles pluie-débit ont été développés en utilisant une ETP dont la formule a été développée pour des applications agronomiques. Si cette variable n'a pas de réelle signification à l'échelle du bassin versant, il semble assez logique que les formulations développées au sein de ces modèles n'accordent pas à cette entrée un rôle prépondérant pour simuler les débits.

Chapitre 9

Chapitre 9 Suivi de la sensibilité des modèles pluie-débit au sein de leur structure

9.1. Introduction

Nous avons montré au Chapitre 7 que le calage des paramètres des modèles était très peu dépendant de la variabilité temporelle de l'ETP. De plus, au Chapitre 8, nous avons vu – par l'intermédiaire de données synthétiques – que les erreurs susceptibles d'être commises sur les données d'ETP n'étaient sans doute pas la cause première de l'insensibilité des modèles à cette entrée.

Il semble donc que l'insensibilité des modèles à l'ETP soit due à la structure du modèle. Afin de déterminer à quel niveau les modèles pluie-débit « absorbent » les écarts entre différentes séries d'ETP, nous proposons de suivre en détail le traitement de l'entrée ETP au sein de la structure des modèles. En effet, il est assez difficile d'identifier *a priori* les parties du modèle qui « absorbent » les différences entre deux séries d'ETP. Par exemple, au sein du modèle GR4J, nous pouvons soupçonner autant le réservoir de production que la fonction d'échanges souterrains. Il est également possible que le filtrage soit continu au sein du modèle.

Cette entreprise est assez délicate compte tenu des incertitudes pesant sur les entrées du modèle, les paramètres et la structure des modèles. Pour contourner cette difficulté, nous suivons une approche par données synthétiques.

9.2. Méthodologie générale

9.2.1. Suivi de l'impact d'une erreur sur l'ETP au sein des modèles

9.2.1.1. Génération de données synthétiques de référence

La technique utilisée pour générer des données de référence est identique à celle décrite au Chapitre 8 : un jeu de paramètres est attribué pour le modèle et des données de pluie et d'ETP sont ensuite utilisées pour simuler, avec ce jeu de paramètres, un débit servant de débit de référence. Ainsi, l'ensemble {entrées ; jeu de paramètres ; sorties} est considéré comme parfait et les données qu'il met en jeu (ETP, pluies, débits et variables intermédiaires) sont appelées données synthétiques et servent de référence pour la suite de l'étude.

Dans notre cas, nous souhaitons créer une série de débits de référence, mais aussi des séries de référence pour les variables internes du modèle (contenu du réservoir de production, évapotranspiration calculée par le modèle, etc.). Pour cela, nous simulons des chroniques de variables internes à partir des données et du jeu de paramètres utilisés précédemment. La technique est donc similaire à celle utilisée pour générer des débits synthétiques.

Les données synthétiques sont obtenues avec des chroniques d'ETP datées. Ainsi, les chroniques datées peuvent être considérées comme parfaites, sans aucune incertitude. Il est donc possible à présent de tester l'impact d'une autre utilisation d'entrée d'ETP sur les simulations de débits et de variables intermédiaires. Pour cela, nous envisageons de modifier les chroniques d'ETP, en maintenant tous les autres composants égaux par ailleurs.

9.2.1.2. Points de suivi de variables internes dans les quatre modèles

Les variables internes du modèle que nous avons choisies sont indiquées sur la Figure 9-1. Il y a 9 ou 10 variables selon le modèle pluie-débit et nous avons suivi en particulier les variables représentant les flux d'évapotranspiration.

Pour chacune de ces variables, nous avons extrait la chronique de référence pour chaque bassin-période, issue de la simulation au calage avec des données d'ETP datées. Ensuite, nous comparons ces séries de référence aux séries simulées avec le même jeu de paramètres, mais avec des entrées d'ETP modifiées.

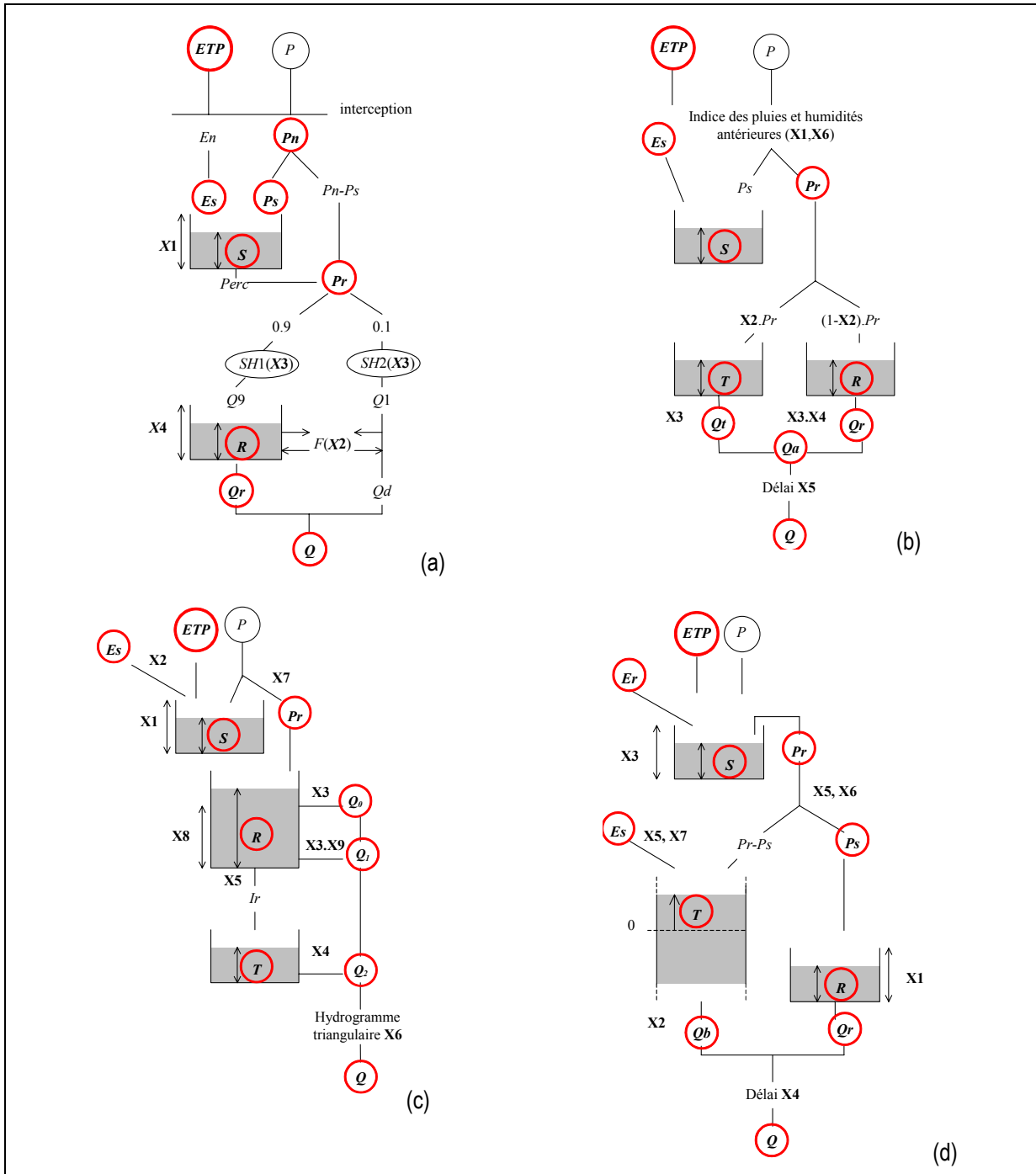


Figure 9-1 : Points de suivi (entourés en gras) au sein des modèles (a) GR4J, (b) IHAC, (c) HBV0, (d) TOPMO

9.2.1.3. Modification des données d'entrées

Afin de tester la réponse du modèle à différentes entrées d'ETP, nous avons envisagé deux possibilités :

1. considérer des séries interannuelles à la place des séries datées d'ETP, ceci afin d'évaluer à partir de quel niveau du modèle les deux informations n'entraînent plus de différences significatives ;
2. considérer des séries perturbées par un modèle d'erreur adéquat et observer les modifications des chroniques de variables lorsque cette erreur augmente.

Enfin, pour déterminer l'impact respectif de l'ETP et de la pluie au sein des modèles pluie-débit, nous avons également testé une modification par introduction d'erreurs aléatoires sur les pluies.

9.2.1.4. Simulation de nouvelles séries

Nous avons vu que même s'il n'était pas à l'origine de l'insensibilité des modèles à l'ETP datée, le recalage du jeu de paramètres peut permettre une adaptation du modèle à cette nouvelle entrée. Afin d'éviter ce phénomène, et de tester uniquement l'insensibilité structurelle des modèles pluie-débit, nous avons testé les ETP modifiées sans recalculer le jeu de paramètres. En d'autres termes, le modèle obtenu est le même que celui calé avec les ETP datées. En terme de performances, les simulations seront moins bonnes que s'il y avait eu recalage sur la nouvelle chronique d'ETP. La méthodologie est schématisée sur la Figure 9-2.

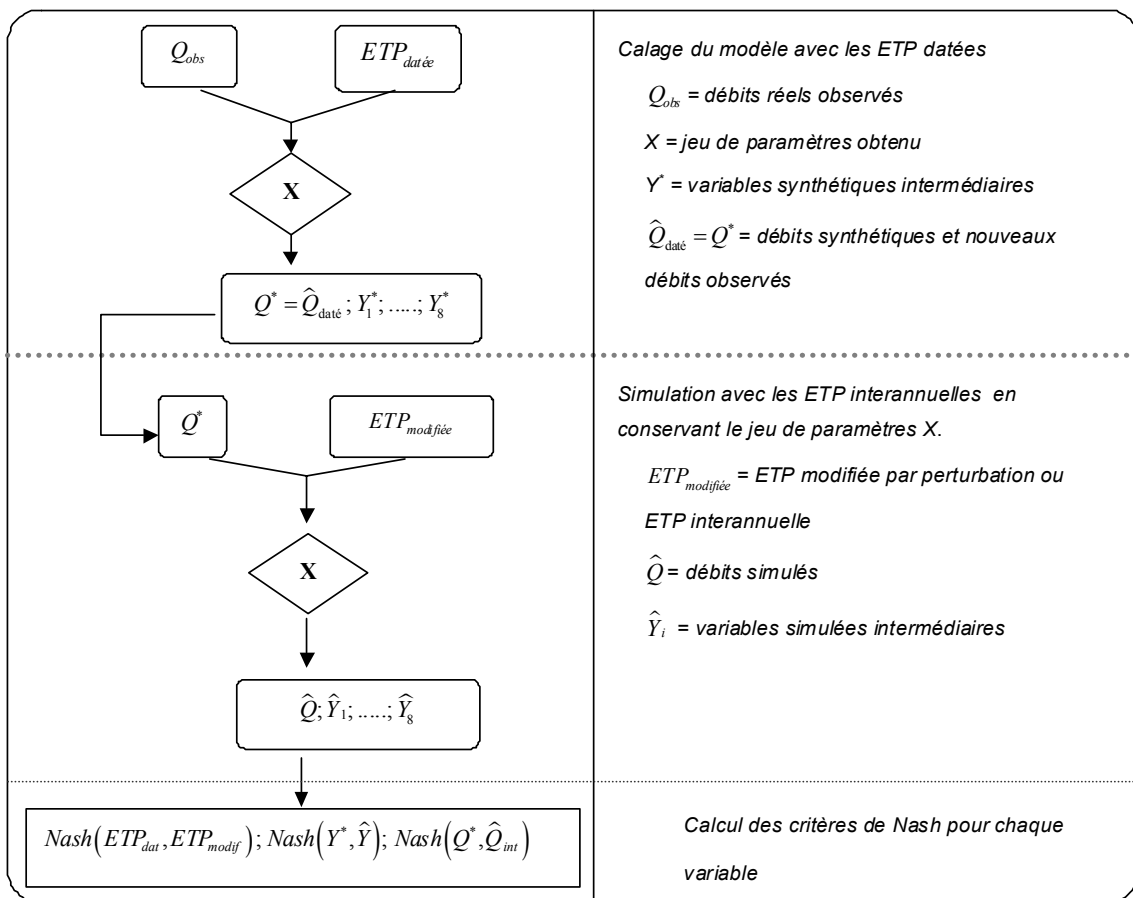


Figure 9-2 : Schéma descriptif de la méthodologie utilisée

9.2.2. Critères d'évaluation

Au vu de la taille de l'échantillon de bassins versants, il ne nous était pas possible d'étudier le phénomène pour tous les bassins. Il s'agissait donc de définir les outils statistiques adéquats pour établir un diagnostic sur l'ensemble de l'échantillon. Le critère de Nash a été choisi pour évaluer les écarts entre les variables aux points de suivi des modèles. Ce critère est en effet approprié puisqu'il permet une comparaison entre des grandeurs différentes, ce qui peut être intéressant pour comparer par exemple des lames d'eau à des contenus en eau des réservoirs.

Le critère d'évaluation le plus naturel pour évaluer les écarts entre chroniques de référence (avec ETP datée) et chroniques obtenues avec ETP modifiées est le critère de Nash sur les variables journalières, que nous avons déjà utilisé pour quantifier les écarts en terme de débits simulés. Ainsi, les critères de Nash peuvent être comparés entre eux, afin de savoir à partir de quel(s) niveau(x) les différences entre chroniques simulées et de référence ne sont plus significatives.

Le critère de Nash sera alors calculé par :

$$Nash = 100 \left[1 - \frac{\sum (Var_{ref} - Var_{sim})^2}{\sum (Var_{ref} - \overline{Var_{ref}})^2} \right] \quad (9.1)$$

où Var_{ref} et Var_{sim} sont respectivement les variables de référence et de simulation aux points de suivi choisis.

Afin d'évaluer l'impact des fluctuations de l'ETP à plus long terme, nous avons également calculé les critères de Nash sur les valeurs décadaires et mensuelles des variables choisies.

9.3. Différences entre séries d'ETP datées et interannuelles

Dans cette partie, nous évaluons les différences au sein du modèle selon le mode de calcul de l'ETP : le modèle est calé avec des données datées, considérées donc comme parfaites et on utilise ensuite ce calage pour simuler avec les ETP interannuelles les variables intermédiaires du modèle. La comparaison entre données synthétiques (obtenues avec les ETP datées) et données simulées (obtenues avec les ETP interannuelles) se fait par l'intermédiaire du critère de Nash sur les valeurs journalières, décadaires et mensuelles.

9.3.1. Evaluation des différences entre séries d'ETP datées et interannuelles à plusieurs pas de temps

Avant de suivre les différences entre variables simulées et variables synthétiques au sein de la structure du modèle, il s'agit d'évaluer les différences entre les différentes variables d'entrée testées, c'est-à-dire entre les chroniques d'ETP datées et interannuelles. Au vu de la taille de l'échantillon, le critère de Nash semble l'outil statistique le plus approprié pour cette évaluation, d'autant que ce critère a déjà été utilisé pour évaluer les simulations de débits.

Afin de quantifier les différences de cumul d'ETP, nous avons également calculé les critères de Nash pour les valeurs décadaires et mensuelles d'ETP datées et interannuelles. La Figure 9-3 indique les distributions des critères de Nash obtenus entre les deux options d'entrée sur l'ensemble des 2498 périodes de contrôle.

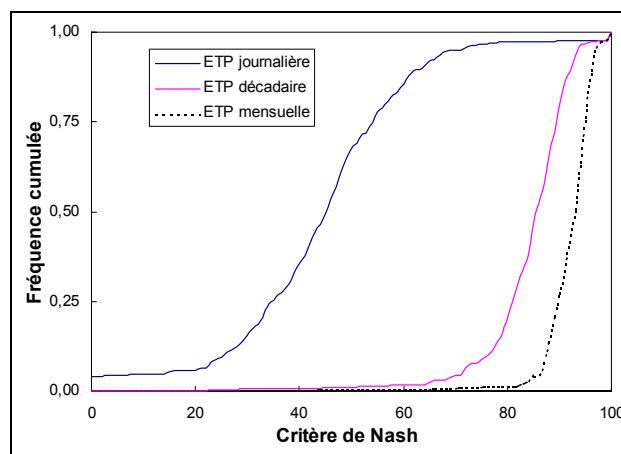


Figure 9-3 : Comparaison entre ETP datées et interannuelles sur les 2498 périodes de contrôle. Critère de Nash appliqué aux valeurs journalières, décadaires et mensuelles.

La Figure 9-3 met en évidence les fortes différences existant entre les ETP datées et interannuelles au pas de temps journalier, avec une médiane des critères de Nash de l'ordre de 40 %. Il est intéressant de noter que les critères de Nash appliqués aux valeurs décennales et mensuelles sont nettement plus élevés, ce qui traduit le caractère cyclique prévisible de l'ETP (Calder, 1983; Fowler, 2002), la moyenne temporelle effectuée limitant les écarts entre valeurs datées et interannuelles. Cependant, les différences décennales ne sont pas négligeables, puisque la médiane des critères de Nash se situe autour de 80%, et on peut supposer que des différences décennales ont un impact sur les débits simulés et les variables intermédiaires du modèle.

9.3.2. Résultats sur l'ensemble des bassins

Nous suivons maintenant les variations du critère de Nash au sein de la structure des modèles, depuis les entrées d'ETP jusqu'aux sorties de débits. Ces critères de Nash sont obtenus par comparaison entre les valeurs des données synthétiques et simulées par les modèles pluie-débit. La Figure 9-4 indique les moyennes et médianes des critères de Nash obtenus aux points de suivi indiqués sur la Figure 9-1.

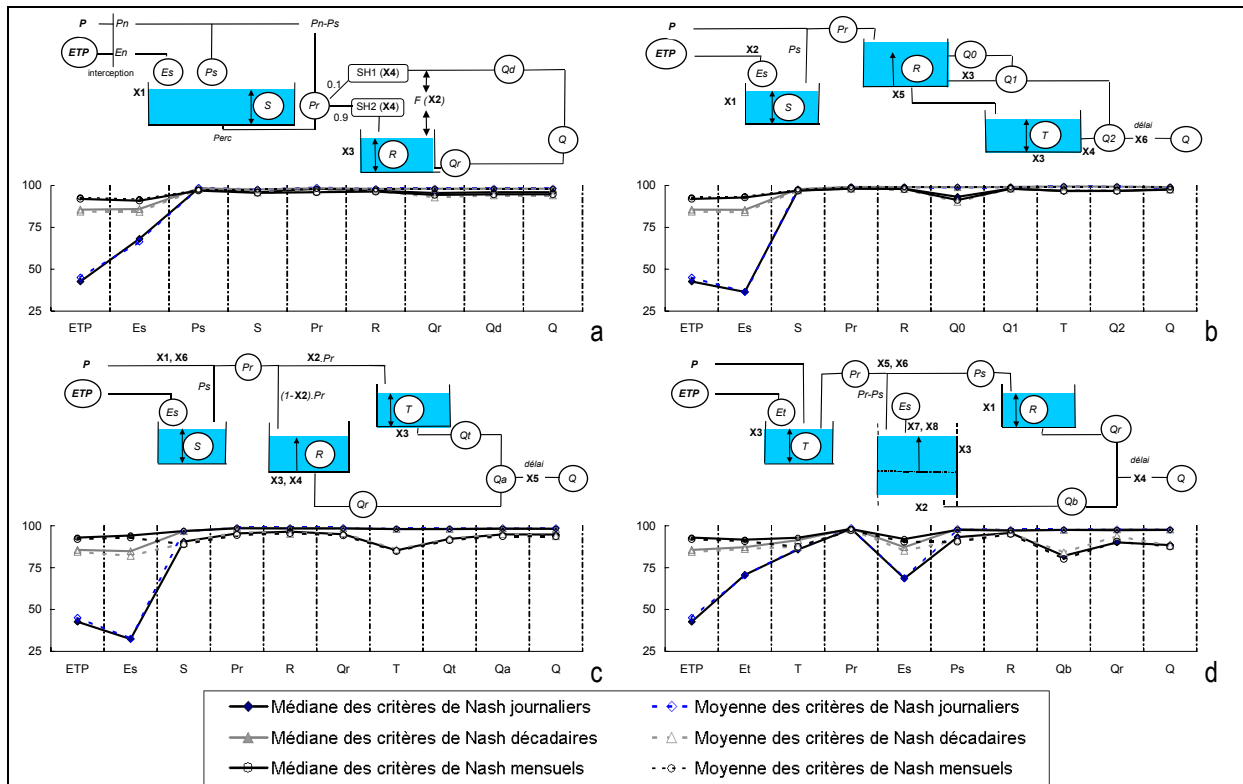


Figure 9-4 : Suivi des différences entre données synthétiques (issues des simulations avec les ETP datées) et variables simulées avec les données interannuelles. Moyenne et médiane des critères de Nash sur les variables journalières, décennales et mensuelles pour les 2498 bassin-périodes et avec les modèles (a) GR4J, (b) IHAC, (c) HBV0 et (d) TOPMO.

La Figure 9-4 met en évidence une nette amélioration des critères de Nash, juste après les variables traitant d'évapotranspiration. Ceci traduit le fait que les différences entre ETP datées et interannuelles ne sont pas transmises après le réservoir de production. Le cas du modèle TOPMO est particulier puisque l'ETP intervient au sein de deux réservoirs : interception et production, ce qui explique les deux creux en E_s et E_t , alors qu'il n'en existe qu'un pour les autres modèles.

Ces résultats confirment les doutes soulevés sur l'insensibilité structurelle des modèles pluie-débit à l'entrée d'ETP. Les différences entre séries datées et interannuelles sont presque entièrement « absorbées » par le réservoir de production des modèles : on passe d'un critère de Nash médian de 40% à plus de 95% pour les variables intermédiaires journalières. Les termes E_s et E_r sont les seuls à être affectés par les différences d'ETP en entrée. En effet, E_s est une fraction de l'ETP seule, alors que les autres termes sont également liés aux variations du réservoir de production qui ne sont que peu affectées par les fluctuations journalières de l'ETP.

Les différences pour les cumuls décennales et mensuelles sont aussi absorbées par le réservoir de production. Ces résultats sont assez surprenants dans la mesure où nous pouvions penser *a priori* que les débits seraient

influencés par des modifications mensuelles ou même décadaires du climat. Cependant, il faut noter que les écarts obtenus en entrée sont beaucoup moins marqués que ceux obtenus avec les données journalières (critère de Nash de plus de 85% contre 40% pour les ETP journalières). Ainsi, il reste difficile d'évaluer l'impact d'une mauvaise estimation des valeurs annuelles de l'ETP.

Le suivi à des points internes du modèle permet donc de mettre en évidence le rôle du réservoir de production dans l'insensibilité du modèle à l'ETP datée. En effet, le traitement de l'ETP par le réservoir de production explique la quasi-totalité de l'insensibilité des modèles à l'ETP puisque le critère de Nash de la lame d'eau produite est sensiblement égal à celui des débits.

Enfin, on peut noter que la moyenne est plus affectée que la médiane pour certains points de suivi. Ceci est dû à des performances moins bonnes sur certains bassins, que nous étudions plus en détail dans le paragraphe suivant.

9.3.3. Analyse sur quelques bassins particuliers

Les figures précédentes ont montré que la moyenne et la médiane des critères de Nash ne varient pas de la même manière aux différents points de suivi de la structure du modèle. En certains points, la moyenne chute par rapport aux points précédents, ce qui semble difficile à expliquer puisque le modèle a plutôt tendance à amortir les différences. Ceci est dû à quelques bassins, qu'il convient d'identifier.

Notre investigation s'est limitée au modèle GR4J et nous avons identifié quelques bassins pour lesquels des critères de Nash inférieurs à 80% étaient obtenus pour la variable S (contenu en eau du réservoir de production). Cette limite est arbitraire mais permet de cibler le type de bassins en jeu.

Douze bassins ont ainsi été retenus, l'évolution du critère de Nash le long de la structure du modèle est indiquée sur la Figure 9-5 pour des périodes caractéristiques de ces bassins.

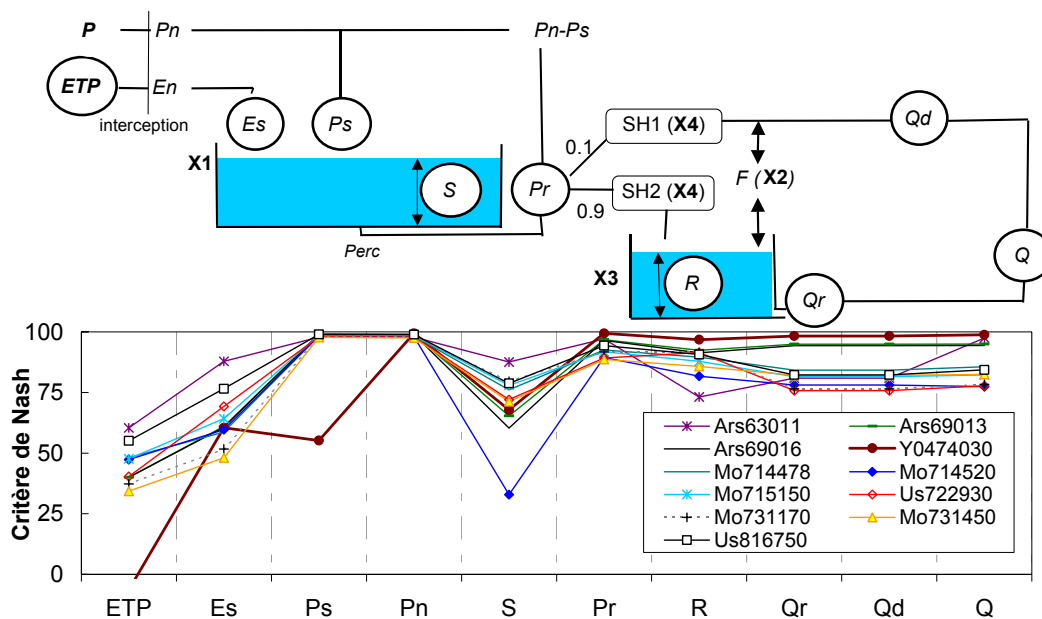


Figure 9-5 : Suivi des différences entre données synthétiques (issues des données d'ETP datées) et variables simulées avec les données interannuelles et le modèle GR4J. Cas particuliers des bassins pour lesquels les différences de comportement sont remarquables

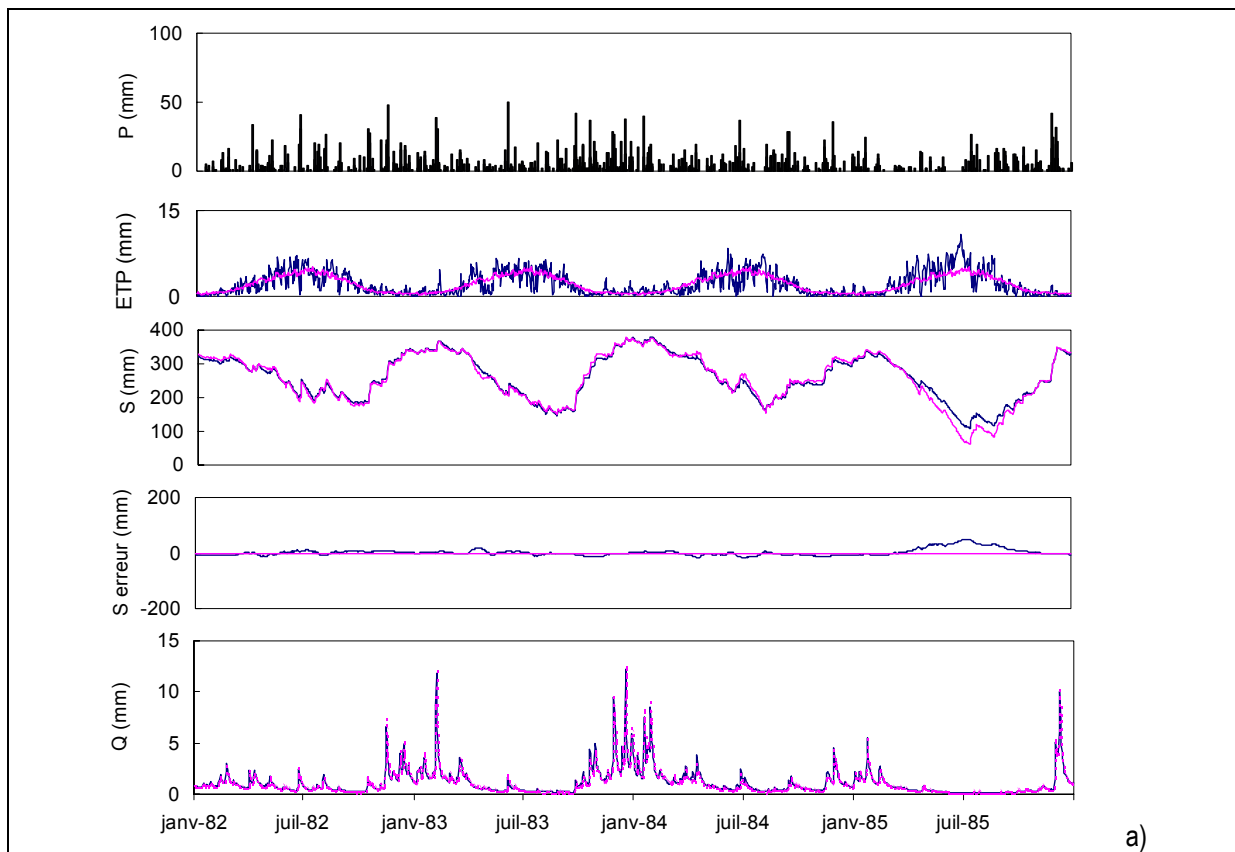
Sur la Figure 9-5, on constate en effet que sur certains bassins, le critère de Nash sur le contenu en eau du réservoir de production est altéré et répond ainsi assez fidèlement aux différences d'entrée d'ETP. On note que pour quatre de ces bassins (bassins ARS et Y0474030), le critère de Nash sur les débits reste très bon. Pour les autres bassins le critère de Nash sur les débits est altéré mais reste toujours nettement supérieur à celui obtenu sur les ETP.

Notons enfin que les bassins concernés sont pour la plupart des bassins américains, situés en Arizona, au Texas, en Oklahoma et au Kansas. Pour ces bassins, les débits moyens annuels sont parmi les plus faibles de l'échantillon et les ETP de Penman annuelles parmi les plus fortes, comme l'atteste le Tableau 9-1.

Tableau 9-1 : Bassins particuliers pour lesquels les différences de comportement entre ETP datée et interannuelle sont sensibles

Etat	Nom du bassin	Code	Superficie (km ²)	Pluie (mm/an)	Débit (mm/an)	ETP (mm/an)	Station météo
Arizona	ARS63011 Tombstone	Ars63011	11	306	1	2078	Tucson
Oklahoma	ARS69013 West Bitter Creek	Ars69013	200	648	131	1480	Oklahoma City
Oklahoma	ARS69016 East Bitter Creek	Ars69016	118	648	91	1480	Oklahoma City
Kansas	NF NINNESCAH R AB CHENEY RE, KS	Mo714478	2039	697	65	1387	Wichita
Kansas	SF NINNESCAH R NR MURDOCK, KS	Mo714520	1684	692	115	1387	Wichita
Kansas	CHIKASKIA R NR CORBIN, KS	Mo715150	2057	746	106	1387	Wichita
Texas	N Wichita Rv nr Truscott, TX	Mo731170	2427	604	23	1629	Wichita Falls
Texas	Little Wichita Rv nr Archer City, TX	Mo731450	1246	690	32	1629	Wichita Falls
Oklahoma	WALNUT CREEK AT PURCELL, OK	Us722930	523	831	145	1480	Oklahoma City
Texas	GUADALUPE RIVER NR SPRINGS BRANCH, TX	Us816750	3406	762	116	1522	San Antonio
France	TET A PERPIGNAN	Y0474030	1300	733	252	1341	Perpignan

Afin de se rendre compte du traitement des variations d'ETP par le modèle, nous proposons sur les figures suivantes les chroniques de pluie, d'ETP, du contenu du réservoir sol, et des débits observés et simulés pour trois bassins caractéristiques : le bassin A1515810, qui se comporte comme la plupart des bassins, avec une atténuation immédiate des variations d'ETP, le bassin Mo714520, qui est un bassin aride, dont les variations de S n'affectent que très peu les simulations de débits, et le bassin Y047030 qui est le bassin pour lequel le critère de Nash sur le contenu en eau de réservoir de production est le plus mauvais.



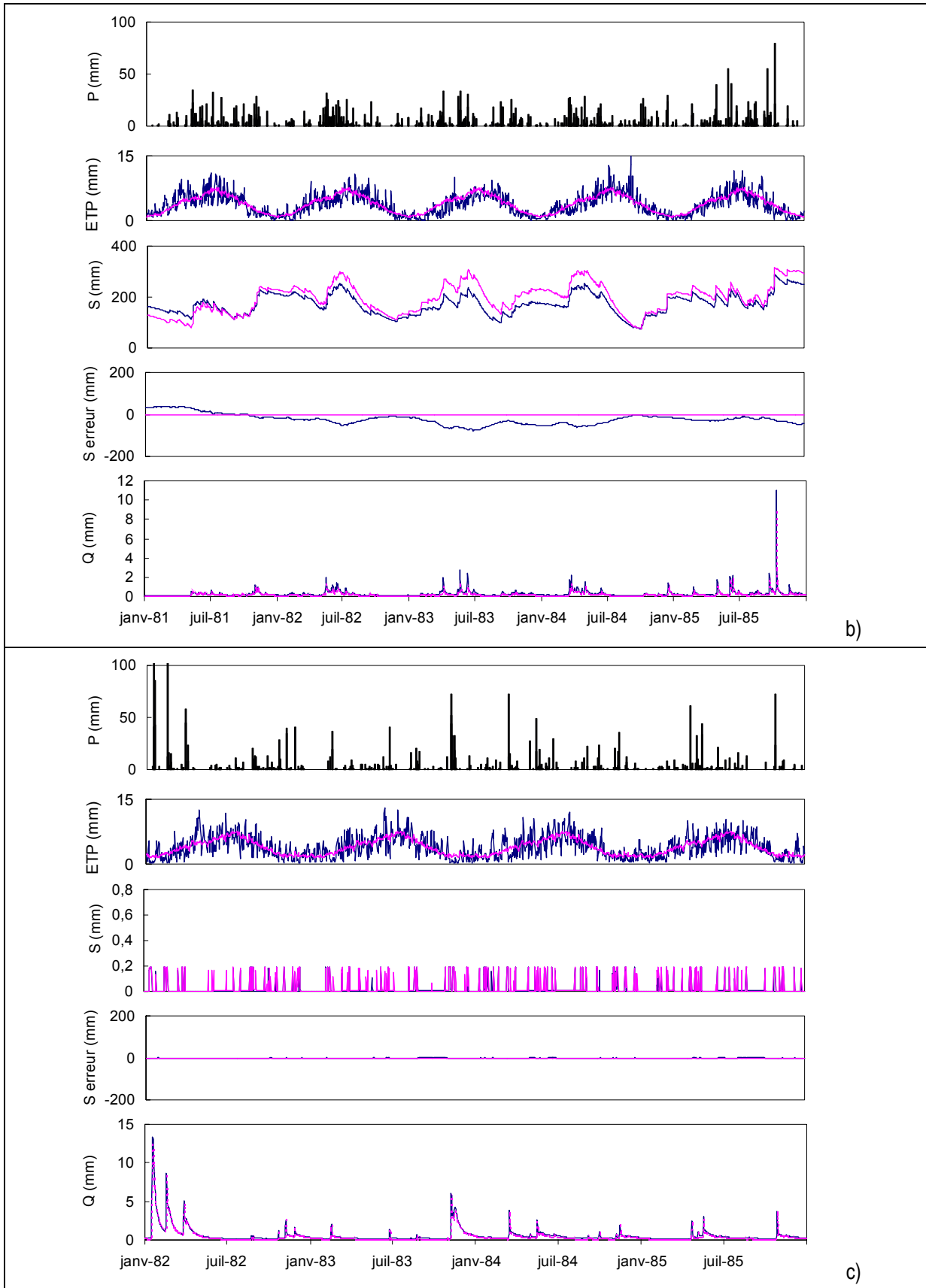


Figure 9-6 : Chroniques d'ETP, de pluie, de débit et du contenu en eau des sols pour trois bassins particuliers : A1515810 (a), Mo714520 (b) et Y047030 (c).

On constate sur la Figure 9-6 que :

- pour le bassin A1515810, représentatif de la plupart des bassins de l'échantillon, les différences en entrée de l'ETP ne se traduisent pas en grandes différences sur le contenu en eau du sol. Ceci peut s'expliquer par la prépondérance de la pluie sur ce type de bassin.
- Pour le bassin Mo714520, les différences en entrée sur l'ETP se traduisent par des évolutions sensiblement différentes pour les contenus en eau du réservoir de production. Cependant, les débits sont très peu affectés par ces différences. Notons que ce bassin est un bassin aride, avec la plupart des débits nuls. Sur ce type de bassin, le paramètre calé pour la capacité maximale du réservoir de production est généralement assez élevé (supérieur à 800 mm dans notre cas). Ainsi, en termes de taux de remplissage (rapport du contenu en eau S du réservoir et de sa capacité maximale) du réservoir de production, les différences sont négligeables, et n'influencent pas le débit.
- Pour le bassin Y0474030, la faible valeur du critère de Nash s'explique par les fortes variations du contenu en eau du sol. Notons que pour ce bassin, la capacité maximale du réservoir de production est extrêmement faible (0.2 mm), ce qui se traduit par un coefficient d'écoulement quasiment égal à un. Ainsi, même si les variations de S/X_1 (niveau du réservoir sol) sont grandes, les effets de ces variations en terme de lame d'eau écoulée sont négligeables.

A la lumière de l'analyse sur ces trois bassins, nous pouvons interpréter plus facilement les résultats montrant une forte absorption des fluctuations de l'ETP par le réservoir de production :

1. Pour la majorité des bassins, les fluctuations de l'ETP ont très peu d'impact sur les variations du contenu en eau du réservoir de production, et par conséquent sur les autres états du système et les débits simulés.
2. Pour un petit nombre de bassins, on note de fortes différences sur les variations des contenus en eau du réservoir de production, ce qui ne se traduit pas forcément en fortes différences sur les débits. Nous avons identifié ces bassins, qui sont soit des bassins arides, pour lesquels la forte capacité maximale du réservoir atténue les variations du réservoir de production, soit des bassins à coefficient d'écoulement quasiment fixe (pas de modulation saisonnière reproduite par un réservoir d'humidités des sols), pour lesquels le réservoir de production ne joue quasiment aucun rôle pour les variations de débit.

9.4. Introduction de perturbations sur les séries d'entrée : étude comparative de la pluie et de l'ETP

La comparaison entre séries datées et séries interannuelles a permis de mettre en évidence l'absorption des fluctuations rapides de l'ETP par le réservoir de production. Afin de rendre compte de cette insensibilité, nous proposons dans cette partie une approche alternative, permettant également de comparer la sensibilité du modèle vis-à-vis des entrées de pluie et d'ETP. Pour cela, nous procédons de la même manière que précédemment. Cependant nous ne comparons pas les séries datées aux séries interannuelles, mais plutôt les séries datées avec des séries datées perturbées par un modèle d'erreur.

Le modèle d'erreur utilisé permet également de tester des séries très perturbées, qui sont plus susceptibles d'altérer la performance du modèle.

9.4.1. Méthodologie : introduction de perturbations dans les séries d'ETP et de pluie

Les modèles d'erreur utilisés pour modifier les séries d'ETP et de pluie diffèrent légèrement :

- Le modèle d'erreur appliqué aux entrées d'ETP retraduit le caractère inertiel de l'ETP :

$$ETP_j^* = ETP_j \cdot \exp(\chi_j) \quad (9.2)$$

avec :

$$\chi_j = \rho \cdot \chi_{j-1} + \sqrt{1-\rho^2} \cdot \sigma \cdot \eta_j \quad (9.3)$$

où ETP_j et ETP_j^* sont respectivement les ETP synthétiques datées et les ETP perturbées au jour j , η_j est une erreur gaussienne et σ est un paramètre que l'on peut faire varier afin d'accentuer la perturbation. Lorsque σ est égal à zéro, il n'y a aucune perturbation de la chronique d'ETP. Le paramètre ρ (représentatif de l'autocorrélation des erreurs) permet de modifier la rémanence de l'erreur introduite : lorsque ρ est proche de 1, l'erreur introduite se maintiendra sur une longue période. A titre d'exemple, si l'on considère que l'erreur introduite n'a plus d'impact lorsque celle-ci est réduite de 75%, alors la relation entre ρ (en jours) et la durée de rémanence des erreurs en jour s'écrit :

$$\rho^j = \frac{1}{4} \quad (9.4)$$

Le Tableau 9-2 donne les valeurs de ρ suivant les périodes d'action de l'erreur, en jours.

Tableau 9-2 : Durée de rémanence de l'erreur introduite et valeur de ρ correspondantes

Période d'action (jours)	5	7	10	30	90	180
ρ	0.758	0.820	0.871	0.955	0.985	0.992

Lorsque la valeur de ρ est de l'ordre de 0.8, la durée de rémanence de l'erreur est donc assez limitée. En revanche, lorsque ρ augmente au-dessus de cette valeur, la portée dans le temps de l'erreur s'accroît rapidement.

- Le modèle d'erreur appliqué aux entrées de pluie est un modèle simple d'erreur aléatoire, non autocorrélé :

$$P_j^* = P_j \cdot \exp(\chi_j) \quad (9.5)$$

avec :

$$\chi_j = \sigma \eta_j \quad (9.6)$$

où P_j et P_j^* sont respectivement les pluies synthétiques (réelles) et perturbées au jour j , η_j est une erreur gaussienne centrée réduite et σ est un paramètre que l'on peut faire varier afin d'accentuer la perturbation. Lorsque σ est égal à zéro, il n'y a aucune perturbation de la chronique d'ETP.

Notons que le modèle d'erreur proposé ne permet pas de modifier les journées de données nulles en journées non nulles (non pluvieuse en pluvieuse par exemple). Ceci peut introduire un léger biais dans l'interprétation, et notamment atténuer les perturbations sur la pluie par rapport à l'ETP car il existe plus de jours non pluvieux que de jours où l'ETP est nulle.

Nous avons vu précédemment que les modèles sont particulièrement sensibles aux variations de bilans d'ETP, par rapport aux fluctuations journalières. Afin de ne pas introduire de biais sur les cumuls, et de ne tester que la répartition des volumes des ETP et des pluies sur la période de test, nous avons imposé aux chroniques perturbées d'avoir le même cumul sur la période de test.

Afin de tester également des perturbations sur les ETP annuelles, nous avons appliqué un modèle d'erreur sur les cumuls annuels d'ETP et de pluie. Le modèle appliqué dans ce cas est un modèle simple d'erreurs aléatoires :

$$ETP_j^* = ETP_j \cdot \exp(\sigma \cdot \eta_y) \quad (9.7)$$

où η_y est une erreur gaussienne appliquée à toutes les pluies ou toutes les ETP de l'année y . Le choix d'une erreur log-normale est fait pour des raisons de similitude avec les schémas d'erreur précédents.

Nous obtenons ainsi des chroniques d'ETP présentant de fortes variations annuelles d'ETP (cf. Figure 9-7), ce qui n'était pas le cas lorsque nous comparions les séries datées interannuelles. Cependant, nous imposons que les chroniques perturbées aient le même cumul sur la période de test.

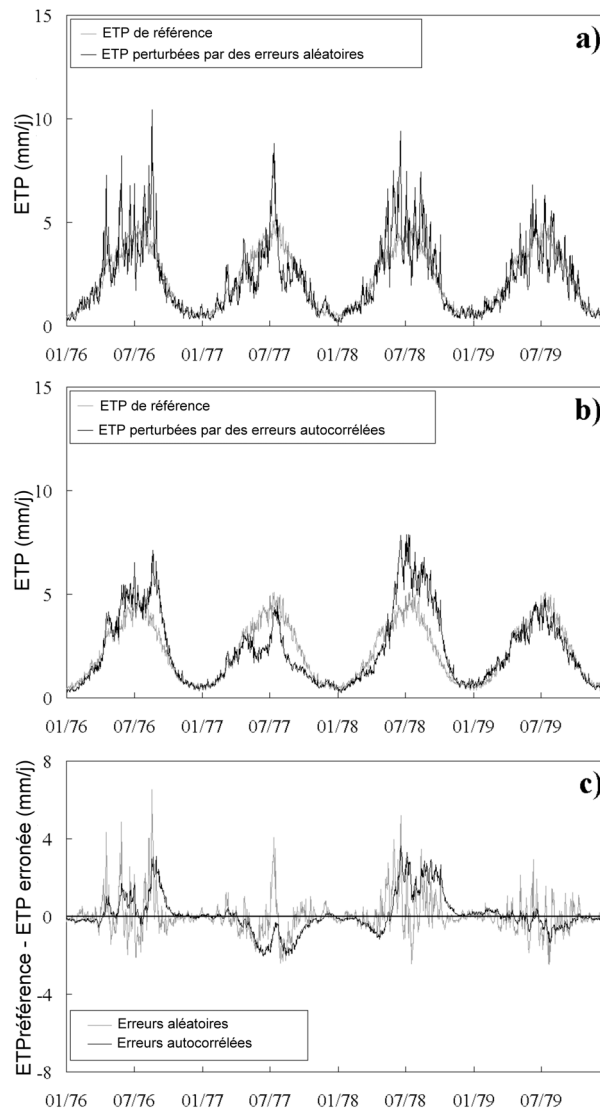


Figure 9-7 : Exemple d'applications de perturbations sur les ETP journalières avec (a) des erreurs aléatoires ($\sigma=0.5$) et (b) des erreurs autocorrélées ($\rho = 0.8$ et $\sigma=0.5$)

9.4.2. Application d'un modèle d'erreur à faible mémoire sur les données d'ETP et de pluie

Dans cette partie, nous testons uniquement l'impact de perturbations sur les données journalières de pluie et d'ETP. Le paramètre ρ dans l'équation (9.3) a été fixé à 0.8, on peut ainsi s'attendre à ce que la période d'action de l'erreur introduite soit de l'ordre de la semaine.

Même si les modèles d'erreur utilisés pour la pluie et pour l'ETP ne sont pas exactement les mêmes, le comportement des modèles face à ces deux types d'entrées est assez comparable puisque les valeurs des critères de Nash des ETP et des pluies sont assez proches (cf. Figure 9-8). Nous avons testé des entrées erronées en faisant varier le coefficient σ au sein des équations (9.3) et (9.6) pour des entrées d'ETP et de pluie. Plus ce coefficient augmente, plus la perturbation journalière est importante.

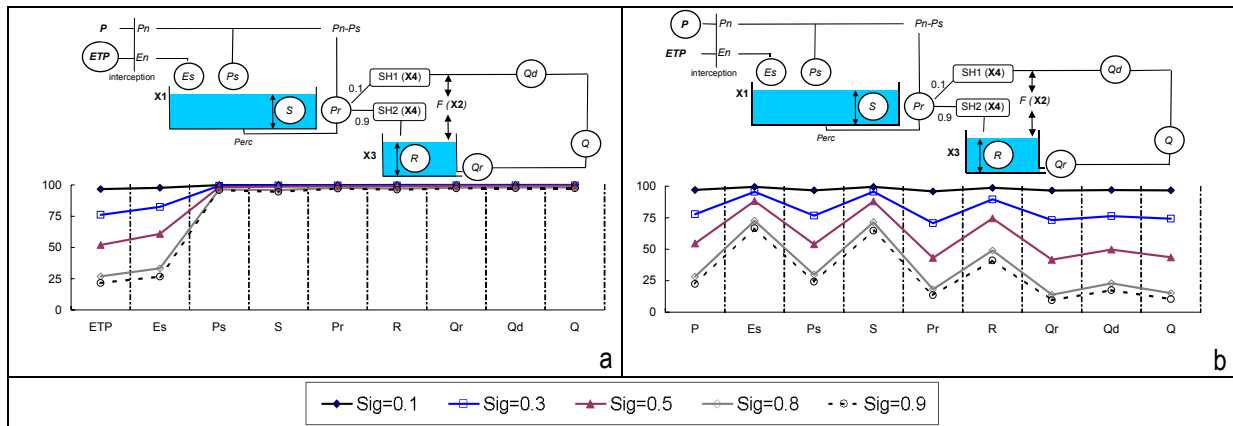


Figure 9-8 : Impact de perturbations croissantes des entrées d'ETP (a) et de pluie (b) sur les performances du modèle GR4J. Suivi des critères de Nash sur les variables intermédiaires journalières.

La Figure 9-8 confirme les résultats précédents puisque les erreurs sur les entrées d'ETP n'ont que très peu d'impact sur les états du système du modèle GR4J autres que la variable Es.

Concernant les perturbations de pluie, la Figure 9-8 met en évidence une forte dépendance de la qualité de simulation de débits par rapport à la qualité des données de pluie. L'erreur introduite sur les entrées de pluie est intégralement reproduite sur les sorties de débits. Ceci est dû au fait que toute la pluie ne passe pas dans le réservoir de production, alors que l'ETP n'a d'influence que sur le réservoir de production.

On constate les mêmes comportements que pour le modèle GR4J, à savoir :

- les erreurs introduites sur les ETP journalières n'ont aucun impact significatif sur les simulations de débit. L'erreur est reprise au niveau du réservoir de production ;
- les erreurs introduites sur la pluie journalière se traduisent par des erreurs du même ordre de grandeur sur les débits, et sur les autres variables intermédiaires. Les contenus en eau du réservoir ne permettent pas d'absorber ces erreurs puisque toute la pluie ne « passe » pas par ces réservoirs.

La Figure 9-9 indique les résultats obtenus avec les trois autres modèles pluie-débit.

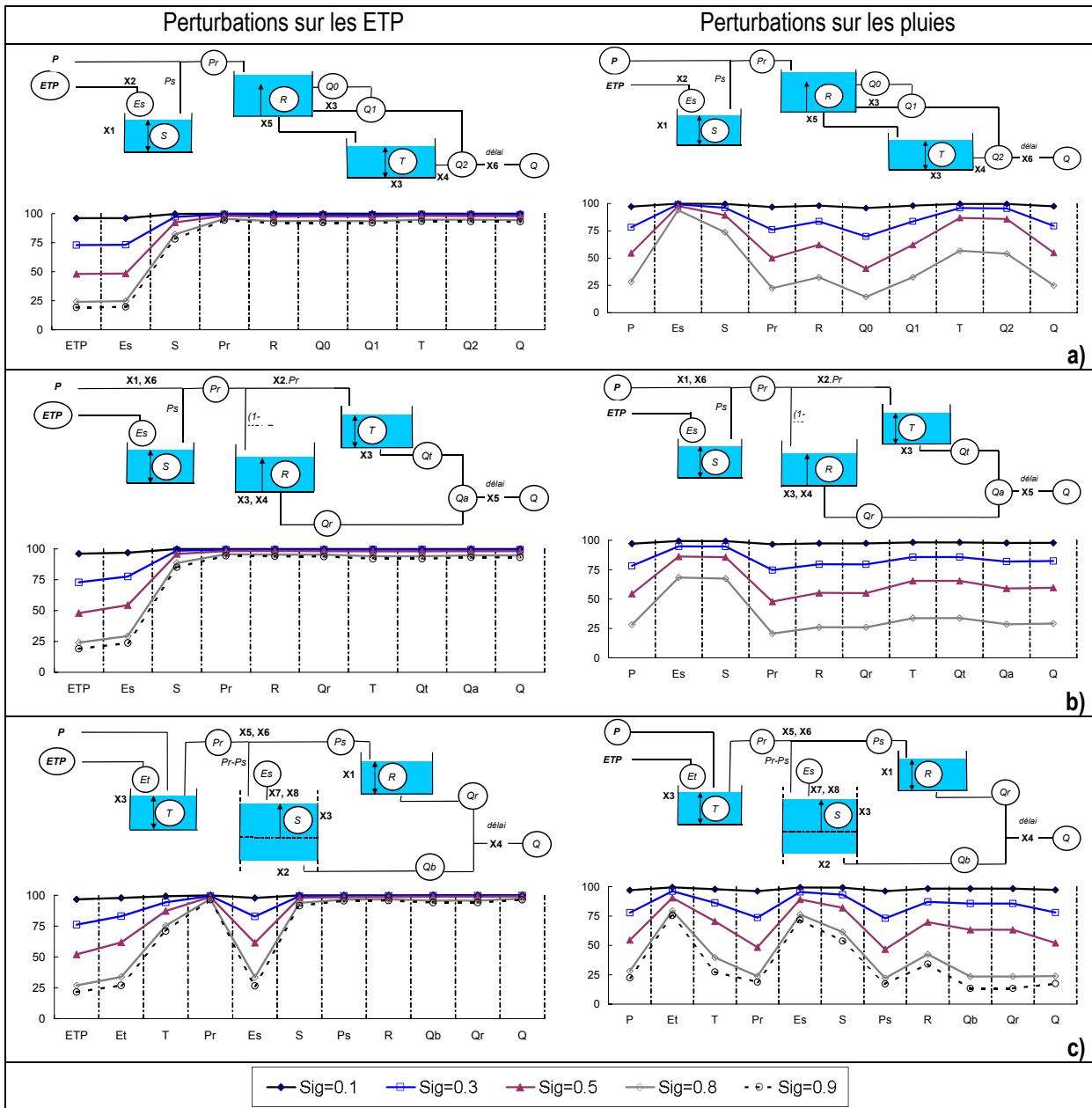


Figure 9-9 : Impact de perturbations croissantes des entrées d'ETP et de pluie sur les performances des modèles HBV0 (a), IHAC (b) et TOPMO (c). Suivi des critères de Nash sur les variables intermédiaires journalières.

9.4.3. Application d'un modèle d'erreur avec mémoire sur les données d'ETP

Si les résultats précédents sont surprenants et sans équivoque sur l'insensibilité des modèles pluie-débit à des perturbations journalières de l'ETP, il faut cependant souligner que l'action de ces erreurs était très peu répétitive et était limitée à une semaine. Afin d'étudier le comportement des modèles pluie-débit face à des erreurs ayant une période d'action plus longue, nous proposons dans cette partie de faire varier le coefficient ρ dans l'équation (9.3). Pour cela, le paramètre σ de cette même équation a été maintenu égal à 0.5. La Figure 9-10 présente les critères de Nash obtenus pour les variables intermédiaires et les débits simulés avec des ETP perturbées par un modèle d'erreur avec des durées de rémanence de l'ordre de 5 jours, 15 jours, 1 mois, 6 mois et 1 an.

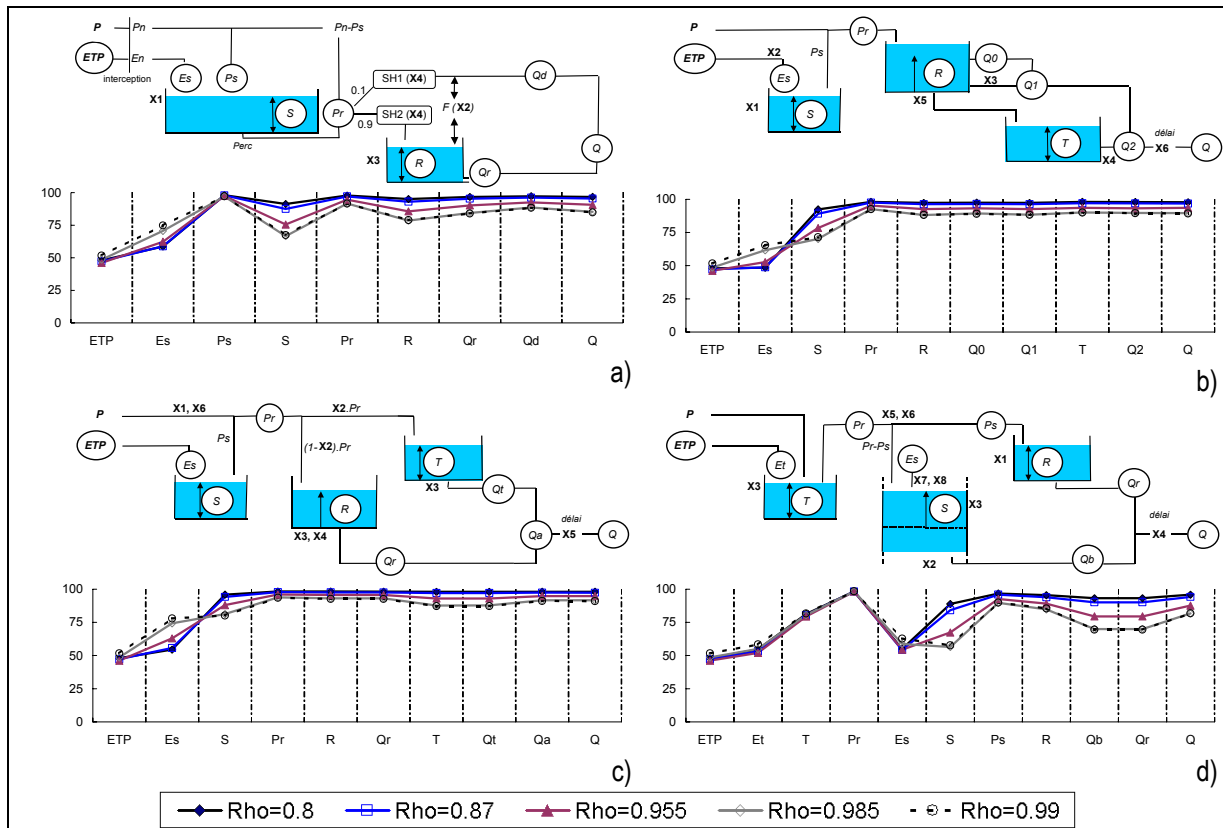


Figure 9-10 : Impact de perturbations avec mémoire pour les entrées d'ETP sur les performances des modèles (a) GR4J, (b) HBVO, (c) IHAC et (d) TOPMO. Suivi des critères de Nash sur les variables intermédiaires journalières.

Les résultats sont assez différents de ceux présentés précédemment : les différences en sorties sont un peu plus marquées, et les critères de Nash sur les contenus en eau des réservoirs sont particulièrement affectés par les erreurs introduites. Toutefois, il faut souligner que les erreurs obtenues sur les débits restent comparativement faibles, avec des critères de Nash supérieurs à 90%.

9.4.4. Impact de perturbations annuelles d'ETP

Dans cette partie, nous testons l'impact de perturbations annuelles d'ETP : une erreur aléatoire est attribuée à toutes les données journalières d'une année, puis une autre est attribuée à toutes les valeurs de l'année suivante, etc.. L'erreur est introduite progressivement en faisant varier le coefficient σ au sein de l'équation (9.7).

La Figure 9-11 présente les critères de Nash obtenus pour les variables intermédiaires et les débits simulés avec des ETP perturbées année par année. Les résultats montrent une nette différence par rapport aux résultats obtenus avec des perturbations journalières où l'erreur introduite en entrée n'était que très légèrement répercutée sur les débits. L'impact est sensible, même pour $\sigma = 0.1$, ce qui correspond à un coefficient de variation des ETP annuelles égal à $0.07 (\approx \sigma^2 / \sqrt{2})$ si σ est petit, c'est-à-dire le coefficient de variation moyen observés pour les bassins français (cf. Tableau 3-5)

Ces résultats sont intéressants puisqu'ils mettent en évidence que le modèle est sensible à des variations annuelles des volumes d'ETP, contrairement aux variations journalières. Ainsi, les modèles ne sont pas complètement insensibles à la variable ETP, ce qui est assez rassurant concernant la structure des modèles pluie-débit : si les modèles avaient été insensibles à des perturbations annuelles d'ETP, ceci aurait été contraire à toutes les perceptions que l'on se fait du fonctionnement des bassins versants. Au lieu de cela, les résultats semblent suggérer que les modèles retraduisent la nature en filtre passe bas du bassin versant.

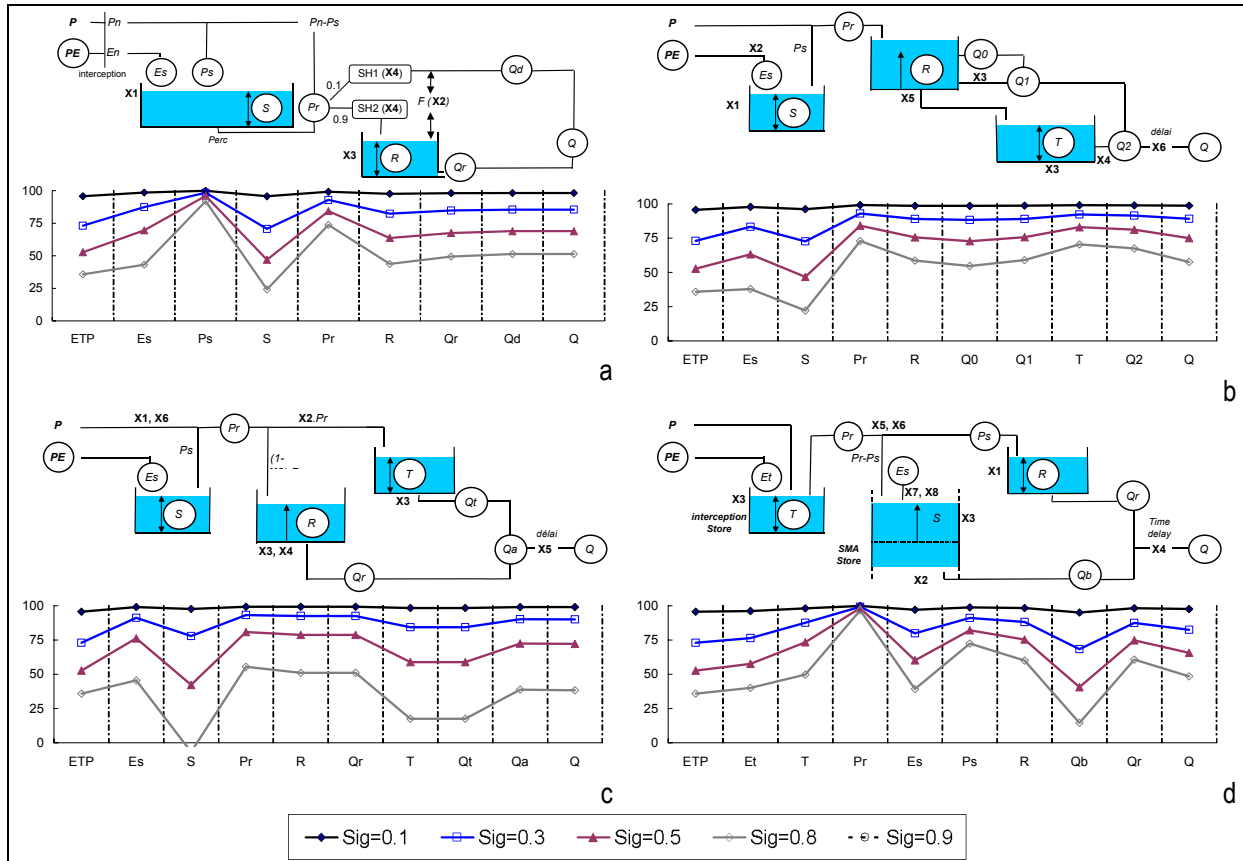


Figure 9-11 : Impact de perturbations annuelles pour les entrées d'ETP sur les performances des modèles (a) GR4J, (b) HBVO, (c) IHAC et (d) TOPMO. Suivi des critères de Nash sur les variables intermédiaires journalières.

9.5. Synthèse

Le but de ce chapitre était d'identifier à quel niveau le modèle atténue les différences entre deux entrées différentes d'ETP. En effet, nous soupçonnons la structure des modèles d'être à l'origine de leur insensibilité à l'ETP. Pour le vérifier, nous avons suivi l'évolution de la sensibilité des modèles à l'ETP au sein de leur structure. Ceci a été rendu possible grâce à l'approche par données synthétiques déjà utilisée au Chapitre 8.

Les résultats ont montré que les différences entre ETP datées et interannuelles étaient presque entièrement absorbées par les réservoirs de production des modèles pluie-débit. Cependant, nous avons fait remarquer que si les écarts entre ETP datées et interannuelles étaient considérables au pas de temps journalier, ils l'étaient nettement moins aux pas de temps décadaire et mensuel.

Dans ce contexte, il était difficile de conclure : s'il est naturel de penser que des variations journalières, voire décadaires d'ETP n'auront qu'un impact limité sur les simulations de débit, il serait surprenant et inquiétant que des variations annuelles importantes n'aient pas d'impact sur les simulations de débits. Pour approfondir ce point, nous avons utilisé des données synthétiques d'ETP progressivement perturbées par un modèle d'erreur appliqué sur les données journalières et sur les données annuelles. Les résultats ont confirmé l'insensibilité des modèles aux perturbations journalières, décadaires et mensuelles de l'ETP, mais ont montré que le modèle était relativement sensible aux variations annuelles d'ETP.

La faible sensibilité des modèles aux données datées d'ETP s'explique avant tout par le fait que les variations interannuelles de ces ETP sont assez faibles. Il est probable que si ces variations étaient plus marquées, il serait avantageux d'utiliser des données datées d'ETP, même si l'étude des erreurs annuelles montre tout de même que le faible intérêt des données datées reste suspect.

Ces résultats semblent aller dans le même sens que ceux de certains auteurs considérant que le bassin versant se comporte comme un filtre passe-bas pour les données atmosphériques, atténuant ainsi la variabilité

temporelle des entrées climatiques. En effet, plusieurs études expérimentales (Entin *et al.*, 2000; Wu *et al.*, 2002; Lauzon *et al.*, 2004; Wilson *et al.*, 2004), théoriques et de modélisation (Delworth et Manabe, 1988) ont montré comment le sol agit comme un intégrateur des fluctuations journalières de l'ETP et ont mis en évidence son rôle de tampon vis-à-vis des perturbations climatiques. Nos conclusions vont dans le même sens que ces recherches.

Chapitre 10

Chapitre 10 Filtrage des séries d'ETP et analyse fréquentielle des séries intermédiaires

10.1. Introduction

L'analyse menée sur le suivi des critères de Nash a montré que la variabilité temporelle de l'ETP avait peu d'impact sur les performances des modèles pluie-débit. L'approche suivie consistait à introduire des erreurs sur les chroniques d'ETP pour suivre le comportement des modèles face à ces erreurs. Dans ce chapitre, nous proposons une approche complémentaire par analyse spectrale des séries d'ETP, de débits et des séries intermédiaires calculés par le modèle.

Il y a deux principales façons d'étudier des séries dans le domaine fréquentiel : l'analyse spectrale et l'analyse par ondelettes. La première, plus courante, n'est valide que pour une série stationnaire. La seconde permet d'étudier la non-stationnarité en proposant une analyse temps-fréquence. Dans notre cas, nous ne sommes pas concernés par la non-stationnarité et une analyse dans le domaine fréquentiel par transformées de Fourier est envisageable.

Ce chapitre s'articule autour de deux parties :

1. La première partie s'intéresse aux différences des séries obtenues avec les ETP datées et interannuelles. En effet, la première question est d'évaluer l'impact du passage de la série datée à la série non datée. Ce passage équivaut-il à l'application d'un filtre ? Quelles fréquences sont alors touchées et à quelle intensité ? Pour le savoir, nous avons étudié sur quelques bassins les différences entre séries d'ETP datées et séries d'ETP interannuelles, puis entre les simulations de variables internes du modèle obtenues avec ces deux entrées.
2. Dans la seconde partie, nous cherchons à déterminer quelles fréquences de la série d'ETP datées sont utiles à la modélisation du débit. Pour ce faire, nous avons utilisé un filtre passe bas par transformée de Fourier permettant d'éliminer des composantes de la série à des fréquences précises. Ces nouvelles chroniques d'ETP filtrées ont ensuite été testées comme nouvelles entrées des modèles pluie-débit. Cette approche présente l'avantage de pouvoir s'appliquer sur l'ensemble des 308 bassins versants de notre échantillon. L'évaluation du filtrage par le modèle a été conduite à l'aide de la méthodologie définie précédemment permettant de suivre les critères de Nash le long de la structure du modèle. Afin d'illustrer le filtrage du modèle, une analyse fréquentielle des séries intermédiaires au calcul du débit a également été conduite sur quatre bassins versants.

L'objectif de ce chapitre est double. Nous cherchons d'une part à apporter un éclairage particulier sur la densité spectrale des séries d'ETP et des séries simulées par le modèle. D'autre part, en filtrant l'ETP datée en entrée, nous tentons de déterminer les caractéristiques fréquentielles du filtre passe-bas pour l'ETP que semble présenter le modèle pluie-débit.

10.2. Analyse spectrale des simulations du modèle GR4J obtenues avec les ETP datées et interannuelles

10.2.1. Analyse spectrale de quelques séries d'ETP

Afin d'étudier les impacts relatifs d'ETP datées et interannuelles sur le comportement des modèles pluie-débit, nous proposons dans un premier temps de représenter les densités spectrales de ces deux types d'entrées. L'analyse n'étant pas envisageable sur l'ensemble des bassins versants, nous nous sommes limités à six bassins versants, dont les caractéristiques principales sont indiquées dans le Tableau 10-1.

Tableau 10-1 : Caractéristiques des six bassins versants utilisés pour l'analyse.

Nom du bassin	Pays	Code	Superficie (km ²)	Pluie (mm/an)	Débit (mm/an)	Station météo	ETP (mm/an)	ETP / P
L'OURCE à CELLE-SUR-OURCE	France	H0321040	730.0	876	390	Chatillon	676	0.77
VILAINE à SERVON-SUR-VILAINE	France	J7060620	604.0	785	279	Rennes	789	1.01
FRENCH BROAD RIVER AT BENT CREEK	Etats-Unis	Us344800	1750.8	1418	907	Asheville (NC)	989	0.70
MASSANE à MAS D'EN TORRENT	France	Y0115410	17.2	746	513	Perpignan	1341	1.80
NORTH BOSQUE RIVER NR CLIFTON	Etats-Unis	Us809500	2507.1	846	80	Waco (Texas)	1580	1.87
TODD RIVER AT ANZAC OVAL	Australie	Au060009	443.0	309	32	Alice Springs	1936	6.27

Ces bassins ont été choisis pour leur diversité hydro-climatique, et en particulier pour la valeur de leur indice d'aridité (ETP / P) et de leur ETP moyenne annuelle. La Figure 10-1 représente les densités spectrales des séries d'ETP datées et interannuelles pour ces six bassins versants. Les estimateurs spectraux ont été obtenus par transformée rapide de Fourier et le coulage a été réduit en appliquant la fenêtre de pondération Blackman-Harris à quatre termes (Harris, 1978). La confiance dans les estimateurs a été accrue en retenant la moyenne de 25 estimateurs spectraux voisins ; les densités spectrales illustrées possèdent donc 50 degrés de liberté. La résolution fréquentielle des densités spectrales varie d'une série à l'autre selon la longueur de la chronique. En bref, la densité spectrale illustre la répartition de la puissance de chacune des séries en fonction de la fréquence (inverse de la période). L'information s'interprète de manière différentielle entre les séries datées et interannuelles.

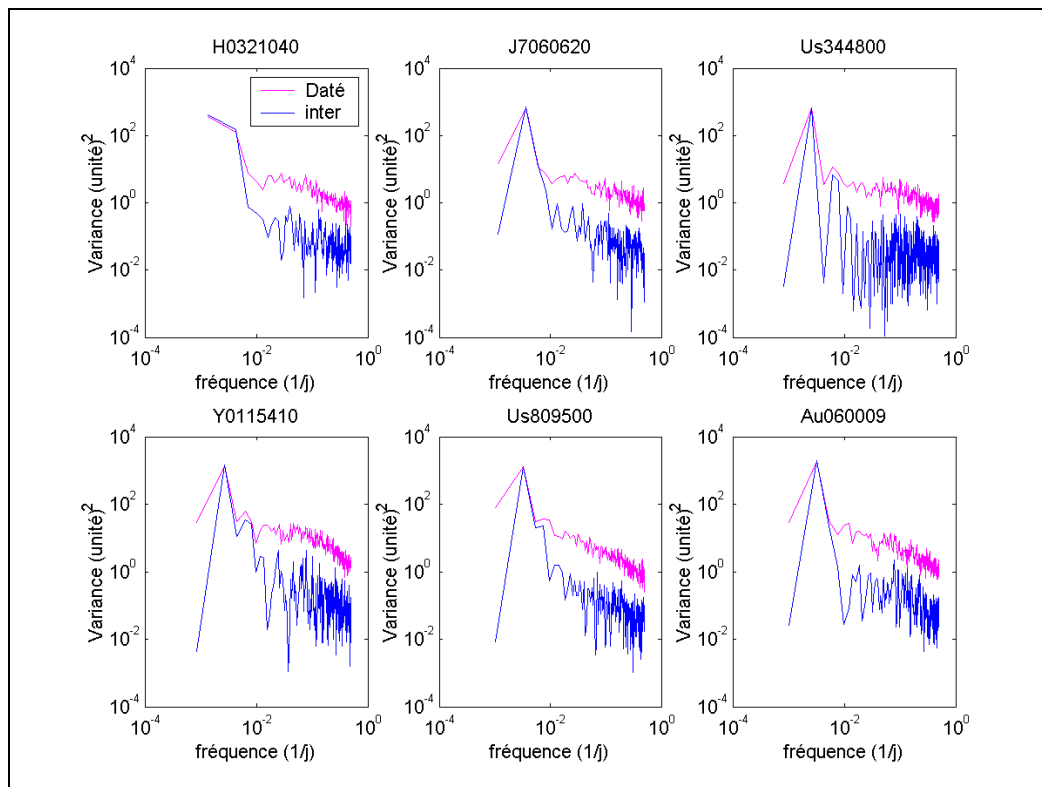


Figure 10-1 : Densités spectrales des séries d'ETP datées et interannuelles pour six bassins versants.

Les densités spectrales illustrées en Figure 10-1 indiquent une pointe de puissance pour les périodes proches de l'année et des caractéristiques assez semblables pour les chroniques datées ou interannuelles. Cette pointe est beaucoup plus importante que pour des fréquences plus élevées et montre que les séries d'ETP (datées comme interannuelles) sont très fortement dominées par leur composante annuelle.

Pour des périodes inférieures à un an, les puissances des séries datées et interannuelles divergent. La puissance de ces composantes est beaucoup plus faible pour les séries interannuelles (avec une diminution de deux ordres de grandeur). Ceci peut s'expliquer par le fait que les ETP interannuelles sont répétées à l'identique tous les ans, par une courbe proche de la sinusoïde.

Les densités spectrales des six bassins ont des allures assez comparables, avec cependant de légères différences selon le régime climatique du bassin versant. En effet, pour les bassins à forte ETP moyenne annuelle, les différences de puissance entre séries datées et interannuelles sont plus prononcées que pour les bassins à faible ETP moyenne annuelle. Ainsi, pour les bassins Us809500 et Au060009, les différences de puissances entre les deux séries sont importantes pour des fréquences correspondant à des périodes saisonnières. A contrario, pour les bassins à faible ETP, les différences apparaissent pour des fréquences plus élevées.

10.2.2. Analyse spectrale de simulations du modèle GR4J

Afin de mieux comprendre comment le modèle filtre les séries d'ETP, nous proposons maintenant une analyse spectrale des séries des états internes du modèle conduisant au calcul de débits. Cette analyse a été menée sur les six bassins sélectionnés. Dans un premier temps, nous indiquons en Figure 10-2 les critères de Nash et les critères de Bilan intermédiaires pour ces six bassins.

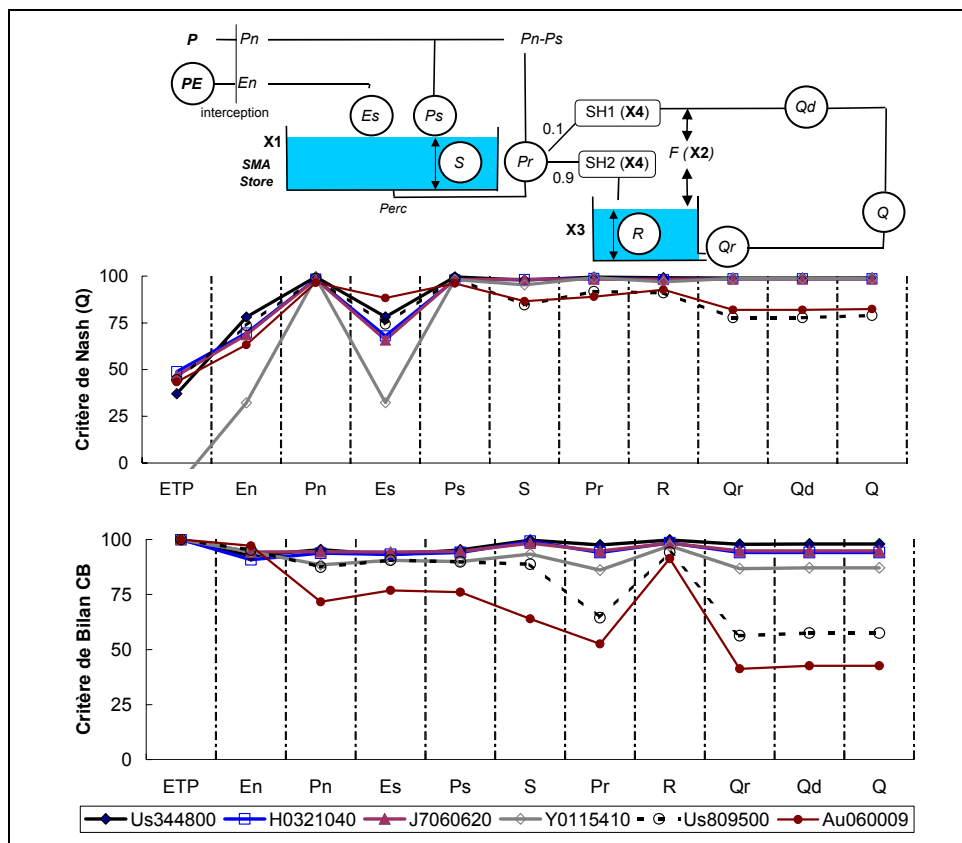


Figure 10-2 : Suivi des critères de Nash et de Bilan pour les six bassins versants utilisés pour l'analyse.

La Figure 10-2 confirme les résultats obtenus précédemment : les bassins à forte ETP et fort indice d'aridité sont affectés par l'utilisation de l'ETP interannuelle au lieu de l'ETP datée. Cependant, les différences sont moindres par rapport à l'écart observé en entrée (ETP).

La Figure 10-3 représente les densités spectrales des débits simulés avec les ETP datées et interannuelles pour ces six bassins versants.

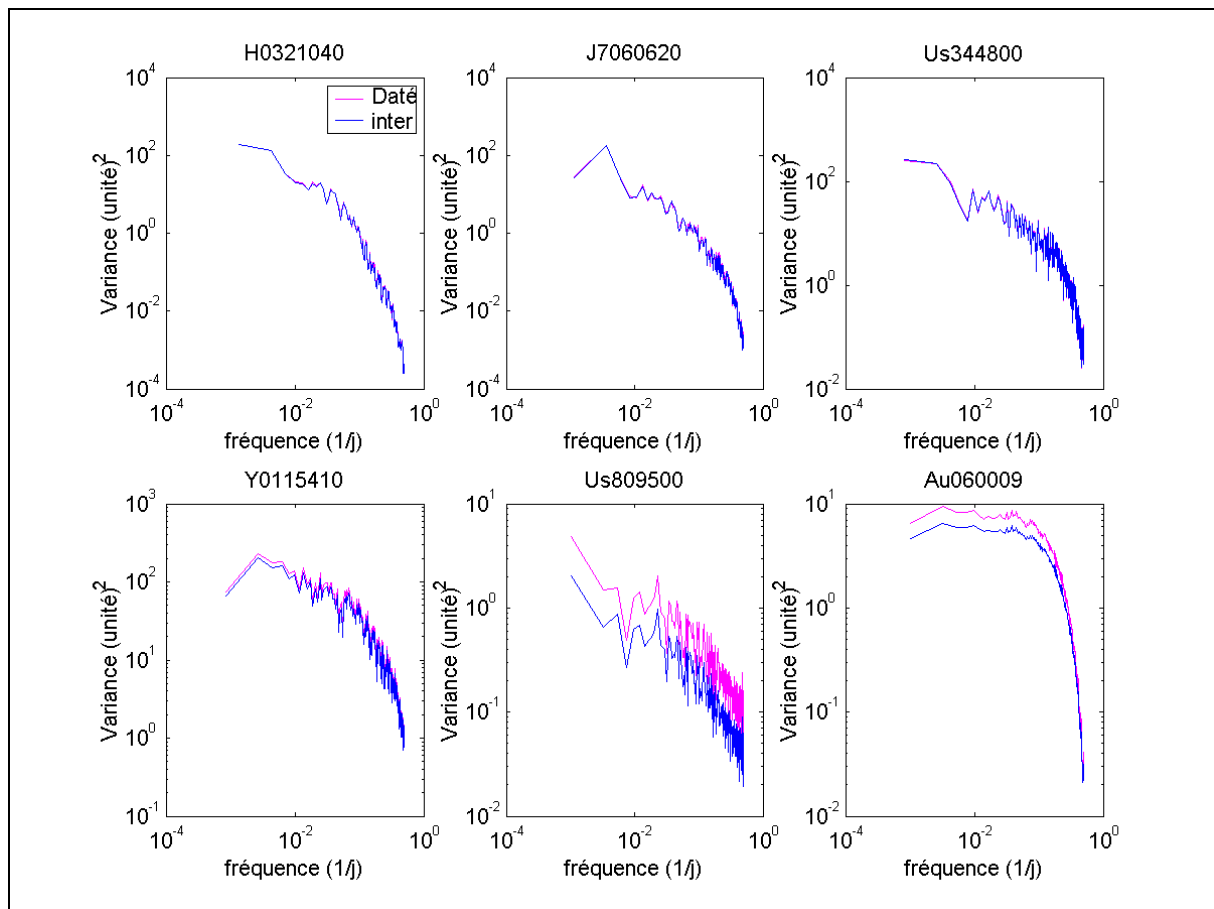
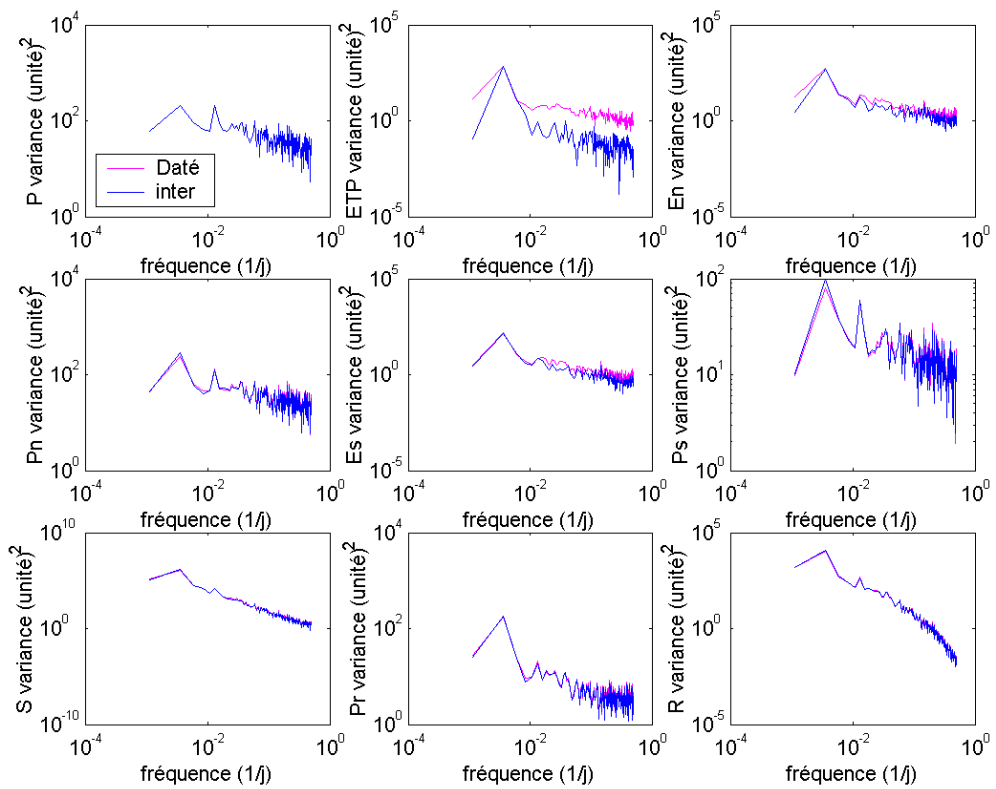


Figure 10-3 : Densités spectrales des séries de débits simulés avec ETP datées et ETP interannuelles pour six bassins versants.

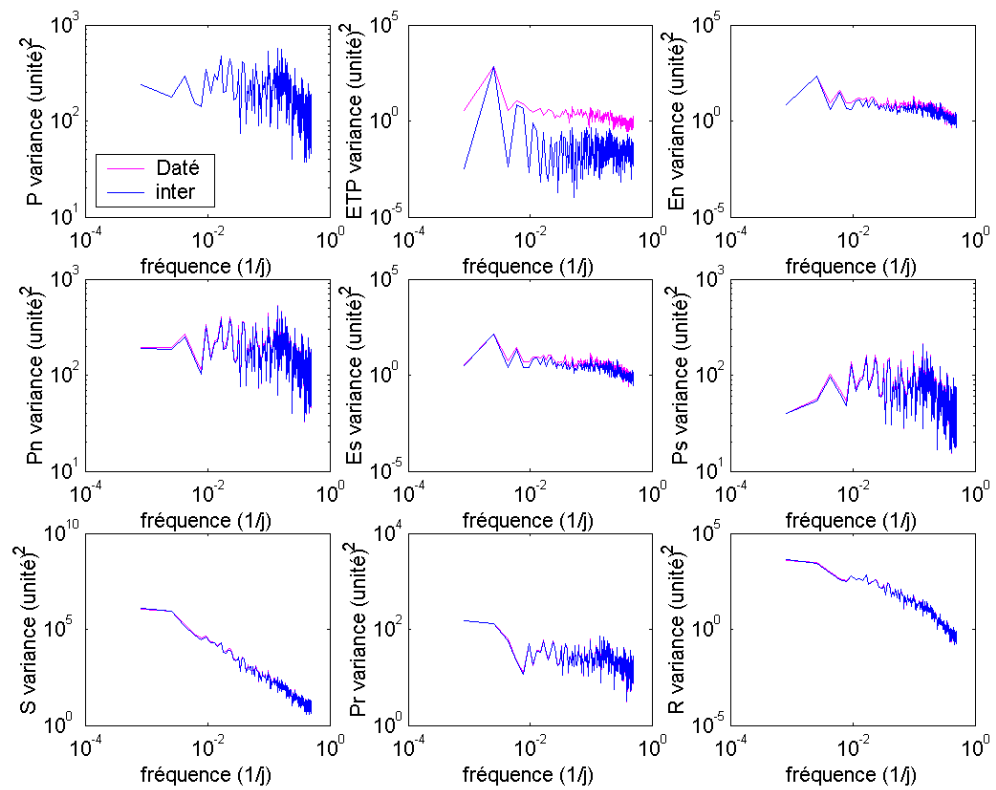
La Figure 10-3 renseigne sur la variabilité des séries de débits simulés avec deux entrées différentes. Dans l'ensemble, les densités spectrales obtenues indiquent une grande variété de régimes hydrologiques sur les six bassins étudiés, avec des composantes annuelles plus ou moins marquées : les deux bassins arides étant ceux qui sont le moins marqués par la composante annuelle.

Concernant les différences entre l'utilisation des ETP datées et interannuelles, la distinction entre bassins arides et tempérés est là aussi assez marquée : plus l'ETP de bassin est forte, plus l'écart entre les densités spectrales du débit est grand. Pour les trois premiers bassins (H0321040, J060620 et Us344800), les deux courbes sont confondues, indiquant que les écarts de puissance entre les séries d'entrée n'ont pas été répercutés sur les séries de sortie. En revanche, les deux bassins arides (Us809500 et Au060009) et, dans une moindre mesure, le bassin méditerranéen (Y0115410), indiquent des différences de puissance entre les deux séries de débits simulés.

Afin de mieux comprendre comment l'information est transmise depuis l'ETP jusqu'aux débits, nous avons étudié en détail les densités spectrales des séries intermédiaires au calcul du débit. Nous avons retenu deux bassins à faible ETP (J7060620 et Us344800) et deux bassins à forte ETP (Us809500 et Au060009).



a)



b)

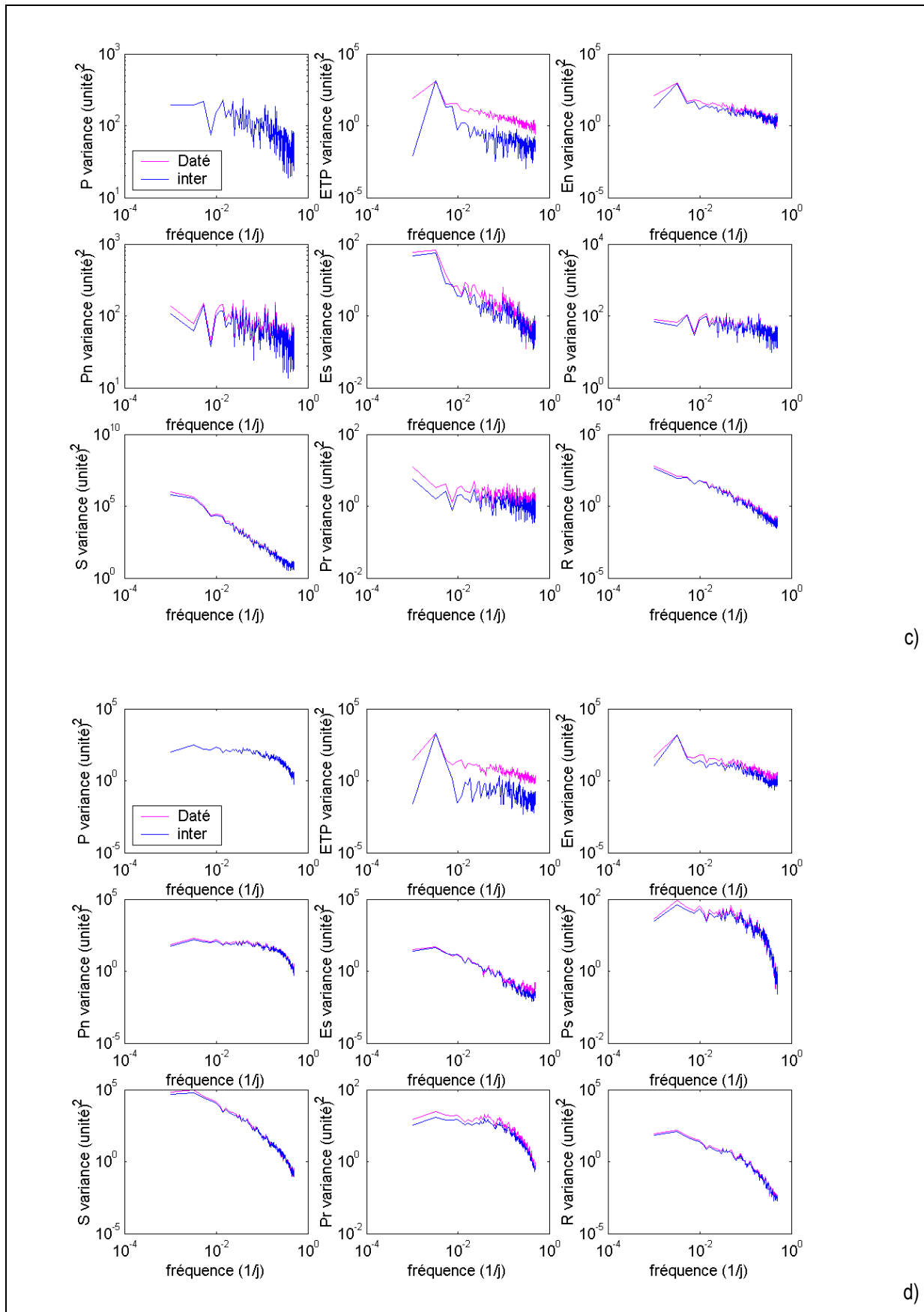


Figure 10-4 : Densités spectrales des simulations de variables intermédiaires du modèle GR4J obtenues avec les ETP datées et interannuelles sur les bassins (a) J7060620, (b) Us344800, (c) Us809500 et (d) Au060009.

La Figure 10-4 regroupe les densités spectrales pour neuf séries de variables intermédiaires au calcul du débit. Dans l'ensemble, les différences datées/interannuelles sont fortes pour ETP, faibles pour E_s et E_n et très faibles autrement. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par analyse statistique à l'aide des critères de Nash. En effet, les différences entre mode daté et mode interannuel sont les plus importantes avant le calcul de E_s . Au-delà, les séries ont des densités spectrales semblables.

Cependant, l'analyse spectrale apporte une information supplémentaire au regard des spectres d'ETP et de la variable E_n . En effet, on peut noter que la puissance de la série d'ETP datée est presque entièrement retransmise à celle de E_n . En revanche, la puissance de la série de E_n interannuel se met au niveau de la série datée, c'est-à-dire que E_n gagne en puissance pour les hautes fréquences. Ce résultat permet de penser que c'est la combinaison de la pluie (présentant une forte puissance pour les hautes fréquences) et de l'ETP (présentant une forte puissance pour les basses fréquences) pendant la phase d'interception qui produit des séries de E_n datées et interannuelles de puissance équivalente.

Les séries P_s présentent des densités spectrales à peu près uniformes à toutes les fréquences, ce qui veut dire que la variabilité de la série est à peu près semblable à toutes les fréquences. Ce n'est pas du tout le cas pour les séries R et S (et dans une moindre mesure pour P_r) qui présentent une très forte dominance pour les fluctuations annuelles. Entre les deux, c'est l'effet du bassin versant qui se fait sentir et le modèle réussit bien à le reproduire. Notons enfin que les densités spectrales de P_r sont très proches de celles obtenues pour les débits (voir Figure 10-3).

Concernant la différence de comportement entre les quatre bassins représentés, il est intéressant de noter que pour les deux bassins arides, les densités spectrales de P_r sont sensiblement différentes suivant l'ETP utilisée (en mode daté ou interannuel). Ces différences sont répercutées sur les débits (voir Figure 10-3) et le modèle ne semble alors plus avoir de capacité de filtre au-delà de sa fonction de production.

10.3. Impact d'une détérioration de l'information de l'ETP par bandes de fréquences précises

Les densités spectrales de la Figure 10-1 indiquaient un décrochement entre séries d'ETP datées et interannuelles pour des périodes inférieures à un an. Au-delà, la puissance de la série datée était de deux ordres de grandeur supérieure à celle de la série interannuelle. Bien que cette diminution soit importante, elle n'est pas absolue. En imaginant des situations plus marquées, on peut se demander comment le modèle réagirait à des différences plus marquées. Ainsi, si le modèle réagit fortement à partir d'une fréquence, cela nous donnerait une indication sur les caractéristiques du filtre passe-bas réalisé par le modèle.

Dans cette partie, nous présentons une approche par filtrage des séries d'ETP datées. A partir de ce filtrage, de nouvelles séries d'ETP sont générées et testées comme nouvelles entrées du modèle. Les résultats sont analysés globalement sur les 308 bassins versants, grâce à l'utilisation des outils statistiques utilisés précédemment (médianes des critères de Nash et des critères de Bilan), et plus en détail sur quelques bassins par analyse des densités spectrales.

10.3.1. Méthodologie pour l'analyse statistique

10.3.1.1. Filtrage des chroniques d'ETP

Le filtre passe bas est appliqué dans le domaine fréquentiel. Pour ce faire, on évalue la transformée rapide de Fourier de la série d'ETP, on met à zéro l'information aux bandes de fréquence ciblées, puis on évalue la transformée inverse pour récupérer la série filtrée. La Figure 10-5 donne une représentation graphique du filtrage progressif des séries d'ETP. On constate que le filtre à 7 jours lisse déjà considérablement la chronique d'ETP initiale. Au-delà de 60 jours, la courbe semble avoir atteint un comportement proche de l'interannuel, avec de faibles variations.

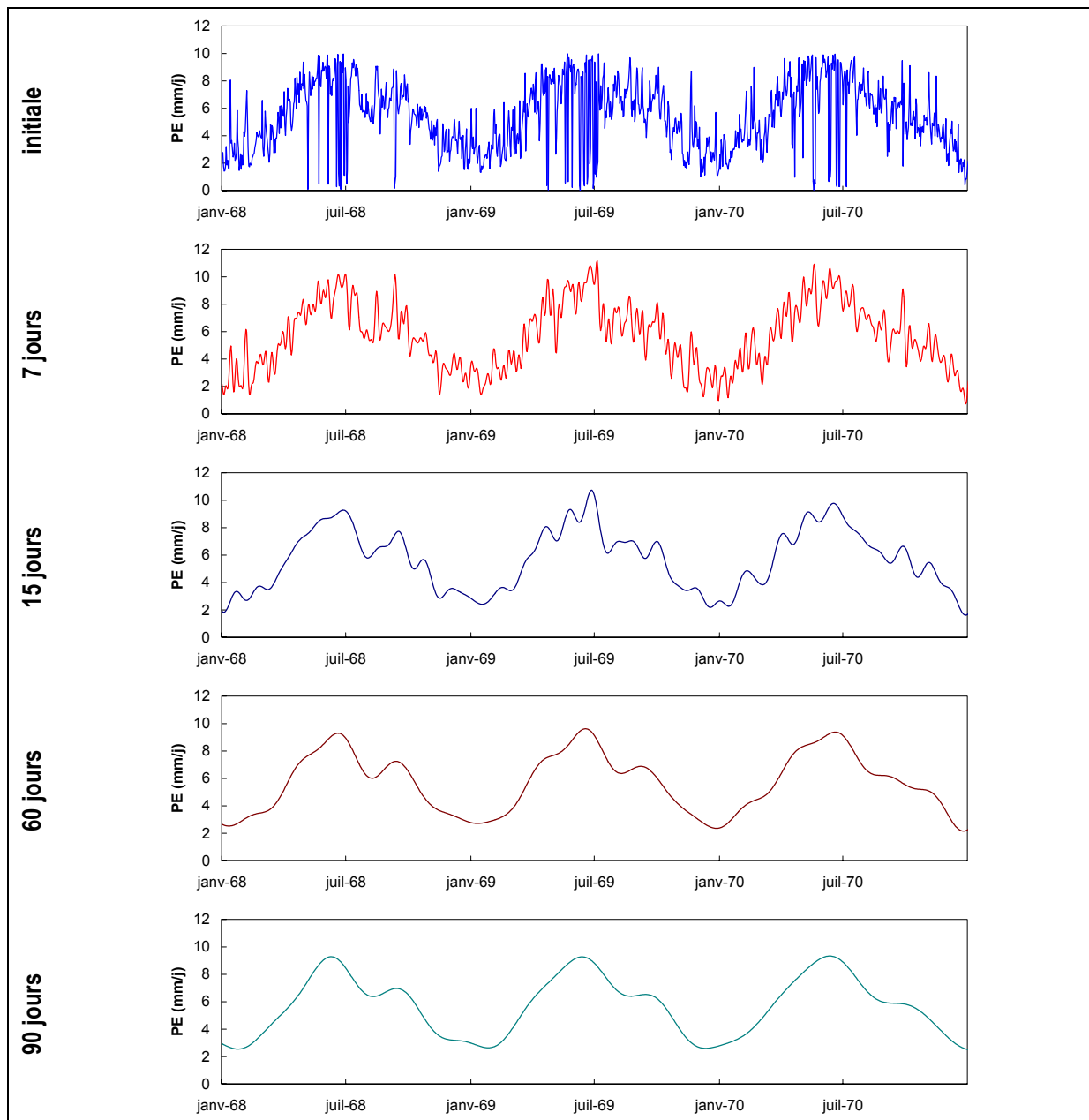


Figure 10-5 : Filtrage progressif d'une chronique d'ETP pour des périodes de 7, 15, 60 et 90 jours. Exemple pris à la station météorologique de Phalsbourg (France).

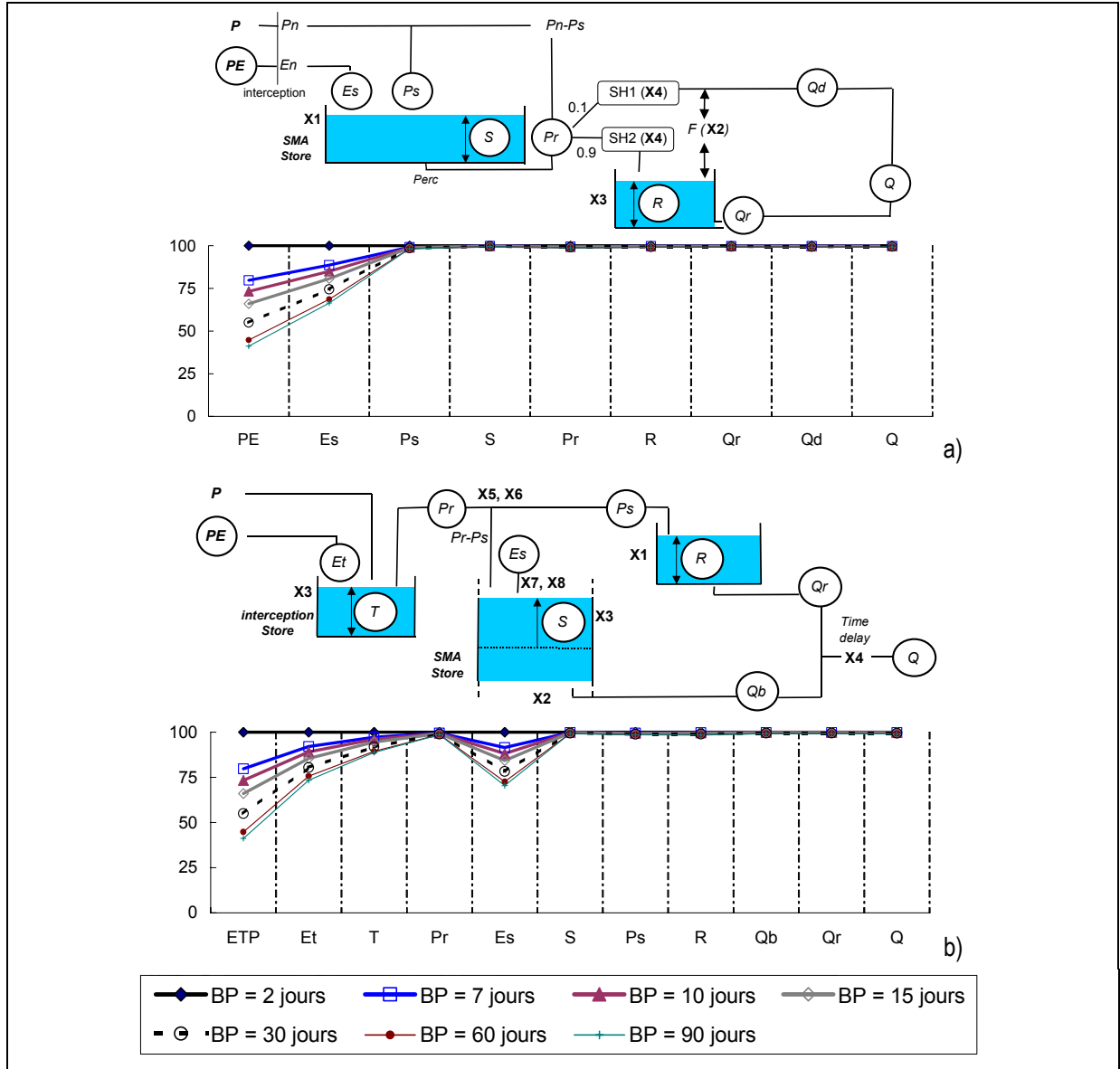
10.3.1.2. Approche par données synthétiques

La méthodologie utilisée ici est similaire à celle utilisée précédemment pour effectuer le suivi de données erronées d'ETP au sein des modèles pluie-débit : des séries de données synthétiques sont générées à partir des simulations du modèle avec des données d'ETP datées. La chronique d'ETP datée est ensuite filtrée progressivement et les différences entre les nouvelles simulations et les séries synthétiques sont évaluées par un critère de qualité à différents points du modèle.

Les critères retenus pour évaluer les différences entre séries de référence et séries simulées sont le critère de Nash sur les débits et le critère de Bilan, et nous présentons les comportements des modèles GR4J et TOPMO.

10.3.2. Suivi de la sensibilité des modèles GR4J et TOPMO

Nous suivons les variations du critère de Nash au sein de la structure des modèles, depuis les entrées d'ETP jusqu'aux sorties de débits. Ces critères sont obtenus par comparaison entre les valeurs des données synthétiques et simulées par les modèles pluie-débit. La Figure 10-6 indique les médianes des critères de Nash obtenus aux points de suivi indiqués.



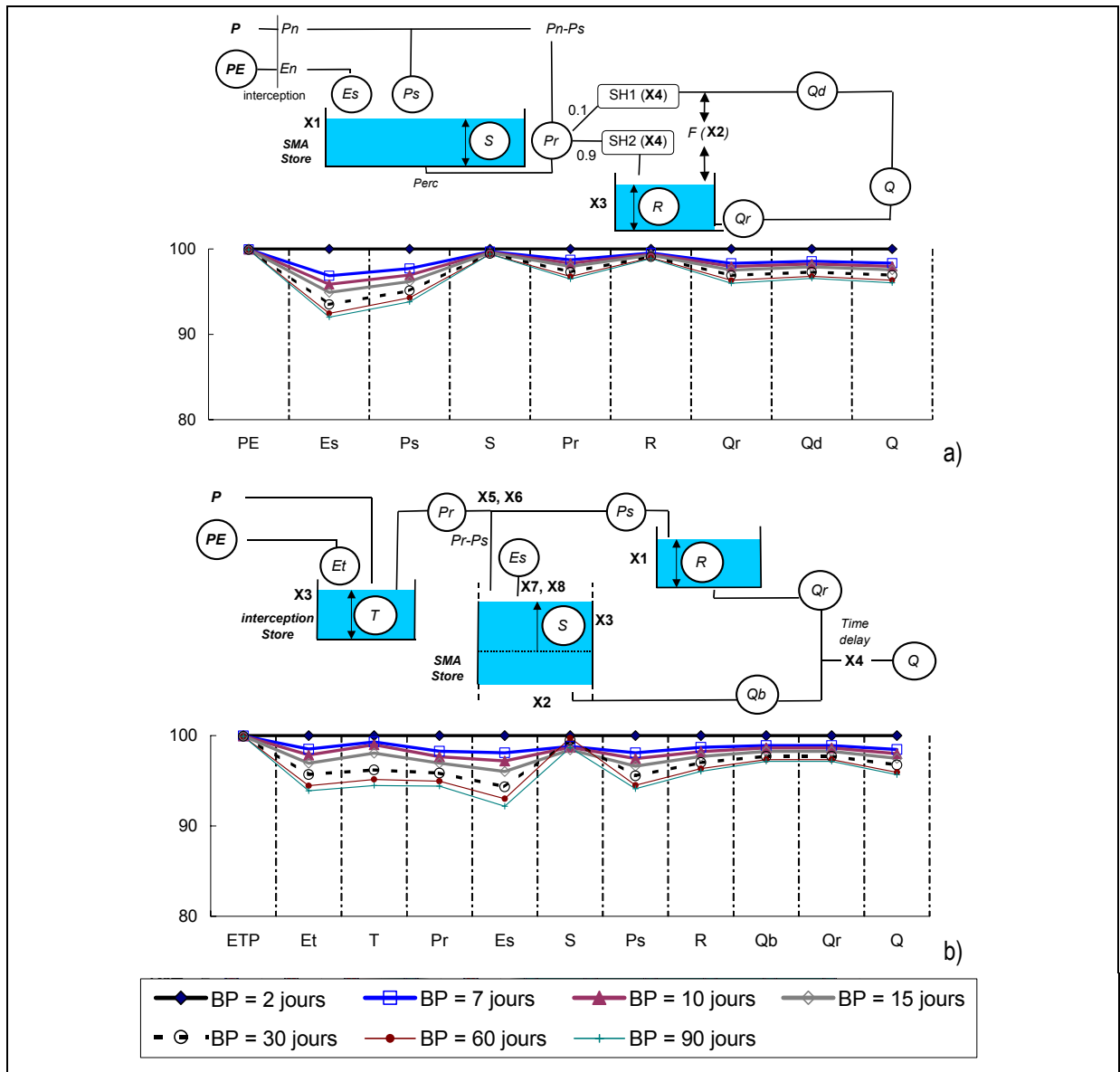
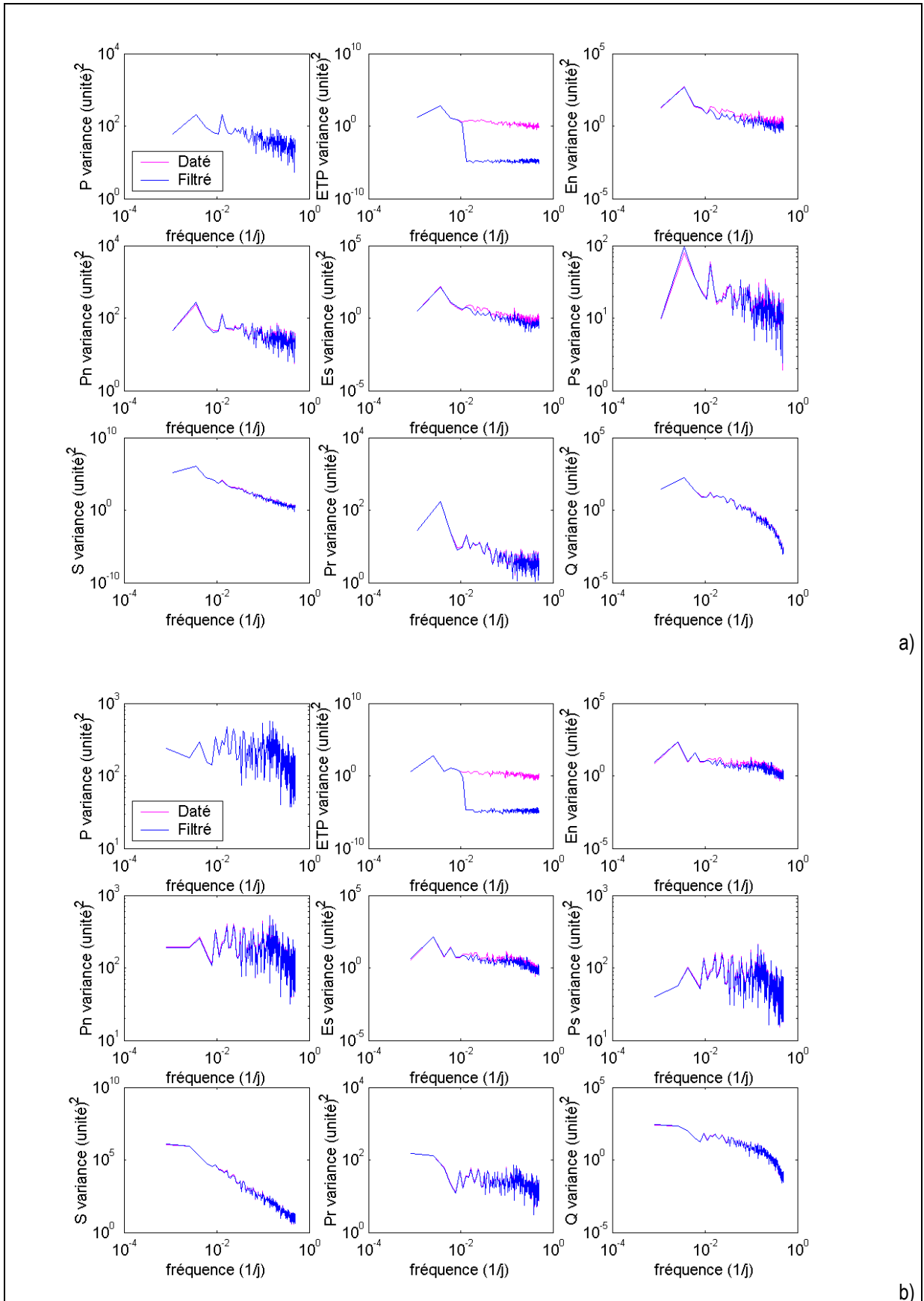


Figure 10-7 : Suivi des critères de bilan (médiane de 308 bassins représentée) entre séries synthétiques et séries obtenues par filtrage de bande de fréquence. Résultats obtenus avec les modèles GR4J (a) et TOPMO (b).

La Figure 10-7 indique les médianes des critères de bilan obtenus aux points de suivi indiqués. Les conclusions sont identiques aux conclusions concernant les critères de Nash sur les débits puisque les critères de bilan ne sont jamais inférieurs à 92 % sur l'ensemble des points suivis (95% pour les débits).

10.3.3. Analyse des densités spectrales des séries d'ETP filtrées et des simulations intermédiaires



a)

b)

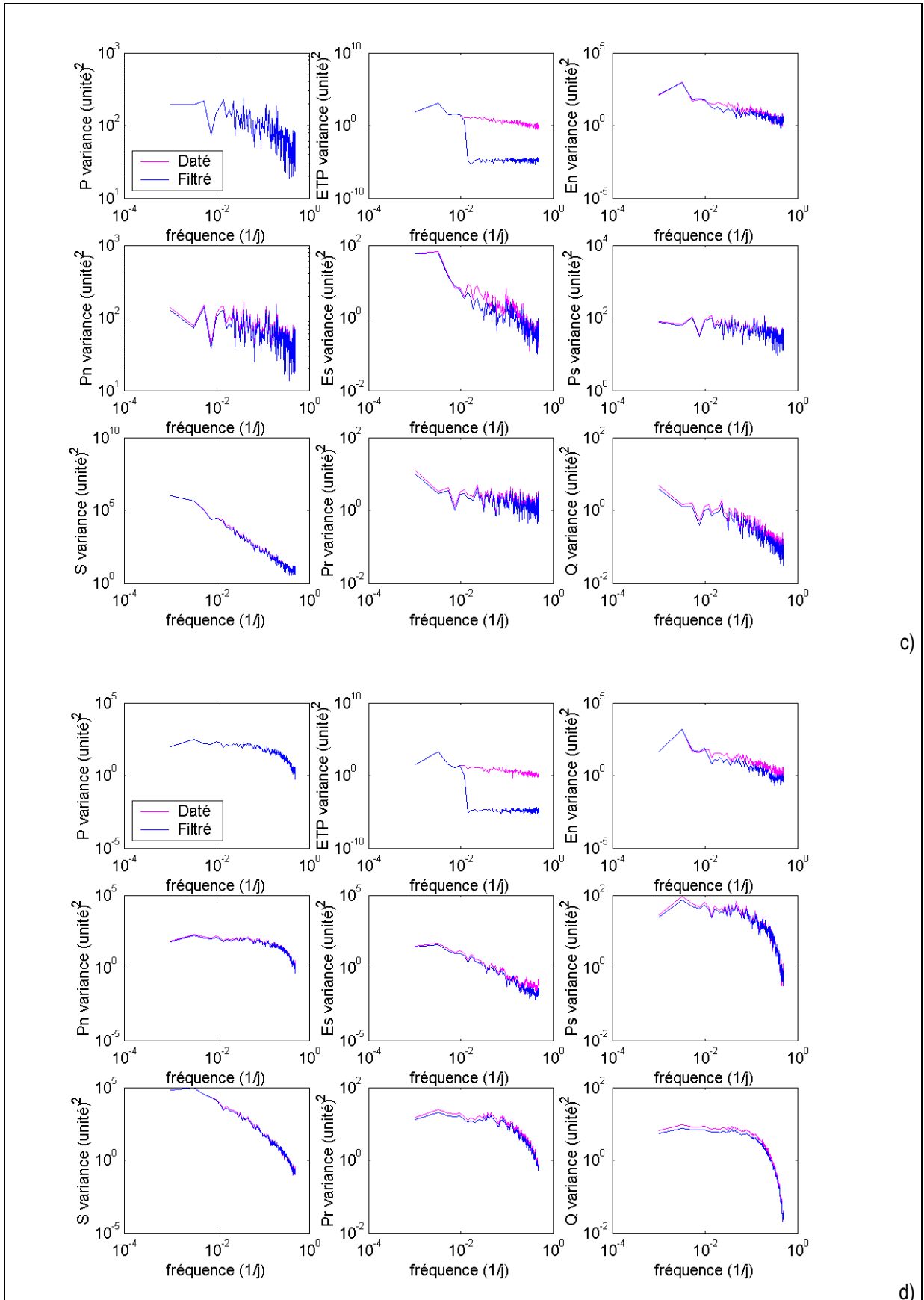


Figure 10-8 : Densités spectrales des simulations de variables intermédiaires du modèle GR4J obtenues avec les ETP datées et interannuelles sur les bassins (a) J7060620, (b) Us344800, (c) Us809500 et (d) Au060009.

La Figure 10-8 regroupe les densités spectrales pour neuf séries de variables intermédiaires au calcul du débit et pour quatre bassins versants. Dans l'ensemble, les résultats sont similaires à ceux obtenus lors de la comparaison ETP datées/interannuelles (cf. Figure 10-4) : les différences de puissance sont très fortes pour l'ETP, faibles pour E_s et E_n et très faibles par ailleurs. Dans ce cas, les écarts entre les densités spectrales de l'ETP datée et de l'ETP filtrée sont considérables (avec un facteur de l'ordre de 15).

10.4. Synthèse

Ce chapitre avait pour objectif de renseigner sur la composition spectrale des séries d'ETP et des séries intermédiaires simulées par le modèle. Dans un premier temps, nous avons analysé les densités spectrales des séries d'ETP datées et interannuelles. Pour les deux séries, il est apparu une forte composante annuelle de la série. Pour des fréquences plus élevées, nous avons observé que la puissance de la série datée est supérieure de deux à trois ordres de grandeur à la série interannuelle. L'analyse spectrale sur quelques bassins des séries intermédiaires a également permis de montrer qu'après la phase d'interception, les simulations avec les deux types d'ETP avaient pratiquement la même composition spectrale. Dans ce processus, la pluie joue un rôle primordial de rehaussement de la puissance de la série interannuelle pour les hautes fréquences.

Dans une deuxième partie, nous avons proposé de suivre la même démarche que précédemment pour identifier les sources d'insensibilité des modèles à l'ETP. Au lieu d'introduire des erreurs sur les données d'ETP, nous avons procédé de façon différente en effectuant un filtrage des fluctuations d'ETP pour plusieurs bandes de fréquences (correspondant à des périodes allant de 7 à 90 jours). Ainsi, nous avons pu suivre l'impact d'un lissage plus ou moins important des séries d'ETP sur le comportement des modèles pluie-débit GR4J et TOPMO. Cette démarche a permis de montrer que même pour des périodes de 90 jours, le modèle parvenait à rehausser la puissance de la série filtrée après la phase d'interception. Ainsi, la notion de filtre passe-bas pour les modèles pluie-débit a été confirmée et la période de ce filtre semble être de plus de 90 jours. Cependant, notons que pour les bassins arides (nous avons sélectionné deux cas extrêmes), les résultats sont moins prononcés et le filtrage a un impact significatif sur la simulation de débit. Ceci est probablement dû à la prépondérance de l'ETP par rapport à la pluie sur ces bassins.

Conclusion de la partie III

L'objectif de cette troisième partie était de mettre en évidence les raisons de l'insensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP, constatée à la partie précédente. Compte tenu des incertitudes existant tant sur la structure du modèle et sur ses paramètres que sur la pertinence des entrées d'ETP, il était en effet difficile de déterminer clairement la cause de l'insensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP.

Dans un premier temps, nous avons montré que le recalage des modèles pluie-débit après modification des entrées d'ETP n'était pas responsable de l'insensibilité à la variabilité temporelle de l'ETP. Ensuite, nous avons montré – par l'intermédiaire de données synthétiques – que les erreurs susceptibles d'être commises sur les données d'ETP n'étaient pas la cause première de l'insensibilité des modèles à cette entrée.

La structure des modèles était donc mise en question, notamment la partie traitant de l'évapotranspiration. Pour identifier à quel niveau les différences entre entrées d'ETP n'étaient plus conséquentes, nous avons suivi la sensibilité des modèles à l'ETP au sein de leur structure. Les résultats ont montré que les différences entre ETP datées et interannuelles sont presque totalement absorbées par les réservoirs de production des modèles pluie-débit. Il est probable que si ces variations étaient plus marquées, il serait avantageux d'utiliser des données datées d'ETP. Ces résultats vont dans le même sens que ceux de certains auteurs considérant que le bassin versant se comporte comme un filtre passe-bas pour les données atmosphériques, atténuant ainsi la variabilité temporelle des entrées climatiques.

Les résultats présentés dans ce chapitre suggèrent qu'il existe un problème de structure des modèles pluie-débit. Cependant, il est possible que le rôle de filtre passe bas des réservoirs de production des modèles pluie-débit soit une retranscription assez fidèle de la réalité. En effet, plusieurs études expérimentales (Entin *et al.*, 2000; Wu *et al.*, 2002; Lauzon *et al.*, 2004; Wilson *et al.*, 2004), théoriques et de modélisation (Delworth et Manabe, 1988) ont montré comment le sol agit comme un intégrateur des fluctuations journalières du climat et ont mis en évidence son rôle de tampon vis-à-vis des perturbations climatiques. Nos conclusions vont dans le même sens que ces recherches.

Partie IV – Tentatives d’amélioration de la prise en compte de l’évapotranspiration potentielle au sein des modèles pluie-débit

A la lumière des résultats présentés à la partie III, nous essayons dans cette partie d’améliorer la prise en compte de l’ETP au sein des modèles pluie-débit, en modifiant soit la formulation de l’ETP, soit le traitement de l’ETP par les modèles pluie-débit, c’est-à-dire la partie calculant l’évapotranspiration réelle.

Dans le Chapitre 11, nous partons de la confrontation des formules d’ETP effectuée au Chapitre 4 et proposons, à partir de ces formules, une nouvelle formulation de l’ETP beaucoup plus simple que celles généralement utilisées mais garantissant des performances des modèles aussi bonnes, voire meilleures.

Dans le Chapitre 12, nous nous interrogeons sur les problèmes d’échelle liés à l’estimation de l’évapotranspiration d’un bassin versant. A cette échelle, il existe en effet des phénomènes complexes d’interactions entre la disponibilité de l’eau sur le bassin et les variables climatiques. Ces phénomènes d’interaction ont été mis en évidence par Bouchet (1963) et ont conduit à des modèles d’estimation d’évapotranspiration connus sous le nom de modèles de complémentarité. Nous testons au Chapitre 12 les potentialités de ce type d’approches en modélisation pluie-débit.

La végétation joue un rôle essentiel dans les processus d’évapotranspiration à l’échelle de la parcelle. Toutefois, ses impacts à l’échelle du bassin versant sont moins connus et malgré les nombreuses recherches à ce sujet, il semble qu’il n’y ait pas de consensus sur la manière d’introduire des informations de végétation au sein des modèles hydrologiques. Dans le Chapitre 13, nous cherchons à intégrer des indicateurs de végétation au sein de la formule d’ETP ou au sein de la formulation de l’ETP par le modèle.

Chapitre 11

Chapitre 11 Recherche empirique d'un modèle d'ETP pertinent à partir des formules déjà testées

11.1. Introduction

La confrontation des différents modèles d'ETP effectuée au Chapitre 4 a ouvert quelques perspectives pour la mise au point d'une formule d'ETP plus pertinente que celle de Penman couramment utilisée. Des formules plus simples que celles de Penman obtiennent en effet des performances aussi bonnes, voire meilleures. Au sein de ces formules, les coefficients empiriques présents peuvent être ajustés à la modélisation pluie-débit sur l'échantillon des 308 bassins versants. Ces coefficients ont généralement été obtenus pour des applications agronomiques sur un nombre limité de sites. Le fait de vouloir les ajuster à notre large échantillon de données est ainsi assez légitime.

Comme nous le rappelions au début de ce mémoire (cf. Chapitre 2), L'intérêt d'une entrée d'ETP pour la modélisation pluie-débit sera jugée au regard de la qualité des simulations de débit des modèles :

- Précision : qualité principale, qui permet d'obtenir les meilleures simulations de débits ;
- Généralité et robustesse : la formule est tout aussi valable pour les périodes sèches (permet de représenter les étiages) que pour les périodes humides (permet de représenter les crues) ;
- Parcimonie et simplicité : la détermination de l'ETP ne nécessite qu'un nombre limité et surtout justifié de données météorologiques ;
- Universalité : cette qualité concerne la possibilité d'utiliser la formule pour des bassins très différents.
- Généralité vis-à-vis des modèles pluie-débit utilisant cette formulation d'ETP.

Par ailleurs, les analyses menées au long de la Partie III ont permis d'indiquer les lignes conductrices pour cette mise au point :

- La formule peut être simple et n'utiliser qu'un minimum de données climatiques ;
- Les modèles pluie-débit sont insensibles à la variabilité temporelle de l'ETP, par conséquent une ETP interannuelle (i.e. de régime climatique) est satisfaisante ;
- Les modèles pluie-débit sont insensibles à la variabilité spatiale de l'ETP, par conséquent, les données climatiques d'une seule station climatique située sur ou à proximité du bassin versant étudié sont suffisantes.

La recherche d'amélioration passe par une intercomparaison des performances obtenues avec les différents modèles d'ETP. Ainsi, dans ce chapitre, nous détectons au sein de la structure des modèles d'ETP, quelles sont les spécificités de chacun des modèles et en particulier celles qui garantissent de meilleures simulations de débits.

Après cette analyse comparative, nous essayons d'ajuster des coefficients pour les formules qui apparaissent les plus pertinentes.

Enfin, comme tous les modèles à développement empirique, la structure de GR4J dépend des données utilisées lors de son développement. Ainsi, la modification de l'entrée ETP est susceptible d'avoir des conséquences sur la structure de la modélisation pluie-débit. Dans ce contexte, nous nous interrogeons sur les impacts d'une modification de la formule d'ETP sur la structure du modèle.

11.2. Sélection de formules d'ETP comme « point de départ »

Nous avons vu au Chapitre 4 que beaucoup de formules avaient des performances statistiquement assez similaires. Ceci rend difficile le choix de formules « point de départ » sur lesquelles travailler afin d'améliorer la prise en compte de l'ETP au sein des modèles pluie-débit testés. Il s'agit de faire le choix le plus pertinent, en sélectionnant des formules de conceptions différentes, permettant d'obtenir des performances de modèles les plus efficaces et les plus robustes. L'objectif de ce paragraphe est d'identifier une série de formules à ajuster par la suite.

11.2.1. Sélection par efficacité

L'efficacité des formules d'ETP a été détaillée au cours du Chapitre 4 et nous rappelons ici rapidement les résultats obtenus :

- l'évaluation des formules d'ETP n'est pas très dépendante du modèle pluie-débit utilisé ;
- les formules basées sur le rayonnement et la température sont plus performantes que les autres ;

La Figure 11-1 rappelle les résultats obtenus avec les quatre modèles pluie-débit et les 27 formules testées au Chapitre 4.

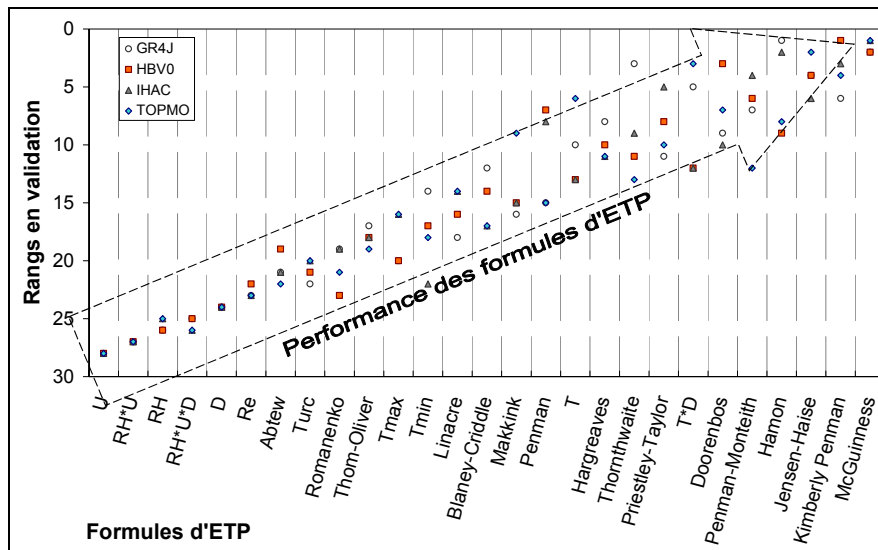


Figure 11-1 : Classement des modèles d'ETP pour les quatre modèles pluie-débit avec le critère de Nash appliqué aux débits.

11.2.2. Sélection par fiabilité

Jusqu'à présent, nous avons jugé les modèles d'ETP suivant les performances moyennes ou de certaines quantiles caractéristiques de la distribution des critères de performances. Afin d'approfondir l'analyse et d'extraire des 27 formules d'ETP un sous-échantillon « point de départ », les résultats précédents sont maintenant analysés sous l'angle de la fiabilité des modèles d'ETP. Pour chaque modèle pluie-débit, nous proposons de quantifier la fiabilité du modèle d'ETP de manière relative, par le nombre de bassins où le modèle d'ETP est classé parmi les plus performants. Pour cela, nous utilisons les performances moyennes par bassin en contrôle, et effectuons sur chaque bassin un classement des formules d'ETP.

En utilisant le critère de Nash-Sutcliffe sur les débits, la Figure 11-2 montre le nombre de bassins pour lesquels une formule se classe parmi les cinq et les dix premières. Ce nombre va de 9 à 192 (et entre 6 et 119 pour les cinq premières seulement). Cette disparité indique que certains modèles obtiennent comparativement de meilleures performances sur bien plus de bassins que d'autres et sont, de ce fait, plus fiables.

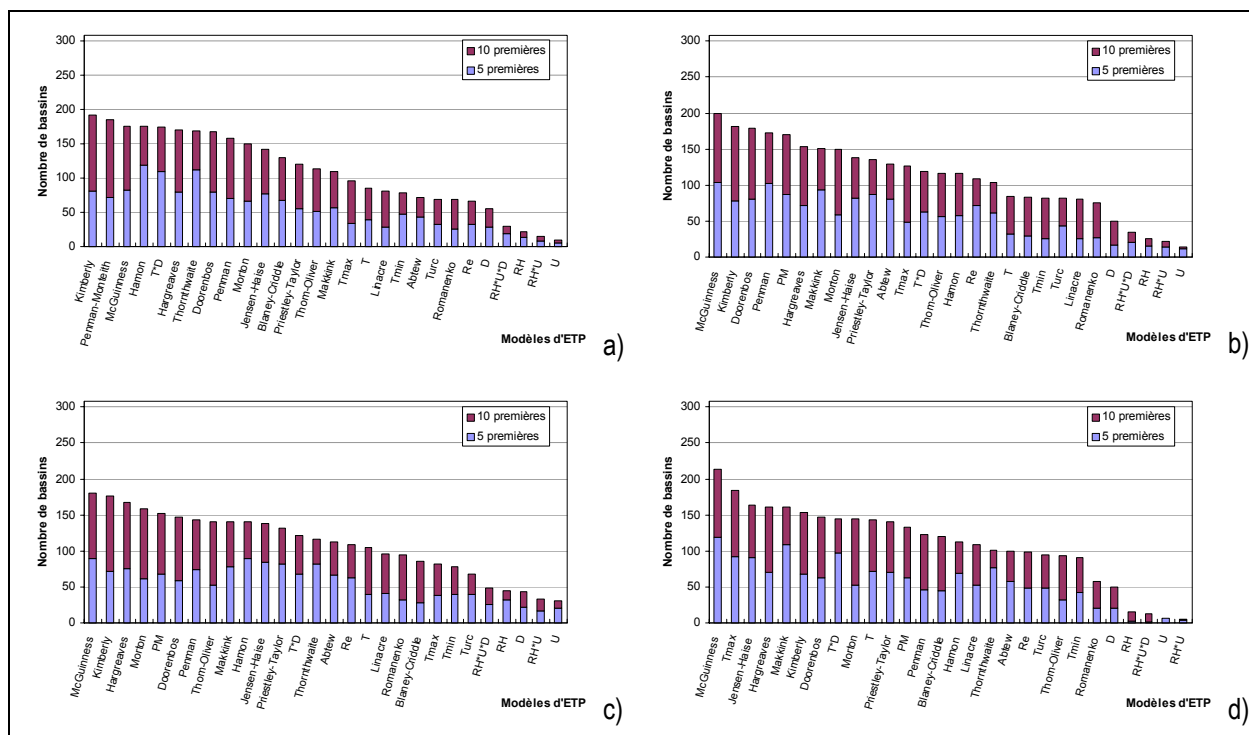


Figure 11-2 : Nombres de bassins pour lesquels le modèle d'ETP se classe parmi les dix premiers et les cinq premiers modèles. Résultats obtenus avec les critères de Nash moyens par bassin pour le modèle (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO

Les classements obtenus ici diffèrent légèrement de ceux obtenus en prenant en compte les médianes des résultats uniquement. On remarque en particulier que des modèles tels que Kimberly-Penman et Penman-Monteith, sont assez fiables pour l'ensemble des modèles pluie-débit. Ces formules semblent donc plus appropriées que le laissait suggérer l'étude de sensibilité menée au Chapitre 4. Cependant, les formules simples telles celles de McGuinness, Hamon ou encore Jensen-Haise restent les mieux classées.

Par ailleurs, nous observons que même pour des modèles d'ETP qui semblaient peu performants (par exemple une ETP proportionnelle à la vitesse du vent), il existe quelques bassins pour lesquels ce modèle est parmi les plus performants. Ceci tend à indiquer que, si nous avons choisi un bassin particulier ou un petit nombre de bassins, comme cela a été fait dans les études comparatives antérieures, les conclusions de notre comparaison auraient été beaucoup plus dépendantes de ce choix qu'elles ne risquent de l'être ici. Le fait de disposer d'un large échantillon de bassins permet d'espérer obtenir une bonne significativité statistique des performances.

11.2.3. Récapitulatif des formules sélectionnées

Le choix de modèles d'ETP « point de départ » est délicat, nous devons prendre en compte les performances de chaque modèle d'ETP en terme de fiabilité, d'efficacité et de simplicité (c'est-à-dire le nombre de variables climatiques nécessaires). De plus, ces critères doivent être considérés sur l'ensemble des quatre modèles pluie-débit. Pour chaque modèle d'ETP, nous avons indiqué son rang suivant sa fiabilité, son efficacité en calculant un rang moyen à partir des quatre modèles pluie-débit. Ainsi, le rang obtenu reflète les performances du modèle sur l'ensemble des quatre modèles pluie-débit. Ceci a un sens car nous avons vu qu'il existe une certaine cohérence entre les quatre modèles pluie-débit.

Le Tableau 11-1 récapitule les résultats obtenus précédemment, les modèles d'ETP sont classés dans l'ordre de fiabilité décroissante. On constate plus nettement ici les différences entre la fiabilité et l'efficacité de certains modèles d'ETP : les différences de classement peuvent être conséquentes si l'on considère seulement l'un des deux critères.

Tableau 11-1 : Classement des modèles d'ETP suivant leur fiabilité, leur efficacité et leur nombre de paramètres.

Formule d'ETP	Rang global attribué	Rang en fiabilité	Rang en efficacité	Nb paramètres
McGuinness	1	1	1	1
Jensen-Haise	2	2	3	1
Hamon	3	5	4	2
Kimberly-Penman	4	9	2	4
Thornthwaite	5	4	10	2
T*D	6	6	8	2
Penman-Monteith	7	10	6	4
Makkink	8	3	14	1
Priestley-Taylor	9	8	9	2
Doorenbos	10	12	5	4
Hargreaves	11	7	11	1
Morton	12	14	7	4
Penman	13	11	13	4
T	14	17	12	1
Abtew	15	13	21	3
Blaney-Cridle	16	19	15	2
Tmax	17	16	19	1
Thom-Oliver	18	18	18	4
Linacre	19	21	16	2
Re	20	15	23	1
Tmin	21	22	17	1
Turc	22	20	22	3
Romanenko	23	23	20	2
D	24	24	24	1
RH	25	25	25	1
RH*U*D	26	26	26	3
RH*U	27	27	27	2
U	28	28	28	1

A partir de ce tableau, nous pouvons justifier le choix d'une dizaine de formules types à étudier plus en détail :

1. La formule de McGuinness, qui combine fiabilité et efficacité semble la plus appropriée pour la modélisation pluie-débit. De plus, elle n'utilise que des données de température, ce qui la rend très pratique d'utilisation.
2. La formule de Jensen-Haise obtient également de très bons résultats. Sa construction est en fait très semblable à celle de McGuinness.
3. La formule de Hamon obtient de bons résultats tant en terme de fiabilité que d'efficacité et n'utilise que des données de température. Cependant, elle intègre une expression exponentielle de la température, ce qui peut l'affaiblir dans certaines situations de fortes températures.
4. La formule de Kimberly-Penman obtient des résultats assez remarquables par rapport à la formule de Penman, dont elle est issue. La principale modification par rapport à la formulation de Penman est un raffinement sur la fonction de la vitesse du vent.
5. La formule de Thornthwaite est très répandue et très fiable, même si elle est distancée lorsque l'on considère son efficacité sur l'ensemble des bassins. La construction de la formule de Thornthwaite est assez complexe, bien que cette complexité pourrait ne pas être entièrement justifiée.
6. La formule d'association de la température et de la durée d'ensoleillement est la seule formule d'association simple qui apparaît fiable et efficace. Pour cette formule également, il semble intéressant de poursuivre nos investigations, d'autant que sa construction très simple peut être affinée.
7. La formule de Penman-Monteith obtient des résultats assez bons par rapport à la formule de Penman, ce qui tend à justifier son utilisation répandue.
8. La formule de Makkink, comme la formule de Thornthwaite est très fiable mais son efficacité est assez faible. La principale particularité de cette formule réside dans un terme constant, qui permet à l'ETP de ne jamais être nulle. Ceci rejoint l'indication donnée par la formule de McGuinness, que les modèles pluie-débit ont du mal à exploiter les ETP nulles.

9. La formule de Priestley-Taylor donne des résultats intéressants, d'autant qu'elle n'utilise que des données de température de l'air et qu'elle représente le terme énergétique de la formule de Penman.
10. La formule de Penman a été conservée dans l'analyse.

11.3. Complémentarité des formules d'ETP

Nous avons vu que beaucoup de formules ont des performances moyennes assez similaires. Ceci rend difficile le choix de formules « point de départ », sur lesquelles travailler afin d'améliorer la prise en compte de l'ETP au sein des modèles pluie-débit testés. Une question centrale est de savoir si les performances des formules d'ETP sont liées aux caractéristiques du bassin versant. Le cas échéant, on déboucherait sur le principe de subsidiarité : utiliser le modèle d'ETP convenant le mieux aux spécificités du bassin versant.

11.3.1. Les performances d'une formule sont-elles liées au bassin versant ?

Le Tableau 11-2 représente les corrélations obtenues entre les performances (critère de Nash sur les débits) d'une douzaine de formules sur l'échantillon des 308 bassins versants. C'est donc 308 valeurs pour chaque formule qui ont été confrontées entre elles. Ces corrélations permettent d'avoir une idée sur la dépendance des performances au modèle d'ETP utilisé.

Tableau 11-2 : Corrélations entre les performances des modèles d'ETP sur l'échantillon des 308 bassins versants. Résultats obtenus avec les critères de Nash sur les débits, et en utilisant le modèle GR4J.

	Priestley-Taylor	Penman	Kimberly	Hargreaves	T	Jensen-Haise	Mc Guinness	Makkink	Abtew	Thornthwaite	Hamon
Priestley-Taylor	1.00										
Penman	0.80	1.00									
Kimberly	0.80	0.99	1.00								
Hargreaves	0.79	0.98	0.97	1.00							
T	0.81	0.96	0.96	0.96	1.00						
Jensen-Haise	0.82	0.97	0.98	0.98	0.97	1.00					
McGuinness	0.81	0.97	0.97	0.98	0.97	0.99	1.00				
Makkink	0.79	0.98	0.96	0.97	0.96	0.97	0.98	1.00			
Abtew	0.77	0.97	0.95	0.96	0.94	0.95	0.96	0.99	1.00		
Thornthwaite	0.79	0.96	0.96	0.97	0.96	0.98	0.96	0.92	0.90	1.00	
Hamon	0.77	0.96	0.96	0.97	0.95	0.96	0.95	0.92	0.90	0.99	1.00

On note sur le Tableau 11-2 que les coefficients de corrélations sont élevés dans l'ensemble. Ceci indique que le classement des performances par bassin n'est pas très modifié lorsqu'on passe d'un modèle d'ETP à l'autre. Seuls les résultats obtenus avec le modèle de Priestley-Taylor semblent être peu corrélés avec les autres.

L'interprétation de ces coefficients très élevés est délicate : à ce niveau de corrélation, quelques valeurs peuvent faire chuter le coefficient et masquer ainsi un biais systématique. C'est pourquoi nous avons poursuivi notre investigation plus en détail, en confrontant directement les performances des modèles pluie-débit. La Figure 11-3 montre les performances en validation obtenues avec le modèle GR4J en utilisant les 11 formules pré-sélectionnées au Tableau 11-2. Ensuite, nous avons retenu pour chaque bassin la moins bonne et la meilleure des performances obtenues par l'ensemble des formules.

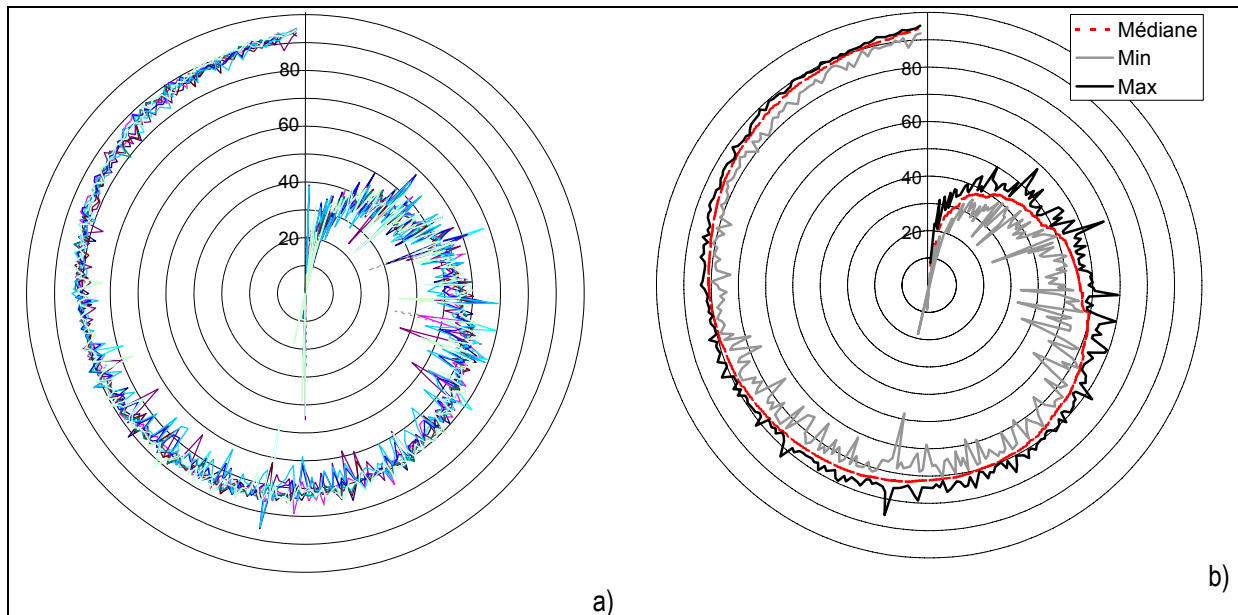


Figure 11-3 : (a) Performances par bassin versant des 12 formules pré-sélectionnées et (b) des résultats les plus faibles et les plus forts par bassin. La performance est évaluée par le critère de Nash sur les débits sur les périodes de validation avec le modèle GR4J.

La Figure 11-3 montre que sur un bassin donné, l'utilisation aveugle (c'est-à-dire sans confrontation préalable des formules d'ETP) d'une des douze formules d'ETP donne des résultats relativement satisfaisants, qui sont assez proches des résultats optimaux après comparaison des différentes formules. L'écart observé sur les performances du modèle GR4J dépasse rarement les 15% (pour seulement 53 bassins versants). Il faut également noter que mieux le modèle simule les débits sur un bassin versant, plus l'écart entre formules d'ETP se réduit.

11.3.2. Association de formules d'ETP

Nous avons mentionné précédemment qu'il est presque toujours possible de trouver un bassin sur lequel une formule d'ETP donnée est meilleure que toutes les autres. Nous pouvons alors nous poser la question de savoir s'il est judicieux de vouloir exploiter cet avantage de certains modèles d'ETP sur des bassins donnés, c'est-à-dire une possible complémentarité entre structures.

Pour tester davantage cette idée de complémentarité, nous avons cherché les modèles d'ETP dont l'association par paire donne les meilleurs résultats. Nous utilisons pour cela les résultats en contrôle suivant le critère de Nash sur les débits. Le Tableau 11-3 fournit, pour les douze formules d'ETP, la matrice symétrique donnant la moyenne des performances sur les 308 bassins calculée en prenant à chaque bassin la meilleure performance obtenue par les deux modèles d'ETP (en ligne et colonne). Sur la diagonale, on retrouve les performances moyennes obtenues par chacun des modèles d'ETP.

L'association de deux modèles améliore les performances individuelles de la paire ainsi construite. Cependant, ces gains sont assez faibles, puisque la limite ne pouvant être dépassée se situe à moins de 1.5% pour la médiane. Ainsi, la recherche d'un modèle d'ETP « hybride » ne semble pas évidente, au vu des répartitions des performances entre les différentes formules d'ETP, et ce modèle hybride n'apporterait au mieux que 1.5%. Nous n'avons donc pas poursuivi plus en détail cette piste.

Tableau 11-3 : Complémentarité des formules testées. Moyenne des critères de Nash sur les débits, obtenus en utilisant le modèle GR4J.

	Priestley-Taylor	Penman	Kimberly	Hargreaves	T	Jensen-Haise	Mc Guinness	Makkink	Abtew	Thornthwaite	Hamon
Priestley-Taylor	65.5										
Penman	67.8	66.6									
Kimberly	67.8	67.4	66.9								
Hargreaves	67.7	67.7	67.9	66.7							
T	67.5	67.8	67.9	67.7	65.0						
Jensen-Haise	67.0	68.0	67.9	67.8	67.2	66.2					
McGuinness	67.5	68.1	68.1	67.9	67.6	67.2	66.8				
Makkink	67.9	67.6	68.1	67.9	67.3	67.9	67.9	66.1			
Abtew	67.6	67.5	68.0	67.8	67.1	67.7	67.8	66.4	64.8		
Thornthwaite	67.5	68.3	68.1	68.1	67.2	67.5	68.0	68.4	68.3	65.9	
Hamon	67.8	68.3	68.2	68.2	67.5	67.9	68.2	68.5	68.4	66.9	66.3

11.4. Ajustement des formules sélectionnées

11.4.1. Ajustement des coefficients d'échelle de ces formules

11.4.1.1. Motivations

Dans le Chapitre 4, nous avons utilisé pour chaque formule testée, un coefficient d'échelle permettant de comparer uniquement la pertinence des fluctuations des formules. Le choix du volume de l'ETP de Penman pour normaliser les formules d'ETP était assez naturel mais nous avons vu que la formule de Penman n'était pas la plus pertinente pour représenter les fluctuations datées de l'ETP. Ainsi, dans cette partie, nous souhaitons ajuster pour chacune des formules sélectionnées un coefficient d'échelle qui lui est propre, indépendamment du volume total de l'ETP Penman.

La Figure 11-4 schématise la méthodologie suivie. L'intérêt de cette méthodologie en deux phases permet de dissocier les impacts respectifs de la répartition temporelle d'un bilan commun de l'ETP sur l'année, et de la valeur annuelle de cette ETP.

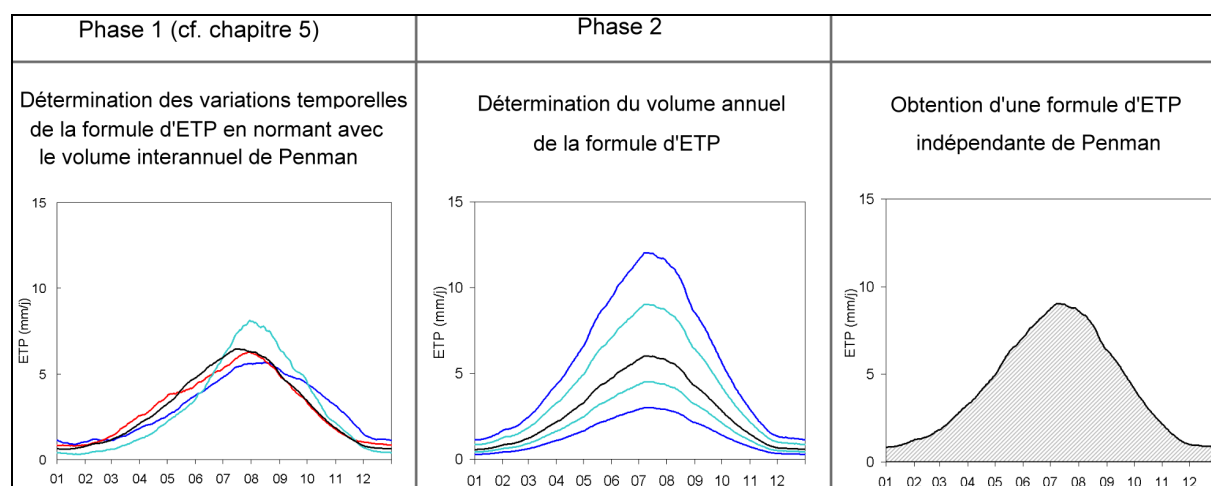


Figure 11-4 : A la recherche de la meilleure formule d'ETP, importance du cumul interannuel.

La première phase de notre recherche était de déterminer quelles fluctuations annuelles étaient les plus appropriées pour représenter l'ETP au sein d'un modèle pluie-débit. Les fluctuations testées (par l'intermédiaire des différentes formules d'ETP) étaient variées et leur confrontation nous a permis de déterminer quelles

formules d'ETP utiliser de préférence. Pour confronter ces différentes formulations, nous avons imposé que toutes fournissent le même volume d'ETP pour la période de test, afin de ne pas introduire de biais systématique lié aux coefficients multiplicateurs proposés par leurs auteurs. La norme utilisée pour cela était le volume de l'ETP de Penman.

La deuxième phase consiste à remettre en cause cette normalisation et à tester des volumes d'ETP indépendamment de celui de Penman. Spécifiquement, pour chaque formule d'ETP, nous repartons de la formulation originale (avec les coefficients obtenus ou utilisés par les auteurs) et nous ajustons un coefficient multiplicatif k comme suit :

$$ETP^* = k \cdot ETP \quad (11.1)$$

où ETP^* est la nouvelle entrée testée.

Le coefficient k est ajusté sur l'ensemble de l'échantillon de bassins pour chaque formule. Ainsi, il ne doit pas être considéré comme un paramètre additionnel puisqu'il n'est pas calé pour chaque bassin versant.

Par rapport aux tests effectués au Chapitre 4, deux différences sont à noter :

- Sur un bassin donné, le volume de l'ETP global n'est plus le même ;
- Les différences de cumuls d'ETP entre les bassins versants de l'échantillon sont modifiées, puisque la variabilité de l'ETP au sein de l'échantillon dépend des coefficients originaux de la formule d'ETP.

11.4.1.2. Ajustement des formules sélectionnées

Pour les formules indiquées ci-dessus, nous avons ajusté un coefficient multiplicatif par rapport à la formulation originale. Les résultats pour les modèles IHAC et HBV0 ne sont pas indiqués car ces modèles ont, parmi leur jeu de paramètres, des paramètres multiplicatifs de la valeur d'ETP. Ainsi, sur ces modèles, un paramètre est calé pour chaque bassin de sorte qu'il garantisse les meilleures simulations de débit au calage.

Nous avons introduit un coefficient multiplicatif k directement sur les formules originales, que nous avons ajusté sur l'ensemble des bassins, à l'aide des critères de Nash en validation. Les performances sont ensuite comparées aux performances obtenues avec la normalisation des formules selon Penman.

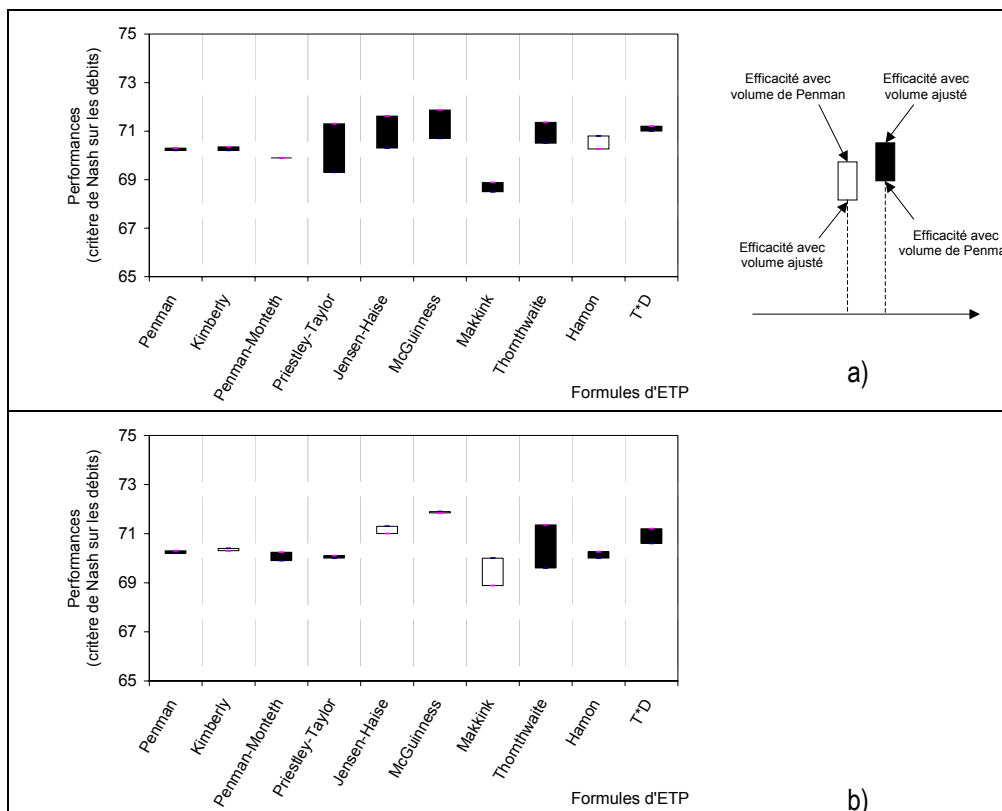


Figure 11-5 : Efficacité des formules d'ETP en ajustant un coefficient multiplicatif pour le modèle (a) GR4J et (b) TOPMO

Comme nous l'avons déjà vu au Chapitre 4, les performances indiquées sur la Figure 11-5 sont assez stables lorsque l'on multiplie les formules par un coefficient k . Ceci est d'autant plus le cas pour les formules proches de Penman (Kimberly, Penman-Monteith et Penman). Les deux modèles se comportent assez différemment pour les autres formules d'ETP. La formule de Thornthwaite est celle qui profite le plus de cet ajustement et les deux formules les plus performantes restent les formules de McGuinness et de Jensen-Haise.

Ces résultats sont assez rassurants puisqu'ils confirment que l'on peut se passer du volume interannuel de Penman. De plus, cette modification permet d'améliorer, dans certains cas, les simulations de débits (un point de critère de Nash environ).

11.4.2. Proposition d'une formule d'ETP à partir de la formule de McGuinness

Au vu des résultats précédents concernant l'intercomparaison des modèles d'ETP, il est apparu que les formules de Jensen-Haise et de McGuinness garantissent les meilleures simulations de débits. Ainsi, nous avons choisi de nous intéresser plus en détail à ces deux formules.

11.4.2.1. Généralisation d'une formule basée sur le rayonnement

Les formules de McGuinness et de Jensen-Haise sont très semblables et peuvent s'écrire sous la forme généralisée suivante :

$$ETP = \frac{R_e}{\lambda \rho} \frac{T_a + K_2}{K_1} \quad \text{si } T_a + K_2 > 0 \quad (11.2)$$

$$ETP = 0 \quad \text{sinon}$$

où R_e est le rayonnement extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$) qui ne dépend que de la latitude et du jour Julien, λ est la chaleur latente de vaporisation (MJ kg^{-1}), ρ est la densité de l'eau (kg m^{-3}) et T_a est la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$), valeur moyenne interannuelle seulement fonction du jour Julien. K_1 ($^{\circ}\text{C}$) est un facteur d'échelle permettant d'ajuster le volume total d'ETP dans l'année, ayant un effet comparable au coefficient multiplicatif k introduit au 11.4.1. K_2 ($^{\circ}\text{C}$) permet d'imposer un seuil sur les températures, afin que les ETP ne soient pas systématiquement nulles lorsque la température de l'air est négative. Notons que dans les formules de Jensen-Haise et de McGuinness, (K_1, K_2) vaut respectivement (40, 0) et (68, 5).

11.4.2.2. Ajustement des coefficients K_1 et K_2

Afin d'ajuster ces deux constantes, nous avons testé plusieurs valeurs et gardé pour chaque modèle pluie-débit l'association (K_1, K_2) qui donnait les meilleures performances de simulations sur l'ensemble de l'échantillon de bassins versants. Pour les modèles IHAC et HBV0, la procédure d'ajustement de K_1 n'est pas applicable puisqu'un tel coefficient d'ajustement fait partie des paramètres à caler sur ces deux modèles. Ainsi, pour ces modèles, seul K_2 a été ajusté. La Figure 11-6 résume les résultats obtenus avec les quatre modèles pluie-débit. Nous avons indiqué pour les quatre modèles les variations de la médiane du critère de Nash sur les débits en fonction du paramètre K_1 , pour plusieurs valeurs de K_2 . Ceci permet d'illustrer la sensibilité des modèles pluie-débit à ces deux constantes.

On peut tout d'abord noter que les modèles TOPMO et GR4J sont particulièrement sensibles au coefficient d'échelle K_1 . L'ajustement de ce coefficient nous conduit à prendre des valeurs supérieures à 68 pour les deux modèles. Ceci suggère que la formule de McGuinness a tendance à sur-estimer l'ETP pour la modélisation pluie-débit. Notons que cette idée a déjà été avancée par Morton qui pense que l'utilisation de formules développées à l'échelle de la parcelle conduit nécessairement à une sur-estimation de l'ETP à l'échelle du bassin versant.

Le coefficient de translation de la température K_2 améliore généralement le modèle de 2 % pour la médiane du critère de Nash. La valeur optimale de K_2 se situe autour de 5°C . Ceci est probablement dû à l'influence des valeurs négatives, qui ne sont pas prises en compte lorsque $K_2 = 0$ (l'ETP est alors nulle, quelle que soit la valeur de T_a). D'un autre côté, lorsque K_2 augmente, le poids du terme de température diminue par rapport à celui du rayonnement et l'équation a tendance à « aplatiser » les variations de température.

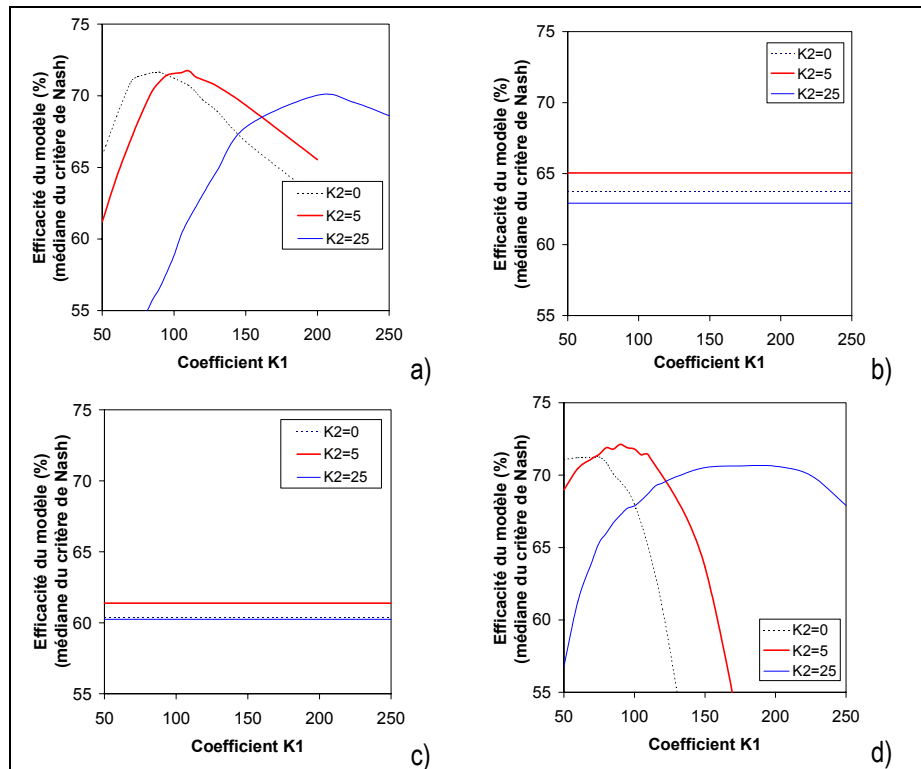


Figure 11-6 : Efficacité des modèles pluie-débit en fonction des constantes à ajuster à partir d'un modèle généralisé dépendant uniquement de la température et de la radiation extraterrestre. Résultats obtenus avec le critère de Nash sur les débits, pour le modèle (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO

Les différences d'ajustement de K_1 entre les modèles pluie-débit laissent supposer que les ajustements dépendent du modèle pluie-débit mais suggèrent une homogénéisation possible. En effet, il existe des valeurs de K_1 et K_2 qui permettent pour tous les modèles de rester dans une fourchette de 0.5 % autour de la valeur maximale du critère de Nash médian. Ainsi, les valeurs correspondantes de K_1 pour GR4J et TOPMO sont respectivement entre 90 et 115 et entre 75 et 110. Finalement, on peut en conclure qu'une valeur de K_1 satisfaisante pour la modélisation pluie-débit serait entre 90 et 110.

Une formule simple et commune aux quatre modèles d'ETP serait :

$$ETP = \frac{R_e T_a + 5}{\lambda \rho 100} \quad \text{si } T_a + 5 > 0 \quad (11.3)$$

$$ETP = 0 \quad \text{sinon}$$

11.4.2.3. Performances des quatre modèles pluie-débit avec la nouvelle formule

Les résultats obtenus par cette formule d'ETP de régime climatique sont indiqués dans le Tableau 11-4 et comparés à ceux obtenus avec l'ETP de Penman datée, couramment utilisée en modélisation pluie-débit. Ces deux entrées sont extrêmement différentes en termes de données puisque la formule de Penman nécessite des données journalières de vitesse du vent, d'humidité relative, de durée d'ensoleillement et de température de l'air alors que la formule d'ETP de régime climatique ne nécessite aucune données datées, ne requérant que des données de température de l'air moyennes interannuelles.

Le Tableau 11-4 montre que cette nouvelle formulation permet d'avoir des gains significatifs de performances pour les modèles GR4J et TOPMO pour lesquels K_1 et K_2 sont fixés. Pour les deux autres modèles, les différences sont moins significatives étant donné que K_1 est en fait un coefficient d'ajustement qui est optimisé au sein du modèle.

Tableau 11-4 : Performances des modèles pluie-débit suivant le critère de Nash sur les 2498 périodes de validation, avec les données d'ETP Penman et les données d'ETP ajustée

Modèles	ETP	Médiane (%)	Quantile 0.3 (%)
GR4J	Penman avec valeurs datées	69.1	58.3
	Modèle ajusté	71.9	62.0
HBV0*	Penman avec valeurs datées	64.3	47.3
	Modèle ajusté	65.0	49.3
IHAC*	Penman avec valeurs datées	60.5	48.5
	Modèle ajusté	61.4	48.9
TOPMO	Penman avec valeurs datées	69.4	57.4
	Modèle ajusté	72.0	60.6

*Pour IHAC et HBV0, K_7 est en fait un paramètre calé sur chaque bassin, seul K_2 est fixe

11.5. Doit-on adapter la représentation de l'interception dans le modèle GR4J à la modification de l'ETP ?

Le modèle GR4J, comme la plupart des autres modèles pluie-débit existants, a été développé à l'aide des valeurs d'ETP de Penman. Malgré cela, nous avons vu que la formule de Penman ne fournissait pas des résultats aussi bons que d'autres formules plus simples. Ainsi, nous avons privilégié l'utilisation d'une ETP de régime climatique basée sur la formule de McGuinness.

Dans ce paragraphe, nous limitons nos analyses à la fonction d'interception au sein du modèle, ceci pour plusieurs raisons :

1. l'interception est la première phase de traitement de l'ETP et nous avons déjà remarqué que l'impact de l'ETP sur la modélisation pluie-débit est relativement faible au-delà de cette fonction,
2. le fait que l'ETP de régime climatique proposée soit en général plus faible que les formules classiques peut être dû à une surestimation de l'interception de la pluie,
3. l'utilisation de l'ETP de régime climatique interannuelle est peu satisfaisante d'un point de vue physique. Aussi est-il envisageable de réduire ce taux d'ETP durant les jours pluvieux, en passant d'une phase de neutralisation à une phase d'interception partielle.

Dans ce chapitre, nous testons plusieurs fonctions d'interception pour modifier la représentation du modèle GR4J. De plus, pour chaque type de formulation, nous examinons les interactions existant avec l'expression de la formule d'ETP de régime climatique.

11.5.1. Comment représenter l'interception au sein du modèle GR4J ?

11.5.1.1. Formulation initiale

La formulation initiale de l'interception au sein du modèle GR4J a pour origine le modèle GR2 développé par Edijatno (1987) et reprise pour le modèle GR3J (Edijatno, 1991; Edijatno *et al.*, 1999). Pour développer ce modèle, plusieurs variantes ont été testées pour la formulation de l'interception. Celle qui a été retenue est basée sur une simple neutralisation de la pluie par l'ETP. Lors de cette phase de neutralisation, la pluie brute subit l'ETP, et on détermine la pluie nette P_n et l'ETP nette E_n :

$$\text{Si } P \geq ETP \quad \text{alors } P_n = P - ETP \quad \text{et } E_n = 0$$

$$\text{Si } P < ETP \quad \text{alors } P_n = 0 \quad \text{et } E_n = ETP - P$$

Dans cette formulation, on peut se demander s'il est légitime de donner un tel poids à l'ETP lors des jours de pluie. En effet, lorsqu'il pleut, l'air est saturé et le pouvoir évaporant de l'atmosphère est très faible.

Fowler (2002) a testé plusieurs reformulations de l'ETP en adaptant le volume selon les jours pluvieux ou non pluvieux. Cette modification lui a permis d'obtenir de meilleures simulations d'humidité du sol.

11.5.1.2. Propositions d'adaptation

Pour les propositions d'adaptation de la formulation de l'interception, nous nous sommes appuyés sur les variantes testées par Edijatno (1987).

Variante 1

La première variante testée est une neutralisation totale de l'ETP les jours de pluie, sans répercussion sur P :

$$\begin{array}{llll} \text{Si } P \geq 0 & \text{alors } P_n = P & \text{et } E_n = 0 \\ \text{Si } P = 0 & \text{alors } P_n = 0 & \text{et } E_n = ETP \end{array}$$

Cette représentation est largement différente de la formulation initiale. En effet, par cette modification, on réduit significativement la partie nette de l'ETP E_n .

Variante 2

La deuxième variante consiste à réduire l'ETP par rapport au volume de pluie. Ainsi, une première réduction de l'ETP est envisagée :

$$ETP^* = \frac{ETP}{1 + k \frac{P}{ETP}} \quad (11.4)$$

Le coefficient k dans cette équation permet de tester des impacts de plus en plus grands de la pluie sur la réduction de l'ETP. Lorsque k est égal à zéro, il n'y a pas de réduction de l'ETP, et on retrouve la formulation initiale. A l'issue de cette première phase de réduction de l'ETP, la détermination d'ETP et des pluies nettes sont effectuées de la même manière qu'initialement :

$$\begin{array}{llll} \text{Si } P \geq ETP^* & \text{alors } P_n = P - ETP^* & \text{et } E_n = 0 \\ \text{Si } P < ETP^* & \text{alors } P_n = 0 & \text{et } E_n = ETP^* - P \end{array}$$

Variante 3

La troisième variante testée consiste à réduire l'ETP en fonction du volume de pluie et à considérer l'ETP réduite comme agissant directement sur le réservoir de production du modèle, c'est à dire que l'on supprime la phase de neutralisation initiale. La première phase de réduction est identique à celle de la variante 2 :

$$ETP^* = \frac{ETP}{1 + k \frac{P}{ETP}} \quad (11.5)$$

Ensuite, les valeurs des ETP et pluie nettes agissant sur le réservoir de production s'écrivent :

$$\begin{cases} E_n = ETP^* \\ P_n = P \end{cases} \quad (11.6)$$

Dans cette configuration, il peut y avoir simultanément une pluie nette et une ETP nette, contrairement au cas de figure initial. Il s'agit alors de définir si l'on soustrait une ETR au réservoir de production avant ou après l'ajout de la pluie nette au sein du réservoir.

Nous avons testé les deux cas de figure suivants :

1. Variante 3a : faire agir l'évapotranspiration avant le remplissage du réservoir par la pluie nette,
2. Variante 3b : remplir d'abord le réservoir par la pluie nette puis faire agir l'évapotranspiration.

11.5.2. Tests de modification de la représentation de l'interception

11.5.2.1. Tests de différentes reformulations de l'interception avec la formule d'ETP de régime climatique

Dans un premier temps, nous avons appliqué les reformulations de l'interception, en laissant inchangée la formule d'ETP de régime climatique. La Figure 11-7 représente pour plusieurs valeurs du coefficient k , les performances obtenues avec les quatre formulations de l'interception. La valeur de référence est celle correspondant à k égal à zéro pour la variante 2 (cas initial de la version de GR4J).

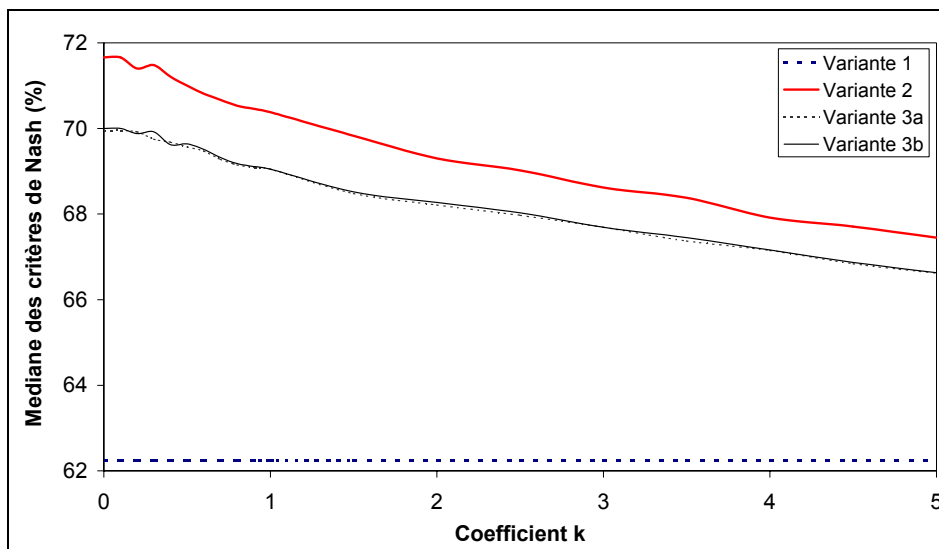


Figure 11-7 : Performances obtenues avec les trois variantes pour la représentation de l'interception, sans modification de la formulation d'ETP de régime climatique

Toutes les variantes testées sont inférieures en performances au cas initial. La variante 1 est la solution la moins satisfaisante. De plus, lorsque le coefficient k augmente, les performances des variantes 2 et 3 décroissent régulièrement. Ainsi, plus le poids de réduction de l'ETP par la pluie est grand, plus les performances sont dégradées.

Les différences entre les variantes 3a et 3b sont très faibles. L'ordre choisi pour la soustraction ou l'addition d'eau au réservoir de production n'a donc pas d'impact visible sur les performances du modèle.

Ces reformulations de l'interception entraînent une forte diminution du volume total de l'ETP puisque l'on rajoute une phase de réduction aérienne de l'ETP par la pluie. On peut donc penser que cette réduction du volume annuel est en partie responsable de la dégradation du modèle. Pour cela, nous proposons dans le prochain paragraphe d'étudier les interactions entre formulation d'ETP de régime climatique et représentation de l'interception.

11.5.2.2. Interactions entre la formulation de l'ETP et la représentation de l'interception

Afin d'équilibrer la diminution du volume total de l'ETP en phase aérienne, nous avons étudié les interactions entre la formule d'ETP de régime climatique et la représentation de l'interception. Au sein de la formule d'ETP, nous avons fait varier le facteur du dénominateur, ici noté K_1 ($^{\circ}\text{C}$) :

$$ETP = \frac{R_e (T_a + 5)}{\lambda \rho K_1} \quad (11.7)$$

où R_e est la rayonnement extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$) qui ne dépend que de la longitude et du jour Julien, λ est la chaleur latente de vaporisation (MJ kg^{-1}), ρ la densité de l'eau (kg m^{-3}) et T_a la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$), valeur moyenne interannuelle fonction seulement du jour Julien.

La valeur de K_1 ($^{\circ}\text{C}$), initialement ajustée à la valeur de 100 pour les modèles GR4J, HBV0, IHAC et TOPMO est maintenant variable selon la représentation de l'interception. Ainsi, pour chaque variante testée pour la formulation de l'interception, nous avons fait varier le coefficient K_1 ($^{\circ}\text{C}$).

La Figure 11-8 montre les résultats obtenus avec la variante 1 pour représenter l'interception.

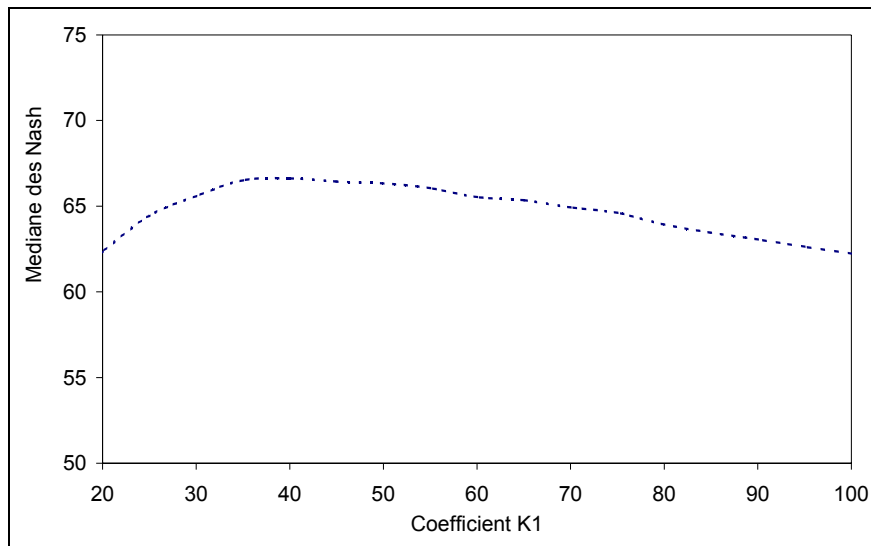


Figure 11-8 : Variation des performances sur l'échantillon de bassins suivant la valeur de K_1 dans l'Equation 12.7. Cas de la variante 1 du modèle GR4J.

En comparaison de la performance obtenue précédemment (aux alentours de 62%), les performances obtenues en ajustant le coefficient K_1 ($^{\circ}\text{C}$) peuvent être significativement améliorées (gain de plus de 3%). Cependant, la performance optimale (67.5%) reste largement en dessous de la performance obtenue initialement, aux alentours de 71.5 %.

La Figure 11-9 montre les résultats obtenus avec la variante 2 pour représenter l'interception. La Figure 11-9 met en évidence les fortes interactions existant entre la formulation de l'ETP et celle de l'interception, puisqu'en faisant varier le coefficient k , on peut toujours obtenir une valeur de K_1 ($^{\circ}\text{C}$) permettant d'atteindre les performances initiales. Il faut préciser cependant que les valeurs optimales obtenues avec des valeurs de k différentes de zéro sont toujours égales ou très légèrement inférieures à la formulation initiale de l'interception. Ainsi, on peut considérer que la représentation initiale de l'interception est aussi satisfaisante d'un point de vue opérationnel et plus satisfaisante d'un point de vue théorique puisque la valeur de K_1 ($^{\circ}\text{C}$) à 100 était valable également pour trois autres modèles pluie-débit.

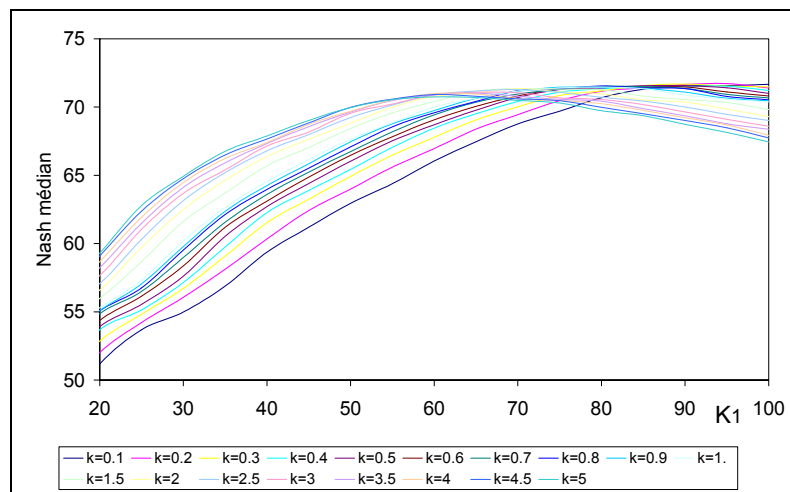


Figure 11-9 : Variation des performances sur l'échantillon de bassins suivant la valeur de K_1 dans l'Equation 12.7. Cas de la variante 2 du modèle GR4J.

La Figure 11-10 montre les résultats obtenus avec la variante 3 pour représenter l'interception.

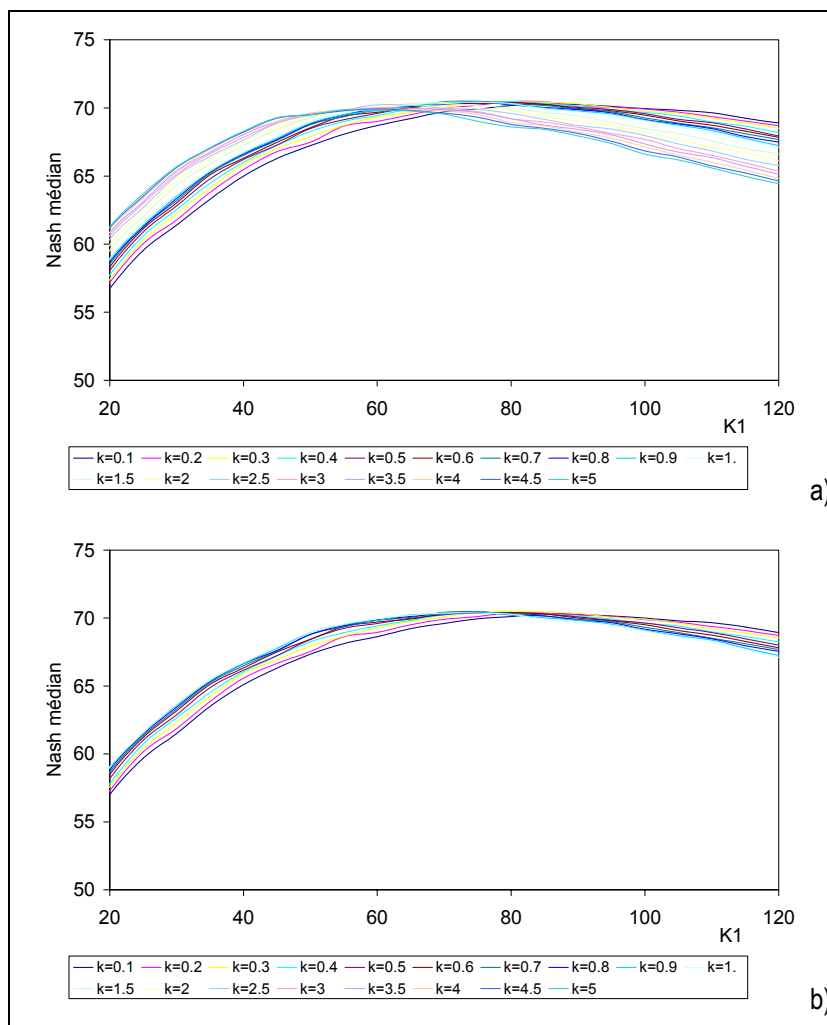


Figure 11-10 : Variation des performances sur l'échantillon de bassins suivant la valeur de K_1 dans l'Equation 12.7. Cas de la variante (a) 3a et (b) 3b du modèle GR4J.

L'ajustement du coefficient K_1 au sein de la formule d'ETP à la formulation de l'interception permet une fois de plus de hisser les performances au même niveau que la configuration initiale, quelle que soit la valeur du coefficient k de réduction de l'ETP par la pluie. Cependant, comme pour la variante 2, les performances optimales atteintes par les couples (k, K_1) ne dépassent jamais les performances obtenues avec la représentation originale de l'interception dans GR4J.

11.5.3. Discussion

Dans ce paragraphe, nous avons voulu vérifier que la reformulation (importante autant en volume total qu'en répartition temporelle) de l'ETP n'entraîne pas une remise en cause de la représentation de l'interception. Notre investigation s'est limitée à la phase d'interception du modèle puisque c'est la première étape du modèle GR4J mettant en jeu l'ETP.

Les résultats obtenus montrent que la modification de la formule d'ETP ne remet pas en cause la structure du modèle pluie-débit développée. Ainsi, même s'il existe de fortes interactions entre la formule d'ETP choisie et la représentation de l'interception au sein du modèle pluie-débit, la représentation initiale reste la plus satisfaisante.

Ces résultats sont assez rassurants puisqu'on pouvait craindre une remise en cause de la structure du modèle après en avoir modifié une des deux entrées. Ce ne semble pas être le cas, du moins pour la phase d'interception. Les conséquences de la modification de l'ETP pour d'autres parties du modèle sont également possibles. A la lumière des résultats présentés dans ce chapitre, nous pouvons penser que la structure optimale du modèle n'a pas à être modifiée après la modification de l'ETP.

11.6. Synthèse

Dans ce chapitre, nous sommes partis des résultats obtenus sur l'intercomparaison des formules d'ETP effectuée au Chapitre 4. Notre approche a été empirique et s'est appuyée sur les résultats obtenus à la deuxième partie indiquant les pré-requis pour une nouvelle proposition de formules d'ETP pertinentes pour la modélisation pluie-débit. Ces prérequis sont liés à la faible sensibilité des modèles pluie-débit à l'information sur l'ETP. Dans ce contexte, il s'agissait avant tout de proposer des formulations d'ETP adaptées pour les quatre modèles pluie-débit utilisés jusqu'à présent.

Dans un premier temps, nous avons retenu dix formules efficaces et fiables et nous avons vérifié s'il n'était pas possible de combiner ces formules afin d'en tirer un modèle hybride à utiliser selon les caractéristiques des bassins versants.

Ensuite, nous avons proposé des ajustements de ces formules qui ont permis de proposer une formule simple, basée essentiellement sur la formule de McGuinness (McGuinness et Bordne, 1972), ne nécessitant que des données de température de l'air interannuelles. Pour cela, nous l'avons appelée formule d'ETP de régime climatique. Cette formule conduit à des résultats des modèles pluie-débit légèrement supérieurs à ceux obtenus avec la formulation de Penman couramment utilisée (cf. Figure 11-11), mais surtout, elle ne nécessite que des données facilement accessibles et extrêmement fiables.

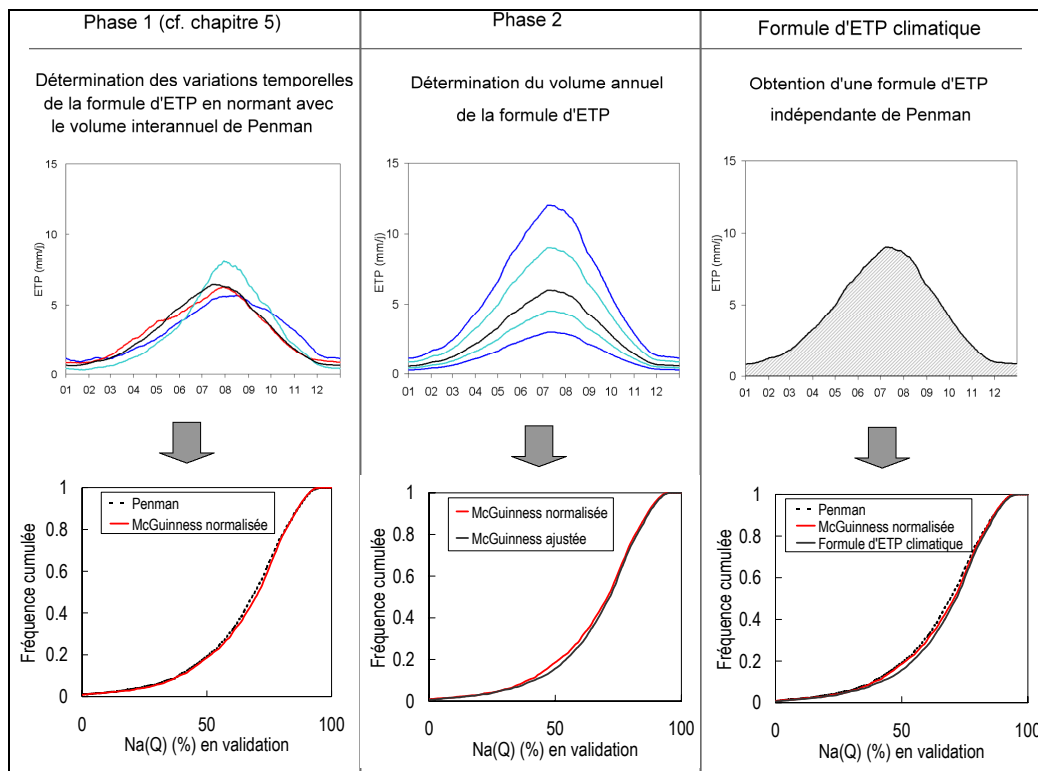


Figure 11-11 : Améliorations successives (cas du modèle GR4J) de l'entrée d'ETP et illustration de la démarche.

Enfin, nous avons vérifié que cette nouvelle formulation de l'ETP n'entraîne pas une remise en cause de la structure du modèle GR4J, ce qui est rassurant puisque nous pouvions craindre cette éventualité.

Chapitre 12

Chapitre 12 Utilisation de l'hypothèse de Bouchet en modélisation pluie-débit

12.1. Introduction

Comme nous l'avons déjà souligné au Chapitre 1, l'incapacité à estimer de façon fiable l'évapotranspiration réelle (ETR) à l'échelle du bassin versant, conduit généralement les hydrologues au concept d'ETP. La plupart des modèles pluie-débit traitent l'ETP comme une variable de forçage climatique, indépendante du système étudié, et permettant d'estimer l'ETR :

$$ETR = ETP \cdot f(S) \quad (12.1)$$

où f est une fonction de l'eau disponible dans le sol (S)*.

Cependant, à l'échelle du bassin versant, les évapotranspirations réelle et potentielle ne sont pas indépendantes. Il existe en effet des phénomènes complexes de rétroaction entre les variations d'ETR et d'ETP. Ces phénomènes d'interaction ont été mis en évidence par Bouchet (1963) et ont conduit plusieurs auteurs au développement de modèles dits « complémentaires » traduisant en équations l'hypothèse de Bouchet (1963). Les deux modèles les plus connus parmi ceux-ci sont les modèles de Morton (1969, 1983a) et de Brutsaert et Stricker (1979).

Les hypothèses de Bouchet sont particulièrement adaptées à l'échelle du bassin versant, et représentent des perspectives intéressantes pour la modélisation hydrologique (Nash, 1989; Dooge, 1992). Cependant, malgré de nombreux articles sur les aspects théoriques et sur le développement de modèles illustrant les hypothèses de Bouchet (Morton, 1969; Brutsaert et Stricker, 1979; Parlange et Katul, 1992; Hobbins *et al.*, 2001a), peu d'auteurs ont testé cette approche dans un contexte de modélisation pluie-débit (Doyle, 1990; Chiew et McMahon, 1991; Barr *et al.*, 1997), avec des résultats assez mitigés.

Dans ce chapitre, nous explorons les possibilités d'utiliser l'hypothèse de Bouchet au sein de deux modèles pluie-débit : le modèle GR4J et une version à huit paramètres du modèle HBV.

12.2. Revue bibliographique

12.2.1. Hypothèses de Bouchet et application pour estimer l'ETR

Sous des conditions d'énergie constante appliquées à un système sol-végétation-atmosphère, lorsque l'eau devient un facteur limitant, l'évapotranspiration réelle est inférieure au taux d'ETP. Bouchet (1963) a émis l'hypothèse que lors de cette modification, un excès d'énergie est libéré sous forme de chaleur sensible, augmentant ainsi la température de l'air et le gradient d'humidité relative de l'air au-dessus de la surface évaporante. L'ETP est alors augmentée, et cette augmentation correspond au déficit d'ETR (cf. Figure 12-1).

* Au sein d'un modèle pluie-débit, S représente généralement le niveau d'un réservoir (appelé généralement réservoir de production).

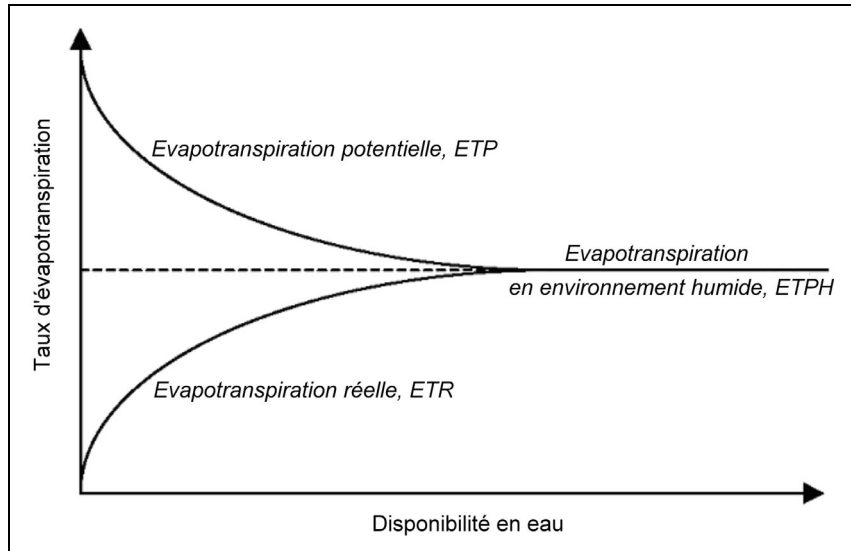


Figure 12-1 : Représentation schématique de la relation de Bouchet entre ETP et ETR (adapté de Bouchet, 1963)

L'équation dérivée de ces considérations est connue sous le nom de relation de complémentarité et s'écrit :

$$d(ETR) + d(ETP) = 0 \quad (12.2)$$

où $d(ETR)$ est la variation d'évapotranspiration due à la limitation de la disponibilité en eau et $d(ETP)$ la variation de l'ETP consécutive à la variation d'ETR.

Lorsque le sol est sec, il n'y a plus d'eau susceptible d'être évaporée et l'ETP atteint alors un maximum ETP_{max} :

$$ETR = 0 \Rightarrow ETP = ETP_{max} \quad (12.3)$$

Lorsque le sol est saturé en eau, la couche d'atmosphère au-dessus de la surface du sol est également saturée et sous ces conditions d'advection libre :

$$ETR = ETR_{max} = ETP = ETP_{min} = ETPH \quad (12.4)$$

où ETR_{max} est la valeur maximale de l'ETR, ETP_{min} la valeur minimale de l'ETP. Cette valeur d'équilibre est appelée évapotranspiration en environnement humide et notée $ETPH$. Des équations (12.2), (12.3) et (12.4), la relation de complémentarité peut s'écrire :

$$ETR = 2 \cdot ETPH - ETP \quad (12.5)$$

Ainsi, le taux d'évapotranspiration réelle peut être estimé directement si les taux ETP et $ETPH$ sont calculés, c'est-à-dire que l'ETR peut être « lue » intégralement à partir d'une analyse de l'atmosphère et n'a plus besoin d'une quantification de l'état hydrique du bassin. Morton (1969) et Brutsaert et Stricker (1979) ont poursuivi les travaux de Bouchet et proposé différentes formulations de l'ETP et de l'ETPH pour résoudre l'équation (12.5). Ces formulations sont essentiellement empiriques et déterminées à partir d'observations. Cependant, elles traduisent des descriptions conceptuelles des interactions entre la surface évaporative et l'atmosphère.

- Morton (1969, 1983) a proposé un modèle traduisant la relation de complémentarité de Bouchet. Ce modèle est appelé 'Complementary Relationship for Areal Evapotranspiration' et sera noté par la suite CRAE. Morton calcule l'ETPH par une formule modifiée de l'ETP de Priestley et Taylor (1972):

$$ETPH_{CRAE} = \frac{1}{\lambda \rho} \left(b_1 + b_2 \frac{\Delta}{2\Delta + \gamma} R_n \right) \quad (12.6)$$

où $ETPH$ est le taux d'évapotranspiration en environnement humide ($m \text{ jour}^{-1}$), R_n le rayonnement net ($MJ \text{ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$), λ la chaleur latente de vaporisation (prise égale à 2.45 MJ kg^{-1}), ρ la densité de l'eau (1000 kg m^{-3}), Δ la pente de la courbe pression de vapeur / température à la température d'équilibre ($kPa \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), γ la constante psychrométrique (prise égale à $6.6 \cdot 10^{-2} \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); b_1 et b_2 sont des constantes empiriques.

Pour estimer l'ETP, Morton utilise la formule classique de l'ETP de Penman, où la vitesse du vent est remplacée par une constante empirique f_a . Ainsi, l'ETP est définie par :

$$ETP_{CRAE} = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)f_a}{\lambda\rho \cdot (\Delta + \gamma)} \quad (12.7)$$

En combinant les équations (12.5), (12.6) et (12.7), l'estimation de l'ETR de Morton ne nécessite donc que les mesures de rayonnement, température de l'air et humidité relative. Les constantes empiriques ont été déterminées pour des régions arides dans plusieurs régions du monde et Morton (1983) obtient des valeurs de f_a , b_1 et b_2 de $280 \text{ W m}^{-2} \text{ kPa}^{-1}$, 14 W m^{-2} et 1.20 , respectivement.

- Brutsaert et Stricker (1979) ont proposé d'autres équations pour estimer les termes ETP et ETPH dans l'équation (12.5). La formulation d'ETR ainsi obtenue est généralement appelée modèle d'Advection-Aridité (Advection-Aridity) et sera notée AA. L'ETPH est définie par la formulation de Priestley et Taylor :

$$ETPH_{AA} = \frac{1.28 \Delta R_n}{\lambda\rho(\Delta + \gamma)} \quad (12.8)$$

alors que l'ETP est estimée par la formulation de Penman (1948):

$$ETP_{AA} = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)f(U)}{\lambda\rho \cdot (\Delta + \gamma)} \quad (12.9)$$

où $f(U) = 0.35(1 + 0.54U)$, et U est la vitesse du vent.

Alors qu'ils ont été développés indépendamment, les modèles CRAE et AA sont très proches puisqu'ils utilisent tous les deux les formulations de Priestley et Taylor pour l'ETPH et de Penman pour l'ETP. Cependant, le modèle CRAE a l'avantage de ne pas recourir à l'estimation de la vitesse du vent, même s'il utilise des coefficients empiriques à la place.

Durant les vingt dernières années, beaucoup d'articles traitant des hypothèses avancées par Bouchet ont été publiés. Ainsi, beaucoup d'auteurs se sont intéressés à la validité des modèles AA et CRAE (voir par exemple Morton, 1983; Lemeur et Zhang, 1990; Hobbins *et al.*, 2001b). L'évaluation de ces méthodes est généralement basée sur des bilans en eau des bassins versants à l'échelle pluriannuelle. En effet, à cette échelle de temps, l'ETR peut être estimée de façon relativement fiable en ignorant les modifications des niveaux hydriques du sol et les phénomènes d'échanges souterrains. Ces études montrent généralement l'intérêt de l'approche de Bouchet pour estimer l'ETR pluriannuelle.

12.2.2. Implémentation des Hypothèses de Bouchet dans les modèles pluie-débit

Quelques auteurs se sont également penchés sur l'intérêt d'utiliser l'approche de Bouchet en modélisation pluie-débit. Le fait d'utiliser cette approche nécessite une restructuration du modèle, notamment au niveau de l'utilisation du réservoir de production.

- Doyle (1990) a comparé deux méthodes pour estimer l'ETR au sein d'un modèle pluie-débit global au pas de temps mensuel : la méthode CRAE et une méthode classique basée sur une réduction de l'ETP par une fonction du niveau du réservoir de production (suivant la formulation de Thornthwaite et Mather, 1955). La comparaison est effectuée sur un bassin irlandais et les résultats obtenus indiquent une nette supériorité de l'approche CRAE. Doyle interprète ces résultats comme une preuve de la faiblesse de modélisation de l'humidité du sol au sein des modèles pluie-débit. Cependant, il souligne également les difficultés pratiques et théoriques pour implémenter l'approche CRAE à des pas de temps inférieurs (c'est-à-dire au pas de temps journalier).
- Barr *et al.* (1997) ont évalué trois méthodes pour estimer l'ETR au sein du modèle pluie-débit SLURP sur un bassin canadien : l'approche CRAE, une méthode classique à partir d'un réservoir de production et une méthode d'estimation d'ETR directe à partir de la formule de Penman. Contrairement aux résultats de Doyle, les auteurs obtiennent les résultats les plus satisfaisants avec l'approche classique.
- Xu et Li (2003) ont également comparé trois méthodes pour estimer l'ETR au sein du modèle pluie-débit : l'approche CRAE, l'approche AA et une méthode basée sur une réduction de l'ETP de Penman par une simple fonction dépendant de la pluie, de la température et de la vitesse du vent. Ces trois méthodes ont été évaluées aux pas de temps journalier, mensuel et annuel avec un modèle pluie-débit

distribué. Les résultats ont indiqué que l'ETR suivant la méthode modifiée de Penman entraîne une sous-estimation de l'ETR et que les deux autres approches donnent des résultats concordant avec le bilan en eau du bassin versant.

Les études rapportées précédemment indiquent des conclusions diverses et il est difficile de se faire une idée de l'intérêt d'utiliser l'hypothèse de Bouchet en modélisation pluie-débit. Ce manque de consensus vient probablement du fait qu'il est assez difficile d'introduire l'approche de Bouchet au sein des modèles pluie-débit, étant donné leur structure et l'enchaînement des formulations utilisées. De plus, ces investigations sont restreintes à un petit nombre de bassins versants et ne sont peut être pas représentatives de ce que l'on peut obtenir sur d'autres bassins versants.

12.3. Méthodologie

12.3.1. Données et modèles utilisés

Deux modèles ont été utilisés dans ce chapitre, il s'agit du modèle GR4J et d'une version modifiée de HBV. Les parties traitant de l'évapotranspiration ont été modifiées dans le but de prendre en compte l'hypothèse de Bouchet. Nous rappelons rapidement comment l'ETR est estimée au sein de ces modèles :

- Au sein du modèle GR4J, la première opération est une neutralisation de la pluie par l'ETP, afin de déterminer une pluie nette P_n et/ou une capacité d'évapotranspiration E_n . Si P_n n'est pas nulle, elle remplit le réservoir de production selon une fonction dépendant du niveau de ce réservoir. Dans l'autre cas, si E_n n'est pas nulle, le taux d'évapotranspiration réelle E_s est déterminée à l'aide d'une fonction du niveau du réservoir de production :

$$E_s = S \frac{\left(2 - \frac{S}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (12.10)$$

où X_1 représente la capacité maximale du réservoir de production. Ainsi, la quantité réelle d'évapotranspiration est obtenue par :

$$ETR = \max(0, ETP - P) + E_s \quad (12.11)$$

La lame d'eau Pr qui atteint le réservoir de transfert est composée de Ps et d'un terme de percolation du réservoir de production.

- Au sein du modèle HBV0 utilisé dans ce chapitre, l'ETR est calculée comme une fonction de l'ETP et du niveau du réservoir de production :

$$ETR = \min\left(S, ETP \frac{S}{X_1}\right) \quad (12.12)$$

où X_1 représente la capacité maximale du réservoir de production. La lame d'eau Pr qui atteint finalement le réservoir de transfert est calculée comme une fonction puissance de S et dépend d'un paramètre X_7 .

Dans ce qui suit, nous notons l'ETR calculée par l'approche classique originale des modèles pluie-débit E_{SRR} et la lame d'eau atteignant le réservoir de routage par ce calcul $Pr(RR)$.

12.3.2. Implémentation de l'approche de Bouchet au sein des modèles utilisés

La technique utilisée pour introduire l'hypothèse de Bouchet au sein des deux modèles pluie-débit est d'utiliser l'estimation de l'ETR par les modèles CRAE ou AA (ETR_{CR}). Il y avait plusieurs options pour introduire ces variables au sein des modèles pluie-débit. Le choix a été fait de ne pas trop modifier la structure des modèles, en

conservant la présence d'un réservoir de production. Cependant, le taux d'ETR ne dépend plus du niveau de ce réservoir (sauf quand celui-ci est vide).

L'ETR obtenue avec cette nouvelle approche diffère de celle obtenue avec l'approche classique exposée précédemment. Elle est notée E_{SCR} :

- Au sein du modèle GR4J, E_{SCR} est prise égale à la partie restante de l'ETR estimée par les modèles complémentaires (ETR_{CR}) après la phase de neutralisation :

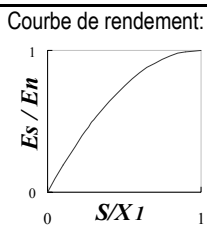
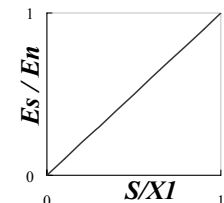
$$\begin{cases} E_{SCR} = \min(S, ETR_{CR} - P) & \text{si } ETR_{CR} > P \\ E_{SCR} = 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (12.13)$$

- Au sein du modèle HBV, E_{SCR} est prise égale à la partie restante de l'ETR estimée par les modèles complémentaires (ETR_{CR}), lorsque le niveau du réservoir de production est suffisant :

$$E_{SCR} = \min(S, ETR_{CR}) \quad (12.14)$$

Ces modifications (récapitulées au Tableau 12-1) entraînent une modification de la lame d'eau $P_r(CR)$ atteignant le réservoir de transfert.

Tableau 12-1 : Comparaison entre approche classique et approche complémentaire pour estimer l'ETR au sein des modèles pluie-débit GR4J et HBV0.

Modèle	Approche classique de calcul de l'évapotranspiration réelle		Approche complémentaire de calcul de l'évapotranspiration réelle	
	Entrée	Calcul de E_s	Entrée	Calcul de E_s
GR4J	ETP	interception + 	ETR_{CR}	interception + Extraction du réservoir de production
HBV0	ETP		ETR_{CR}	Extraction du réservoir de production

12.3.3. Introduction progressive de l'estimation d'ETR

Afin de tester objectivement l'intérêt d'utiliser l'hypothèse de Bouchet en modélisation pluie-débit, nous avons envisagé d'introduire cette information en la pondérant. La pondération s'effectue sur le terme P_r :

$$P_r = \alpha \times P_r(CR) + (1 - \alpha) \times P_r(RR) \quad (12.15)$$

où α est un coefficient variant de 0 à 1 et permettant ainsi d'évaluer les mérites respectifs de l'approche classique et de l'approche complémentaire. Lorsque α est égal à 0, la situation est identique à l'approche classique, alors que lorsque α est égal à 1, on fait entièrement confiance à la formulation de P_r par les modèles CRAE ou AA.

Le but de cette approche pondérée est de déterminer si une approche est systématiquement supérieure à une autre. En effet, si lorsque α croît, les performances des modèles pluie-débit décroissent constamment, il y a peu de chances que l'hypothèse de Bouchet soit applicable en modélisation pluie-débit.

De plus, d'un point de vue physique, cette approche paraît justifiée si l'on conçoit que sur la partie centrale du bassin, il y a peu d'advection et cette partie est donc plus favorable aux interactions de Bouchet, alors que pour les zones frontalières du bassin, le forçage climatique joue un rôle primordial.

12.4. Présentation des résultats

12.4.1. Introduction directe de l'hypothèse de Bouchet

Dans un premier temps, nous avons évalué l'intérêt d'utiliser l'estimation d'ETR par les modèles CRAE et AA directement, sans pondération. Ce cas revient à prendre α égal à 1 dans l'équation (12.15) et E_s est calculée à partir des équations (12.13) et (12.14). Dans cette configuration, l'ETR est uniquement estimée à l'aide des paramètres climatiques, le rôle du réservoir de production étant limité aux jours exceptionnellement rares pour lesquels ce réservoir est vide.

La Figure 12-2 représente les performances obtenues avec l'approche classique des modèles pluie-débit et les performances obtenues avec les structures modifiées des deux modèles, en validation sur les 2498 périodes (sur l'ensemble des 308 bassins versants).

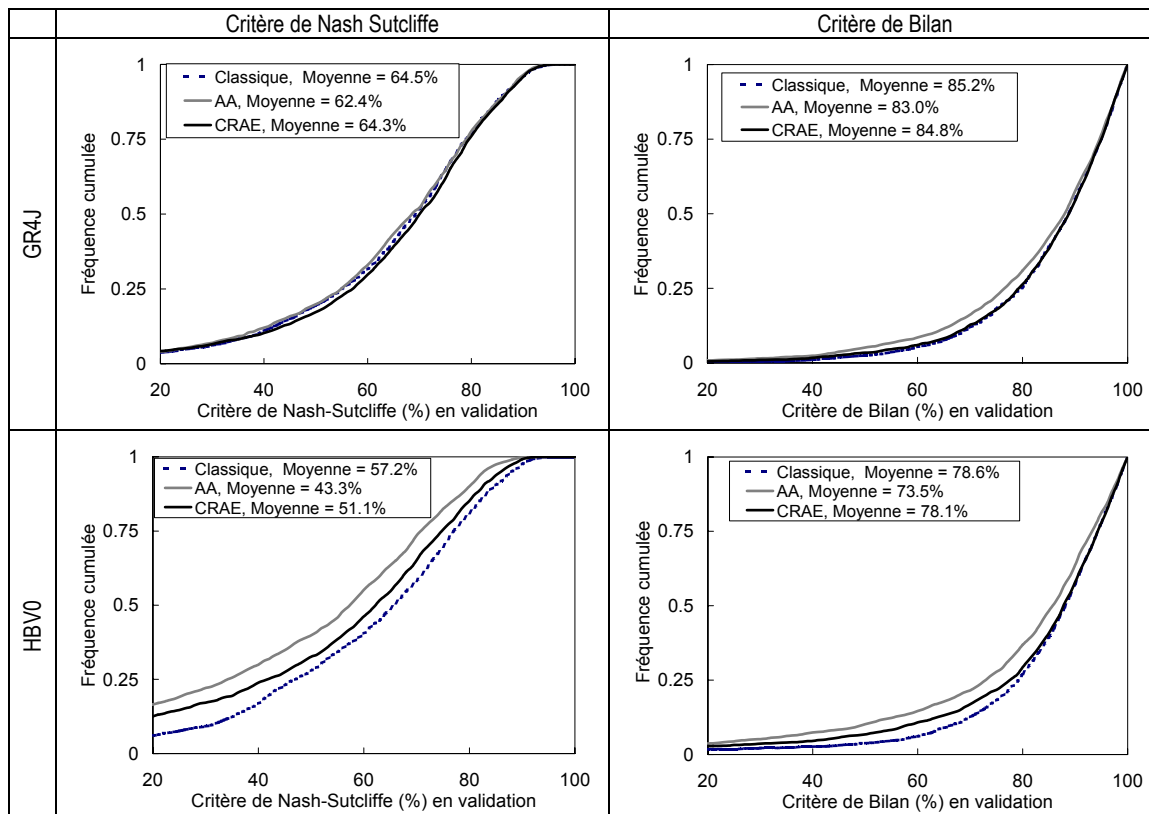


Figure 12-2 : Performances obtenues avec les modèles GR4J et HBV0 lorsque leur structure est modifiée afin de prendre en compte l'estimation de l'ETR selon les hypothèses de Bouchet

La Figure 12-2 indique une nette dégradation des performances du modèle HBV0 lorsque l'approche de Bouchet est utilisée par rapport à l'approche classique. La dégradation du critère de Nash est supérieure à 5% pour le modèle CRAE et 14% pour le modèle AA. Pour le critère de bilan, la dégradation est moindre, même si elle reste significative. Ces résultats indiquent clairement qu'il n'est pas envisageable d'utiliser directement l'estimation d'ETR des modèles complémentaires pour HBV0.

Concernant le modèle GR4J, les performances des trois approches sont assez semblables, mais l'approche classique est la plus robuste, avec une efficacité moyenne légèrement supérieure.

Les différences de comportements entre les deux modèles peuvent s'expliquer par les différentes approches de calcul de l'ETR au sein de ces modèles :

- Utiliser les modèles de complémentarité au sein de HBV0 revient à faire confiance entièrement aux données climatiques pour le calcul de l'ETR. Ceci est d'ailleurs accentué par le fait qu'il n'y a pas de phase d'interception ;
- Utiliser les modèles de complémentarité au sein de GR4J ne modifie pas la phase d'interception. De plus, le modèle GR4J conserve le terme d'échanges souterrains, qui peut lui permettre d'ajuster partiellement le modèle aux modifications en entrée.

Concernant les différences entre les deux approches CRAE et AA pour estimer ETR_{CR} , l'approche CRAE de Morton semble être plus efficace que l'approche AA de Brutsaert et Stricker. Ceci tendrait à confirmer le fait que les données de vitesse du vent ne sont pas utiles pour estimer l'ETR puisque l'utilisation d'un simple coefficient empirique f_a pour CRAE est plus pertinente que la fonction détaillée de la vitesse du vent pour l'approche AA.

12.4.2. Analyse des résultats vis-à-vis des caractéristiques des bassins versants

Jusqu'à présent, nous n'avons pas fait de distinction entre les bassins suivant leurs caractéristiques hydro-climatiques. Cependant, l'hypothèse de Bouchet n'est valable que pour certaines conditions climatiques (Qualls et Gultekin, 1997) et pour certaines surfaces de bassins (Granger et Gray, 1989). Ainsi, il est possible que les résultats présentés précédemment masquent des améliorations pour des bassins remplissant les conditions d'application de l'hypothèse de Bouchet.

Afin de vérifier la validité des résultats suivant les conditions hydro-climatiques des bassins versants, nous avons présenté sur la Figure 12-3 et la Figure 12-4 les écarts obtenus sur les critères de Nash entre l'approche classique et l'approche par modèle de complémentarité, suivant la superficie et l'indice d'aridité (P/ETP) du bassin versant. Sur ces figures, il n'apparaît aucune tendance indiquant une possible dépendance des résultats suivant ces deux caractéristiques hydro-climatiques des bassins versants, même pour les grands bassins arides.

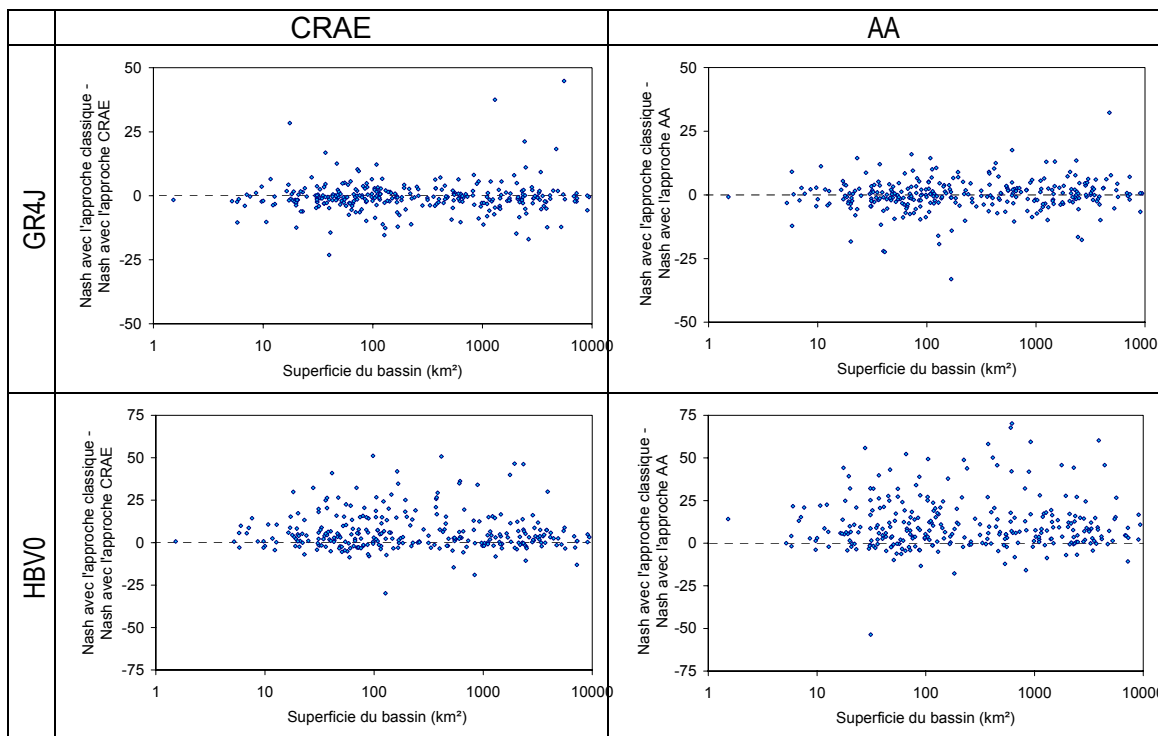


Figure 12-3 : Écarts entre l'approche classique et l'approche par modèles complémentaires suivant la superficie du bassin versant considéré.

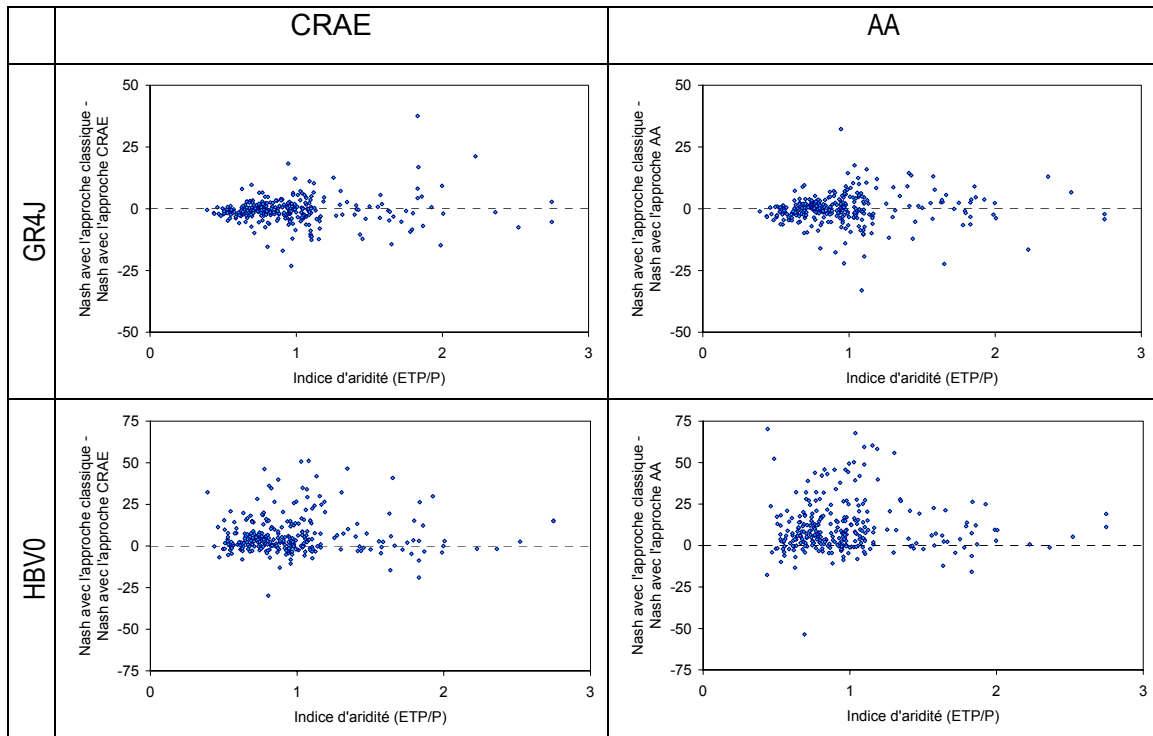


Figure 12-4 : Ecarts entre l'approche classique et l'approche par modèles complémentaires suivant l'indice d'aridité du bassin versant considéré.

12.4.3. Introduction pondérée de l'hypothèse de Bouchet

Dans ce paragraphe, nous testons une approche pondérée de l'introduction de l'hypothèse de Bouchet. Pour cela, le coefficient α a été fixé successivement à des valeurs entre 0 et 1, avec un incrément de 0.1. La Figure 12-5 représente les médianes des critères de Nash sur les débits obtenus pour des valeurs de α variant de 0 à 1 et pour les deux modèles pluie-débit.

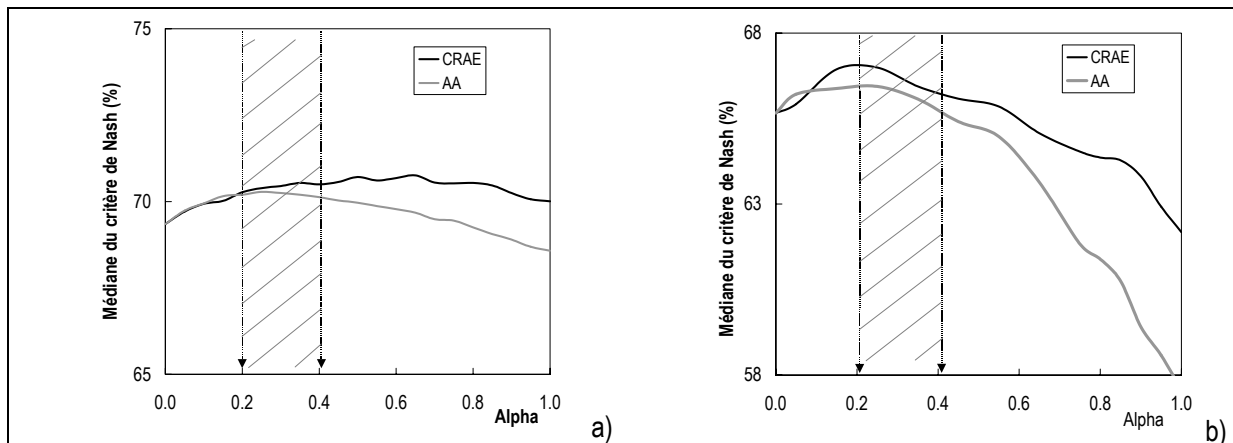


Figure 12-5 : Introduction pondérée de l'ETR calculée par les modèles de complémentarité au sein du modèle GR4J (a) et HBVO (b). Médiane des critères de Nash sur les débits.

La Figure 12-5 montre qu'une introduction limitée de $P_r(CR)$ (calculée avec l'ETR estimée selon les approches AA ou CRAE) au sein des modèles pluie-débit peut améliorer légèrement les performances des deux modèles. En effet, les meilleures performances sont obtenues pour des valeurs de α comprises environ entre 0.2 et 0.4 (du moins en ce qui concerne AA).

Ainsi, même si l'estimation de l'ETR au sein des modèles ne peut être effectuée directement par les modèles CRAE ou AA, il semble que l'hypothèse de Bouchet ne soit pas une information intéressante pour les modèles pluie-débit.

12.5. Discussion

Morton (1994) affirme que la technique classique utilisée pour estimer l'ETR à partir de l'ETP, telle celle décrite par l'équation (12.1) est basée sur des hypothèses non réalistes compte tenu des interactions entre l'ETP et l'état de saturation du bassin versant. En effet, l'ETP est suspectée de dépendre de la disponibilité en eau du sol. Si c'était le cas, les utilisateurs de modèles pluie-débit devraient utiliser au lieu de l'ETP, l'ETPH, représentant plus correctement le taux maximal d'ETR dans les mêmes conditions. Ainsi, avec cette nouvelle entrée, l'équation (12.1) s'écrirait :

$$ETR = ETPH \cdot f_0(S) \quad (12.16)$$

où f_0 est une fonction de l'eau disponible dans le sol (S).

Les équations (12.1) et (12.16) sont différentes puisque contrairement à ETPH de l'équation (12.16), dans l'équation (12.1), l'ETP est une variable censée dépendre de la disponibilité en eau du sol. Ainsi, on peut l'écrire comme une fonction de ETPH et de la disponibilité en eau du bassin versant :

$$ETP = ETPH \cdot g(S) \quad (12.17)$$

où g est une fonction de l'eau disponible dans le sol (S). L'hypothèse supplémentaire de Bouchet consiste à écrire : $f_0 + g = 2$

En combinant les équations (12.16) et (12.17), on obtient :

$$ETR = ETP \cdot \frac{f_0(S)}{g(S)} \quad (12.18)$$

L'équation (12.18) ainsi obtenue est identique à l'équation (12.1) lorsque f est égale à :

$$f(S) = \frac{f_0(S)}{g(S)} \quad (12.19)$$

L'équation (12.18) montre que même si l'ETP est utilisée en ignorant les mécanismes d'interaction entre la disponibilité en eau et l'ETP, une modification dans la fonction de production peut pallier cette négligence, rendant l'équation (12.1) correcte.

Par conséquent, les avantages possibles de considérer ces interactions entre ETP et disponibilité en eau du sol sont, d'un point de vue pratique, nuls puisque le changement de référence pour le forçage climatique peut être exactement compensé par un changement dans la fonction de rendement de l'ETR dans le modèle utilisé.

De plus, l'ETP de Penman a été et est toujours utilisée pour représenter la limite supérieure de l'ETR dans les modèles pluie-débit. Ainsi, la fonction de production ETR/ETP a été développée avec cette entrée pour obtenir les meilleures simulations de débit. Il semble donc difficile d'obtenir une fonction de production plus adéquate avec une autre entrée (par exemple l'ETPH). Ainsi, la seule justification d'utiliser l'ETPH en entrée des modèles pluie-débit réside dans le faible nombre de paramètres climatiques utilisés par cette formulation. Cependant, la solution présentée dans le chapitre précédent est encore beaucoup plus simple tout en étant plus efficace.

12.6. Synthèse

Depuis les travaux de Bouchet (1963), beaucoup d'auteurs ont critiqué l'utilisation des formules d'ETP classiques du type Penman au sein des modèles pluie-débit. Il semble en effet qu'à l'échelle du bassin versant, les formules d'ETP classiques ne permettent pas de rendre compte des effets d'interaction entre l'évapotranspiration réelle et les conditions atmosphériques.

Dans ce chapitre, nous avons proposé une méthodologie d'introduction de l'hypothèse de Bouchet dans deux modèles pluie-débit. Nous avons vu qu'une introduction directe ne permet pas d'obtenir des performances meilleures que l'approche classique. Cependant, une approche pondérée a montré un très léger intérêt mais les gains obtenus ne justifient pas le recours à cette association.

Chapitre 13

Chapitre 13 Utilisation d'indicateurs de végétation pour améliorer la prise en compte de l'ETP

13.1. Introduction

Le rôle des surfaces continentales et plus particulièrement des couverts végétaux dans la régulation des interactions entre la surface et l'atmosphère est reconnu depuis plusieurs décennies (Monteith, 1965). Cette reconnaissance a conduit la communauté scientifique à mettre en place des expériences de grande ampleur comme les projets HAPEX-MOBILHY, LBA et PILPS. Ces expériences ont favorisé le développement de schémas de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère (SVAT) qui décrivent les flux d'eau et d'énergie à la surface terrestre en prenant en compte la végétation de manière explicite. Le développement de ces modèles répond à une demande croissante de la part de plusieurs disciplines telles que l'hydrologie, la météorologie ainsi que l'étude des cycles biophysiques. Cependant, les échelles spatiales et temporelles considérées par chacune de ces disciplines sont extrêmement différentes.

Dans le cadre de cette évolution générale, les développeurs de modèles pluie-débit ont essayé d'intégrer une composante SVAT au sein de la structure des modèles pluie-débit (Loumagne *et al.*, 1996; Habets *et al.*, 1999a; b). Alors que les dernières interfaces SVAT développées apparaissent de plus en plus complexes (voir par exemple la description du modèle BATS dans Zong-Liang et Dickinson, 1996), beaucoup d'hydrologues considèrent que ces descriptions sont trop fines et introduisent un nombre trop grand de paramètres supplémentaires dans les modèles hydrologiques (Franks *et al.*, 1997; Schulz et Beven, 2003). Ainsi, une démarche conceptuelle pour caractériser la végétation au sein des modèles pluie-débit semble être à nouveau préconisée par beaucoup d'auteurs (Zhang *et al.*, 2001; Sivapalan *et al.*, 2003).

Dans ce chapitre, nous testons l'impact d'une introduction des caractéristiques de la végétation au sein du modèle pluie-débit GR4J. Nous disposons en effet des données d'occupation du sol sur nos 220 bassins versants français, extraites par Plantier (2003). Notons que ces données permettent une description statique de la végétation, et que nous ne disposons malheureusement pas de données dynamiques donnant l'évolution de la végétation au cours du temps. Ainsi, notre approche se veut extrêmement simple par rapport aux modèles SVAT existants. En effet, au vu des résultats obtenus sur la sensibilité du modèle à l'entrée d'ETP et de la parcimonie du modèle GR4J, il semblerait disproportionné d'utiliser des schémas SVAT complexes.

L'introduction des caractéristiques de la végétation au sein d'un modèle pluie-débit peut se faire à deux niveaux :

1. Prise en compte pour le calcul de l'ETP.

L'ETP est généralement utilisée au sein d'un modèle pluie-débit comme la valeur maximale du taux d'ETR sous des conditions climatiques données. Cependant, il y a une différence théorique entre l'ETP telle qu'elle est définie par Penman et l'ETR maximale. La première ne dépend que des paramètres climatiques puisque le couvert est défini, alors que la seconde dépend également de la végétation et fait intervenir des paramètres locaux complexes tels ceux liés à la transpiration des plantes. Ainsi, en utilisant l'ETP pour représenter le taux maximal de l'ETR, il peut se produire une sur- ou sous-estimation de l'ETR maximale.

2. Prise en compte au sein de la structure du modèle pour le calcul de l'ETR

La végétation est en effet susceptible d'avoir un impact sur l'évapotranspiration et son influence sur la répartition saisonnière des pertes en eau du bassin. Par exemple, en période estivale, une végétation à fort développement racinaire sera plus susceptible d'évapotranspirer qu'une végétation herbacée.

13.2. Revue bibliographique

13.2.1. Rôle de la végétation dans le processus d'évapotranspiration

Le cycle terrestre de l'eau est extrêmement complexe : il juxtapose un ensemble de phénomènes à différentes échelles de temps et d'espace. Les spécificités du couvert végétal forestier (surface foliaire, albédo, hauteur des arbres, profondeur d'enracinement, pédogénèse particulière) lui confèrent un impact particulier sur le cycle de l'eau (Lavabre et Andréassian, 2000).

Au cours d'un événement pluvieux et/ou de brouillard, les processus se situent au niveau des feuillages, des troncs et des sols végétalisés. Différents phénomènes interviennent sur le bilan quantitatif :

- l'interception des pluies, qui cumule le stockage de l'eau de pluie sur la canopée et la structure de l'arbre, l'évaporation et la transpiration des végétaux pendant la pluie et immédiatement après ;
- l'écoulement le long des troncs ;
- l'égouttage de la canopée, qui permet une alimentation en eau du sol sous les frondaisons ;
- la migration et le stockage des eaux de pluie dans les sols végétalisés.

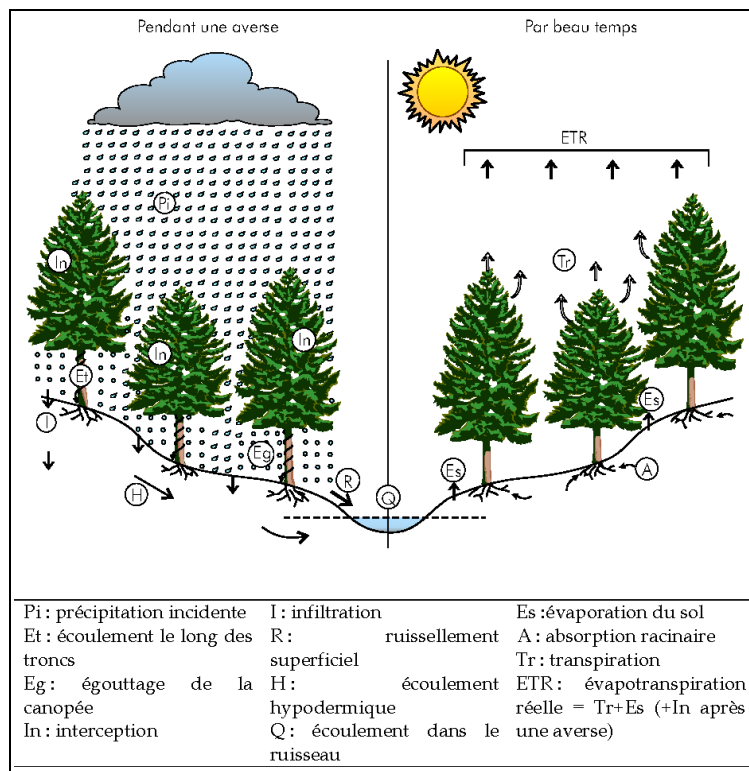


Figure 13-1 : Le bilan hydrique de la partie aérienne (d'après Humbert et Najjar, 1992)

Dans cette partie, nous nous intéressons aux impacts de la végétation sur les processus hydrologiques. L'essentiel de ce qui suit est tiré des ouvrages de Zhang *et al.* (1999), de Cosandey et Robinson (2000) et de Andréassian (2002). Dans ce qui suit, nous ne traitons pas des éventuelles modifications de la pluie incidente par la végétation, que nous supposons négligeables.

13.2.1.1. Interception et évaporation des canopées humides

L'eau interceptée par la végétation peut être stockée sur la canopée et la structure de la plante, écoulee le long du tronc, égouttée à partir des feuilles et enfin évaporée pendant la pluie et immédiatement après. La capacité de stockage de la pluie brute par les feuilles est caractérisée par l'indice foliaire de la canopée, la configuration foliaire et l'intensité de la pluie. Les pertes par interception durant un épisode pluvieux peuvent être importantes et peuvent être estimées par l'expression suivante (Horton, 1919) :

$$I = S + \alpha t \quad (13.1)$$

où I est l'interception totale durant l'événement pluvieux, S la capacité de stockage de la canopée, α le taux d'évaporation durant l'événement et t la durée de cet événement. Selon l'équation (13.1), il apparaît évident que la proportion de pluie interceptée varie considérablement selon l'espèce végétale considérée. Zhang *et al.* (1999) rapportent par exemple que l'interception représente 28% de la pluie pour les pins contre 14% pour les eucalyptus.

La climatologie influence aussi l'égouttement, notamment au niveau des quantités d'eau évaporée. Ainsi l'égouttement sera proportionnellement moins important pour les pluies peu intenses et de longue durée que pour les averses intenses. L'évaporation de l'eau est conditionnée par les conditions énergétiques et les facteurs advectifs, tels que la vitesse du vent. Ainsi selon les saisons et selon la situation géographique, les conditions évaporatoires, et par-là même l'égouttement, varient de manière significative. L'écoulement le long des troncs varie avec la structure de l'arbre (une architecture avec des branches dirigées vers le haut favorise l'écoulement le long des troncs) et la rugosité de l'écorce (l'écoulement le long des troncs décroît avec l'irrégularité de l'écorce).

En conclusion, l'interception de la pluie par la végétation est un phénomène complexe, affecté par de nombreux facteurs. Une appréciation fine de ce phénomène nécessite des mesures ponctuelles précises et fréquentes, mais ces données ne sont que très rarement disponibles. Ainsi, à l'échelle du bassin versant, la modélisation de l'interception est envisagée par des équations extrêmement simplifiées.

13.2.1.2. Evapotranspiration

Albédo et rayonnement net

La définition de l'ETP de Penman se réfère à une végétation « verte ». Cependant, toute végétation n'est pas verte, et comme la réflectance dépend de la couleur, les plantes n'ont pas toutes le même albédo.

Dans la mesure où l'albédo conditionne la part du rayonnement absorbé par la végétation, il modifie le bilan énergétique au niveau d'une surface et ses effets sur l'évapotranspiration ne sont pas négligeables. Il existe des tables indiquant la valeur de l'albédo selon le type de couvert végétal. Ces tables donnent des valeurs moyennes, puisque l'albédo dépend de l'humidité de la plante et du rayonnement solaire (angle d'incidence).

La différence d'albédo suivant les plantes se traduit directement dans l'estimation du rayonnement net. Celui-ci est généralement plus important pour les forêts que pour les plantes culturales. Par exemple, les mesures de terrain dans le cadre du projet HAPEX-MOBILHY ont montré que le rayonnement net des pins forestiers était 20% plus important que celui des plantes cultivées (Noilhan *et al.*, 1991).

Advection

L'advection joue un rôle important pour le renouvellement de la couche basse atmosphère : lorsqu'il y a advection, de l'air sec est susceptible de remplacer la couche d'air saturée, ce qui permet au processus d'évaporation de reprendre. Quantifier ce phénomène à grande échelle est extrêmement difficile. Cependant, l'effet de l'advection est *a priori* plus grand pour les arbres ou arbustes que pour les surfaces herbacées et les taux d'évapotranspiration sont contrôlés principalement par l'énergie disponible.

Pression de vapeur saturante et résistance stomatique

Le type de végétation détermine le nombre et la configuration des stomates. La résistance stomatique ou résistance de surface r_s , joue un rôle important dans le processus d'évapotranspiration puisqu'elle est en général d'un ordre de grandeur supérieur à la résistance de couche limite turbulente et varie communément entre 50 et 1000 s m⁻¹.

Le contrôle de la diffusion de vapeur d'eau par les stomates est généralement associé à la maintenance de la turgescence de la feuille. Des facteurs physiologiques peuvent être à l'origine d'écarts importants dans les valeurs de r_s pour différentes espèces.

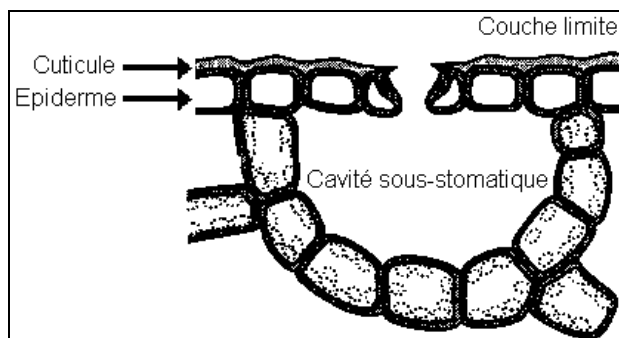


Figure 13-2 : Schéma simplifié d'un stomate (coupe transversale)

Quand la transpiration se produit, le potentiel hydrique diminue au niveau de la feuille, ce qui provoque une arrivée d'eau à partir des endroits où le potentiel est plus élevé : le tronc, les racines et le sol. Lorsque la teneur en eau est suffisante, les valeurs minimales de r_s se maintiennent au cours de la journée, le potentiel des feuilles reste au-dessus de la valeur critique et l'évaporation est contrôlée par les facteurs climatiques. Si l'évaporation continue, la consommation au niveau des feuilles peut devenir plus rapide que la fourniture à travers le tronc ; ce moment, qui correspond à ce qu'on appelle la valeur critique de la résistance stomatique, entraîne la fermeture progressive des stomates, donc une diminution de l'évaporation, ce qui permet à la plante de rééquilibrer sa teneur en eau en fonction du flux de sève (Cosandey et Robinson, 2000).

Rugosité et transport turbulent

Le transport turbulent est le principal processus responsable de l'échange de vapeur d'eau entre la surface évaporante et l'atmosphère (Zhang *et al.*, 1999). L'efficacité du transport turbulent est liée à la vitesse du vent et à la rugosité de surface. Une manière relativement simple de décrire ces phénomènes est l'utilisation de la résistance aérodynamique, que nous détaillons dans la suite. Ainsi, lorsque la rugosité de surface augmente, la résistance aérodynamique diminue, ce qui favorise l'évapotranspiration.

Rôle des racines

Les racines des plantes puisent l'eau dans la réserve utile du sol et la dispersent dans l'atmosphère par évapotranspiration. Si l'eau disponible diminue tandis que la tension de succion du sol augmente, les racines ont de plus en plus de difficulté à extraire l'eau, l'évapotranspiration diminue et devient inférieure à l'ETP. Au-dessous d'une tension de succion de 10 atmosphère (1000 hPa), l'absorption de l'eau par les racines est fortement diminuée; elle devient nulle lorsque le point de flétrissement est atteint. Ce point de flétrissement permanent varie beaucoup avec la texture du sol. Le volume occupé par les racines d'une plante dans le sol a une grande importance pour l'absorption de l'eau. L'espace racinaire varie selon les plantes et la nature du sol. Par exemple, les racines du blé s'enfoncent à 50 cm dans un sable, mais atteignent 1 m dans un limon. Dans une forêt tempérée, l'espace racinaire effectif des arbres ne dépasse pas 1 m pour l'approvisionnement en eau. En général, les racines superficielles peuvent vaincre des tensions de succion supérieures et se procurer de l'eau même dans un sol apparemment sec.

Les exigences en eau varient selon les plantes. Les espèces hydrophiles demandent de l'eau facile à absorber : il faut donc que la réserve utile soit réapprovisionnée par ascension capillaire à partir d'une nappe (cas du peuplier, de l'aulne...). Les espèces xérophiles sont adaptées à la sécheresse, elles peuvent extraire l'eau pour des tensions de succion voisines du point de flétrissement (pin sylvestre, plantes herbacées des pelouses sèches). Les plantes mésophiles ont un comportement intermédiaire.

Ainsi, le rôle des racines fait apparaître des différences significatives de comportement entre les espèces végétales : en saison sèche, la forêt est plus susceptible d'évapotranspirer que la plupart des surfaces herbacées, compte tenu de la capacité des racines à accéder aux réserves d'eau plus profondes (Zhang *et al.*, 2001).

13.2.1.3. Impact de la végétation à l'échelle du bassin versant

L'impact du couvert végétal sur la transformation des pluies en débit a été le sujet de débats passionnés dès le 19^{ème} siècle et continue d'alimenter bon nombre d'ouvrages et de revues scientifiques (Andréassian, 2002). L'objet pour la modélisation pluie-débit est de comprendre le comportement du bassin versant, et cette

modélisation peut être fonction des types de couverts végétaux rencontrés. Il nous semble important de bien distinguer deux types d'études sur ce sujet :

- Les études portant sur la réaction hydrologique des bassins versants à une modification du couvert végétal, et la capacité du modèle à rendre compte des éventuelles modifications.
- Les études portant sur l'intégration de paramètres caractérisant implicitement (calage de paramètres) ou explicitement (paramètres obtenus sur le terrain) la végétation au sein des modèles pluie-débit.

Dans le premier cas, les paramètres visibles de végétation sont modifiés, mais les autres caractéristiques du bassin (pédologiques et climatiques) sont inchangées. Dans le deuxième cas, la prise en compte de la végétation s'accompagne d'une prise en compte implicite des paramètres climatiques et pédologiques dont la végétation est le résultat visible. Ainsi, même s'il est admis que les bassins forestiers évapotranspirent plus que les bassins agricoles (Zhang *et al.*, 2001), une évolution graduelle du couvert forestier n'a pas de conséquences détectables sur le comportement du bassin versant (Andréassian, 2002).

Les études sur le rôle hydrologique de la végétation à l'échelle du bassin versant ont débuté avec l'avènement des bassins expérimentaux et se sont développées avec l'idée de l'approche des bassins appariés. Cette approche consiste à sélectionner deux bassins aussi semblables que possible, c'est-à-dire dont les fonctionnements hydrologiques sont très proches. Les deux bassins appariés sont suivis pendant une période préliminaire suffisamment variée du point de vue climatique, cette période correspondant à une période de calage des similitudes. Puis, à l'issue de cette période, on procède à une modification du couvert végétal sur l'un des bassins, et le fonctionnement des deux bassins est à nouveau suivi. Une reconstitution à l'aide des similitudes obtenues en période de calage permet ensuite une évaluation directe de l'impact de la modification du couvert végétal sur le comportement hydrologique du bassin versant traité.

Une synthèse des études sur les bassins appariés (113 bassins répertoriés) a été effectuée par Bosch et Hewlett (1982). Les auteurs ont mis en évidence qu'un déboisement a pour effet d'augmenter le débit moyen annuel, et que le reboisement a pour effet de le diminuer. Cependant, les résultats sont extrêmement dispersés (Andréassian, 2002).

Pour notre recherche, nous nous intéressons en particulier aux études portant sur la paramétrisation de la végétation au sein des modèles pluie-débit. Notre perspective est donc assez différente de celle d'Andréassian (2002).

13.2.2. Modélisation du rôle de la végétation pour estimer l'ETR : exploration à travers la formule de Penman-Monteith

La formule de Penman-Monteith (Monteith, 1965) est une formule faisant intervenir explicitement des paramètres liés aux caractéristiques de végétation. Ainsi, la formule de Penman-Monteith peut être considérée comme la première tentative de schématisation des transferts sol-végétation-atmosphère et elle reste le modèle SVAT le plus simple à mettre en oeuvre. Cette formule est le plus souvent utilisée sous la forme :

$$ETP = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)W}{\lambda \rho_w \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad (13.2)$$

où W est une fonction de la vitesse du vent et où la végétation agit sur l'ETR comme deux résistances, par analogie avec les circuits électriques.

Au sein de cette formule, l'action de la végétation est représentée par deux résistances : la résistance stomatique et la résistance aérodynamique. La résistance stomatique, r_s , décrit la résistance au flux de vapeur par ouverture des stomates, indice foliaire et surface de sol. La résistance aérodynamique, r_a , décrit la résistance du haut de la végétation et représente les échanges turbulents entre l'air au-dessus de la végétation et l'air présent au sein de la végétation. Bien que les processus d'échange de vapeur d'eau dans une couche de végétation soient trop complexes pour être entièrement décrits par ces deux résistances (Brutsaert, 1982), de bonnes corrélations peuvent être obtenues entre des taux d'évapotranspiration mesurés et calculés (Allen *et al.*, 1998).

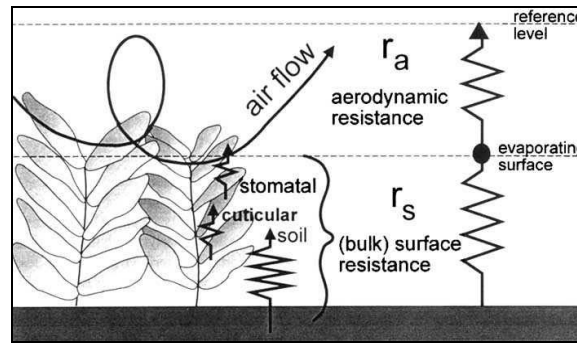


Figure 13-3 : Représentation schématique de l'action de la végétation sur l'évapotranspiration par l'intermédiaire des résistances stomatique et aérodynamique (d'après Allen et al., 1998)

La formule de Penman-Monteith est souvent utilisée comme point de départ de nombreux modèles SVAT. La végétation y est alors prise en compte implicitement au travers des deux résistances (voir par exemple Dunn et Mackay, 1995).

13.2.2.1. Résistance aérodynamique

La résistance aérodynamique est inversement proportionnelle à la vitesse du vent. Shuttleworth (1993) propose l'équation suivante pour la résistance aérodynamique :

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z-d}{z_{0v}}\right)}{(0.41)^2 U} \quad (13.3)$$

où z est la hauteur de la mesure de la vitesse du vent U et de l'humidité relative de l'air. Les paramètres de rugosité z_{0m} et z_{0v} sont souvent estimés à partir de l'indice foliaire. Nous utilisons les expressions de Shuttleworth (1993), qui permettent une estimation de la résistance aérodynamique à partir de la hauteur de la végétation h :

$$\begin{cases} z_{0m} = 0.123 \cdot h \\ z_{0v} = 0.0123 \cdot h \\ d = 0.67 \cdot h \\ z = h + 2m \end{cases} \quad (13.4)$$

La Figure 13-4 illustre les variations de la résistance aérodynamique en fonction de la vitesse du vent et de la hauteur de la végétation. On constate que la résistance aérodynamique varie considérablement pour des couverts végétaux bas et des vitesses du vent faibles.

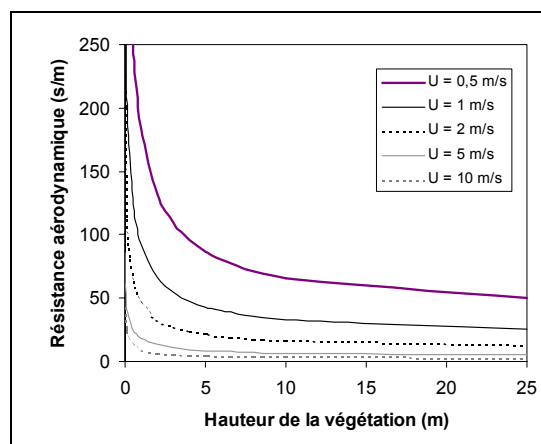


Figure 13-4 : Variations de la résistance aérodynamique en fonction de la hauteur de la végétation et de la vitesse du vent

L'expression proposée de la résistance aérodynamique permet de l'estimer pour chaque type de végétation, et pour une vitesse du vent donnée.

Tableau 13-1 : Valeurs a priori de la hauteur du sommet de la canopée pour différents types de couvert végétal

Type de couvert	Classes Corine Land Cover	h (m) SiB2 (Sellers <i>et al.</i> , 1996)	h (m) (Federer <i>et al.</i> , 1996)	h (m) NOAH LSM (Duan <i>et al.</i> , 2001)
Territoires artificialisés	1.1 → 1.4	3.8		2
Terres arables et cultures permanentes	2.1 → 2.2	1	0.3	0.5
Prairies	2.3	1	0.5	0.5
Zones agricoles hétérogènes	2.4			
Forêts feuillus	3.1.1	20	25	20
Forêts conifères	3.1.2	17	25	14
Forêts mixtes	3.1.3	20	25	18.5
Végétation arbustive	3.2	0.7	8	4
Espaces ouverts avec peu de végétation	3.3	0.5		0.5
Zones humides ou surface d'eau	4.1 → 5.2	0	0	0

13.2.2.2. Résistance stomatique (ou de surface)

La résistance stomatique est un paramètre extrêmement difficile à évaluer au sein de la formule de Penman-Monteith. Brutsaert (1982) affirme notamment que « même si le concept de résistance stomatique a été beaucoup utilisé pour évaluer un indice de déficit hydrique de la plante, son utilisation opérationnelle nécessite des recherches supplémentaires ». De la même manière, Bakker (1986) citant des travaux antérieurs rapporte qu'en utilisant le modèle de Penman-Monteith, l'erreur d'estimation peut atteindre 50%, et la majeure partie de l'erreur provient de la résistance stomatique. Zhang et Lemeur (1992) ont testé la précision du modèle de Penman-Monteith heure par heure en fonction des résistances stomatiques et aérodynamiques : ils ont obtenu des bonnes corrélations entre observations et estimations par la formule de Penman-Monteith, mais ont noté cependant que la transpiration estimée est accompagnée d'erreurs aléatoires.

Une approche souvent retenue pour estimer la résistance stomatique considère que la résistance est moindre lorsque les feuilles sont présentes, puisqu'il y a alors plus de stomates susceptibles d'intervenir lors de la transpiration. L'équation empirique la plus souvent retenue (Allen *et al.*, 1989; Shuttleworth, 1993) pour estimer la résistance stomatique est la suivante :

$$r_s = \frac{200}{LAI} \quad (13.5)$$

où LAI est l'indice foliaire de la plante considérée. Cet indice foliaire peut varier considérablement au cours de l'année, Allen *et al.* (1989) en proposent une valeur dépendant uniquement de la hauteur de la plante h :

$$LAI = 5.5 + 1.5 \ln(h) \quad \text{pour } 0.10 < h < 0.50 \text{ m} \quad (13.6)$$

Cette formulation est pratique d'un point de vue agronomique, puisque pour des cultures, la taille de la plante et le développement végétatif sont liés. Cependant, pour des forêts, ce type de formulation est difficilement applicable : les feuillus ont un indice foliaire qui varie au cours de l'année, alors que la hauteur de leur canopée ne varie pas.

Nous avons donc privilégié une expression empirique de la résistance stomatique : lorsque le sol est sec, les stomates se ferment, et la résistance stomatique est au maximum ; a contrario, lorsque le sol est saturé en eau, les stomates s'ouvrent et la résistance stomatique est minimale.

Les bases de la modélisation de ces mécanismes sont décrites par Eagleson (1978) qui considère que la résistance stomatique varie linéairement avec l'humidité du sol. Cette démarche a notamment été mise en œuvre par Franks *et al.* (1997). Une formulation simple de la résistance stomatique peut être envisagée :

$$r_s = r_{s \max} - (r_{s \max} - r_{s \min}) \frac{S}{A} \quad (13.7)$$

où $r_{s \max}$ et $r_{s \min}$ sont des paramètres qui peuvent être calés, et qui sont susceptibles de représenter le comportement des différents types de végétation. S/A représente l'humidité du sol simulée par le modèle. Ainsi, au sein du modèle GR4J, il semble possible de relier le comportement des stomates à la teneur en eau du sol, par l'intermédiaire du niveau du réservoir de production.

On peut souligner que des valeurs *a priori* du paramètre $r_{s \text{ min}}$ pour chaque type de végétation existent dans la littérature (voir par exemple: Duan et al., 2001; Federer et al., 1996). Ces valeurs sont issues soit de résultats au calage de modèles SVAT (dans la plupart des cas), soit d'observations.

Le Tableau 13-2 illustre, pour les couverts végétaux retenus dans notre étude, les valeurs attribuées par quatre schémas de surface différents.

Tableau 13-2 : Valeurs *a priori* de la résistance stomatique pour différents types de couvert végétal

Type de couvert	Classes Corine Land Cover	$r_{s \text{ min}}$ (sm ⁻¹) (Federer <i>et al.</i> , 1996; Vörösmarty <i>et al.</i> , 1998)	$r_{s \text{ min}}$ (sm ⁻¹) NOAH LSM (Duan <i>et al.</i> , 2001)	$r_{s \text{ min}}$ (sm ⁻¹) CLM (Dai <i>et al.</i> , 2001)	$r_{s \text{ min}}$ (sm ⁻¹) BATS (Zong-Liang et Dickinson, 1996)
Territoires artificialisés	1.1 → 1.4			130	180
Terres arables et cultures permanentes	2.1 → 2.2	90	40	110	125
Prairies	2.3	125	40	130	200
Zones agricoles hétérogènes	2.4				
Forêts	3.1.1 → 3.1.3	190	150	150	200
Végétation arbustive	3.2	190	150	140	200
Espaces ouverts avec peu de végétation	3.3	150		150	210
Zones humides ou surface d'eau	4.1 → 5.2				

13.2.2.3. Albédo

L'albédo dépend du type de couvert végétal mais également de la teneur en eau du sol et de la phase végétative de la plante (variation de couleur). Le Tableau 13-3 indique des valeurs *a priori* de l'albédo pour les classes de végétation sélectionnées.

Tableau 13-3 : Valeurs *a priori* de l'albédo pour différents types de couvert végétal

Type de couvert	Classes Corine Land Cover	Albédo (Brutsaert, 1982)	Albédo (Federer <i>et al.</i> , 1996)	Albédo NOAH LSM (Duan <i>et al.</i> , 2001)	Albédo Observé (Duan <i>et al.</i> , 2001)
Territoires artificialisés	1.1 → 1.4				
Terres arables et cultures permanentes	2.1 → 2.2	0.15 – 0.25	0.22	0.19	0.23
Prairies	2.3	0.15 – 0.25	0.20	0.19	0.23
Zones agricoles hétérogènes	2.4	0.15 – 0.25			
Forêts feuillus	3.1.1	0.15 – 0.25	0.18	0.19	0.23
Forêts conifères	3.1.2	0.10 – 0.15	0.14	0.19	0.18
Forêts mixtes	3.1.3	0.15 – 0.20	0.16	0.19	0.20
Végétation arbustive	3.2		0.18	0.29	0.21
Espaces ouverts avec peu de végétation	3.3			0.29	0.19
Zones humides ou surface d'eau	4.1 → 5.2	0.04 – 0.08			

13.2.3. Comment prendre en compte la végétation au sein des modèles pluie-débit ?

13.2.3.1. Correction de l'ETP en fonction du type de végétation

ETP et Evapotranspiration de référence (ET_0)

Le grand nombre de modèles d'évapotranspiration rend difficile le choix de tel ou tel modèle. Cette situation est d'autant plus complexe que les hydrologues ont créé des taux d'évaporation hypothétiques tels que l'évaporation potentielle, l'évapotranspiration potentielle et l'évapotranspiration pour des cultures de référence. Ces méthodes tentent de fournir des indications sur la capacité de l'atmosphère à soutenir le processus d'évapotranspiration.

Certains modèles d'évapotranspiration sont appliqués pour estimer un ou plusieurs de ces taux théoriques, plutôt que le taux d'évapotranspiration réelle.

Les taux standards d'évapotranspiration ETP ou ET_0 sont donc des mesures du contrôle du climat sur l'évapotranspiration. Les modèles développés pour estimer ces taux sont souvent imprécis sur les paramètres de surface à prendre en compte (Shuttleworth, 1991). A l'époque du développement du concept d'ETP, le type et la forme de la végétation n'étaient pas pris en compte. Cependant, les études initiales portaient sur des cultures de petites tailles (souvent du gazon) et de nouvelles méthodes ont été entreprises pour prendre en compte les caractéristiques de la végétation pour estimer l'ETP entendue en tant qu'évapotranspiration réelle maximale.

Des facteurs de culture ont alors été développés pour ajuster les méthodes initiales au type de végétation, et c'est ainsi qu'est né le concept d'*évapotranspiration pour des cultures de référence* (Doorenbos et Pruitt, 1977). Ce taux se réfère à « l'évapotranspiration d'une grande surface d'herbe verte homogène de 8 à 15 cm de haut, en bon état et parfaitement alimentée en eau ».

Coefficients de culture K_c et K_{co}

Afin d'adapter l' ET_0 au type de végétation, il existe de nombreux coefficients de culture, développés dans un but agronomique. Deux types de coefficient de culture sont rencontrés dans la littérature : des coefficients de culture K_c qui permettent une estimation directe de l'ETR et des coefficients de culture K_{co} permettant l'estimation de l'évapotranspiration réelle maximale suivant le type de végétation.

D'un point de vue pratique, les hydrologues préfèrent utiliser les seconds, qui sont beaucoup moins complexes que les premiers et ne dépendent pas de l'état de saturation du sol (Shuttleworth, 1991). Dans le cas de la modélisation pluie-débit, l'utilisation d'un coefficient tel que K_{co} permettrait de rendre compte du contrôle de la végétation sur l'évapotranspiration réelle maximale. De nombreuses études ont porté sur l'estimation du coefficient K_{co} (Allen *et al.*, 1998). Le coefficient K_{co} varie selon le type de culture agricole et le jour de l'année considéré. La valeur de K_{co} peut donc être estimée à partir d'abaques établis pour plusieurs endroits, principalement aux Etats Unis (Doorenbos et Pruitt, 1977; Wright, 1982; Allen *et al.*, 1998; Pereira *et al.*, 1999). Certains auteurs (par exemple Shuttleworth, 1993) considèrent toutefois que le coefficient de culture K_{co} peut être maintenu constant tout au long de l'année.

En modélisation pluie-débit globale, l'utilisation des tables de détermination du coefficient de culture est rendue difficile pour plusieurs raisons :

- D'un point de vue pratique, ces tables fournissent des coefficients pour des cultures agricoles, et non pour les autres types d'utilisation/d'occupation des sols. De plus, ces tables ont été obtenues pour les Etats-Unis et leur transposition nécessite une étude fastidieuse sur les paramètres locaux (date de plantations, de récolte, période de croissance, etc.).
- D'un point de vue théorique, l'utilisation d'un coefficient de culture global à l'échelle du bassin versant pose des problèmes de signification de ce paramètre à cette échelle (Idso, 1981). De plus, les coefficients de culture semblent être affectés par de nombreux paramètres locaux tels que le développement de la plante ou les conditions climatiques (Rana et Katerji, 2000).

Arnell (1999) utilise pour le modèle PDM des coefficients d'ajustement empiriques et simples selon le type de couverture végétale. Il suppose notamment que l'ETP des forêts est supérieure de 10% à l'ETP des milieux herbacés.

13.2.3.2. Prise en compte de la végétation pour le calcul de l'ETR

Modèles SVAT « physiques » et « conceptuels »

Deux approches sont utilisées dans la littérature pour prendre en compte la végétation :

- une approche physique qui consiste à introduire des relations à partir de lois physiques (équations différentielles utilisées pour décrire le bilan de masse et le bilan d'énergie) et à déterminer expérimentalement les paramètres de ces relations,

- une approche conceptuelle qui consiste à introduire des relations simplifiées des lois physiques et à obtenir les paramètres de ces équations par calage. Ces paramètres peuvent ensuite être reliés aux caractéristiques du bassin (notamment la végétation).

La frontière entre ces deux approches est cependant assez floue, puisque la complexité des lois physiques régissant les échanges sol-végétation-atmosphère conduit généralement à des approximations et/ou des estimations *a priori* de certains paramètres (Duan *et al.*, 2001). De la même manière, le succès de l'interprétation de paramètres calés dépend de la justesse des relations utilisées dans les modèles conceptuels.

Pour les modèles conceptuels globaux utilisés pour notre recherche, il semblerait démesuré d'utiliser des modèles Sol-Végétation-Atmosphère complexes. Ainsi, les modèles SVAT que nous présentons pour la suite font partie de ces modèles hybrides, dont certains paramètres sont reliés directement aux paramètres physiques observés, et dont les autres sont déterminés au calage.

Nous distinguons deux types de modèles SVAT, ceux intervenant dans l'estimation de l'ETP, et pouvant être utilisés sans modification de la structure des modèles pluie-débit. Ces modèles sont typiquement des formules d'ETP ou d'évapotranspiration maximale faisant intervenir la végétation ; ils ont été élaborés à partir des travaux de Monteith (1965). Une autre génération de modèles SVAT est apparue plus tard, notamment avec l'émergence des modèles de circulation générale climatique. Ces modèles SVAT sont plus délicats à intégrer au sein des modèles pluie-débit puisqu'ils nécessitent une reformulation de la structure du modèle, en particulier au niveau du calcul de l'ETR. A titre d'exemple, la structure du modèle GR3J a été modifiée pour prendre en compte l'humidité du sol et implicitement les données de végétation. La structure du modèle GRHUM (Loumagne *et al.*, 1996) ainsi obtenue est décrite et utilisée ultérieurement.

Comparaison des modèles SVAT à base physique et des modèles conceptuels

Le projet d'intercomparaison des modèles de surface PILPS (Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes) a permis de tester des modèles physiques et des modèles conceptuels dont les paramètres étaient calés (Henderson-Sellers *et al.*, 1996). Les résultats indiquent que les modèles SVAT qui utilisent des données de débits pour caler leurs paramètres ont de meilleures performances que les modèles plus physiques (Liang *et al.*, 1998; Lohmann *et al.*, 1998; Wood *et al.*, 1998). Ceci est d'autant plus remarquable que l'amélioration s'effectue autant pour l'estimation des bilans en eau que pour les bilans d'énergie. Bien que le nombre d'informations récoltées pour mettre en place ce projet soit considérable, cette étude n'a porté que sur un seul bassin aux Etats Unis, mais

Vörösmarty *et al.* (1998) ont également comparé des modèles d'ETP dépendant des paramètres de surface du type Penman-Monteith, et des modèles d'ETP utilisant uniquement les paramètres climatiques. Ne disposant que de données sur le taux de couverture végétale de 679 bassins américains, les auteurs déterminent les paramètres de surface à partir des relations *a priori* établies par Federer *et al.* (1996). Cette base de données leur permet de comparer comme entrée d'un modèle pluie-débit des ETP intégrant une interface SVAT extrêmement simple et des formules d'ETP n'intégrant pas d'interface SVAT. Les résultats sont assez similaires pour les deux groupes de modèles d'ETP, mais les auteurs préconisent l'utilisation de formules intégrant les paramètres de surface qui sont plus adaptés pour rendre compte des modifications d'utilisation des sols.

Morvan (2000) a comparé l'approche globale du modèle GR4J à celle distribuée du modèle SVAT MODCOU (Ledoux *et al.*, 1989). Un échantillon de trente bassins du Sud-Est de la France disposant de données hydrométriques et pluviométriques a permis de tester la capacité des modèles à simuler les débits. Les résultats ont mis en évidence une nette supériorité du modèle GR4J lorsque ses paramètres étaient calés, par rapport au modèle MODCOU.

Schulz et Beven (2003) ont utilisé une approche conceptuelle pour la paramétrisation d'un schéma de surface. Les auteurs montrent que la complexité actuelle des modèles physiques SVAT ne permet pas de calage exhaustif de ces modèles. En comparant trois modèles SVAT de différentes complexités, Schulz et Beven démontrent l'utilité des modèles simples plutôt que complexes : un calage plus robuste est obtenu avec un modèle simple d'évapotranspiration limitée par le contenu d'un réservoir de production. Ils attribuent les mauvais résultats des modèles à base physique aux différences de comportement suivant l'échelle spatiale considérée, et à la signification des paramètres des modèles SVAT à l'échelle des bassins versants.

13.2.4. Des tentatives d'utilisation de descripteurs de végétation pour l'estimation de l'ETR de bassins versants

Il existe peu d'études concluantes (en terme d'efficacité) de prise en compte de la végétation au sein de modèles d'estimation de l'évapotranspiration. L'étude menée par Zhang *et al.* (1999; 2001) nous semble extrêmement intéressante pour plusieurs raisons : tout d'abord, il s'agit d'une étude mettant clairement en évidence le rôle de la végétation pour l'estimation de l'évapotranspiration ; ensuite, l'approche est séduisante par la large base de données utilisée (250 bassins versants répartis dans le monde entier) et une méthode conceptuelle assez proche de celle des modèles pluie-débit utilisés jusqu'ici.

Pour ces raisons, nous allons détailler dans ce paragraphe l'approche de Zhang *et al.* (2001), et l'appliquer à notre échantillon de 220 bassins versants français.

13.2.4.1. Le modèle interannuel d'ETR de Zhang *et al.* (2001)

Le modèle interannuel proposé par Zhang *et al.* (2001) est issu du modèle de Budyko (1958), auquel est rajouté un paramètre w susceptible d'être relié au type de végétation :

$$\frac{ETR}{P} = \frac{1+w \frac{ET_0}{P}}{1+w \frac{ET_0}{P} + \left(\frac{ET_0}{P}\right)^{-1}} \quad (13.8)$$

où ET_0 représente l'évapotranspiration potentielle interannuelle, P la pluie interannuelle et w est un coefficient de la plante représentant sa capacité à extraire l'eau en profondeur du sol. Cette équation permet de satisfaire les conditions limites en périodes sèches et très humides :

$$\begin{cases} \frac{ET_0}{P} \rightarrow \infty \Rightarrow \frac{ETR}{P} \rightarrow 1 \\ \frac{ET_0}{P} \rightarrow 0 \Rightarrow \frac{ETR}{ET_0} \rightarrow 1 \end{cases} \quad (13.9)$$

Par calage sur les 250 bassins versants de l'échantillon, les auteurs déduisent des valeurs pour le coefficient w pour les bassins forestiers ($w = 2.0$) et pour les bassins non forestiers ($w = 0.5$). De plus, ils observent que le terme d'ETP ET_0 peut être fixé pour les deux types de bassins.

Ces considérations permettent d'obtenir deux formules ajustées pour chaque type de bassin (forestier ou prairies). Pour les bassins mixtes, ils proposent une formule moyenne simple pondérée par le taux de couverture forestière du bassin versant, ce qui se traduit par l'équation suivante :

$$ETR = P \left[f \frac{1+2 \frac{1410}{P}}{1+2 \frac{1410}{P} + \frac{1410}{P}} + (1-f) \frac{1+0.5 \frac{1100}{P}}{1+0.5 \frac{1100}{P} + \frac{1100}{P}} \right] \quad (13.10)$$

où f est le pourcentage de couverture forestière.

Les résultats obtenus avec cette formule sont extrêmement encourageants, comme le témoigne la Figure 13-5.

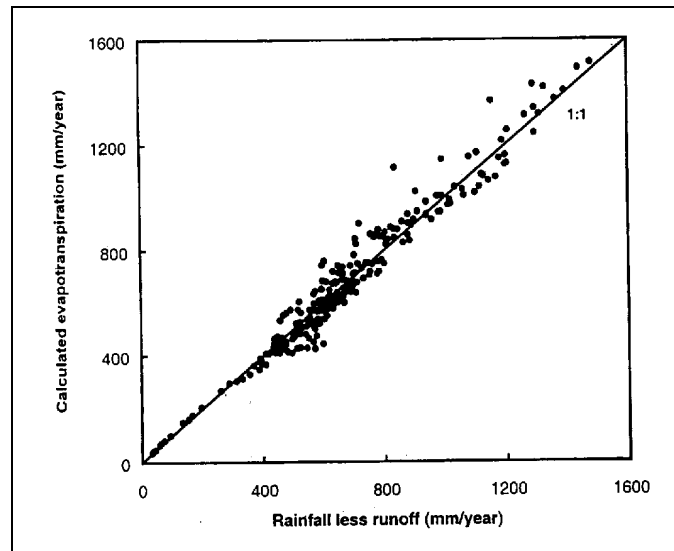


Figure 13-5 : Evapotranspiration calculée et observée (Pluie – Débit) sur 250 bassins versants avec l'équation (13.10). (d'après Zhang et al., 2001).

Cependant, il n'y a pas d'étude de sensibilité de la formule proposée au paramètre f introduit. Afin de se rendre compte de cette sensibilité, nous avons entrepris de reprendre la démarche proposée par Zhang *et al.* (2001), sur le même échantillon de 250 bassins versants. La Figure 13-6 indique les résultats obtenus en prenant successivement $f = 0$, $f = 0.5$, $f = 1.0$ et f correspondant au taux réel de couverture forestière des bassins versants étudiés.

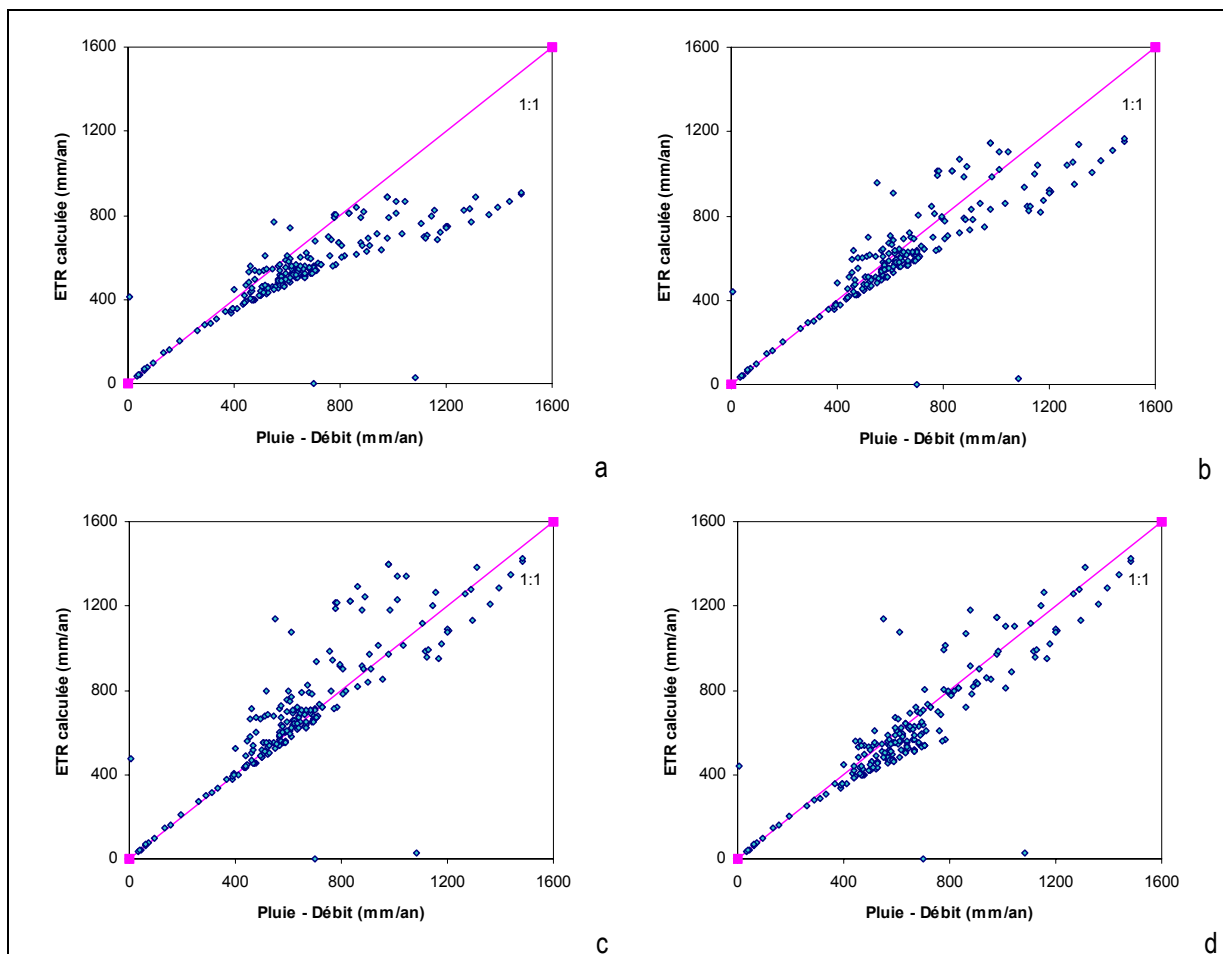


Figure 13-6 : Sensibilité de la formule de Zhang et al. (2001) au taux de couverture végétal utilisé. Résultats obtenus avec les 250 bassins utilisés par Zhang et al. (1999) avec un taux fixe de 0 (a), 0.5 (b), 1 (c) et avec un taux réel (d).

La Figure 13-6 relativise l'intérêt de prendre en compte la végétation au sein de la formule proposée, puisqu'une équation avec un taux fixe de couvert forestier compris entre 0.5 et 1 permet d'obtenir des résultats assez proches de ceux obtenus avec une équation prenant en compte explicitement le taux de couvert forestier. Notons également que pour le taux réel, le graphique est légèrement différent que celui obtenu par Zhang *et al.* (2001). Ceci vient du fait que dans les données fournies dans le rapport de Zhang *et al.* (1999), certains types de végétation ne sont pas clairement définis comme prairies ou forêts. Notre interprétation rapide sur ces bassins explique probablement les différences obtenues.

13.2.4.2. Application de ce modèle sur notre échantillon

Nous avons essayé d'utiliser l'équation proposée par Zhang *et al.* (2001) sur les 220 bassins versants français de notre échantillon, pour lesquels nous connaissons le taux de couverture forestière. La Figure 13-7 indique les résultats obtenus sur l'ensemble des 220 bassins versants de l'échantillon.

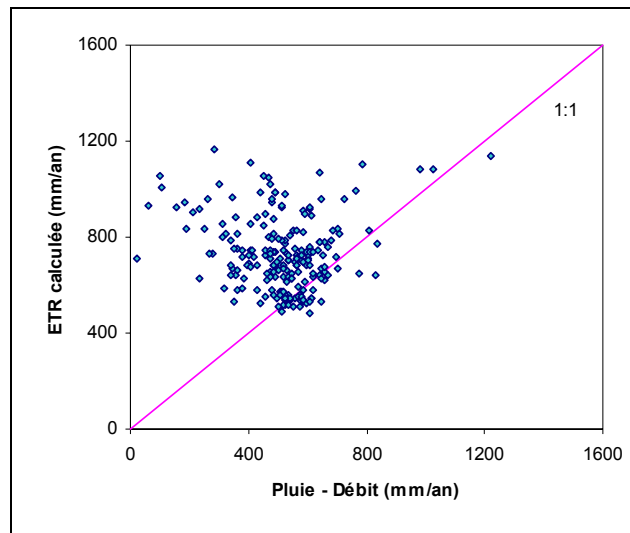


Figure 13-7 : Application du modèle de Zhang *et al.* (2001) sur l'échantillon de 220 bassins français

Les résultats obtenus sur la Figure 13-7 sont assez surprenants par rapport à ceux obtenus par Zhang *et al.* (2001) puisque les ETR calculées s'écartent largement des ETR « réelles » (pluie – débit). Clairement, sur notre échantillon, le modèle interannuel de Zhang n'est pas satisfaisant. Les raisons des différences obtenues sur les deux échantillons ne sont pas évidentes.

La prise en compte de la végétation au sein du modèle de Zhang paraît, au vu de ces résultats, relativement accessoire par rapport au modèle initial choisi pour déterminer l'ETR. En effet, la Figure 13-6 a mis en évidence que le modèle de Zhang, sans prise en compte de la végétation était déjà assez satisfaisant sur les 250 bassins utilisés pour cette étude. Il semble que cette condition soit indispensable pour ensuite utiliser la végétation. En bref, le raffinement que Zhang *et al.* (2001) apportent à leur modèle ne serait pas justifié sur l'échantillon des 220 bassins français car leur modèle initial n'est pas adapté à cet échantillon.

Lu *et al.* (2003) ont également proposé un modèle d'ETR, qui prend explicitement en compte le taux de couvert forestier du bassin versant considéré. La taille de l'échantillon est nettement plus restreinte que celle de Zhang *et al.* (1999) puisqu'elle est limitée à 39 bassins du Sud Est des Etats Unis. Le modèle interannuel d'ETR est obtenu par régression multiple sur un ensemble de 33 variables. Les auteurs ont ensuite retenu quatre variables explicatives : la pluie (P en mm/an), l'altitude (Z en m), la latitude (Φ en degré) et le taux de couvert forestier (f). La formule proposée est la suivante :

$$ET = 1098.786 + 0.309 \cdot P - 0.289 \cdot Z - 21.840 \cdot \Phi + 196 \cdot f \quad (13.11)$$

Ce modèle est extrêmement simple par rapport à celui de Zhang *et al.* (2001). On peut noter que, tout comme ce dernier, le modèle de Lu *et al.* (2003) ne prend pas en compte explicitement l'estimation d'ETP.

Nous avons appliqué le modèle de Lu *et al.* (2003) à l'échantillon des 220 bassins versants français, les résultats obtenus sont indiqués sur la Figure 13-8.

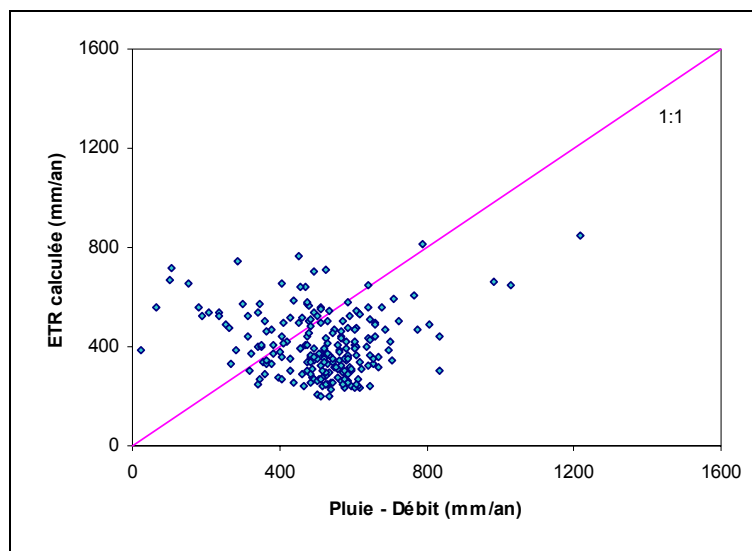


Figure 13-8 : Application du modèle de Lu *et al.* (2003) sur l'échantillon de 220 bassins français

La Figure 13-8 met en évidence que le modèle d'ETR proposé par Lu *et al.* (2003) n'est pas plus applicable que le modèle de Zhang *et al.* (2001) sur notre échantillon.

13.2.4.3. Discussion

Alors que le modèle de Zhang *et al.* (2001) semblait prometteur par ses résultats et séduisant par son approche, ce modèle est très peu performant sur l'échantillon des 220 bassins versants français. Au vu des résultats, la prise en compte de la végétation au sein de ce modèle semble accessoire, voire injustifiée. Des résultats similaires ont été obtenus avec le modèle de Lu *et al.* (2003).

Les raisons pour lesquelles ces modèles ne s'appliquent pas à notre échantillon restent assez obscures. On peut regretter que le nombre de bassins utilisés par ces auteurs soit finalement assez restreint au vu du faible nombre de données que les modèles nécessitent. De plus, seulement onze bassins (situés en Belgique) ont des caractéristiques géographiques similaires à celles rencontrées en France. La plupart des bassins utilisés par Zhang *et al.* (2001) sont des bassins où l'ETP est nettement supérieure à la pluie (avec un rapport de 2 à 3), alors que les bassins de notre échantillon présentent des caractéristiques différentes, avec notamment un rapport de l'ETP sur la pluie compris entre 0.5 et 1.5.

Enfin, ces résultats soulignent une fois de plus l'importance de travailler sur un grand nombre de bassins lors d'une démarche empirique. En ce sens, développer un modèle au pas de temps interannuel sur 250 bassins versants (c'est-à-dire 250 triplets pluie-débit-ETP) ne semble pas suffisant pour permettre une extrapolation des résultats à d'autres bassins versants.

13.3. Données et démarche adoptée

13.3.1. La base de données CORINE LandCover

Corine Land Cover (CLC) est une base de données de l'occupation des sols sur toute la France et une grande partie de l'Europe. Le programme européen CORINE (**Co-ordination of Information on the Environment**) Land Cover a pour objet de fournir, pour les pays de l'Union européenne, une information géographique homogène sur l'occupation du sol. La base de données française est produite et diffusée par l'IFEN, Institut Français de l'Environnement. Sa production repose sur une photo-interprétation d'images satellitaires, assistée de données d'appui telles que des photographies aériennes et des cartes topographiques ou thématiques diverses.

Corine Land Cover fournit de nombreuses classes de végétation réparties en 5 classes de niveau 1, 15 classes de niveau 2, et 44 classes de niveau 3, chaque niveau représentant un degré de précision différent : le premier niveau correspond aux grandes catégories d'occupation du sol repérables à l'échelle de la planète, le second

niveau est utilisable pour les échelles de 1/500 000 et 1/1 000 000 et le troisième niveau est utilisé au 1/100 000. Cette classification a été réalisée dans le but de pouvoir recouvrir l'intégralité du territoire. Il n'y a donc pas d'endroit non interprété au sein de Corine Land Cover. La surface de la plus petite unité cartographiée est de 25 hectares. Le Tableau 13-4 résume les classes et sous classes fournies par la base de données, ainsi que celles que nous avons choisi d'analyser sur chaque bassin versant. Pour de plus amples détails, se reporter au guide technique de Corine Land Cover (CCE, 1993)

En utilisant un Système d'Information Géographique, Plantier (2003) a extrait la proportion des différentes catégories de végétation, sur chaque bassin, par superposition des contours de bassins dérivés d'un Modèle Numérique de Terrain et des données de végétation de Corine Land Cover,

Tableau 13-4 : Nomenclature hiérarchique des classes de la base de données Corine Land Cover utilisées dans cette étude (en grisé)

Niveau 1	Niveau 2	Niveau 3
1-Territoires artificialisés	1.1-Zones urbanisées	1.1.1-Tissu urbain continu
		1.1.2-Tissu urbain discontinu
	1.2-Zones industrielles ou commerciales et réseaux de communication	1.2.1-Zones industrielles et commerciales
		1.2.2-Réseaux routiers et ferroviaires et espaces associés
		1.2.3-Zones portuaires
		1.2.4-Aéroports
	1.3-Mines, décharges et chantiers	1.3.1-Extraction de matériaux
		1.3.2-Décharges
		1.3.3-Chantiers
	1.4-Espaces verts artificialisés, non agricoles	1.4.1-Espaces verts urbains
1.4.2-Equipements sportifs et de loisirs		
2-Territoires agricoles	2.1-Terres arables	2.1.1-Terres arables hors périmètres d'irrigation
		2.1.2-Périmètres irrigués en permanence
		2.1.3-Rizières
	2.2-Cultures permanentes	2.2.1-Vignobles
		2.2.2-Vergers et petits fruits
		2.2.3-Oliveraies
	2.3-Prairies	2.3.1-Prairies
		2.4.1-Cultures annuelles associées aux cultures permanentes
	2.4-Zones agricoles hétérogènes	2.4.2-Systèmes culturaux et parcellaires complexes
		2.4.3-Territoires principalement occupés par l'agriculture, avec présence de végétation naturelle importante
2.4.4-Territoires agro-forestiers		
3-Forêts et semi-milieux naturels	3.1-Forêts	3.1.1-Forêts de feuillus
		3.1.2-Forêts de conifères
		3.1.3-Forêts mélangées
	3.2-Milieux à végétation arbustive et/ou herbacée	3.2.1-Pelouses et pâturages naturels
		3.2.2-Landes et broussailles
		3.2.3-Végétation sclérophylle
		3.2.4-Forêt et végétation arbustive en mutation
	3.3-Espaces ouverts, sans ou avec peu de végétation	3.3.1-Plages, dunes et sable
		3.3.2-Roches nues
		3.3.3-Végétation clairsemée
3.3.4-Zones incendiées		
3.3.5-Glacières et neiges éternelles		
4-Zones humides	4.1-Zones humides intérieures	4.1.1-Marais intérieurs
		4.1.2-Tourbières
	4.2-Zones humides maritimes	4.2.1-Marais maritimes
		4.2.2-Marais salants
		4.2.3-Zones intertidales
5-Surfaces en eau	5.1-Eaux continentales	5.1.1-Cours et voies d'eau
		5.1.2-Plans d'eau
	5.2-Eaux maritimes	5.2.1-Lagunes littorales
		5.2.2-Estuaire
		5.2.3-Mers et océans

13.3.2. Quelques caractéristiques des bassins versants

Les bassins versants utilisés représentent la totalité des bassins versants français étudiés précédemment. Ils englobent toutes les variations du climat du territoire sauf le climat montagnard (cf. Chapitre 3).

Afin d'utiliser de façon pertinente les descripteurs de végétation, il s'agissait d'avoir une base de données d'une grande ampleur, et d'avoir aussi une grande diversité des couverts végétaux sur l'échantillon des bassins versants. La Figure 13-9 indique la distribution des taux de couverts végétaux des 220 bassins versants français. On remarque que la représentation des deux classes dominantes de niveau 1 que sont les forêts et milieux semi-naturels ainsi que les terres agricoles sont également représentées dans notre échantillon.

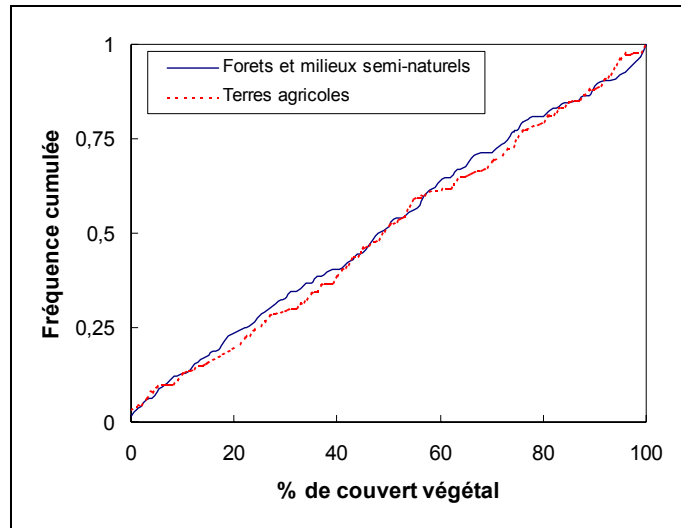


Figure 13-9 : Distributions des taux de couverts végétaux dominants de classe 1 sur les 220 bassins versants français

Les autres couverts de niveau 1 sont beaucoup moins représentés :

- Les territoires artificialisés ne représentent en moyenne que 1,6% de la superficie totale des bassins versants,
- Les zones humides et les surfaces en eau ne représentent en moyenne que 1% de la superficie totale des bassins versants.

La prise en compte des classes d'ordre 2 pour les terres agricoles et les forêts et milieux semi-naturels peut se justifier par la suite, compte tenu des comportements hydrologiques *a priori* différents des prairies avec les terres arables, ou des feuillus avec les conifères. La Figure 13-10 représente la distribution des taux de couverts végétaux d'ordre 2 pour les forêts et les terres agricoles.

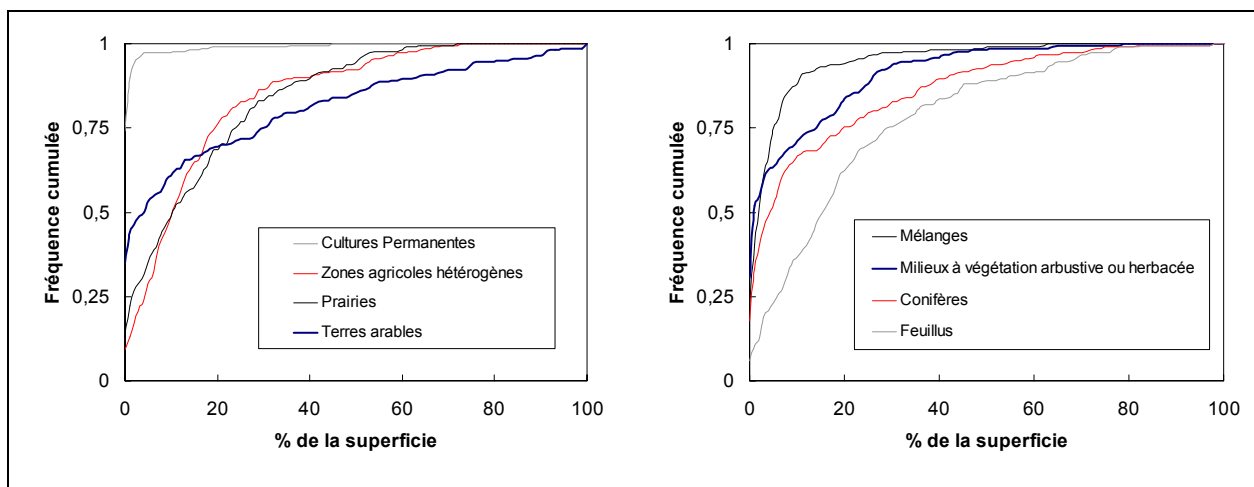


Figure 13-10 : Distributions des taux de couverts végétaux de niveaux 2 des terres agricoles et des milieux forestiers et semi-naturels sur les 220 bassins versants français

13.3.3. Méthodologies proposées pour prendre en compte la végétation

Deux approches peuvent être utilisées pour prendre en compte les caractéristiques de végétation au sein d'un modèle pluie-débit. La première consiste à partir des équations physiques et à dériver des modèles type SVAT à base physique. Ce modèle est ensuite intégré au sein du modèle pluie-débit existant et la nouvelle structure développée est testée. La deuxième consiste à utiliser de simples modifications sur le paramétrage du modèle et d'essayer de les relier aux descripteurs physiques de végétation en notre possession. Un schéma de ces deux techniques est présenté en Figure 13-11.

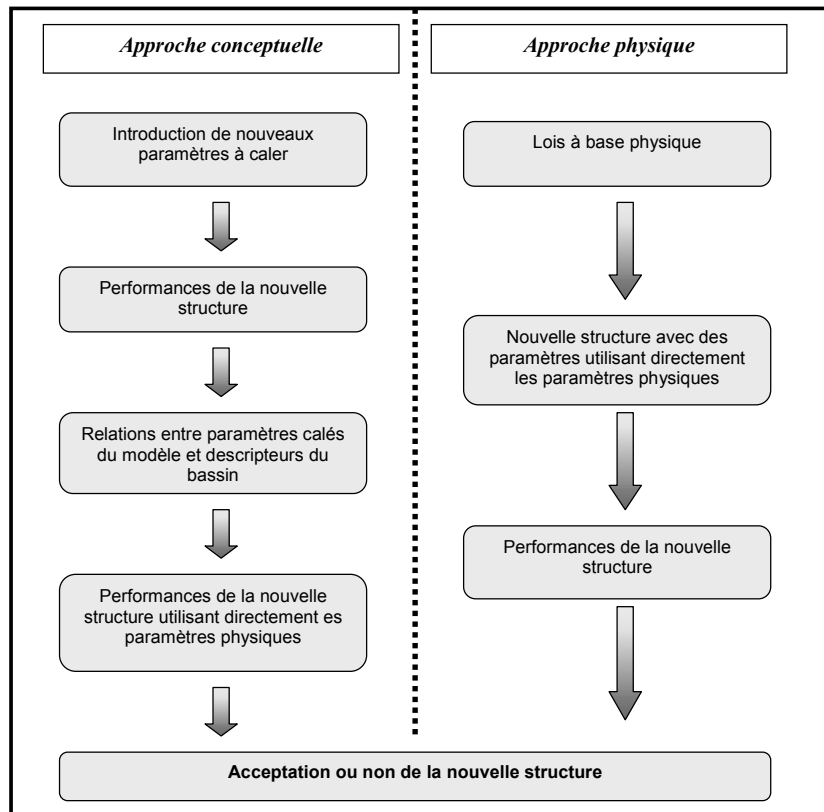


Figure 13-11 : Approches conceptuelle et physique

L'approche dite conceptuelle est assez similaire aux approches développées pour la régionalisation ou l'estimation *a priori* des paramètres des modèles pluie-débit (Perrin, 2000). Elle nous paraît la plus adaptée aux modèles globaux utilisés jusqu'à présent.

Toutefois, la distinction entre les deux approches est à relativiser puisque dans l'approche conceptuelle, les paramètres que l'on cale doivent être habilement choisis si l'on veut avoir des chances de leur trouver une explication physique.

La démarche que nous adoptons par la suite est similaire à celle utilisée par exemple par Zhang *et al.* (2001) : un nouveau paramètre est introduit de manière intuitive puis on essaye de l'interpréter avec les caractéristiques de végétation. La solution avancée est considérée comme acceptable si les deux conditions suivantes sont remplies :

1. les performances du modèle sont rehaussées.
2. les nouveaux paramètres introduits peuvent être expliqués physiquement,

Cette démarche suit donc une approche conceptuelle dont les mérites sont de plus en plus reconnus par la communauté scientifique* et elle permet d'éviter le recours aux modèles SVAT qui sont suspectés d'être trop

* Voir le numéro spécial de la revue *Hydrological Processes* paru en 2003, Volume 17(11) : « **Downward approach to hydrological prediction** »

complexes par rapport à la simplicité des modèles pluie-débit conceptuels globaux (Franks et Beven, 1997; Schulz et Beven, 2003).

Comme nous l'avons vu dans la littérature, il existe une multitude de méthodes pour prendre en compte la végétation au sein des modèles pluie-débit. La difficulté est de trouver quelle méthode est la plus appropriée pour le type de modèles que nous utilisons.

Deux approches semblent envisageables :

1. une prise en compte de la végétation en entrée (c'est-à-dire sur l'ETP), afin de rendre compte indirectement du type de végétation sur l'ETR maximale compte tenu des conditions climatiques,
2. une prise en compte au sein du calcul de l'ETR, afin de rendre compte de l'action de la végétation sur la mise à disposition et/ou la rétention de l'eau disponible pour l'évapotranspiration.

Dans un premier temps, nous essayons de voir s'il existe un moyen simple d'éviter des sur- ou sous-estimations d'ETP suivant le type de couvert végétal. Pour cela, nous utilisons une paramétrisation d'un coefficient de culture.

Ensuite, nous partons du modèle SVAT le plus simple : le modèle de Penman-Monteith. Ce modèle permet de prendre en compte la végétation au sein d'une formule d'ETP, et également au sein d'une formule d'ETR. En effet, la formule de Penman-Monteith fait intervenir des paramètres tels que la résistance stomatique, la résistance aérodynamique et l'albédo, qui sont susceptibles d'être ajustés suivant le type de végétation.

Afin de vérifier s'il est possible d'adapter la fonction de rendement ETR/ETP suivant le type de végétation, nous essayons ensuite d'introduire un paramètre permettant d'ajuster cette courbe de rendement.

Enfin, nous utilisons une version modifiée du modèle GRHUM et essayons de relier les paramètres supplémentaires au taux de couvert végétal des bassins versants.

13.4. Prise en compte pour le calcul de l'ETP : Introduction d'un coefficient de culture

Pour chaque test effectué, nous présentons la démarche, les performances du nouveau modèle proposé et les résultats de l'interprétation des paramètres introduits. La validité de la démarche proposée est garantie par les performances de la nouvelle structure et l'explication physique des paramètres introduits.

13.4.1. Utilisation d'un coefficient de culture simple

La démarche proposée ici est la plus naturelle : comme l'entrée d'ETP représente normalement la limite supérieure des pertes en eau du réservoir de production, on peut s'attendre que cette valeur varie selon le type de végétation considéré. En effet, un sol nu n'évapotranspirera pas autant qu'un sol couvert de culture ou qu'une zone forestière.

Un moyen simple de vérifier s'il existe des sur- ou sous-estimations de l'ETP suivant le type de couverture du bassin est d'introduire un paramètre supplémentaire au sein de modèle sous la forme :

$$ETP^* = k_c \cdot ETP \quad (13.12)$$

Le paramètre k_c est calé comme les quatre autres paramètres du modèle GR4J.

La Figure 13-12 présente les performances obtenues sur l'échantillon de 220 bassins versants avec deux formules d'ETP (Penman-Monteith et McGuinness). Les courbes en pointillés représentent les performances obtenues avec la même formule d'ETP incluant un paramètre d'ajustement k_c .

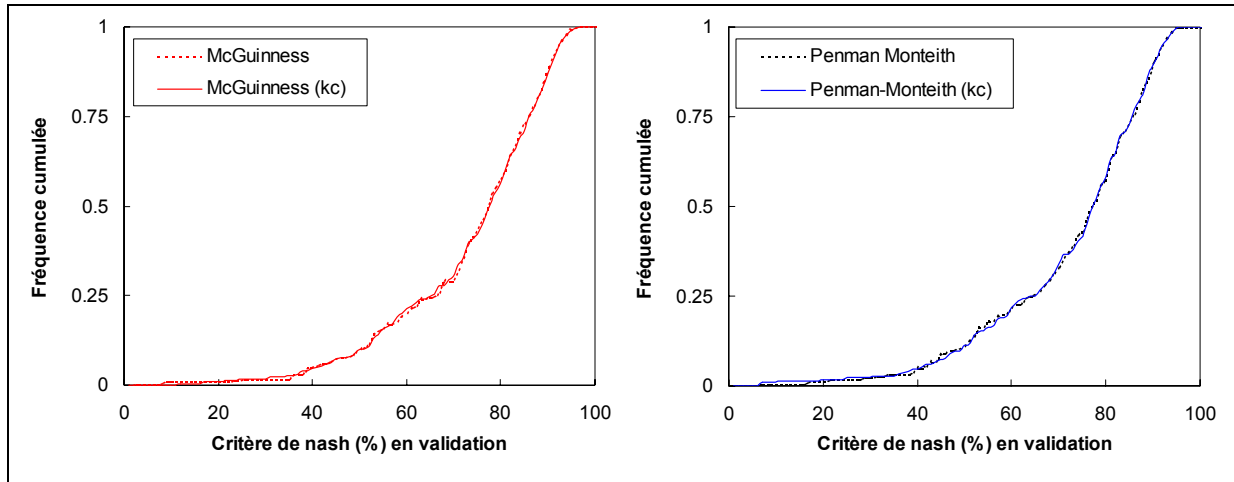


Figure 13-12 : Fréquence cumulée des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants en période de validation. Comparaison des formulations d'ETP de Penman, McGuinness ajustée et les formules correspondantes affectées d'un coefficient d'ajustement à un paramètre.

On constate sur la Figure 13-12 qu'il n'y a pas d'amélioration notable des performances du modèle avec un coefficient de culture simple, avec des moyennes de performances de 71.7% à 72.4% pour la formule de McGuinness et de 71.7% à 72.5% pour la formule de Penman-Monteith. Ceci veut donc dire que les formules d'ETP testées ne sur- ou sous-estiment pas cette variable. Ainsi, s'il existe une dépendance entre ETP et paramètres de végétation, les relations sont probablement plus complexes.

Dans un tel contexte, il semble peu probable de tirer une explication physique du paramètre introduit. La Figure 13-13 indique les variations du paramètre k_c de la formule de McGuinness ajustée, en fonction du pourcentage de surface du bassin représenté par les terres agricoles et les zones forestières.

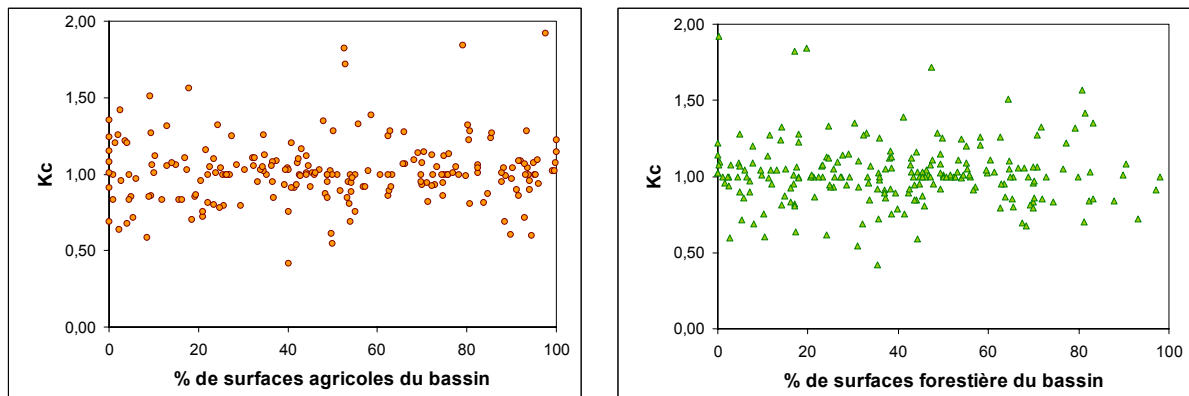


Figure 13-13 : Relations entre le paramètre introduit représentant le coefficient de culture et le pourcentage de surfaces forestières et agricoles des 220 bassins

La Figure 13-13 confirme les doutes que nous avons formulés, puisqu'aucune tendance ne semble se dégager pour expliquer les variations du nouveau paramètre suivant le taux de couverture forestière et/ou agricole des bassins versants testés.

13.4.2. Utilisation d'un coefficient de culture à deux paramètres

Cette démarche tente de traduire par rapport à la démarche précédente les différences de variations saisonnières du couvert végétal selon le type de culture. En effet, les capacités d'un couvert végétal à évapotranspirer dépendent du jour de l'année considéré, comme l'atteste la Figure 13-14.

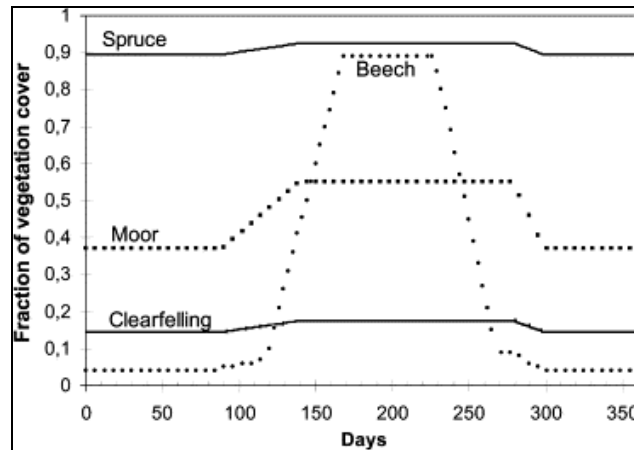


Figure 13-14 : Evolution du taux de couverture végétale pour différents type de végétation (tiré de Cognard-Plancq et al., 2001). (Spruce : épicéa ; Moor : lande ; Beech : hêtre ; Clearfelling : prairies)

Afin de traduire l'évolution du taux de couverture végétale pour différents types de végétation, l'équation (13.12) peut être reformulée :

$$K_C^* = k_0 + k_c \frac{\overline{ETP}_j}{ETP_{max}} \quad (13.13)$$

où \overline{ETP}_j est l'ETP interannuelle au jour j et ETP_{max} est le taux maximal de l'ETP sur la période de données.

Notons que ce type de formulation est utilisé dans le modèle GRHUM afin de quantifier le taux de couverture végétal. Ainsi, il est attendu que pour les bassins agricoles, les variations du coefficient k_c soient assez importantes et traduisent ainsi les grandes variations saisonnières du couvert végétal susceptible d'évapotranspirer. Au contraire, pour les bassins forestiers (surtout de type conifère), on attend plutôt une valeur faible de k_c et une forte valeur de k_0 .

La Figure 13-12 présente les performances obtenues sur l'échantillon de 220 bassins versants avec deux formules d'ETP (Penman-Monteith et McGuinness). Les courbes en pointillés représentent les performances obtenues avec la même formule d'ETP incluant un paramètre d'ajustement k_c .

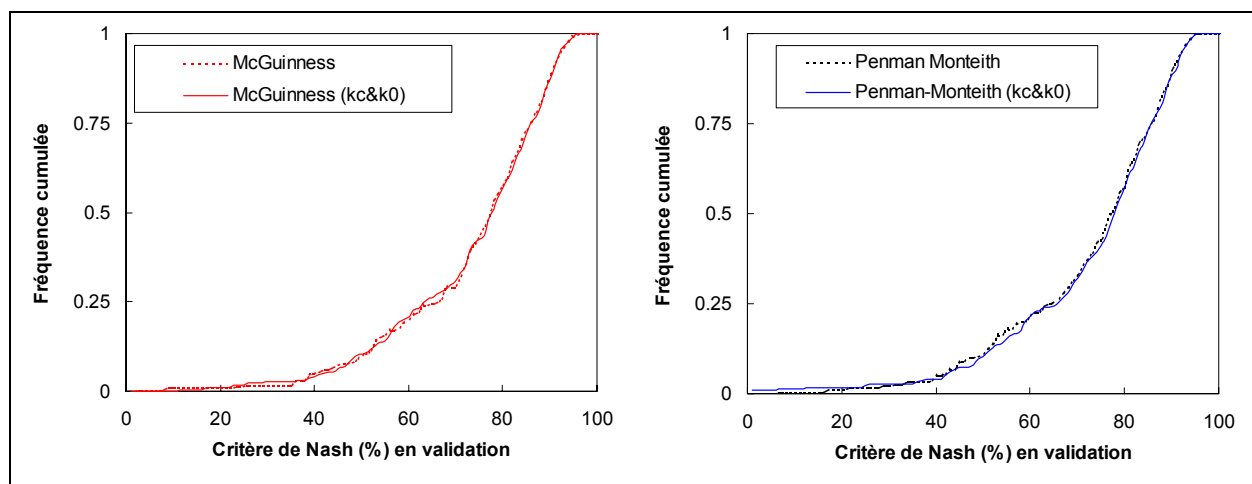


Figure 13-15 : Fréquence cumulée des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants en validation. Comparaison des formulations d'ETP de Penman-Monteith, McGuinness, et des formules correspondantes affectées de deux paramètres.

Les performances obtenues sont dans l'ensemble très proches, avec une très légère supériorité du nouveau modèle. La médiane des performances passe de 77% à 77.9 % pour la formule de Penman-Monteith et de 77.3 à 77.8% pour la formule de McGuinness. Cependant, le nombre de paramètres introduits (deux) est assez

important et n'est justifié au regard du gain acquis que si ces paramètres peuvent s'expliquer par les caractéristiques de végétation des bassins versants.

13.4.3. Conclusion intermédiaire

Deux conclusions se dégagent des premiers résultats présentés :

1. la formule utilisée n'entraîne pas de sur- ou sous-estimation du volume total de l'ETP nécessaire au modèle GR4J : le paramètre introduit obtient des valeurs au calage proches de 1, cela quel que soit le type de végétation du bassin. Ceci va à l'encontre de l'utilisation par certains auteurs de coefficients d'ajustement de l'ETP suivant le type de végétation ;
2. un coefficient de culture variant avec l'ETP ne permet pas d'améliorer significativement les simulations de débit.

Ce dernier point soulève certaines interrogations : la représentation choisie pour l'évolution du coefficient de culture au cours de l'année est-elle la bonne ? Le coefficient de culture est-il un concept physiquement acceptable ?

Comme le note Shuttleworth (1993), les facteurs culturaux ne sont pas les constantes physiologiques universelles qu'elles sont supposées être, mais sont en fait des fonctions complexes de propriétés de surface et aérodynamiques de la plante.

En effet, on peut repartir de l'équation de Penman Monteith pour le gazon de référence :

$$ETP^{RC} = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)W}{\lambda \rho_w \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s^{RC}}{r_a} \right) \right]} \quad (13.14)$$

où r_s^{RC} est la résistance stomatique du gazon. Shuttleworth (1993) recommande une valeur de 69 m s^{-1} . Dans ce cas, l'équation (13.12) s'écrit :

$$ETP^* = K_c \cdot ETP^{RC} \quad (13.15)$$

où ETP^* représente l'ETP dépendant des caractéristiques de la plante :

$$ETP^* = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)W}{\lambda \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad (13.16)$$

En combinant les équations (13.14), (13.15) et (13.16), on obtient l'expression suivante du coefficient de culture K_c (Wallace, 1995) :

$$K_c = \frac{\Delta + \gamma \left(1 + r_s^{RC} / r_a \right)}{\Delta + \gamma \left(1 + r_s / r_a \right)} \quad (13.17)$$

Cette expression montre que le coefficient cultural est relié aux caractéristiques de la plante (ici les résistances aérodynamiques et stomatiques) par une fonction faisant notamment intervenir des paramètres climatiques.

Dans la partie suivante, nous partons directement de l'expression de Penman-Monteith, qui fait intervenir des paramètres tels que la résistance stomatique et la résistance aérodynamique, qui ont *a priori* plus de chances d'être reliés au type de végétation du bassin.

13.5. Paramétrisation de la formule de Penman-Monteith

13.5.1. Méthodologies pour paramétrer la formule de Penman-Monteith

Il nous semble important de clarifier un point qui se révèle être assez confus dans la littérature : la formule de Penman-Monteith est-elle une formule d'ETP, d'ETR ou encore d'évapotranspiration de référence ?

Dans les chapitres précédents, nous avons utilisé l'expression de la formule de Penman-Monteith en tant qu'évapotranspiration de référence, c'est-à-dire que jusqu'ici, les résistances aérodynamique r_a et de surface r_s (ou stomatique) ont été prises respectivement égales à $208 / U$ et 69 sm^{-1} . Ces valeurs sont celles données par Shuttleworth (1993) pour le gazon de référence. La valeur de 69 sm^{-1} correspond à la valeur minimale de la résistance de surface.

Lorsque l'on veut adapter l'expression de la formule de Penman-Monteith à d'autres types de surfaces que le gazon de référence, il convient d'utiliser les expressions adéquates des résistances. Ces résistances varient avec les caractéristiques et le taux d'humidité de la plante (Eagleson, 1978).

Lorsque l'on utilise des paramétrisations (ou estimations) de la résistance stomatique réelle, la formule de Penman-Monteith devient une formule d'ETR, et il convient de l'utiliser en tant que telle, c'est-à-dire que le taux d'évapotranspiration ne doit pas être réduit à nouveau.

Cependant, on peut également utiliser des valeurs *a priori* des résistances stomatiques **minimales**. Ainsi, le taux représenté est maximal et plus adapté au type de plante. La formule obtenue pour chaque type de végétation permet alors d'estimer un taux d'ETR maximale suivant le type de végétation.

Le Tableau 13-5 récapitule les différentes utilisations de la paramétrisation de la résistance stomatique, et les taux d'évapotranspiration calculés par les formules de Penman-Monteith correspondantes :

Tableau 13-5 : Différentes paramétrisations de la résistance stomatique et implication pour le calcul de la formule de Penman-Monteith

Résistance stomatique	Données utilisées dans la formule de Penman-Monteith			Type de taux d'évapotranspiration calculé
	Données climatiques	Type de couvert végétal	Humidité du sol / contenu du réservoir de production	
$r_s = 69 \text{ sm}^{-1}$	✗			ETP _{gazon}
$r_{s \text{ min}}$	✗	✗		ETP
r_s	✗	✗	✗	ETR

13.5.2. Calcul de l'ETP à partir de la formule de Penman-Monteith

13.5.2.1. Paramétrisation de la résistance stomatique minimale

Utilisation des valeurs *a priori* de la résistance stomatique minimale

Dans cette partie, nous évaluons l'intérêt de prendre en compte la résistance stomatique minimale directement au sein de la formule de Penman-Monteith. Pour cela, nous considérons que la résistance stomatique minimale du bassin est égale à la moyenne des résistances des types de végétations présentes sur le bassin, pondérée par le pourcentage de surface correspondant.

Nous avons vu qu'il existe un grand nombre de valeurs *a priori* de la résistance stomatique minimale pour chaque type de végétation. Nous testons ici uniquement celles indiquées dans le Tableau 13-2. Les valeurs des résistances stomatiques de bassin sont indiquées sur la Figure 13-16, pour les quatre jeux de valeurs *a priori* des résistances stomatiques indiquées au Tableau 13-2.

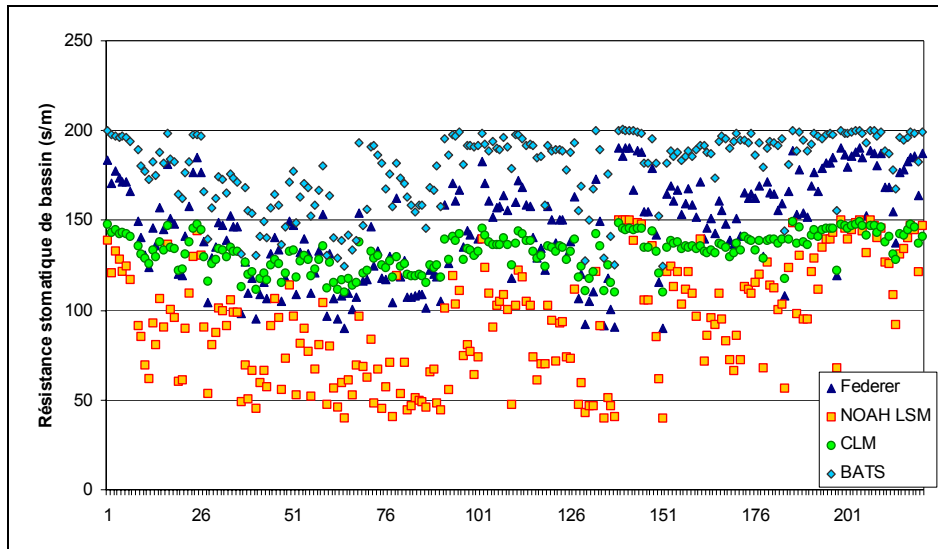


Figure 13-16: Résistances stomatiques de bassin obtenues avec des valeurs a priori pour chaque type de végétation. Valeurs calculées pour l'échantillon de 220 bassins versants.

On note sur la Figure 13-16 que les différents jeux de paramètres a priori donnent des valeurs extrêmement différentes, avec des résistances variant du simple au double selon les valeurs a priori choisies.

L'évaluation se fait par rapport à l'ETP de Penman-Monteith de référence, c'est-à-dire avec une résistance stomatique minimale égale à celle du gazon (69 ms^{-1}). La Figure 13-17 indique les distributions sur les périodes de contrôle des critères de Nash sur les débits. Nous avons représenté les performances des formules d'ETP de Penman-Monteith utilisant les valeurs a priori des résistances stomatiques minimales selon les quatre sources indiquées précédemment, ainsi qu'une formule de référence utilisant une valeur fixe et égale à 69 s.m^{-1} pour tous les bassins.

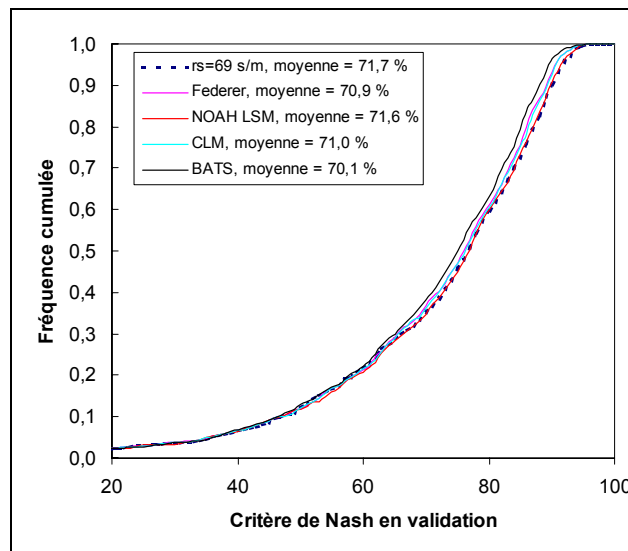


Figure 13-17 : Distributions des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants. Comparaison de formulations d'ETP de Penman-Monteith utilisant diverses valeurs pour la résistance stomatique minimale.

La Figure 13-17 met en évidence la faible sensibilité du modèle au changement de la résistance stomatique minimale. La fourchette des moyennes est de 2% pour le critère de Nash sur les débits. De plus, la formule de Penman-Monteith de référence semble être la plus appropriée pour représenter l'ETP au sein du modèle., c'est-à-dire que l'introduction de la connaissance de la végétation entraîne une perte de performance du modèle pluie-débit

Ceci veut dire que :

- le modèle GR4J pâtit des estimations *a priori* de la résistance stomatique ;
- la distinction entre bassins (qui peut montrer des différences considérables selon la Figure 13-16) ne semble pas jouer un rôle primordial puisqu'une valeur fixe de 69 s m^{-1} pour l'ensemble des bassins est la plus satisfaisante des approches. Cependant, ceci peut aussi provenir de valeurs inadéquates des résistances stomatiques minimales.

Afin de vérifier ce dernier point, nous proposons dans le prochain paragraphe de caler la valeur de la résistance stomatique minimale.

Paramétrisation de la résistance stomatique minimale

Afin de paramétrer la résistance stomatique minimale, nous avons introduit un paramètre supplémentaire au sein du modèle GR4J. Ce paramètre X_5 est calé comme les quatre autres paramètres, et la résistance stomatique minimale est déterminée par :

$$r_{s \text{ min}} = X_5 \quad (13.18)$$

La Figure 13-18 indique les distributions sur les périodes de contrôle des critères de Nash sur les débits. Nous avons représenté les performances des formules d'ETP de Penman-Monteith utilisant les valeurs *a priori* du modèle BATS, pour une valeur fixe et égale à 69 sm^{-1} pour tous les bassins et utilisant un paramètre supplémentaire calé.

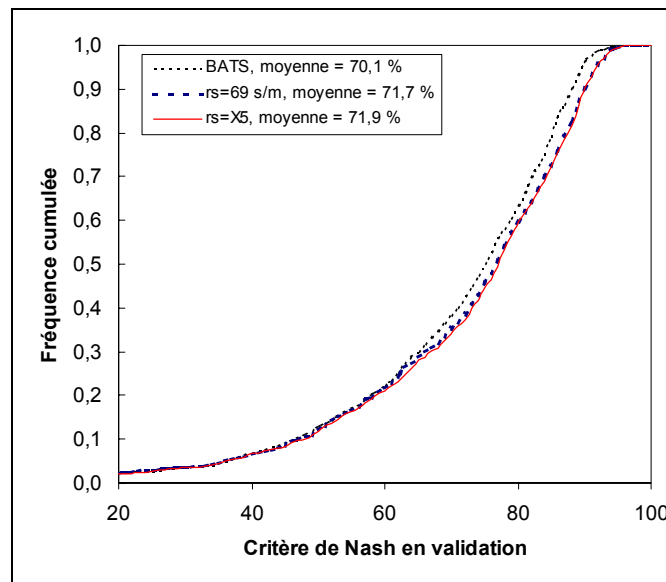


Figure 13-18 : Distributions des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants. Comparaison de formulations d'ETP de Penman-Monteith utilisant des valeurs *a priori* pour la résistance stomatique minimale et des valeurs calées.

La Figure 13-18 met en évidence qu'un calage par bassin de la résistance stomatique minimale ne permet pas au modèle d'améliorer ses performances de façon significative. La valeur fixe de 69 sm^{-1} suffit largement.

La Figure 13-19 indique les valeurs calées de la résistance stomatique minimale par bassin, en comparaison avec les valeurs *a priori* de trois modèles SVAT.

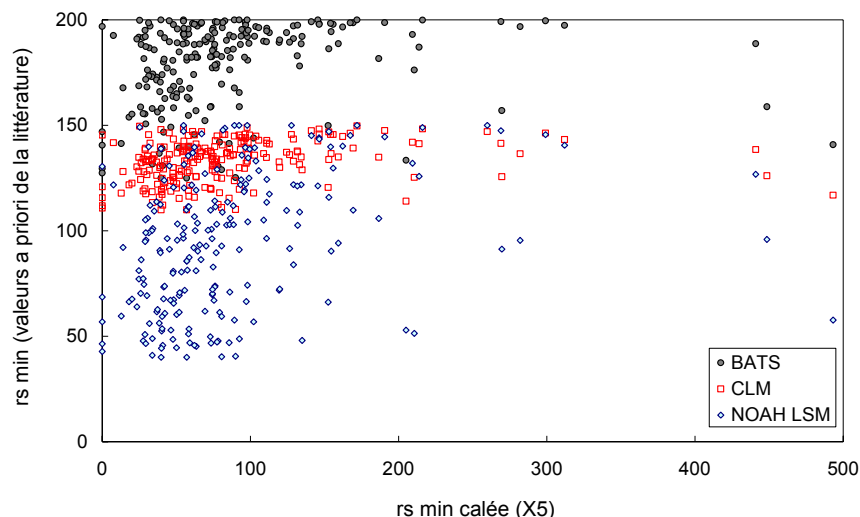


Figure 13-19 : Différences entre les valeurs *a priori* et valeurs calées des résistances stomatiques minimales sur l'échantillon de 220 bassins versants.

La Figure 13-19 confirme que les valeurs *a priori* proposées dans la littérature sont très éloignées des valeurs calées. Dans un tel contexte, il semble peu probable de tirer une explication physique du paramètre introduit. La Figure 13-20 montre les variations du paramètre X_5 , en fonction du pourcentage de surfaces agricoles et forestières. La Figure 13-20 ne suggère pas de corrélations entre la résistance stomatique minimale et le type de végétation présent sur le bassin.

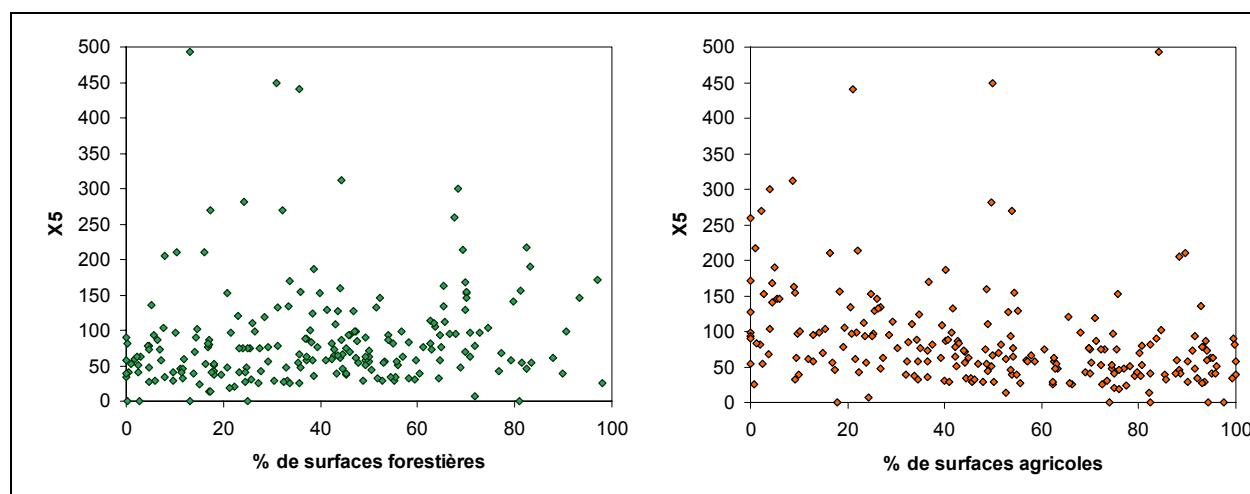


Figure 13-20 : Relation entre paramètre de résistance stomatique minimale calé (X_5) et taux de couverture forestière et agricole des bassins versants.

13.5.2.2. Paramétrisation de la résistance aérodynamique

Valeurs a priori et paramétrisation de la résistance aérodynamique

Dans cette partie, nous considérons que la résistance aérodynamique du bassin est égale à la moyenne des résistances des types de végétations présentes sur le bassin, pondérées par le pourcentage de surface que représentent ces types de végétations. Nous avons vu que la résistance aérodynamique fait intervenir la vitesse du vent et une constante qui peut être estimée *a priori* suivant les caractéristiques de la végétation. C'est cette constante que nous allons essayer d'évaluer plus précisément à l'aide des types de végétations présents sur les bassins de l'échantillon.

Comme précédemment, nous utilisons les valeurs *a priori* existant dans la littérature (cf. Tableau 13-1) pour estimer cette constante puis une optimisation de cette constante. Le paramétrage s'effectue en introduisant un nouveau paramètre X_5 :

$$r_a = \frac{X_5}{U} \quad (13.19)$$

Pour les valeurs *a priori* de ce paramètre, nous avons vu qu'il existe plusieurs sources permettant de les estimer pour chaque type de végétation. Les valeurs des constantes aérodynamiques de bassin sont indiquées sur la Figure 13-21, pour trois jeux de valeurs *a priori*.

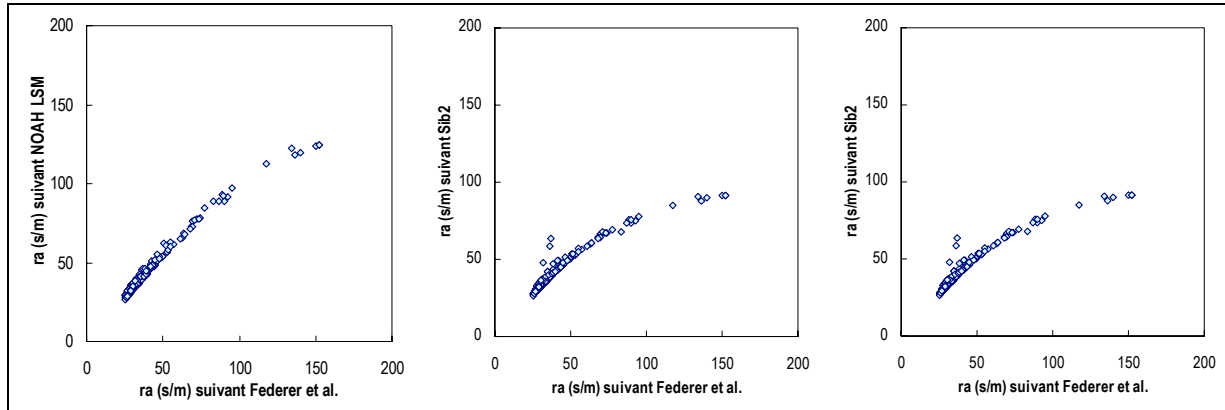


Figure 13-21 : Constantes de la résistance aérodynamique de bassin obtenues avec des valeurs *a priori* pour chaque type de végétation sur les 220 bassins versants.

On note sur la Figure 13-21 que les différents jeux de paramètres *a priori* donnent des valeurs similaires d'une estimation à l'autre. Ces valeurs sont nettement en dessous de la valeur pour le gazon de référence utilisée jusqu'à présent qui est de 208. Ceci a pour principal effet de diminuer la résistance aérodynamique de manière spectaculaire (par un facteur médian de 5).

L'évaluation se fait par rapport à l'ETP de Penman-Monteith de référence, c'est-à-dire avec une constante de 208 pour la résistance aérodynamique. La Figure 13-22 indique les distributions sur les périodes de contrôle des critères de Nash sur les débits. Nous avons représenté les performances obtenues avec des formules d'ETP de Penman-Monteith utilisant les valeurs *a priori* des résistances stomatiques minimales selon les deux sources indiquées précédemment, la formule de référence utilisant une valeur fixe et égale à 208 pour tous les bassins et une résistance aérodynamique calée pour chaque bassin. La Figure 13-22 met en évidence la sensibilité du modèle au changement de la constante de la résistance aérodynamique.

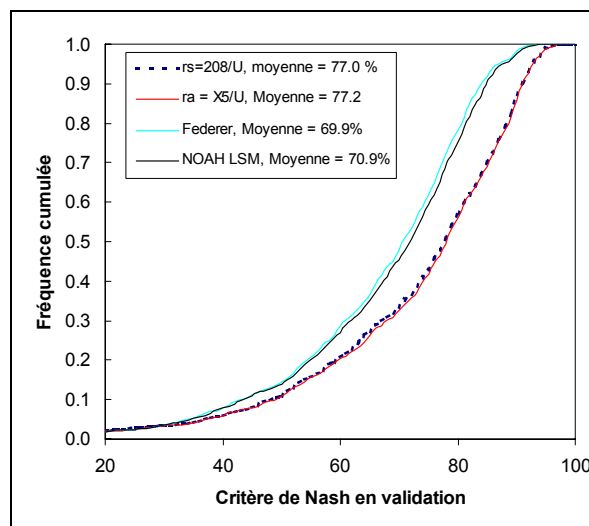


Figure 13-22 : Distributions des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants. Comparaison de formulations d'ETP de Penman-Monteith utilisant diverses valeurs pour la résistance aérodynamique

La formule de Penman-Monteith de référence semble être la plus appropriée pour représenter l'ETP au sein du modèle. Ceci veut dire que :

- Les estimations *a priori* de la constante de la résistance aérodynamique donnent des valeurs trop faibles pour cette constante.
- Le fait de caler un paramètre pour déterminer la constante de la résistance aérodynamique ne permet pas de fournir de meilleures estimations qu'avec une valeur constante sur tous les bassins de l'ordre de 208.

13.5.3. Calcul de l'ETR à partir de la formule de Penman-Monteith

Dans cette partie, nous considérons que la résistance stomatique varie en fonction du niveau du réservoir de production, suivant le schéma d'Eagleson (1978). Cette méthodologie est souvent privilégiée au sein des modèles pluie-débit car elle est simple et facile à mettre en œuvre au sein d'un modèle à réservoir (Franks *et al.*, 1997; Schulz et Beven, 2003), notamment par rapport à des schématisations plus complexes telle celle développée par Jarvis (1976).

Comme le rappelle Wallace (1995), le taux d'évapotranspiration ainsi calculé est un taux d'ETR, et non plus d'ETP. Ainsi, au sein du modèle, l'ETR n'est plus estimée par la courbe de rendement habituelle, mais directement par la formule de Penman-Monteith, dont la résistance stomatique est estimée par l'équation (13.7).

13.5.3.1. Modélisation de la résistance stomatique

La modélisation de la résistance stomatique fait intervenir deux paramètres : la résistance stomatique minimale et la résistance stomatique maximale. Entre ces deux valeurs, on considère que la résistance stomatique décroît linéairement avec le contenu en eau du sol (Eagleson, 1978). Nous avons introduit au sein du modèle deux paramètres supplémentaires X_5 et X_6 qui interviennent au sein de l'équation (13.7) par la relation suivante :

$$r_s = X_5 + X_6 \left(1 - \frac{S}{A} \right) \quad (13.20)$$

avec :

$$\begin{cases} r_{s \min} = X_5 \\ r_{s \max} = X_5 + X_6 \end{cases} \quad (13.21)$$

où X_5 et X_6 prennent des valeurs positives et peuvent être calés comme les autres paramètres du modèle. En combinant les équations (13.20) et (13.21), on retrouve l'expression de la résistance stomatique de l'équation (13.7).

Une deuxième structure a été testée. Elle consiste à dire que la résistance maximale peut être considérée comme une constante d'un bassin à l'autre. Pour cela, nous avons testé plusieurs valeurs pour $r_{s \max}$, en gardant le calage pour $r_{s \min}$.

13.5.3.2. Performance des structures testées

La Figure 13-23 indique les distributions des critères de Nash sur les débits sur les périodes de contrôle, obtenus avec la structure initiale à quatre paramètres, et les deux nouvelles structures proposées, avec un ou deux paramètres supplémentaire.

Pour la deuxième structure, la résistance stomatique maximale a été fixée à 200 s m^{-1} , valeur qui fournissait les meilleures simulations.

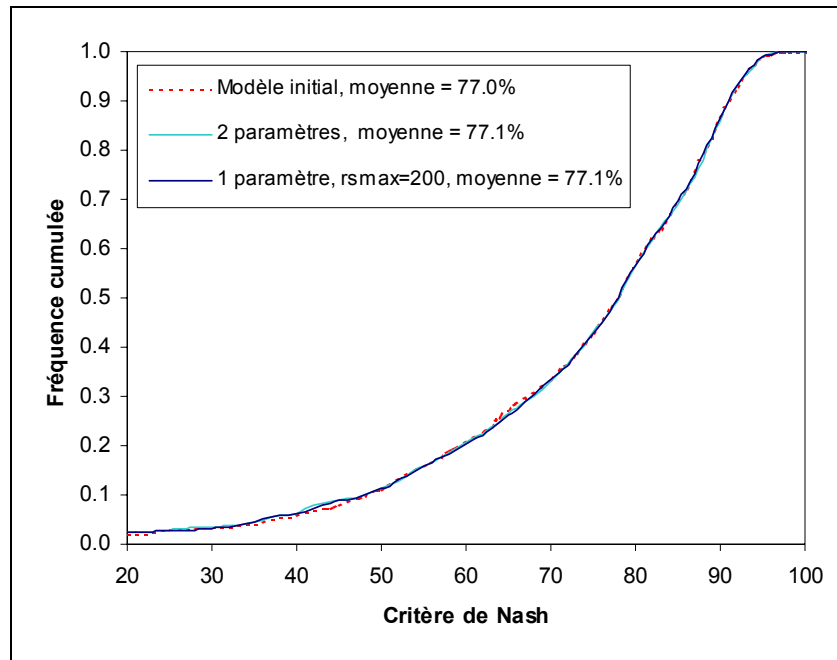


Figure 13-23 : Distributions des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants. Comparaison de formulations d'ETR de Penman-Monteith faisant intervenir un ou deux paramètres supplémentaires.

La Figure 13-23 met en évidence l'absence de sensibilité des performances du modèle au changement de formulation de l'ETR. Les trois structures fournissent des performances similaires.

13.5.3.3. Interprétation des paramètres introduits

Dans un tel contexte, il semble peu probable de tirer une explication physique du paramètre introduit. La Figure 13-24 indique les variations des paramètres de résistances stomatiques minimale et maximale, en fonction du pourcentage de surface du bassin correspondant à des zones forestières.

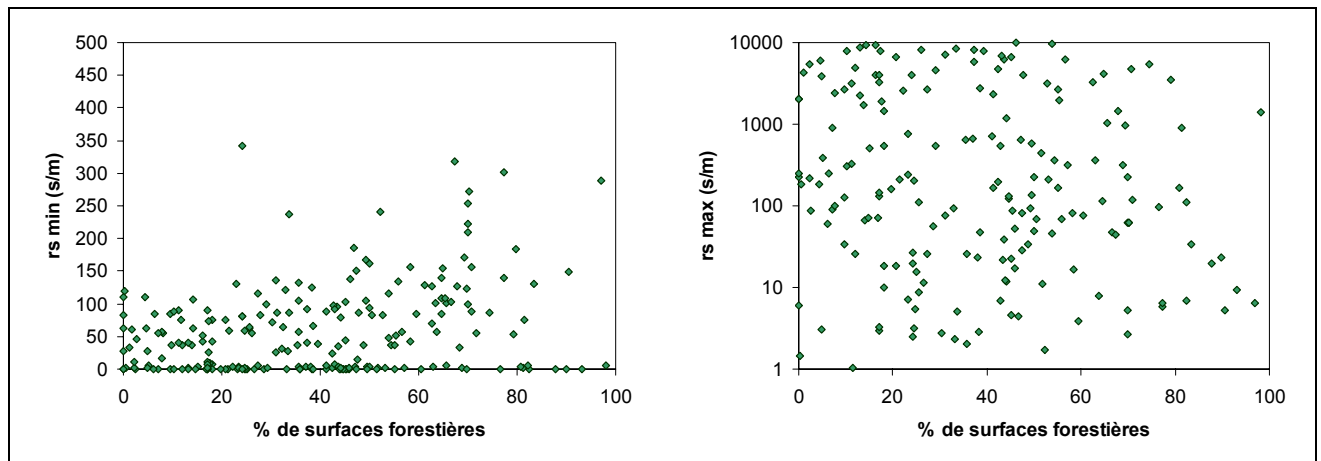


Figure 13-24 : Relation entre paramètres de résistance minimale et maximale calés et taux de couverture forestière et agricole des bassins versants.

Comme la Figure 13-20, la Figure 13-24 ne suggère aucune corrélation claire entre la résistance stomatique minimale ou maximale et type de végétation du bassin. De plus, les gains obtenus avec ce paramètre supplémentaire sont trop limités pour justifier qu'on le conserve.

13.6. Impact du paramètre d'échanges souterrains sur les échanges sol-végétation-atmosphère

Les tentatives faites pour essayer d'introduire des descripteurs de végétation au sein de la formule d'ETP afin de corriger celle-ci, ont permis de mesurer les limites d'une exploitation de cette information. Mouelhi (2003) a montré, pour des modèles pluie-débit au pas de temps annuel et mensuel, les relations existant entre un paramètre correctif de l'ETP et le paramètre d'échanges souterrains. Ainsi, il est possible que les efforts faits pour corriger une sur- ou sous-estimation de l'ETP soient affectés par la prépondérance du paramètre d'échanges souterrains.

Dans ce paragraphe, nous essaierons de comprendre pourquoi les coefficients introduits précédemment ont si peu d'impact sur les performances du modèle et pourquoi il n'est pas possible de les relier aux descripteurs de végétation.

13.6.1. Relations entre paramètres du modèle GR4J et descripteurs de végétation

Jusqu'ici, nous nous sommes limités à interpréter les paramètres introduits dans le but d'expliquer physiquement leur valeur au calage. La Figure 13-25 indique les relations obtenues entre paramètres du modèle GR4J et taux de couvert forestier sur les bassins correspondants et met en évidence la difficulté d'interpréter les paramètres du modèle à l'aide du taux de couvert forestier.

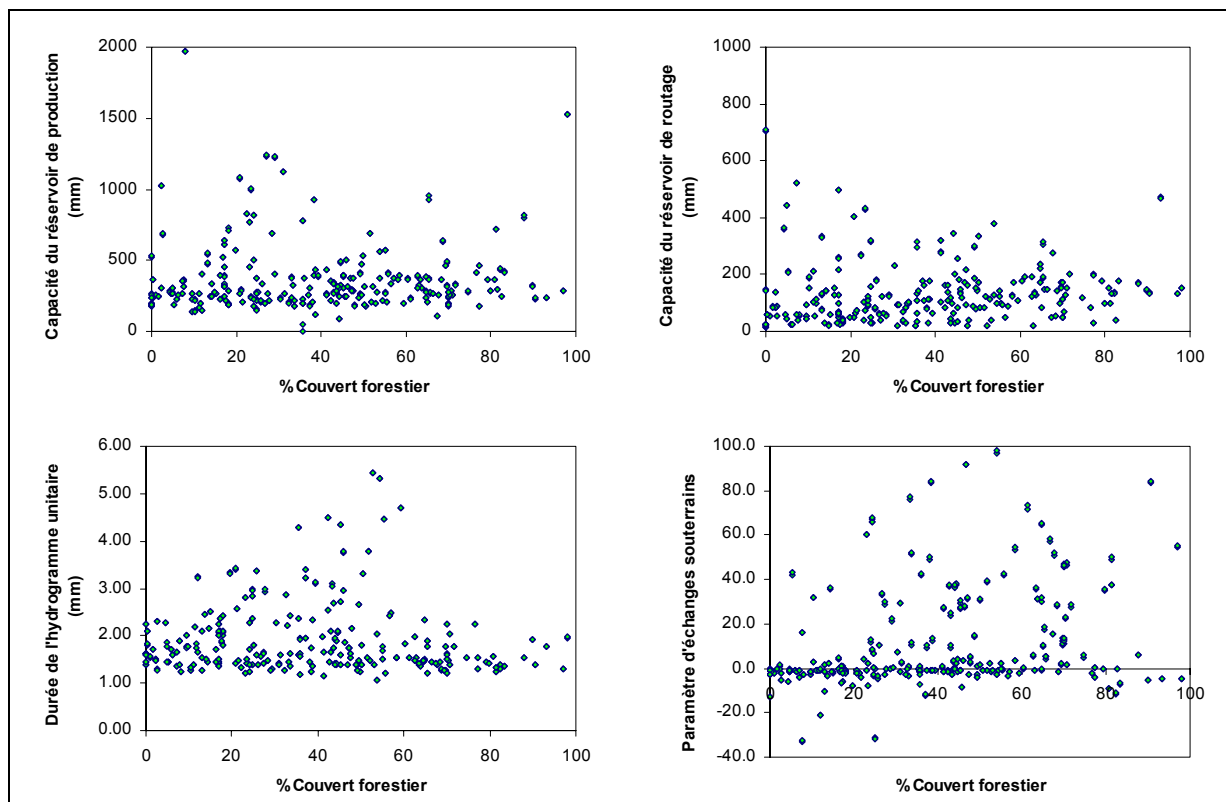


Figure 13-25 : Relation entre paramètres du modèle GR4J et taux de couvert forestier

13.6.2. Relations entre paramètres de correction de l'ETP et paramètre d'échanges souterrains

Dans le paragraphe 13.4, nous avons introduit un paramètre de correction de l'ETP, dans le but d'éviter une sur- ou sous-estimation de l'ETP. Nous avons vu que ce paramètre prend généralement des valeurs égales à 1, correspondant à une absence de correction de l'ETP.

Afin de voir si ce paramètre de correction de l'ETP est susceptible d'être lié au paramètre d'échanges souterrains, nous proposons de comparer les paramètres du modèle GR4J aux paramètres d'un modèle GR4J modifié auquel on a ajouté un paramètre de correction de l'ETP et enlevé la fonction d'échanges souterrains (i.e.

on impose des échanges souterrains nuls). La Figure 13-26 indique les valeurs prises par les paramètres des deux modèles à quatre paramètres.

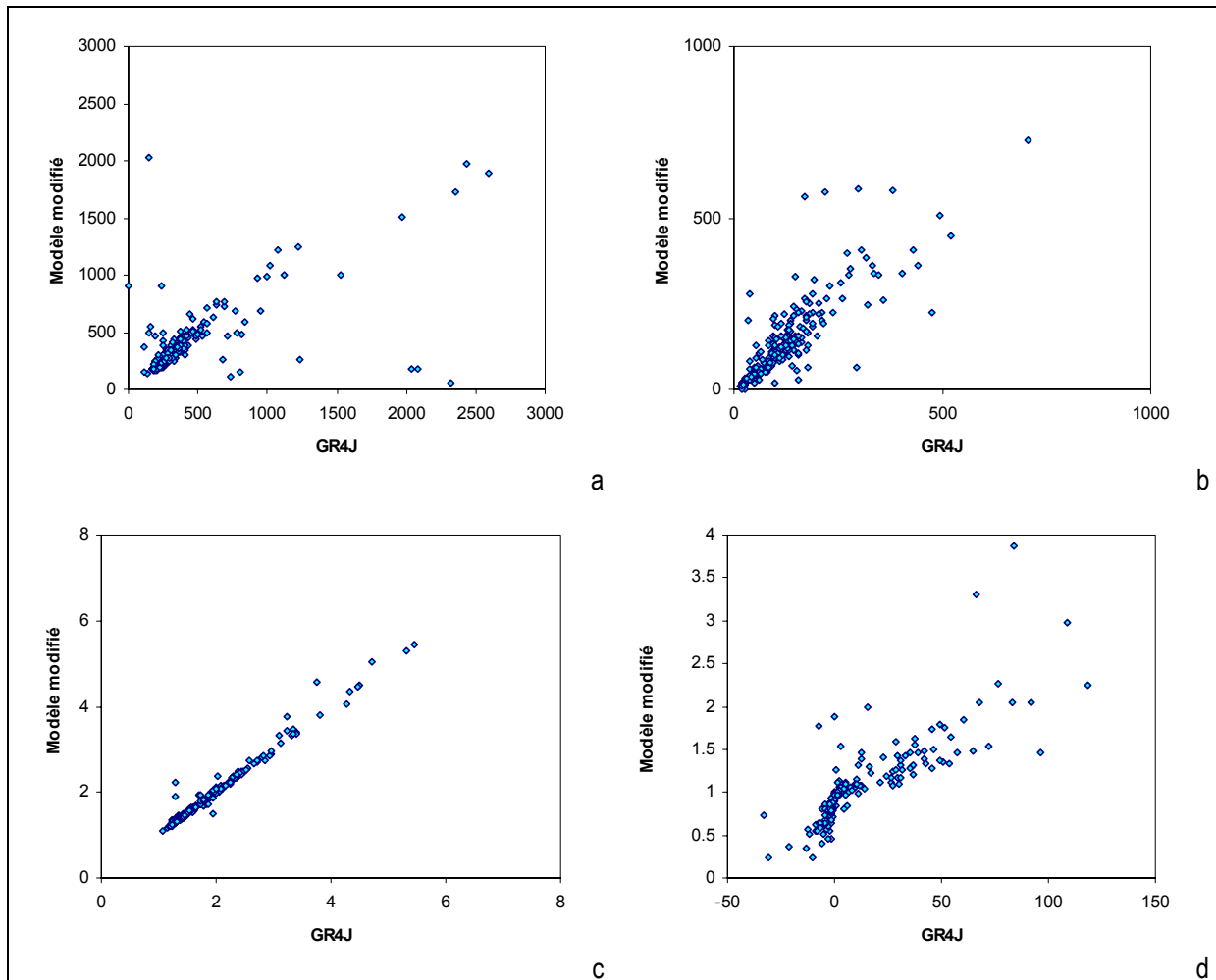


Figure 13-26 : Relation entre paramètres du modèle GR4J et paramètres du modèle GR3J + paramètre de correction de l'ETP. Les paramètres représentés sont (a) capacité du réservoir de production, (b) capacité du réservoir de routage, (c) durée de l'hydrogramme unitaire, et (d) paramètre d'échanges souterrains ou coefficient de correction de l'ETP (inverse de la valeur).

On constate sur la Figure 13-26 que les paramètres de capacité du réservoir de production, de routage et de durée d'hydrogramme unitaire sont très bien corrélés. En ce qui concerne les relations entre le paramètre de correction de l'ETP et le paramètre d'échanges souterrains, il est intéressant de voir que ces deux paramètres quoique différents sont assez corrélés, et qu'une diminution systématique de l'ETP est représentée par une augmentation du paramètre d'échanges souterrains. Il faut toutefois noter une différence de comportement selon le signe du paramètres d'échanges.

Ceci montre la difficulté d'affiner la représentation des échanges entre le système bassin versant et l'atmosphère, alors que l'on ne sait que très peu de choses sur la représentation des échanges en profondeur. Ainsi, le fait de rajouter un paramètre de correction de l'ETP au sein du modèle GR4J n'a pas de chance d'aboutir à des résultats satisfaisants, puisque les variations de ce paramètre sont plus ou moins reprises par celles du paramètre d'échanges souterrains.

Notons que les valeurs prises par le paramètre de correction de l'ETP peuvent être assez importantes (valeurs extrêmes de 2.9 et 0.1), notamment en comparaison avec les valeurs prises par ce coefficient lorsque le paramètre d'échanges souterrains est maintenu (cf. § 13.4). Ceci suggère que l'on ne peut pas négliger le terme d'échanges souterrains. Dans la représentation du bassin versant que nous donne le modèle GR4J (et très probablement dans la réalité), les pertes du système en eau ne se font pas exclusivement à l'interface sol-végétation-atmosphère.

En terme de performances, nous avons représenté sur la Figure 13-27 les distributions des critères de Nash obtenus avec les trois modèles sur l'ensemble de l'échantillon. Les performances obtenues par les deux modèles à quatre paramètres sont sensiblement identiques, avec une légère supériorité du modèle GR4J. Ces deux modèles sont nettement plus performants que le modèle GR4J sans échanges souterrains, montrant ainsi qu'on ne peut pas s'affranchir d'un paramètre représentant les échanges souterrains et/ou corrigeant les échanges avec l'atmosphère.

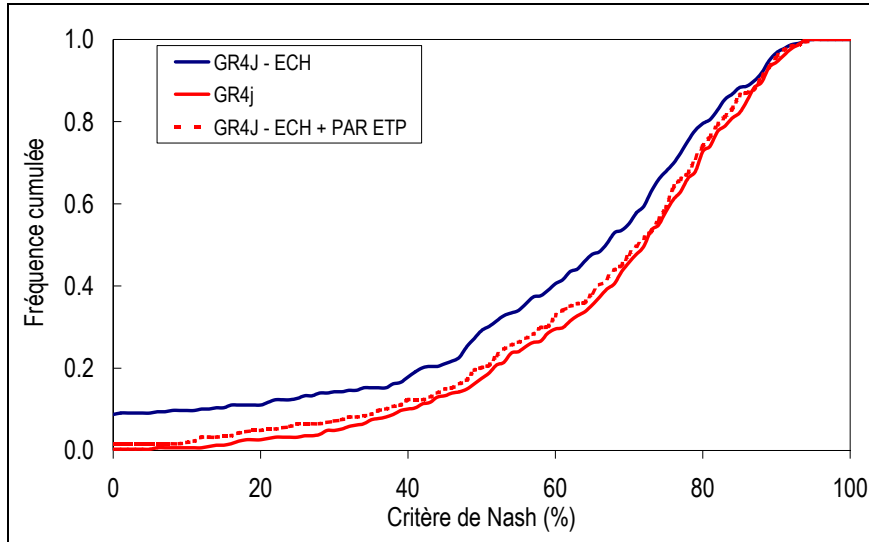


Figure 13-27 : Distributions des critères de Nash obtenus avec GR4J et les deux autres variantes sur l'échantillon des 220 bassins versants.

13.6.3. Discussion sur la démarche à adopter

Les échecs d'utilisation de paramètres de correction de l'ETP s'expliquent en partie par la prépondérance du paramètre d'échanges souterrains. Jouer sur des sur- ou sous-estimations de l'ETP se traduit directement par des variations du paramètre d'échanges souterrains.

Il est par conséquent difficile d'utiliser des descripteurs de végétation afin de quantifier *a priori* les échanges systématiques des bassins versants avec l'atmosphère, puisque le paramètre introduit prend implicitement en compte des phénomènes d'échanges souterrains et des phénomènes de correction de l'entrée d'ETP.

Enfin, soulignons que supprimer le paramètre d'échanges souterrains reviendrait à négliger des échanges qui peuvent être aussi importants que les échanges avec l'atmosphère. En effet, nous avons constaté qu'un paramètre de correction sur l'ETP sans paramètre d'échanges souterrains, n'était pas physiquement acceptable (correction de rapports 0.1 à 3). Ceci confirme les résultats de Mouelhi (2003) obtenus à des échelles de temps plus larges.

Ainsi, il ne nous semble pas possible de moduler l'ETP suivant la végétation présente sur le bassin versant. En revanche, il semble *a priori* acceptable d'introduire des paramètres sur la fonction de rendement ETR/ETP, qui permettent de répondre à l'effet saisonnier de la végétation sur l'évapotranspiration.

13.7. Modification de la partie du modèle traitant de l'évapotranspiration

Nous avons vu dans les paragraphes précédents que l'utilisation de descripteurs de végétation au sein de la formule d'ETP ne permet pas d'améliorer la performance des modèles pluie-débit. De plus, les paramètres introduits ne peuvent pas être physiquement expliqués.

Par ailleurs, l'utilisation d'une paramétrisation de la formule de Penman-Monteith pour modéliser l'ETR s'est révélée inefficace. On peut se demander à ce sujet si le fait d'ajouter une contrainte à l'évapotranspiration (par le

biais de la résistance stomatique) ne doit pas être équilibré par des modifications favorisant l'évapotranspiration (par exemple par le biais d'une modélisation de l'extraction de l'eau par les racines).

Le but de ce paragraphe est de tester plusieurs modifications de structure du modèle GR4J, permettant d'utiliser des descripteurs de végétation pour estimer l'ETR. Pour cela, nous conservons une structure assez fidèle du modèle GR4J, avec une fonction de rendement ETR/ETP. Dans un premier temps, nous essayons d'adapter cette fonction de rendement bassin par bassin, puis nous testons une version du modèle GRHUM, dont la structure fait directement référence à la végétation.

13.7.1. Introduction d'un paramètre supplémentaire dans la fonction de rendement de l'ETR

La fonction de rendement ETR/ETP du modèle GR4J est une fonction polynomiale de deuxième degré, s'écrivant sous la forme :

$$\frac{ETR}{ETP} = 1 - \left(1 - \frac{S}{X_1}\right)^w \quad (13.22)$$

L'exposant w dans cette équation est égal à 2 au sein du modèle GR4J. Cette valeur a été obtenue par ajustement au cours du développement du modèle GR4J (Edijatno, 1991). Cette équation ajustée permet de mettre en évidence le comportement particulier pour le rendement de l'ETR qui n'approche la valeur nulle que lorsque S est proche de zéro.

Cependant, on peut se demander si, pour certains bassins, un autre exposant ne serait pas plus pertinent.

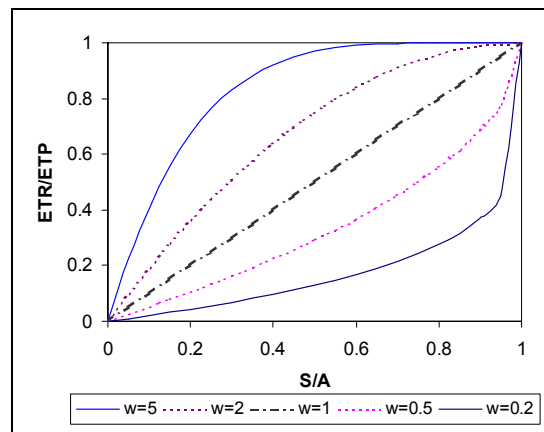


Figure 13-28 : Exemples de fonctions de rendement de l'ETR avec différents exposants w .

Sur la Figure 13-28, nous avons représenté les courbes correspondant à plusieurs valeurs pour l'exposant de l'équation (13.22). Au vu de cette figure, des exposants supérieurs à 2 seraient probablement plus aptes à représenter le contrôle de l'évapotranspiration par les racines pour les bassins forestiers. Afin de tester cette hypothèse, nous avons laissé libre le paramètre w de l'équation (13.22), permettant ainsi un ajustement pour chaque bassin versant. Les performances obtenues avec ce modèle sont similaires à celles obtenues avec un exposant fixé à deux. La Figure 13-29 indique les relations existant entre le paramètre w calé et le taux de couverture forestière des 220 bassins versants. Cette figure ne met en évidence aucune corrélation entre le paramètre introduit et le taux de couverture végétale.

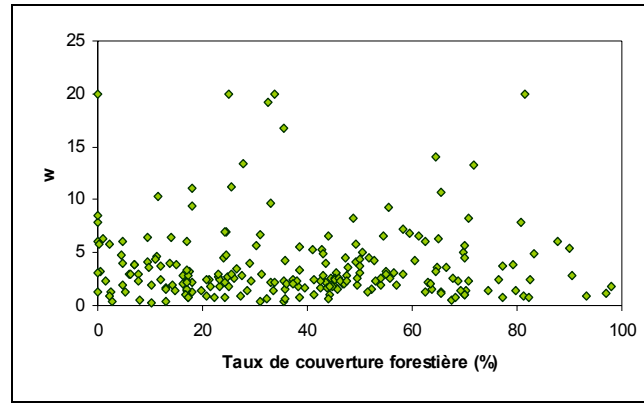


Figure 13-29 : Relation entre valeur de l'exposant w de la fonction de rendement de l'ETR et le taux de couverture forestière.

13.7.2. Utilisation de la structure du modèle GRHUM

13.7.2.1. Description du modèle GRHUM

Au sein du modèle GRHUM (Loumagne *et al.*, 1996), l'évapotranspiration réelle est calculée pour chaque couche de sol en séparant la contribution du sol et de la végétation. Elle fait intervenir les caractéristiques du sol et de la végétation.

L'évaporation du sol est modélisée selon le concept d'évaporation limite qui représente la quantité maximale d'eau qui peut s'évaporer compte tenu des conditions limites. Cette valeur limite est déterminée par la diffusivité hydrique du sol et bornée par l'ETP :

$$E_{lim} = AA \times \exp \left[BB \cdot \left(\frac{W_s}{W_{smax}} \right)^2 \right] \times \frac{W_s}{W_{smax} - W_s} \quad (13.23)$$

où W_s est le contenu en eau du réservoir de surface et W_{smax} est le contenu en eau maximal de ce réservoir. Les paramètres AA et BB dépendent de la nature du sol, ils prennent pour valeur respectivement 0,89 et 8 pour des sols limono-argileux. L'évaporation du sol diffère selon la valeur d'ETP :

$$\begin{aligned} \text{Si } E_{lim} > ETP \quad \text{alors } E_{sol} &= ETP \\ \text{Si } E_{lim} \leq ETP \quad \text{alors } E_{sol} &= ETP \times \left(1 - \sqrt{1 - \frac{E_{lim}}{ETP}} \right) + E_{lim} \times \left(\frac{\pi}{2} - \text{Arc sin} \left(\frac{E_{lim}}{ETP} \right) \right) \end{aligned} \quad (13.24)$$

Enfin, E_{sol} est limité par le stock d'eau dans la couche de surface : $E_{sol} = \min(E_{sol}, W_s)$.

La transpiration de la végétation E_{veg} est calculée à partir du facteur classique d'évapotranspiration ou d'aridité β estimé de façon empirique par la relation suivante, établie pour des couverts de céréales sur le bassin de l'Adour (Ottlé et Vidal-Madjar, 1994) :

$$\begin{cases} E_{veg} = \beta \cdot ETP \\ \beta = 1 - \exp \left(-12 \frac{W_g - W_{wilt}}{W_{gmax}} \right) \end{cases} \quad (13.25)$$

W_{wilt} correspond à la teneur en eau des plantes au point de flétrissement, dépendant du type de sol, fixée à 50 mm. Les évaporations de la couche globale E_g et de la couche de surface E_s sont calculées à l'aide de E_{sol} et de E_{veg} de la façon suivante :

$$\begin{cases} E_g = (1-\sigma_f)E_{sol} + \sigma_f E_{veg} \\ E_s = (1-\sigma_f)E_{sol} + 0.2\sigma_f E_{veg} \frac{W_s}{W_{smax}} \end{cases} \quad (13.26)$$

Le premier terme de ces sommes correspond à la partie évaporée par le sol nu et le deuxième représente la transpiration de la végétation. Dans cette modélisation, on considère qu'au maximum, pour l'ensemble de la végétation, 20 % de la transpiration de la végétation provient de la couche de surface.

Le taux de couverture végétale évaporante σ_f représente le taux de végétation verte apte à transpirer. Ce paramètre peut être en partie déterminé à partir des mesures de télédétection (Quesney, 1999) mais une modélisation de ce paramètre à l'aide de l'ETP peut être utilisée sur des bassins agricoles (Oudin, 2001) :

$$\sigma_f = K \times \frac{ETP}{ETP_{max}} \quad (13.27)$$

où K est un paramètre positif à caler, compris entre 0 et 1.

Cette formulation permet notamment une application plus aisée de GRHUM, sans collecte de données sur la dynamique de l'occupation des sols pour le bassin versant.

Cette version de GRHUM a été exploitée par Cognard-Plancq *et al.* (2001) afin de déterminer l'impact d'une reforestation sur le comportement hydrologique des bassins expérimentaux du Mont Lozère. Les résultats ont montré que le modèle est sensible au taux de couverture végétal et une reforestation des bassins conduirait à une réduction des volumes annuels de crues de 10% et de 20% pour les pics de crues.

On peut également envisager une version légèrement modifiée avec un paramètre supplémentaire pour représenter un délai entre courbe de régime de l'ETP et reprise du taux de végétation verte du bassin, ceci afin de représenter le délai de réaction de la végétation face à la reprise de l'ETP.

13.7.2.2. Variantes testées du modèle

Nous nous sommes limités à deux versions du modèle GRHUM, indiquées au Tableau 13-6.

Tableau 13-6 : Variantes testées du modèle GRHUM

Modèle	Nombre de paramètres	Paramètres susceptibles d'être liés à la végétation
GRHUM 1	6	Paramètres des réservoirs de production Paramètre de modélisation du couvert
GRHUM 2	7	Paramètres des réservoirs de production Paramètre de modélisation du couvert Délai entre courbe du couvert végétal et courbe de régime de l'ETP

13.7.2.3. Résultats obtenus

La Figure 13-30 représente la fréquence cumulée des critères de Nash sur les débits obtenus sur l'ensemble des bassins-périodes pour le modèle GR4J et les deux variantes du modèle GRHUM.

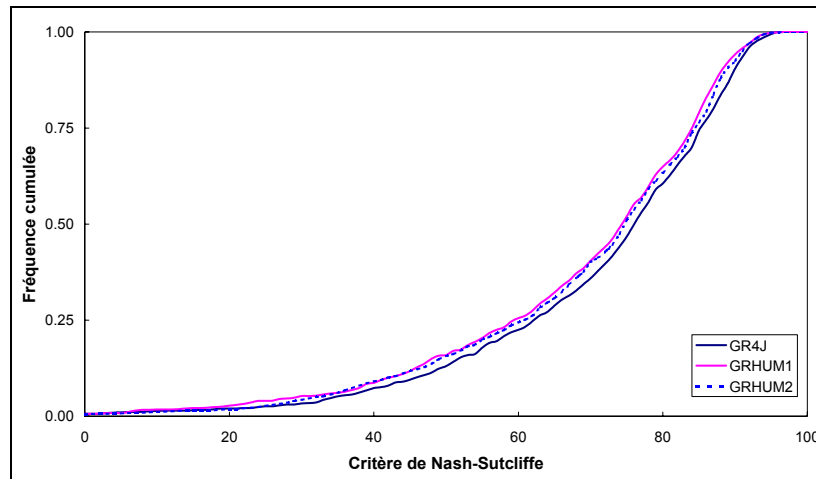
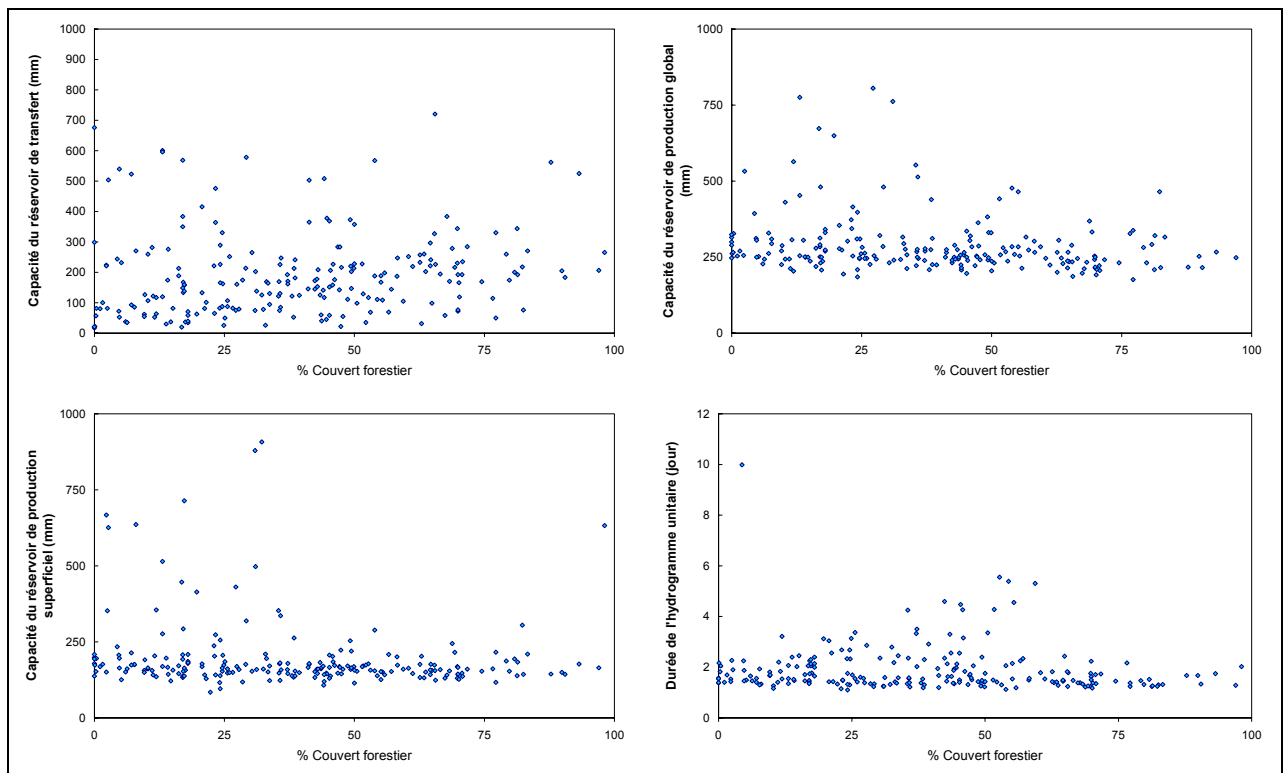


Figure 13-30 : Fréquence cumulée des critères de Nash sur les débits obtenus sur les bassins versants. Comparaison des modèles GR4J et des deux variantes testées de GRHUM.

Le modèle GR4J est légèrement plus efficace que le modèle GRHUM (un à deux points pour la médiane), alors que les deux versions du modèle GRHUM sont équivalentes, ce qui discrédite la version à sept paramètres (GRHUM2), probablement sur-paramétrée.

En terme de performance, le modèle GR4J ne semble donc pas en mesure d'être dépassé par le modèle GRHUM. Pour le modèle GRHUM, nous avons représenté en Figure 13-31 les valeurs des paramètres calés en fonction du taux de couverture forestière. La Figure 13-31 ne met pas en évidence de relations évidentes entre taux de couvert forestier et paramètres du modèle.



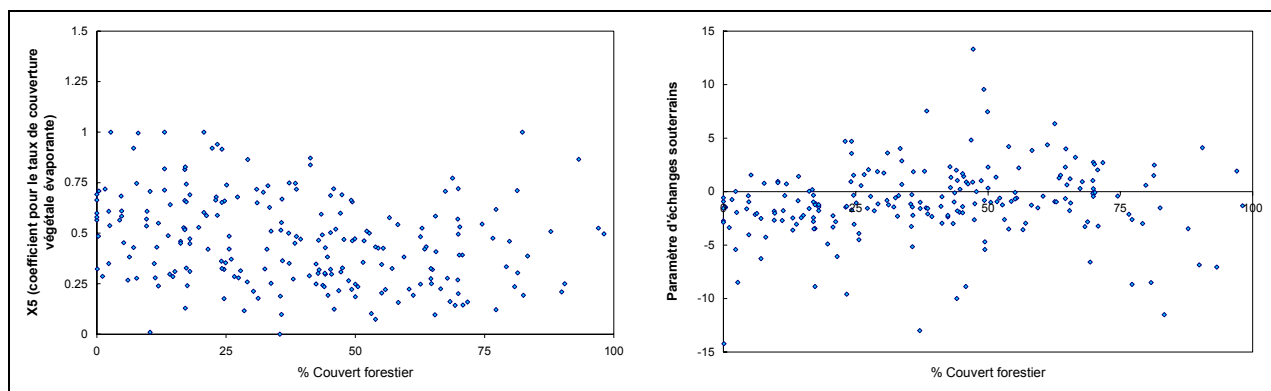


Figure 13-31 : Relation entre paramètres du modèle GRHUM et taux de couverture forestière.

13.8. Synthèse

Dans ce chapitre, nous avons essayé de tirer parti de descripteurs de la végétation des bassins versants pour améliorer l'estimation de l'ETR au sein du modèle GR4J. La méthodologie proposée est basée sur une approche conceptuelle, qui nous a semblé plus adaptée au modèle pluie-débit GR4J que des approches plus physiques de type SVAT. Pour cela, deux stratégies ont été utilisées. La première a consisté à modifier la formulation de l'ETP en fonction du type de végétation présente sur le bassin, et la deuxième a consisté à un ajustement de l'estimation de l'ETR en fonction du type de végétation.

Quelle que soit l'approche adoptée, la prise en compte de la végétation n'a pas permis d'améliorer de façon significative les performances du modèle GR4J au regard des complexifications induites. L'introduction de paramètres supplémentaires n'est donc pas justifiée. De plus, ces paramètres n'ont pas pu être interprétés à l'aide des taux de couverture végétale. La seule approche qui a peut être laissé entrevoir des possibilités d'exploitation des descripteurs de végétation est une approche basée sur la formule de Penman-Monteith et la paramétrisation du terme de résistance stomatique.

L'échec d'amélioration de la prise en compte de descripteurs de végétation renforce les résultats obtenus par Andréassian (2002) concernant l'impact de l'évolution du couvert forestier. Ils montrent également la difficulté fréquemment rencontrée d'intégrer de manière efficace des indicateurs de végétation au sein des modèles pluie-débit globaux.

Cependant, il faut noter que les données utilisées étaient assez limitées, les descripteurs de végétation sont des descripteurs statiques, qui donnent juste une information moyenne sur l'année. Ainsi, l'investigation aurait été plus complète si nous avions disposé des indices de végétation variant au cours du temps (du type LAI). Ces indices de végétation ont montré leur potentialité pour aider à estimer l'ETR (Szilagyi, 2002), mais sont difficiles à obtenir, et plus encore pour un large échantillon de bassins versants.

Conclusion de la partie IV

Les tests de modélisation effectués au Chapitre 11 ont montré qu'une formulation simple de l'ETP, utilisant seulement la température (et le rayonnement extraterrestre calculé seulement en fonction de la latitude) permet d'obtenir des résultats aussi bons sinon meilleurs que des formules plus complexes basées sur des approches de type Penman, utilisant plusieurs variables climatiques journalières. L'intérêt opérationnel de cette formule extrêmement simple est soutenu par la démonstration du peu d'information climatique requise par les modèles pluie-débit.

Tout au long de cette partie, nous nous sommes interrogés sur la validité du calcul de l'ETR à l'échelle du bassin versant. En effet, il existe des interactions entre les conditions atmosphériques et l'état hydrique du sol, mises en lumière par Bouchet (1963), la difficulté étant de déterminer l'impact de ces interactions. Dans le Chapitre 12, nous avons proposé et évalué une méthodologie d'introduction de l'hypothèse de Bouchet dans deux modèles pluie-débit. Les résultats ont montré l'échec de cette tentative.

Enfin, dans le Chapitre 13, nous avons essayé d'améliorer la prise en compte de l'ETP et /ou le calcul de l'ETR au sein du modèle GR4J, en utilisant des indicateurs de végétation sur 220 bassins versants. Les difficultés que nous avons rencontrées illustrent la complexité (ou la faiblesse) de l'influence de la végétation sur les processus d'évapotranspiration et l'absence de réponse satisfaisante à l'heure actuelle pour son introduction dans la modélisation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Dans ce contexte, et au vu des résultats présentés, il ne semble pas pertinent de forcer la prise en compte de ce type d'informations pour la modélisation pluie-débit globale.

Conclusion générale

Conclusion générale

L'évapotranspiration n'est pas, comme la pluie une variable directement mesurable à l'échelle du bassin versant. On a donc recours généralement à une variable estimée, l'évapotranspiration potentielle (ETP), pour représenter la capacité évaporatoire de l'atmosphère. Le concept d'ETP a été développé pour des applications agronomiques, et par conséquent, son utilisation à l'échelle du bassin versant est non démontrée, voire inappropriée. En modélisation pluie-débit, le recours au concept d'ETP est généralisé et présente l'avantage de simplifier considérablement la représentation des processus d'évaporation d'un bassin versant. Cependant, les modèles pluie-débit ont actuellement des difficultés à prendre en compte de façon pertinente cette variable, ce qui a notamment pour conséquence directe de limiter leur qualité de simulation des débits.

Ce travail permet de jeter une lumière nouvelle sur la façon dont les pertes d'eau sont simulées en modélisation pluie-débit globale, ainsi que sur l'utilisation possible de la notion d'ETP en hydrologie. En outre, il représente une étape dans la consolidation du modèle pluie-débit empirique GR4J, dans la mesure où il a permis de parvenir à une meilleure prise en compte de l'ETP.

Dans cette thèse, nous nous étions fixés trois objectifs majeurs :

1. Dresser un constat se voulant le plus général possible de la sensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP ;
2. Comprendre comment les modèles utilisent effectivement l'information contenue dans l'entrée d'ETP ;
3. Tenter d'améliorer la prise en compte de l'ETP au sein des modèles pluie-débit, en modifiant soit la formulation de l'ETP, soit le traitement de l'ETP par les modèles pluie-débit.

En répondant à ces objectifs, nous avons soulevé plusieurs questions, et tenté d'apporter des éléments de réponse.

Comment juger de l'ETP à l'échelle d'un bassin versant ?

Comme l'évapotranspiration n'est pas mesurable à l'échelle d'un bassin versant et en particulier au pas de temps journalier, un moyen de juger de l'ETP à l'échelle du bassin versant est d'examiner son impact sur les débits à l'exutoire d'un bassin versant. Le but de nos recherches était donc d'améliorer au mieux les simulations de débit (et de rendre ainsi les modèles pluie-débit testés les plus efficaces possible) en modifiant l'ETP en entrée de ces modèles. Cette démarche pouvait nous amener à rejeter des formulations de l'ETP réputées performantes pour estimer l'évapotranspiration réelle (ETR) à l'échelle de la parcelle.

Il existe plusieurs approches pour modéliser les débits à partir des pluies. Nous avons opté pour une approche empirique globale. En effet, l'emploi des connaissances physiques actuelles sont loin de pouvoir apporter la solution et l'approche empirique permet de découvrir directement, au vu du débit, le mécanisme qui lie les pluies à ce dernier. Cette démarche empirique présente toutefois des contraintes et des limites : il fallait travailler sur un grand ensemble de bassins (308 dans notre échantillon) afin de rendre nos résultats suffisamment généraux. Dans ce même souci de généraliser nos résultats, nous avons choisi de travailler avec plusieurs modèles pluie-débit. En outre, les conclusions de notre démarche empirique ne sont *a priori* pas directement transposables à d'autres types de modélisation, de pas de temps, de pas d'espace, etc., sans vérification préalable.

Quelle finesse spatio-temporelle de l'ETP requise pour la modélisation pluie-débit ?

Un des objectifs de cette thèse était de donner des indications pratiques sur le type de données d'ETP à utiliser en modélisation pluie-débit globale. Par ailleurs, ces indications étaient également nécessaires aux réflexions conduites en vue de la mise au point d'une formulation spécifique d'ETP.

Concernant la finesse temporelle requise pour l'ETP, nous sommes partis des résultats de modélisation antérieurs qui indiquaient que des données interannuelles d'ETP fournissent des entrées aussi acceptables que des données d'ETP datées. Les tests réalisés sur l'échantillon de 308 bassins versants ont corroboré ces affirmations : une information plus précise (datée) d'ETP n'apporte pas d'amélioration systématique des performances des modèles pluie-débit. Même si des écarts importants existent d'un bassin à un autre, il n'est pas possible de distinguer des particularités régionales ou des interprétations physiques claires pouvant être exploitables pour le modélisateur. Concernant la finesse spatiale requise pour l'ETP, les études réalisées sur deux échantillons de bassins, évaluant la capacité des modèles à bénéficier d'une information spatiale de l'ETP plus riche ont montré que les modèles testés étaient incapables d'exploiter cette information pour en tirer de meilleurs résultats en simulation.

Du point de vue opérationnel, ces conclusions sont fort utiles : elles signifient qu'une information extrêmement simple à obtenir (données interannuelles) peut suffire à estimer des ETP conduisant à des simulations de débit aussi bonnes qu'une information datée difficile à obtenir. De la même manière, une seule station climatique située sur ou à proximité du bassin versant étudié est suffisante.

En revanche, d'un point de vue scientifique, ces résultats sont assez inquiétants puisqu'il est légitime de penser que les performances des modèles pluie-débit devraient s'améliorer avec une information de l'ETP plus complète. Ainsi, il semble qu'il y ait soit un problème de modélisation commun aux quatre modèles utilisés, soit un problème lié à la validité du concept d'ETP à l'échelle du bassin versant.

A quoi est due l'insensibilité des modèles à l'ETP ?

Compte tenu des incertitudes existant tant sur la structure des modèles, sur leurs paramètres que sur la pertinence des entrées d'ETP à l'échelle du bassin versant, il était difficile de déterminer clairement la cause de l'apparente insensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP. Pour éviter une confusion entre le rôle de chacune de ces incertitudes, nous avons suivi une approche par données synthétiques, permettant de mieux identifier les modes de fonctionnement internes du modèle.

Dans un premier temps, nous avons montré que le recalage des modèles pluie-débit après modification des entrées d'ETP n'était pas responsable de l'insensibilité à la variabilité temporelle de l'ETP. La structure des modèles était mise en question, notamment la partie traitant de l'évapotranspiration. Pour identifier à quel niveau se caractérisait cette insensibilité, nous avons suivi le traitement de l'ETP au sein de la structure des modèles. Les résultats ont montré que les différences entre ETP datées et interannuelles étaient presque totalement absorbées (ou filtrées) par les réservoirs de production des modèles pluie-débit.

Il est possible que le rôle de filtre passe bas des modèles pluie-débit pour l'ETP soit une retranscription assez fidèle de la réalité. Plusieurs études expérimentales (Entin *et al.*, 2000; Wu *et al.*, 2002; Lauzon *et al.*, 2004; Wilson *et al.*, 2004), théoriques et de modélisation (Delworth et Manabe, 1988) ont montré comment le sol agissait comme un intégrateur des fluctuations journalières du climat et ont mis en évidence son rôle de tampon vis-à-vis des perturbations climatiques. Nos conclusions semblent aller dans le même sens que ces recherches.

Quelles variables atmosphériques pour représenter l'ETP en modélisation pluie-débit ?

L'étude de sensibilité des modèles à la formulation de l'ETP a montré que des formules d'ETP de conceptions diverses conduisent à des performances en simulation de débit équivalentes. Dans ce contexte, l'utilisation de la formulation de Penman est critiquable, compte tenu du grand nombre d'observations de paramètres climatiques qu'elle exige tout en restant surclassée par des méthodes beaucoup plus sommaires. Une analyse des résultats obtenus par les formules d'ETP met également en évidence, pour un modèle pluie-débit, la pertinence des paramètres énergétiques (température de l'air et rayonnement) par rapport aux paramètres aérodynamiques (humidité de l'air et vitesse du vent).

Notre meilleure compréhension du traitement de l'ETP par les modèles pluie-débit nous a donc permis de définir les prérequis pour la mise au point d'une formule d'ETP adaptée à la modélisation pluie-débit : il suffit de proposer une formule n'utilisant que des données interannuelles et obtenue à partir d'une seule station climatique sur ou à proximité du bassin versant étudié. Nous avons donc réalisé des ajustements empiriques des formules d'ETP classiques, qui ont permis de mettre au point une formule simple, basée essentiellement sur la formule de McGuinness et Bordne (1972), également assez proche de la formule de Priestley-Taylor, ne nécessitant que des données interannuelles de température de l'air. Cette formule d'ETP de régime climatique est légèrement supérieure à la formulation de Penman couramment utilisée, mais surtout, elle ne nécessite que des données moyennes historiques facilement accessibles et extrêmement fiables. D'un point de vue opérationnel, l'utilisateur de modèles pluie-débit peut donc s'affranchir de la collecte lourde (et coûteuse) de données climatiques journalières, concomitantes avec la période d'utilisation du modèle, pour estimer l'ETP.

Faut-il modifier le calcul de l'ETR au sein des modèles pluie-débit ?

L'insensibilité des modèles pluie-débit à l'ETP nous a incité à rechercher d'autres approches pour estimer l'évapotranspiration réelle (ETR) au sein d'un modèle pluie-débit. Quelques essais ont été réalisés dans le cadre de cette thèse mais cette problématique nécessiterait de plus longues recherches.

Nous nous sommes interrogés sur la validité du calcul de l'ETR à l'échelle du bassin versant, effectué par les modèles pluie-débit. En effet, à cette échelle, il existe probablement des interactions entre les conditions atmosphériques et l'état hydrique du sol, telles que celles mises en lumière par Bouchet (1963). Nous avons proposé et évalué une méthodologie d'introduction de l'hypothèse de Bouchet dans deux modèles pluie-débit. Cette tentative s'est soldée par un échec.

Nous avons tenté d'améliorer le calcul de l'ETR au sein du modèle GR4J, en utilisant des indicateurs de végétation pour un échantillon de 221 bassins versants. Les difficultés que nous avons rencontrées illustrent la complexité de l'influence de la végétation sur les processus d'évapotranspiration. Les résultats obtenus indiquent qu'il n'est pas intéressant de forcer la prise en compte d'une information sur l'occupation des sols pour la modélisation pluie-débit globale. Cependant, nous nous sommes limités à des indicateurs statiques, et il faut reconnaître que l'investigation aurait été plus complète si nous avions pu disposer des indices de végétation variant au cours du temps (du type indice foliaire).

Dans quelles directions orienter de futures recherches ?

Nous avons souligné le rôle que pouvait avoir la modélisation des échanges souterrains au sein du modèle GR4J. Une réflexion sur ces échanges souterrains s'inscrirait dans la continuité de cette thèse. En effet, nos résultats sur le rôle de la végétation ont mis en évidence les relations existant entre modélisation des échanges souterrains et modélisation des échanges avec l'atmosphère. Comme le souligne Mouelhi (2003), le système étudié « bassin versant » est un système à trois dimensions, ouvert verticalement aux deux bouts. Un raffinement de la partie supérieure (échanges avec l'atmosphère) ne va pas sans un raffinement de la partie inférieure (échanges avec le sous-sol et bassins voisins). Dans ce contexte, si l'on souhaite continuer à améliorer et à fiabiliser le modèle GR4J, il semble indispensable de travailler sur l'autre extrémité du bassin, et d'aborder la question de la représentation des pertes « inférieures » du bassin versant.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- [1] **Abtew, W., 1996.** Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in south Florida. *Water Resources Bulletin*, 32(3): 465-473.
- [2] **Allen, R.G., Jensen, M.E., Wright, J.L. et Burman, R.D., 1989.** Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agronomy journal*, 81: 650-662.
- [3] **Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A. et Pereira, L.S., 1998.** Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56. FAO, Rome, Italy, 300 pp.
- [4] **Amatya, D.M., Skaggs, R.W. et Gregory, J.D., 1995.** Comparison of methods for estimating REF-ET. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 121(6): 427-435.
- [5] **Andersson, L., 1992.** Improvement of runoff models. What way to go? *Nordic hydrology*, 23: 315-332.
- [6] **Andersson, L. et Harding, R.J., 1991.** Soil-moisture deficit simulations with models of varying complexity for forest and grassland sites in Sweden and the UK. *Water Resources Management*, 5(1): 25-46.
- [7] **Andréassian, V., 2002.** Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref, Paris, 781 pp.
- [8] **Andréassian, V., Perrin, C. et Michel, C., 2004.** Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286(1-4): 19-35.
- [9] **Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I. et Lavabre, J., 2001.** Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 250(1-4): 206-223.
- [10] **Arnell, N.W., 1999.** A simple water balance model for the simulation of streamflow over a large geographic domain. *Journal of Hydrology*, 217(3-4): 314-335.
- [11] **Bakker, J.C., 1986.** Measurement of canopy transpiration or evapotranspiration in greenhouses by means of a simple vapour balance model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 37: 133-141.
- [12] **Barr, A.G., Kite, G.W., Granger, R. et Smith, C., 1997.** Evaluating three evapotranspiration methods in the SLURP macroscale hydrological model. *Hydrological Processes*, 11(13): 1685-1705.
- [13] **Bergström, S., 1995.** The HBV model. In: V.P. Singh (Editor), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., pp. 443-476.
- [14] **Bergström, S. et Forman, A., 1973.** Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nordic Hydrology*, 4: 147-170.
- [15] **Beven, K.J., 2001.** *Rainfall-Runoff Modelling - The Primer*. John Wiley & Sons, 360 pp.
- [16] **Beven, K.J. et Kirkby, M.J., 1979.** A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1): 43-69.
- [17] **Beven, K.J., Lamb, R., Quinn, P., Romanovicz, R. et Freer, J., 1995.** TOPMODEL. In: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., pp. 627-668.
- [18] **Blaney, H.F. et Criddle, W.D., 1950.** Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington D.C., 48 pp.
- [19] **Bosch, J.M. et Hewlett, J.D., 1982.** A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55: 3-23.
- [20] **Bouchet, R.J., 1963.** Evapotranspiration réelle et potentielle - Signification climatique. *IAHS Publ. n° 62*: 134-142.
- [21] **Bras, R.L., 1979.** Sampling of interrelated random fields: the rainfall-runoff case. *Water Resources Research*, 15(6): 1767-1780.
- [22] **Bras, R.L. et Rodriguez-Iturbe, I., 1976.** Network design for the estimation of areal mean of rainfall events. *Water Resources Research*, 12(6): 1185-1195.
- [23] **Brutsaert, W., 1982.** *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer, Dordrecht, 299 pp.
- [24] **Brutsaert, W., 1986.** Catchment-scale evaporation and the atmospheric boundary layer. *Water Resources Research*, 22(9): 39S-45S.

- [25] **Brutsaert, W. et Stricker, H., 1979.** An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, 15(2): 443-450.
- [26] **Budyko, M.I., 1958.** The heat balance of the Earth's surface. U.S. Department of Commerce, Washington D.C., 259 pp.
- [27] **Burnash, R.J.C., 1995.** The NWS river forecast system - catchment modeling. In: V.P. Singh (Editor), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands ranch, CO., pp. 311-366.
- [28] **Calder, I.R., 1983.** An objective assessment of soil-moisture deficit models. *Journal of Hydrology*, 60: 329-355.
- [29] **Camargo, M.B.P. et Hubbard, K.G., 1999.** Spatial and temporal variability of daily weather variables in sub-humid and semi-arid areas of the united states high plains. *Agricultural and Forest Meteorology*, 93(2): 141-148.
- [30] **CCE, 1993.** Corine Land Cover. Guide Technique. Office des publications officielles de communautés européennes, 144 pp.
- [31] **Chiew, F.H.S. et McMahon, T.A., 1991.** The applicability of Morton's and Penman's evapotranspiration estimates in rainfall-runoff modeling. *Water Resources Bulletin*, 27(4): 611-620.
- [32] **Choudhury, B.J., 1997.** Global Pattern of Potential Evaporation Calculated from the Penman-Monteith Equation Using Satellite and Assimilated Data. *Remote Sensing of Environment*, 61(1): 64-81.
- [33] **Choudhury, B.J., DiGirolamo, N.E., Susskind, J., Darnell, W.L., Gupta, S.K. et Asrar, G., 1998.** A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data II. Regional and global patterns of seasonal and annual variations. *Journal of Hydrology*, 205(3-4): 186-204.
- [34] **Cognard-Plancq, A.-L., Marc, V., Didon-Lescot, J.-F. et Normand, M., 2001.** The role of forest cover on streamflow down sub-Mediterranean mountain watersheds: a modelling approach. *Journal of Hydrology*, 254(1-4): 229-243.
- [35] **Cosandey, C. et Robinson, M., 2000.** *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Paris, 360 pp.
- [36] **Dai, Y., Zeng, X. et Dickinson, R.E., 2001.** Common Land Model (CLM): Technical documentation and user's guide, 69 pp.
- [37] **Dalton, J., 1802.** *Experimental Essays on the Constitution of Mixed Gases; on the Force of Steam or Vapour from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air; on Evaporation; and on the Expansion of Gasses by Heat*. Mem. Manchester Lit. and phil. Soc., 5: 536-602.
- [38] **Delworth, T. et Manabe, S., 1988.** The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *Journal of Climate*, 1: 523-547.
- [39] **Dooge, J.C.I., 1977.** Problems and methods of rainfall-runoff modeling. In: T.A. Ciriani, U. Maione et J.R. Wallis (Editors), *Mathematical Models For Surface Water Hydrology*. John Willey And Sons, New York, pp. 71-108.
- [40] **Dooge, J.C.I., 1988.** Hydrology past and present. *Journal of Hydraulic Research*, 26(1): 5-26.
- [41] **Dooge, J.C.I., 1992.** Hydrologic-Models and Climate Change. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 97(D3): 2677-2686.
- [42] **Doorenbos, J. et Pruitt, W.O., 1977.** Crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 24. FAO, Rome, Italy.
- [43] **Doyle, P., 1990.** Modelling catchment evaporation: an objective comparison of the Penman and Morton approaches. *Journal of Hydrology*, 121(1-4): 257-276.
- [44] **Droogers, P. et Allen, R.G., 2002.** Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and Drainage Systems*, 16(1): 33-45.
- [45] **Duan, Q.-Y., Gupta, H., Sorooshian, S., Rousseau, A. et Turcotte, R., 2002.** Calibration of Watershed Models. American Geophysical Union, Washington, DC, 346 pp.
- [46] **Duan, Q.-Y., Schaake, J.C. et Koren, V.I., 2001.** A priori estimation of land surface model parameters. In: V. Lakshmi, J. Albertson et J.C. Schaake (Editors), *Land Surface Hydrology, Meteorology and Climate*. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 77-94.
- [47] **Dunn, S.M. et Mackay, R., 1995.** Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology. *Journal of Hydrology*, 171(1-2): 49-73.
- [48] **Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guymarc'h, G., Lesassre, B. et Martin, E., 1993.** A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18: 65-71.
- [49] **Eagleson, P.S., 1978.** Climate, soil and vegetation. 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase. *Water Resources Research*, 14: 722-730.
- [50] **Edijatno, 1987.** Amélioration des modèles simples de transformation pluie-débit au pas de temps journalier sur des petits bassins versants. Mémoire de DEA "Sciences et Techniques de l'Eau", Université Louis Pasteur (Strasbourg) / Cemagref (Antony).
- [51] **Edijatno, 1991.** Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 242 pp.

- [52] **Edijatno, Nascimento, N., Yang, X., Makhlof, Z. et Michel, C., 1999.** GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2): 263-278.
- [53] **Entekhabi, D., Asrar, G.R., Betts, A.K., Beven, K.J., Bras, R.L., Duffy, C.J., Dunne, T., Koster, R.D., Lettenmaier, D.P., McLaughlin, D.B., Shuttleworth, W.J., van Genuchten, M.T., Wei, M.Y. et Wood, E.F., 1999.** An agenda for land surface hydrology research and a call for the second international hydrological decade. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(10): 2043-2058.
- [54] **Entin, J.K., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Hollinger, S.E., Liu, S. et Namkhai, A., 2000.** Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. *Journal of Geophysical Research*, 105(D9): 11,865-11,877.
- [55] **Evans, J.P., 2003.** Improving the characteristics of streamflow modeled by regional climate models. *Journal of Hydrology*, 284(1-4): 211-227.
- [56] **Farnsworth, R.K., Thompson, E.S. et Peck, E.L., 1982.** Evaporation atlas for the contiguous 48 United States. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, NOAA technical report NWS n°33, Washington, D.C.
- [57] **Federer, C.A., Vorosmarty, C. et Fekete, B., 1996.** Intercomparison of methods for calculating potential evaporation in regional and global water balance models. *Water Resources Research*, 32(7): 2315-2321.
- [58] **Fowler, A., 2002.** Assessment of the validity of using mean potential evaporation in computations of the long-term soil water balance. *Journal of Hydrology*, 256(3-4): 248-263.
- [59] **Franks, S.W. et Beven, K.J., 1997.** Estimation of evapotranspiration at the landscape scale: A fuzzy disaggregation approach. *Water Resources Research*, 33(12): 2929-2938.
- [60] **Franks, S.W., Beven, K.J., Quinn, P.F. et Wright, I.R., 1997.** On the sensitivity of soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) schemes: equifinality and the problem of robust calibration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 86(1-2): 63-75.
- [61] **Gardelin, M. et Lindström, G., 1997.** Priestley-Taylor evapotranspiration in HBV simulations. *Nordic Hydrology*, 28(4/5): 233-246.
- [62] **Granger, R.J., 1989.** An examination of the concept of potential evaporation. *Journal of Hydrology*, 111: 9-19.
- [63] **Granger, R.J., 2000.** Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology*, 229(1-2): 70-76.
- [64] **Granger, R.J. et Gray, D.M., 1989.** Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111: 21-29.
- [65] **Gupta, V.K. et Sorooshian, S., 1983.** Uniqueness and observability of conceptual rainfall-runoff model parameters: the percolation process examined. *Water Resources Research*, 19(1): 269-276.
- [66] **Gupta, V.K. et Sorooshian, S., 1985.** The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 81: 57-77.
- [67] **Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J.P., Lacarrere, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Oettle, C. et Vidal-Madjar, D., 1999a.** The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part I: Model and database. *Journal of Hydrology*, 217(1-2): 75-96.
- [68] **Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J.P., Lacarrere, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Oettle, C. et Vidal-Madjar, D., 1999b.** The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part II: Simulation of streamflows and annual water budget. *Journal of Hydrology*, 217(1-2): 97-118.
- [69] **Hamon, W.R., 1961.** Estimating potential evaporation. In: J.o.H. Division (Editor), *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, pp. 107-120.
- [70] **Hargreaves, G.H. et Samani, Z.A., 1982.** Estimating potential evapotranspiration. *Technical Note Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 108(3): 225-230.
- [71] **Harris, F.J., 1978.** On the use of windows for harmonic analysis with the discrete Fourier transform, *Proceedings of the IEEE*, pp. 51-83.
- [72] **Hashmi, M.A. et Garcia, L.A., 1998.** Spatial and temporal errors in estimating regional evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 124(2): 108-114.
- [73] **Henderson-Sellers, A., McGuffie, K. et Pitman, A.J., 1996.** The Project for Intercomparison of Land-surface Parametrization Schemes (PILPS); 1992 to 1995. *Climate Dynamics*, 12(12): 849-859.
- [74] **Hervieu, F., 2001.** Quelle ETP pour un modèle pluie-débit ? Rapport de DEA HHGG, Université Paris Sud XI (Orsay) / Cemagref (Antony), 83 pp.
- [75] **Hobbins, M.T., Ramirez, J.A. et Brown, T.C., 2001a.** The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: An enhanced advection-aridity model. *Water Resources Research*, 37(5): 1389-1403.
- [76] **Hobbins, M.T., Ramirez, J.A., Brown, T.C. et Claessens, L.H.J.M., 2001b.** The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: The Complementary Relationship Areal Evapotranspiration and Advection-Aridity models. *Water Resources Research*, 37(5): 1367-1387.

- [77] **Horton, R.E., 1919.** Rainfall interception. *Monthly Weather Review*, 47: 603-623.
- [78] **Huang, X., Lyons, T.J., Smith, R.C.G. et Hacker, J.M., 1995.** Estimation of land surface parameters using satellite data. *Hydrological Processes*, 9(5-6): 631-643.
- [79] **Hubbard, K.G., 1994.** Spatial variability of daily weather variables in the high plains of the USA. *Agricultural and Forest Meteorology*, 68(1-2): 29-41.
- [80] **Humbert, J. et Najjar, G., 1992.** Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré, une analyse de la littérature francophone. Université Louis Pasteur, CEREG-URA 95 du CNRS, Strasbourg.
- [81] **Ibbitt, R.P., 1972.** Effects of random data errors on the parameter values for a conceptual model. *Water Resources Research*, 8(1): 70-78.
- [82] **Idso, S.B., 1981.** Relative rates of evaporative water losses from open and vegetation covered water bodies. *Water Resources Bulletin*, 17(1): 46-48.
- [83] **IWMI, 2000.** World water and climate atlas: Includes the IWMI atlas synthesizer: Version 2.2 (<http://www.iwmi.cgiar.org/>), International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka.
- [84] **Jakeman, A.J., Littlewood, I.G. et Whitehead, P.G., 1990.** Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments. *Journal of Hydrology*, 117: 275-300.
- [85] **Jarvis, P.G., 1976.** The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B*, 273: 593-610.
- [86] **Jensen, M.E., Burman, R.D. et Allen, R.G., 1990.** Evapotranspiration and water requirements. ASCE Manual 70, New York, USA, 332 pp.
- [87] **Jensen, M.E. et Haise, H.R., 1963.** Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 89(LR4): 15-41.
- [88] **Joukainen, S., 2000.** Improving the calculation of potential evapotranspiration of the HBV model: application to the Ounasjoki watershed. In: T. Nilsson (Editor), *Nordic hydrological conference 2000*. Nordic Hydrological Programme report. Swedish Hydrological Council, Uppsala, pp. 347-354.
- [89] **Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. et Joseph, D., 1996.** The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3): 437-471.
- [90] **Kite, G. et Droogers, P., 2000a.** Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data - Preface. *Journal of Hydrology*, 229(1-2): 1-2.
- [91] **Kite, G.W. et Droogers, P., 2000b.** Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology*, 229(1-2): 3-18.
- [92] **Klemeš, V., 1982.** Empirical and Causal Models in Hydrology. In: N.R.C.G.S. Committee (Editor), *Scientific Basis of Water-Resource Management*. National Academy Press, Washington D.C., pp. 95-104.
- [93] **Klemeš, V., 1986a.** Dilettantism in hydrology: transition or destiny ? *Water Resources Research*, 22(9): 177S-188S.
- [94] **Klemeš, V., 1986b.** Operational testing of hydrologic simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1): 13-24.
- [95] **Köppen, W., 1931.** *Grundriss des Klimakunde*, 388 pp.
- [96] **Koren, V.I., Finnerty, B.D., Schaake, J.C., Smith, M.B., Seo, D.-J. et Duan, Q.-Y., 1999.** Scale dependencies of hydrologic models to spatial variability of precipitation. *Journal of Hydrology*, 217: 285-302.
- [97] **Kribèche, R., 1994.** Etude de la sensibilité d'un modèle pluie-débit à l'exactitude de l'évaporation (modèle GR4J). Mémoire de DEA, Université Paris XII, Créteil, 42 pp.
- [98] **Kuczera, G., 1983.** Improved parameter inference in catchment models: 1. Evaluating parameter uncertainty. *Water Resources Research*, 19(5): 1151-1162.
- [99] **Lakshmi, V. et Susskind, J., 2001.** Utilization of satellite data in land surface hydrology: sensitivity and assimilation. *Hydrological Processes*, 15(5): 877-892.
- [100] **Lauzon, N., Anctil, F. et Petrinovic, J., 2004.** Characterization of soil moisture conditions at temporal scales from a few days to annual. *Hydrological Processes*, in press.
- [101] **Lavabre, J. et Andréassian, V., 2000.** *Eaux et forêts : la forêt, un outil de gestion des eaux?* Cemagref Editions, Antony, 116 pp.
- [102] **Le Moigne, P., 2002.** Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système SAFRAN. Note de centre N°77, Centre National de Recherches Météorologiques Météo-France, Toulouse, 30 pp.

- [103] **Ledoux, E., Girard, G., de Marsilly, G. et Deschenes, J., 1989.** Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and groundwater. In: Morel-Seytoux (Editor), *Unsaturated flow Hydrologic modeling-theory and practice*. Kluwer Academic NATO ASI Series C.
- [104] **Lemeur, R. et Zhang, L., 1990.** Evaluation of three evapotranspiration models in terms of their applicability for an arid region. *Journal of Hydrology*, 114(3-4): 395-411.
- [105] **Lhomme, J.-P., 1997.** Towards a rational definition of potential evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1(2): 257-264.
- [106] **Liang, X., Wood, E.F., Lettenmaier, D.P., Lohmann, D., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Desborough, C. et Dickinson, R.E., 1998.** The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment:: 2. Spatial and temporal analysis of energy fluxes. *Global and Planetary Change*, 19(1-4): 137-159.
- [107] **Linacre, E.T., 1977.** A simple formula for estimating evaporation rates in various climate, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18: 409-424.
- [108] **Lindroth, A., 1993.** Potential Evaporation - a Matter of Definition. *Nordic Hydrology*, 24(5): 359-364.
- [109] **Lindsey, S.D. et Farnsworth, R.K., 1997.** Sources of solar radiation estimates and their effect on daily potential evaporation for use in streamflow modeling. *Journal of Hydrology*, 201(1-4): 348-366.
- [110] **Lohmann, D., Lettenmaier, D.P., Liang, X., Wood, E.F., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Desborough, C. et Dickinson, R.E., 1998.** The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment:: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global and Planetary Change*, 19(1-4): 161-179.
- [111] **Loumagne, C., Chkir, N., Normand, M., Ottlé, C. et Vidal-Madjar, D., 1996.** Introduction of soil/vegetation/atmosphere continuum in a conceptual rainfall-runoff model. *Hydrological Sciences Journal*, 41(6): 889-902.
- [112] **Lu, J., Sun, G., McNulty, S.G. et Amatya, D.M., 2003.** Modeling actual evapotranspiration from forested watersheds across the southeastern United States. *Journal of the American Water Resources Association*, 39(4): 887-896.
- [113] **Makhlouf, Z., 1994.** Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay, 426 pp.
- [114] **Makhlouf, Z. et Michel, C., 1994.** A two-Parameter Monthly Water-Balance Model for French Watersheds. *Journal of Hydrology*, 162(3-4): 299-318.
- [115] **Makkink, G.F., 1957.** Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Instn Wat. Engrs*, 11: 277-288.
- [116] **Mathevet, T., 2004.** Mise au point d'un modèle pluie-débit fonctionnant au pas de temps horaire. Note interne d'avancement de thèse, Cemagref, Antony, 110 pp.
- [117] **Maury, M.F., 1861.** *The physical Geography of the Sea and its Meteorology*. 8th edn. Harvard University Press, Cambridge, 538 pp.
- [118] **McGuinness, J.L. et Bordne, E.F., 1972.** A comparison of lysimeter-derived potential evapotranspiration with computed values. Technical Bulletin 1452, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., 71 pp.
- [119] **Mein, R.G. et Brown, B.M., 1978.** Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resources Research*, 14(2): 299-303.
- [120] **Michel, C., 1983.** Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? *La Houille Blanche*(1): 39-44.
- [121] **Michel, C., 1989.** *Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux*. Cemagref, Antony.
- [122] **Mohan, S., 1991.** Intercomparison of Evapotranspiration Estimates. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 36(5): 447-450.
- [123] **Monteith, J.L., 1965.** Evaporation and the environment, The state and movement of water in living organisms, XIXth symposium. Cambridge University Press, Swansea, pp. 205-234.
- [124] **Morton, F.I., 1969.** Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. *Journal of Hydrology*, 5(6): 1244-1255.
- [125] **Morton, F.I., 1983a.** Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66(1-4): 1-76.
- [126] **Morton, F.I., 1983b.** Operational estimates of lake evaporation. *Journal of Hydrology*, 66(1-4): 77-100.
- [127] **Morton, F.I., 1994.** Evaporation research - A critical review and its lessons for the environmental sciences. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 24(3): 237-280.
- [128] **Morvan, X., 2000.** Comparaison de deux approches de modélisation hydrologique : l'une globale, l'autre distribuée, en s'appuyant sur les données du bassin du Rhône. Rapport de DEA, Université Pierre et Marie Curie / Cemagref, Paris, 56 pp.

- [129] **Mouelhi, S., 2003.** Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, ENGREF, Paris, France, 323 pp.
- [130] **Nalbantis, I., Obled, C. et Rodriguez, J.Y., 1995.** Unit Hydrograph and effective precipitation identification. *Journal of Hydrology*, 168(1-4): 127-157.
- [131] **Nandakumar, N. et Mein, R.G., 1997.** Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology*, 192: 211-232.
- [132] **Nascimento, N.O., 1995.** Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Thèse de Doctorat, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 pp.
- [133] **Nash, J.E., 1989.** Potential evaporation and the "complementary relationship". *Journal of Hydrology*, 111: 1-7.
- [134] **Nash, J.E. et Sutcliffe, J.V., 1970.** River flow forecasting through conceptual models. Part I - a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282-290.
- [135] **Nathan, R.J. et McMahon, T.A., 1990.** Identification of homogeneous regions for the purposes of regionalisation. *Journal of Hydrology*, 121: 217-238.
- [136] **NOAA, 1993.** Solar and Meteorological Surface Observation Network 1961-1990. EDIS, Federal Building, Asheville, NC.
- [137] **Noilhan, J., Andre, J.C., Bougeault, P., Goutorbe, J.P. et Lacarrere, P., 1991.** Some aspects of the HAPEX-MOBILHY programme: The data base and the modeling strategy. *Survey in Geophysics*, 12: 31-61.
- [138] **OMM et UNESCO, 1992.** Glossaire International d'Hydrologie.
- [139] **Ottlé, C. et Vidal-Madjar, D., 1994.** Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *Journal of Hydrology*, 158: 241-264.
- [140] **Oudin, L., 2001.** Assimilation de données d'humidité des sols dans un modèle pluie-débit. Mémoire de DEA "Hommes, Espaces, Temps, Ressources, Environnement", Université Paris I / Cemagref (Antony), 72 pp.
- [141] **Parlange, M.B. et Katul, G.G., 1992.** An Advection-Aridity Evaporation Model. *Water Resources Research*, 28(1): 127-132.
- [142] **Parmele, L.H., 1972.** Errors in output of hydrologic models due to errors in input potential evapotranspiration. *Water Resources Research*, 3(2): 348-359.
- [143] **Parmele, L.H. et McGuinness, J.L., 1974.** Comparisons of measured and estimated daily potential evapotranspiration in a humid region. *Journal of Hydrology*, 22: 239-251.
- [144] **Paturel, J.E., Servat, E. et Vassiliadis, A., 1995.** Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data - case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, 168: 111-125.
- [145] **Penman, H.L., 1948.** Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, 193: 120-145.
- [146] **Penman, H.L., 1956.** Evaporation : an introductory survey. *Neth. J. Agr. Sci.*, 1: 9-29.
- [147] **Pereira, L.S., Perrier, A., Allen, R.G. et Alves, I., 1999.** Evapotranspiration: Concepts and future trends. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce*, 125(2): 45-51.
- [148] **Perrin, C., 2000.** Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat, INP / Cemagref Antony, Grenoble, France, 530 pp.
- [149] **Perrin, C., Michel, C. et Andréassian, V., 2003.** Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289.
- [150] **Perrin, C., Oudin, L., Andréassian, V., Michel, C. et Mathevet, T., 2004.** A data resampling approach for the assessment of parameter uncertainty in continuous watershed models. Submitted to *Water Resources Research*.
- [151] **Plantier, M., 2003.** Prise en compte de caractéristiques physiques du bassin versant pour la comparaison des approches globale et semi-distribuée en modélisation pluie-débit. Rapport de DEA, Université Louis Pasteur - ENGEES / Cemagref (Antony), Strasbourg.
- [152] **Priestley, C.H.B. et Taylor, R.J., 1972.** On the assessment of surface heat fluxes and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100: 81-92.
- [153] **Qualls, R.J. et Gultekin, H., 1997.** Influence of components of the advection-aridity approach on evapotranspiration estimation. *Journal of Hydrology*, 199(1-2): 3-12.
- [154] **Quesney, A., 1999.** Assimilation de mesures d'humidité de surface dans un modèle hydrologique conceptuel global. Apport de la télédétection radar ERS/SAR. Thèse de Doctorat, Université de Paris 7 / UFR de Physique, 179 pp.
- [155] **Rana, G. et Katerji, N., 2000.** Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: A review. *European Journal of Agronomy*, 13(2-3): 125-153.
- [156] **Refsgaard, J.C. et Abbott, M.B., 1996.** The role of distributed hydrological modelling in water resources management - Chapter 1. In: M.B. Abbott et J.C. Refsgaard (Editors), *Distributed Hydrological modelling*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 1-16.

- [157] **Saltelli, A., Chan, K. et Scott, E.M., 2000.** Sensitivity Analysis. John Wiley, New York, 504 pp.
- [158] **Schaake, J.C., Duan, Q.-Y., Koren, V.I. et Hall, A., 2001.** Towards improved parameter estimation of land surface hydrology models through the Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX). In: A.J. Dolman, A.J. Hall, M.L. Kavvas, T. Oki et J.W. Pomeroy (Editors), Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large-Scale Hydrological Models. Proc. of the 6th IAHS Scientific Assembly. IAHS Publication n°270, Maastricht, The Netherlands, pp. 91-97.
- [159] **Schaake, J.C., Duan, Q.-Y., Smith, M. et Koren, V.I., 2000.** Criteria to select basins for hydrologic model development and testing, Conference on Hydrology AMS, Long Beach, CA, pp. 4.
- [160] **Schulz, K. et Beven, K., 2003.** Data-supported robust parameterisations in land surface-atmosphere flux predictions: towards a top-down approach. *Hydrological Processes*, 17(11): 2259-2277.
- [161] **Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collelo, G.D. et Bounoua, L., 1996.** A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: model formulation. *Journal of Climate*, 9(4): 676-737.
- [162] **Shaw, M.E., 1994.** Hydrology in practice. Chapman & Hall, London, 569 pp.
- [163] **Shevenell, L., 1999.** Regional potential evapotranspiration in arid climates based on temperature, topography and calculated solar radiation. *Hydrological Processes*, 13(4): 577-596.
- [164] **Shuttleworth, W.J., 1991.** Evaporation models in hydrology. In: L.S.E.-M.a. parameterization (Editor). Springer-Verlag, New York, pp. 93-120.
- [165] **Shuttleworth, W.J., 1993.** Evaporation. In: D.R. Maidment (Editor), Handbook of hydrology. McGraw-Hill, New-York.
- [166] **Singh, V.P. et Xu, C.-Y., 1997.** Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, 11(3): 311-323.
- [167] **Sivapalan, M., Blöschl, G., Zhang, L. et Vertessy, R., 2003.** Downward Approach to Hydrological Prediction. *Hydrological Processes*, 17(11): 2101-2111.
- [168] **Smith, M., 1993.** CLIMWAT for CROPWAT: A climatic database for irrigation planning and management. FAO Irrigation and Drainage Paper No 49, FAO, Rome, Italy, 113 pp.
- [169] **Sorooshian, S. et Dracup, J.A., 1980.** Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: correlated and heteroscedastic error cases. *Water Resources Research*, 16(2): 430-442.
- [170] **Sorooshian, S. et Gupta, V., 1985.** The analysis of structural identifiability: theory and applications of conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 21(4): 487-495.
- [171] **Storm, B., Høgh Jensen, K. et Refsgaard, J.C., 1989.** Estimation of catchment rainfall uncertainty and its influence on runoff prediction. *Nordic Hydrology*, 19: 77-88.
- [172] **Szilagyi, J., 2002.** Vegetation indices to aid areal evapotranspiration estimations. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(5): 368-372.
- [173] **Thom, A.S. et Oliver, H.R., 1977.** On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 103: 345-357.
- [174] **Thornthwaite, C.W., 1948.** An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 55-94.
- [175] **Thornthwaite, C.W. et Mather, J.R., 1955.** The water balance. *Publ. Climatol. Lab. Climatol. Drexel. Inst. Technol.*, 8(1): 1-104.
- [176] **Troutman, B.M., 1982.** An analysis of input errors in precipitation-runoff models using regression with errors in the independent variables. *Water Resources Research*, 18(4): 947-964.
- [177] **Turc, L., 1955.** Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agr.*, 6: 5-131.
- [178] **Van Bavel, C.H.M., 1966.** Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification. *Water Resources Research*, 2(3): 455-467.
- [179] **Vazquez, R.F. et Feyen, J., 2003.** Effect of potential evapotranspiration estimates on effective parameters and performance of the MIKE SHE-code applied to a medium-size catchment. *Journal of Hydrology*, 270: 309-327.
- [180] **Vörösmarty, C.J., Federer, C.A. et Schloss, A.L., 1998.** Evaporation functions compared on US watersheds: Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. *Journal of Hydrology*, 207(3-4): 147-169.
- [181] **Wallace, J.S., 1995.** Calculating Evaporation - Resistance to Factors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73(3-4): 353-366.
- [182] **Ward, R.C., 1971.** Measuring evapotranspiration: a review. *Journal of Hydrology*, 13: 1-21.
- [183] **Wilson, D.J., Western, A.W. et Grayson, R.B., 2004.** Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations. *Water Resources Research*, 40(2).
- [184] **Winter, T.C., Rosenberry, D.O. et Sturrock, A.M., 1995.** Evaluation of 11 Equations for Determining Evaporation for a Small Lake in the North Central United-States. *Water Resources Research*, 31(4): 983-993.

- [185] **WMO, 1996.** Guide to hydrological practice. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 735 pp.
- [186] **Wood, E.F., Lettenmaier, D.P., Liang, X., Lohmann, D., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Dickinson, R.E. et Duan, Q., 1998.** The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change*, 19(1-4): 115-135.
- [187] **Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K. et Band, L., 1988.** Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 102: 29-47.
- [188] **Wright, J.L., 1982.** New evapotranspiration crop coefficients. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 108(IR2): 57-74.
- [189] **Wu, W., Geller, M.A. et Dickinson, R.E., 2002.** The response of soil moisture to long-term variability of precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 3: 604-613.
- [190] **Xu, C.Y. et Singh, V.P., 2002.** Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resources Management*, 16(3): 197-219.
- [191] **Xu, C.-Y. et Singh, V.P., 2000.** Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 14(2): 339-349.
- [192] **Xu, C.-Y. et Singh, V.P., 2001.** Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 15(2): 305-319.
- [193] **Xu, Z.X. et Li, J.Y., 2003.** A distributed approach for estimating catchment evapotranspiration: Comparison of the combination equation and the complementary relationship approaches. *Hydrological Processes*, 17(8): 1509-1523.
- [194] **Zhang, L., Dawes, W.R. et Walker, G.R., 1999.** Response of evapotranspiration to vegetation changes. Technical Report, Cooperative Research Center for Catchment Hydrology, Canberra, ACT, 35 pp.
- [195] **Zhang, L., Dawes, W.R. et Walker, G.R., 2001.** Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37(3): 701-708.
- [196] **Zhang, L. et Lemeur, R., 1992.** Effect of aerodynamic resistance on energy balance and Penman-Monteith estimates of evapotranspiration in greenhouse conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 58: 209-228.
- [197] **Zhao, B., Tung, T.-K., Yeh, K.-C. et Yang, J.-C., 1997.** Storm resampling for uncertainty analysis of a multiple-storm unit hydrograph. *Journal of Hydrology*, 194(1-4): 366-384.
- [198] **Zin, I., 2002.** Incertitudes et ambiguïtés dans la modélisation hydrologique. Thèse de Doctorat, INPG, Grenoble, France, 200 pp.
- [199] **Zong-Liang, Y. et Dickinson, R.E., 1996.** Description of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the Soil Moisture Workshop and evaluation of its performance. *Global and Planetary Change*, 13(1-4): 117-134.

Table des matières

Liste des tableaux

Liste des figures

Table des matières

Remerciements	3
Résumé	7
Abstract	8
Sommaire	11
Introduction générale	15
Partie I – Evapotranspiration réelle et évapotranspiration potentielle - Contexte de la modélisation pluie-débit	19
Chapitre 1 L’Evapotranspiration Potentielle (ETP) - Contexte de la modélisation pluie-débit	23
1.1. INTRODUCTION	23
1.2. LE CONCEPT D’ETP	23
1.2.1. Les bases du concept d’ETP.....	23
1.2.2. Quelles re-définitions de l’ETP pour quelles utilisations ?.....	24
1.2.3. Commentaires sur l’utilisation du concept d’ETP à l’échelle du bassin versant.....	25
1.3. L’ETP, ESTIMATIONS ET MODELES	26
1.3.1. Remarques préliminaires	26
1.3.2. Classification et inventaire des méthodes d’estimations de l’ETP	27
1.3.3. Récapitulatif des modèles d’ETP recensés dans la littérature	34
1.3.4. Comparaison des modèles d’ETP : revue de la littérature	35
1.4. L’ETP AU SEIN D’UN MODELE PLUIE-DEBIT	36
1.4.1. De l’ETP à l’ETR au sein de divers modèles pluie-débit	36
1.4.2. Sous quelle forme introduire l’ETP au sein d’un modèle hydrologique ?	42
1.5. SYNTHESE.....	42
Chapitre 2 Comment évaluer un modèle d’ETP en modélisation pluie-débit globale ? Contexte d’une démarche empirique	47
2.1. INTRODUCTION	47
2.2. DEFINITION DU SUJET	47
2.3. CHOIX D’UNE APPROCHE DE MODELISATION PLUIE-DEBIT	48
2.3.1. Hydrologie et modélisation	48
2.3.2. Les différentes approches de modélisation pluie-débit	50
2.4. METHODOLOGIE DE COMPARAISON ET DE DEVELOPPEMENT DE FORMULATIONS D’ETP	53
2.4.1. Prérequis pour la détermination d’une entrée d’ETP adaptée à la modélisation pluie-débit.....	53
2.4.2. Le choix d’un large échantillon de bassins versants	54
2.4.3. Le choix d’une approche multi-modèles	55
2.4.4. Evaluation des simulations de débits	55
2.5. CONTRAINTES ET LIMITES DE L’APPROCHE ADOPTEE	57

2.5.1.	Comment synthétiser les résultats ?	57
2.5.2.	Généralisation et universalité des résultats obtenus	57
2.5.3.	Interprétation physique des résultats obtenus	57
2.6.	SYNTHESE	58

Chapitre 3 Présentation de l'échantillon de données 61

3.1.	INTRODUCTION	61
3.2.	CRITERES DE SELECTION POUR L'ELABORATION DE LA BASE DE DONNEES	61
3.2.1.	Critique des données dans le contexte de notre étude	61
3.2.2.	Critères physiques	62
3.2.3.	Critères spatio-temporels de sélection pour les triplets pluie-débit-ETP	62
3.3.	SITUATION GEOGRAPHIQUE DES 308 BASSINS VERSANTS	63
3.3.1.	Base de données en France	63
3.3.2.	Base de données aux Etats Unis d'Amérique	63
3.3.3.	Base de données en Australie	64
3.4.	CARACTERISTIQUES DES BASSINS SELECTIONNES	64
3.4.1.	Caractéristiques physiques	64
3.4.2.	Caractéristiques hydro-climatiques	65
3.5.	EVALUATION DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DE L'ETP DE PENMAN	70
3.5.1.	Variabilité journalière	71
3.5.2.	Variabilité annuelle	72
3.6.	SYNTHESE	72

Conclusion de la partie I 73

Partie II – Sensibilité des modèles pluie-débit à l'évapotranspiration potentielle..... 75

Chapitre 4 Impact du mode de calcul de l'ETP sur les performances des modèles pluie-débit 79

4.1.	INTRODUCTION	79
4.2.	REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	79
4.3.	METHODOLOGIE	81
4.3.1.	Méthode de comparaison des formules d'ETP	81
4.3.2.	Dispositions pratiques	81
4.3.3.	Formules d'ETP testées	82
4.4.	PRESENTATION DES RESULTATS	85
4.4.1.	Mode de représentation des distributions des performances	85
4.4.2.	Distributions des performances obtenues avec les 27 formules testées	85
4.4.3.	Cohérence des résultats entre les quatre modèles pluie-débit	90
4.4.4.	Pertinence des diverses variables météorologiques	91
4.5.	SYNTHESE	93

Chapitre 5 Impact de la variabilité temporelle de l'ETP sur les performances des modèles pluie-débit 97

5.1.	INTRODUCTION	97
5.2.	REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	97
5.3.	METHODOLOGIE	98
5.3.1.	Comparaison des chroniques d'ETP datées et interannuelles	98
5.3.2.	Tests effectués	101
5.4.	PRESENTATION DES RESULTATS SUR L'ENSEMBLE DE L'ECHANTILLON	101

5.4.1.	Résultats obtenus avec l'ETP de Penman	101
5.4.2.	Résultats obtenus avec d'autres formules d'ETP	104
5.5.	UNE INFORMATION TEMPORELLE FINE DE L'ETP EST-ELLE UTILE SOUS CERTAINES CONDITIONS CLIMATIQUES ?	106
5.5.1.	Analyse des résultats suivant les caractéristiques hydroclimatiques des bassins versants	106
5.5.2.	Analyse descriptive par zone géographique	107
5.5.3.	Etude en période de déficit hydrique	112
5.6.	SYNTHESE	114
Chapitre 6 Impact de la variabilité spatiale de l'ETP sur les performances de modèles pluie-débit ..		117
6.1.	INTRODUCTION	117
6.2.	REVUE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LA VARIABILITE SPATIALE DE L'ETP	117
6.2.1.	Variabilité spatiale des variables utilisées pour estimer l'ETP	117
6.2.2.	Des techniques pour estimer une ETP de bassin	118
6.2.3.	Des applications en modélisation hydrologique	118
6.3.	CAS D'ETUDE 1 : IMPACT DE LA DENSITE DU RESEAU DE MESURE DE L'ETP SUR LA PERFORMANCE DES MODELES PLUIE-DEBIT	119
6.3.1.	Données et méthodes	119
6.3.2.	Présentation des résultats	121
6.4.	CAS D'ETUDE 2 : IMPACT D'UNE ESTIMATION SPATIALISEE DE L'ETP SUR LA PERFORMANCE DES MODELES PLUIE-DEBIT	124
6.4.1.	Données et méthodes	124
6.4.2.	Présentation des résultats	127
6.5.	SYNTHESE	128
Conclusion de la partie II		130
Partie III – Recherche des causes de l'apparente insensibilité des modèles à l'évapotranspiration potentielle.....		131
Chapitre 7 Adaptation des paramètres du modèle GR4J à des modifications d'ETP		135
7.1.	INTRODUCTION	135
7.2.	REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	135
7.3.	DONNEES ET METHODES	136
7.3.1.	Bassins versants utilisés	136
7.3.2.	Méthodologie	137
7.4.	PRESENTATION DES RESULTATS	139
7.4.1.	Impact des erreurs d'ETP sur les performances du modèle GR4J	139
7.4.2.	Impact des erreurs d'ETP sur les valeurs des paramètres du modèle GR4J	140
7.4.3.	Impact des erreurs d'ETP sur l'incertitude des paramètres du modèle GR4J	141
7.5.	SYNTHESE	143
Chapitre 8 Faut-il remettre en cause les formules d'ETP classiques ?		147
8.1.	INTRODUCTION	147
8.2.	ANALYSE DE SENSIBILITE PAR GENERATION DE DEBITS SYNTHETIQUES, METHODOLOGIE PROPOSEE	148
8.2.1.	Approche par données synthétiques	148
8.2.2.	Description de l'approche adoptée	148
8.3.	PRESENTATION DES RESULTATS	151
8.3.1.	Résultats obtenus sans perturbation des débits synthétiques	151
8.3.2.	Résultats obtenus en perturbant les débits synthétiques	152
8.4.	DISCUSSION	152

8.5.	SYNTHESE.....	153
Chapitre 9 Suivi de la sensibilité des modèles pluie-débit au sein de leur structure		157
9.1.	INTRODUCTION	157
9.2.	METHODOLOGIE GENERALE	157
9.2.1.	Suivi de l'impact d'une erreur sur l'ETP au sein des modèles	157
9.2.2.	Critères d'évaluation.....	159
9.3.	DIFFERENCES ENTRE SERIES D'ETP DATEES ET INTERANNUELLES.....	160
9.3.1.	Evaluation des différences entre séries d'ETP datées et interannuelles à plusieurs pas de temps	160
9.3.2.	Résultats sur l'ensemble des bassins	161
9.3.3.	Analyse sur quelques bassins particuliers	162
9.4.	INTRODUCTION DE PERTURBATIONS SUR LES SERIES D'ENTREE : ETUDE COMPARATIVE DE LA PLUIE ET DE L'ETP	165
9.4.1.	Méthodologie : introduction de perturbations dans les séries d'ETP et de pluie.....	165
9.4.2.	Application d'un modèle d'erreur à faible mémoire sur les données d'ETP et de pluie	167
9.4.3.	Application d'un modèle d'erreur avec mémoire sur les données d'ETP	169
9.4.4.	Impact de perturbations annuelles d'ETP	170
9.5.	SYNTHESE.....	171
Chapitre 10 Filtrage des séries d'ETP et analyse fréquentielle des séries intermédiaires		175
10.1.	INTRODUCTION	175
10.2.	ANALYSE SPECTRALE DES SIMULATIONS DU MODELE GR4J OBTENUES AVEC LES ETP DATEES ET INTERANNUELLES ...	176
10.2.1.	Analyse spectrale de quelques séries d'ETP	176
10.2.2.	Analyse spectrale de simulations du modèle GR4J	177
10.3.	IMPACT D'UNE DETERIORATION DE L'INFORMATION DE L'ETP PAR BANDES DE FREQUENCES PRECISES.....	181
10.3.1.	Méthodologie pour l'analyse statistique	181
10.3.2.	Suivi de la sensibilité des modèles GR4J et TOPMO	183
10.3.3.	Analyse des densités spectrales des séries d'ETP filtrées et des simulations intermédiaires.....	185
10.4.	SYNTHESE.....	187
Conclusion de la partie III		188
Partie IV – Tentatives d'amélioration de la prise en compte de l'évapotranspiration potentielle au sein des modèles pluie-débit.....		189
Chapitre 11 Recherche empirique d'un modèle d'ETP pertinent à partir des formules déjà testées ...		193
11.1.	INTRODUCTION	193
11.2.	SELECTION DE FORMULES D'ETP COMME « POINT DE DEPART »	194
11.2.1.	Sélection par efficacité	194
11.2.2.	Sélection par fiabilité	194
11.2.3.	Récapitulatif des formules sélectionnées	195
11.3.	COMPLEMENTARITE DES FORMULES D'ETP	197
11.3.1.	Les performances d'une formule sont-elles liées au bassin versant ?	197
11.3.2.	Association de formules d'ETP	198
11.4.	AJUSTEMENT DES FORMULES SELECTIONNEES.....	199
11.4.1.	Ajustement des coefficients d'échelle de ces formules	199
11.4.2.	Proposition d'une formule d'ETP à partir de la formule de McGuinness.....	201
11.5.	DOIT-ON ADAPTER LA REPRESENTATION DE L'INTERCEPTION DANS LE MODELE GR4J A LA MODIFICATION DE L'ETP ? ..	203
11.5.1.	Comment représenter l'interception au sein du modèle GR4J ?.....	203
11.5.2.	Tests de modification de la représentation de l'interception	205

11.5.3.	Discussion	207
11.6.	SYNTHESE.....	208
Chapitre 12 Utilisation de l'hypothèse de Bouchet en modélisation pluie-débit.....		211
12.1.	INTRODUCTION	211
12.2.	REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	211
12.2.1.	Hypothèses de Bouchet et application pour estimer l'ETR	211
12.2.2.	Implémentation des Hypothèses de Bouchet dans les modèles pluie-débit	213
12.3.	METHODOLOGIE.....	214
12.3.1.	Données et modèles utilisés	214
12.3.2.	Implémentation de l'approche de Bouchet au sein des modèles utilisés	214
12.3.3.	Introduction progressive de l'estimation d'ETR	215
12.4.	PRESENTATION DES RESULTATS	216
12.4.1.	Introduction directe de l'hypothèse de Bouchet	216
12.4.2.	Analyse des résultats vis-à-vis des caractéristiques des bassins versants	217
12.4.3.	Introduction pondérée de l'hypothèse de Bouchet	218
12.5.	DISCUSSION	219
12.6.	SYNTHESE.....	219
Chapitre 13 Utilisation d'indicateurs de végétation pour améliorer la prise en compte de l'ETP.....		223
13.1.	INTRODUCTION	223
13.2.	REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	224
13.2.1.	Rôle de la végétation dans le processus d'évapotranspiration	224
13.2.2.	Modélisation du rôle de la végétation pour estimer l'ETR : exploration à travers la formule de Penman-Monteith.....	227
13.2.3.	Comment prendre en compte la végétation au sein des modèles pluie-débit ?.....	230
13.2.4.	Des tentatives d'utilisation de descripteurs de végétation pour l'estimation de l'ETR de bassins versants.....	233
13.3.	DONNEES ET DEMARCHE ADOPTEE.....	236
13.3.1.	La base de données CORINE LandCover	236
13.3.2.	Quelques caractéristiques des bassins versants	238
13.3.3.	Méthodologies proposées pour prendre en compte la végétation	239
13.4.	PRISE EN COMPTE POUR LE CALCUL DE L'ETP : INTRODUCTION D'UN COEFFICIENT DE CULTURE	240
13.4.1.	Utilisation d'un coefficient de culture simple.....	240
13.4.2.	Utilisation d'un coefficient de culture à deux paramètres	241
13.4.3.	Conclusion intermédiaire.....	243
13.5.	PARAMETRISATION DE LA FORMULE DE PENMAN-MONTEITH.....	244
13.5.1.	Méthodologies pour paramétrer la formule de Penman-Monteith	244
13.5.2.	Calcul de l'ETP à partir de la formule de Penman-Monteith	244
13.5.3.	Calcul de l'ETR à partir de la formule de Penman-Monteith	249
13.6.	IMPACT DU PARAMETRE D'ECHANGES SOUTERRAINS SUR LES ECHANGES SOL-VEGETATION-ATMOSPHERE	251
13.6.1.	Relations entre paramètres du modèle GR4J et descripteurs de végétation	251
13.6.2.	Relations entre paramètres de correction de l'ETP et paramètre d'échanges souterrains	251
13.6.3.	Discussion sur la démarche à adopter	253
13.7.	MODIFICATION DE LA PARTIE DU MODELE TRAITANT DE L'EVAPOTRANSPIRATION	253
13.7.1.	Introduction d'un paramètre supplémentaire dans la fonction de rendement de l'ETR.....	254
13.7.2.	Utilisation de la structure du modèle GRHUM.....	255
13.8.	SYNTHESE.....	258
Conclusion de la partie IV.....		259
Conclusion générale		263

Références bibliographiques	269
Table des matières	279
Liste des tableaux	285
Liste des figures	287

Liste des tableaux

Tableau 1-1 : Différentes définitions de l'ETP suivant les conditions utilisées (d'après Granger, 1989).....	25
Tableau 1-2 : Modèles d'ETP recensés dans la littérature.....	35
Tableau 1-3 : Prise en compte de l'ETP dans les modèles pluie-débit GR4J, IHAC, TOPMO, HBV0.....	41
Tableau 2-1 : Exemple de caractéristiques des modèles pluie-débit (adapté de Andréassian, 2002).....	51
Tableau 3-1 : Caractéristiques hydro-climatiques des 308 bassins par situation géographique.....	65
Tableau 3-2 : Bassins de l'échantillon présentant un coefficient d'écoulement supérieur à 1.....	66
Tableau 3-3 : Caractéristiques des pluviomètres des bassins de l'échantillon présentant un coefficient d'écoulement supérieur à 1. Les valeurs de débits et de pluies sont indiquées en mm/an.....	67
Tableau 3-4 : Ecart types et coefficients de variation de l'ETP journalière suivant la situation géographique.....	71
Tableau 3-5 : Ecart types et coefficients de variation de l'ETP annuelle suivant la situation géographique.....	72
Tableau 4-1 : Répartition des bassins et de leurs périodes de calage et de validation en fonction du pays d'origine.....	81
Tableau 4-2 : Formules d'ETP sélectionnées.....	83
Tableau 6-1 : Listes des bassins étudiés pour l'étude de la sensibilité à l'utilisation de plusieurs postes de température pour l'estimation de l'ETP.....	120
Tableau 6-2 : Liste des bassins étudiés pour l'étude de la sensibilité à une information spatiale plus riche de l'ETP.....	125
Tableau 6-3 : Différentes entrées d'ETP testées.....	127
Tableau 7-1 : Caractéristiques principales des douze bassins versants utilisés.....	137
Tableau 8-1 : Performances (critère de Nash médian sur les 2498 tests en contrôle) des modèles pluie-débit avec données d'ETP datées et moyennes.....	151
Tableau 9-1 : Bassins particuliers pour lesquels les différences de comportement entre ETP datée et interannuelle sont sensibles.....	163
Tableau 9-2 : Durée de rémanence de l'erreur introduite et valeur de ρ correspondantes.....	166
Tableau 10-1 : Caractéristiques des six bassins versants utilisés pour l'analyse.....	176
Tableau 11-1 : Classement des modèles d'ETP suivant leur fiabilité, leur efficacité et leur nombre de paramètres.....	196
Tableau 11-2 : Corrélations entre les performances des modèles d'ETP sur l'échantillon des 308 bassins versants. Résultats obtenus avec les critères de Nash sur les débits, et en utilisant le modèle GR4J.....	197
Tableau 11-3 : Complémentarité des formules testées. Moyenne des critères de Nash sur les débits, obtenus en utilisant le modèle GR4J.....	199
Tableau 11-4 : Performances des modèles pluie-débit suivant le critère de Nash sur les 2498 périodes de validation, avec les données d'ETP Penman et les données d'ETP ajustée.....	203
Tableau 12-1 : Comparaison entre approche classique et approche complémentaire pour estimer l'ETR au sein des modèles pluie-débit GR4J et HBV0.....	215
Tableau 13-1 : Valeurs a priori de la hauteur du sommet de la canopée pour différents types de couvert végétal.....	229
Tableau 13-2 : Valeurs a priori de la résistance stomatique pour différents types de couvert végétal.....	230
Tableau 13-3 : Valeurs a priori de l'albédo pour différents types de couvert végétal.....	230
Tableau 13-4 : Nomenclature hiérarchique des classes de la base de données Corine Land Cover utilisées dans cette étude (en grisé).....	237
Tableau 13-5 : Différentes paramétrisations de la résistance stomatique et implication pour le calcul de la formule de Penman-Monteith.....	244
Tableau 13-6 : Variantes testées du modèle GRHUM.....	256

Liste des figures

Figure 1-1 : Schéma et calcul effectué au sein du modèle GR4J (d'après Perrin, 2000)	37
Figure 1-2 : Courbes de rendement de la pluie et de l'ETP	38
Figure 1-3 : Schéma et calcul effectué au sein du modèle TOPMO	38
Figure 1-4 : Schéma et calcul effectué au sein du modèle HBV0	39
Figure 1-5 : Schéma et calcul effectué au sein du modèle IHAC	40
Figure 2-1 : Représentation schématique du cycle de l'eau	49
Figure 2-2 : Schématisation d'un modèle pluie-débit global.....	53
Figure 3-1 : Nombre de pluviomètres nécessaires à la modélisation pluie-débit en fonction de la surface du bassin (d'après Schaake et al., 2000)	62
Figure 3-2 : Localisation des 221 stations hydrométriques françaises.....	63
Figure 3-3 : Localisation des 79 stations hydrométriques américaines.....	64
Figure 3-4 : Localisation des huit stations hydrométriques australiennes.....	64
Figure 3-5 : Distribution des superficies des 308 bassins versants selon leur situation géographique	65
Figure 3-6 : Pluie et débit annuels moyens pour les 308 bassins suivant leur provenance.....	66
Figure 3-7 : Contour et relief des bassins O3006710 et 3011010 (a) et des bassins P0010010 et P0115010 (b).....	68
Figure 3-8 : Distribution de divers paramètres hydro-climatiques des 308 bassins versants selon leur situation géographique	69
Figure 3-9 : Distribution de l'indice d'aridité (ETP / P) et du coefficient de rendement (P / Q) des 308 bassins versants selon leur situation géographique.....	70
Figure 3-10 : Exemple de la variabilité temporelle de l'ETP à la station de Millau, pour les valeurs journalières, mensuelles et annuelles.....	71
Figure 4-1 : Chroniques d'ETP à la station de Millau (France) en utilisant les formules de (a) température moyenne, (b) vitesse du vent, (c) rayonnement extraterrestre, (d) Penman, (e) Thornthwaite et (f) McGuinness et Bordne.	84
Figure 4-2 : Représentation simplifiée 'box plot' des distributions des critères de performance.....	85
Figure 4-3 : Evaluation des modèles d'ETP : représentation simplifiée des distributions des critères de Nash sur les débits en validation sur les 308 bassins avec le modèle a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO.....	86
Figure 4-4 : Evaluation des modèles d'ETP : représentation simplifiée des distributions des critères de Nash sur les racines carrées des débits en validation sur les 308 bassins avec le modèle a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO	87
Figure 4-5 : Evaluation des modèles d'ETP : représentation simplifiée des distributions des critères de Nash sur les logarithmes des débits en validation sur les 308 bassins avec le modèle a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO.....	88
Figure 4-6 : Evaluation des modèles d'ETP : représentation simplifiée des distributions des critères de bilan en validation sur les 308 bassins avec le modèle a) GR4J, b) HBV0, c) IHAC et d) TOPMO	89
Figure 4-7 : Classement des modèles d'ETP pour les quatre modèles pluie-débit avec le critère de Nash appliqué aux débits (a) et aux racines carrées des débits (b)	91
Figure 4-8 : Performances des formules d'ETP pour les quatre modèles pluie-débit suivant le nombre de variables météorologiques observées nécessaires.....	92
Figure 4-9 : Performances des quatre modèles pluie-débit suivant le nombre de variables météorologiques observées utilisées dans le calcul de l'ETP. Cas des formules utilisant a) la température de l'air, b) la durée d'ensoleillement, c) l'humidité relative de l'air et d) la vitesse du vent.	92
Figure 5-1 : Chroniques d'ETP datées et interannuelles à la station de Millau (France) en utilisant les formules de (a) température moyenne, (b) vitesse du vent, (c) Penman, (d) Thornthwaite et (e) McGuinness et Bordne.....	99
Figure 5-2 : Chroniques d'ETP datées et interannuelles à la station d'Alice Springs (Australie) en utilisant les formules de (a) température moyenne, (b) vitesse du vent, (c) Penman, (d) Thornthwaite et (e) McGuinness et Bordne.....	100
Figure 5-3 : Critères de Nash sur les débits obtenus en validation avec les modèles a) GR4J, b) HBV0, d) IHAC et d) TOPMO et en utilisant soit les ETP datées soit les ETP interannuelles	102
Figure 5-4 : Critères de Nash sur les racines carrées des débits obtenus en validation avec les modèles a) GR4J, b) HBV0, d) IHAC et d) TOPMO et en utilisant soit les ETP datées soit les ETP interannuelles	102
Figure 5-5 : Critères de Nash sur les logarithmes des débits obtenus en validation avec les modèles a) GR4J, b) HBV0, d) IHAC et d) TOPMO et en utilisant soit les ETP datées soit les ETP interannuelles	103
Figure 5-6 : Critères de bilan obtenus en validation avec les modèles a) GR4J, b) HBV0, d) IHAC et d) TOPMO et en utilisant soit les ETP datées soit les ETP interannuelles	103
Figure 5-7 : Comparaison des performances des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO avec ETP datées et interannuelles.....	105

Figure 5-8 : Différences entre l'ETP de Penman datée et interannuelle en termes de performances des quatre modèles pluie-débit en fonction des caractéristiques des bassins versants.	107
Figure 5-9 : Gains obtenus avec l'utilisation de l'ETP en mode daté par rapport au mode interannuel suivant la situation géographique des bassins	108
Figure 5-10: Carte indiquant les différences entre l'utilisation de l'ETP datée et l'utilisation de l'ETP interannuelle calculées par les formules de Penman (a) et de McGuinness (b). Cas du modèle GR4J.	109
Figure 5-11: Carte indiquant les différences entre l'utilisation de l'ETP datée et l'utilisation de l'ETP interannuelle calculées par les formules de Penman (a) et de McGuinness (b). Cas du modèle HBV0.....	110
Figure 5-12 : Carte indiquant les différences entre l'utilisation de l'ETP datée et l'utilisation de l'ETP interannuelle calculées par les formules de Penman (a) et de McGuinness (b). Cas du modèle IHAC.	111
Figure 5-13: Carte indiquant les différences entre l'utilisation de l'ETP datée et l'utilisation de l'ETP interannuelle calculées par les formules de Penman (a) et de McGuinness (b). Cas du modèle TOPMO.....	112
Figure 5-14 : Comparaison des efficacités des modèles en utilisant les ETP datée et les ETP interannuelles de Penman. Distinction entre les années sèches et les années humides. Efficacités moyennes sur les 308 bassins versants calculées avec le critère de Nash sur les débits.	113
Figure 6-1 : Comparaison des efficacités des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO en utilisant un ou la totalité des postes de température disponibles sur le bassin pour le calcul de l'ETP datée de McGuinness. L'efficacité des modèles est évaluée par le critère de Nash appliqué aux débits.	121
Figure 6-2 : Comparaison des efficacités des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO en utilisant un ou la totalité des postes de température disponibles sur le bassin pour le calcul de l'ETP datée issue de la température. L'efficacité des modèles est évaluée par le critère de Nash appliqué aux débits.	122
Figure 6-3 : Comparaison des efficacités des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO en utilisant un poste de température pour le calcul de l'ETP interannuelle de McGuinness ou la totalité des postes de température disponibles sur le bassin pour le calcul de l'ETP datée de McGuinness. L'efficacité des modèles est évaluée par le critère de Nash appliqué aux débits.	123
Figure 6-4 : Localisation des stations hydrométriques des bassins versants utilisés pour tester les ETP issues du modèle SAFRAN.	124
Figure 6-5 : Exemple des différences des chroniques d'ETP SAFRAN et d'ETP ponctuelles sur le bassin A1202030 (La Doller à Sewen), avec des données (a) datées et (b) interannuelles pour SAFRAN.	126
Figure 6-6 : Distribution des critères de Nash sur les débits pour les six différents types d'entrée de l'ETP et pour les modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO	128
Figure 7-1 : Localisation des douze bassins versants MOPEX (source : http://www.nws.noaa.gov/oh/mopex/index.html) ..	137
Figure 7-2 : Chroniques d'ETP sans perturbation et avec introduction d'un bruit aléatoire avec $\sigma = 0.1$ (a) et $\sigma = 0.5$ (b). .	138
Figure 7-3 : Méthodologie de rééchantillonnage adoptée (Perrin et al., 2004).	139
Figure 7-4 : Impact d'erreurs aléatoires (a) et systématiques (b) d'ETP sur les performances du modèle GR4J.	139
Figure 7-5 : Impact d'erreurs aléatoires sur les valeurs des paramètres du modèle GR4J.	140
Figure 7-6 : Impact d'erreurs systématiques sur les valeurs des paramètres du modèle GR4J.....	141
Figure 7-7 : Impact d'erreurs aléatoires sur l'incertitude liée à l'estimation des paramètres du modèle GR4J.....	142
Figure 7-8 : Impact d'erreurs systématiques sur l'incertitude liée à l'estimation des paramètres du modèle GR4J.	142
Figure 8-1 : Schéma descriptif de la méthodologie utilisée sans perturbation des débits synthétiques	149
Figure 8-2 : Exemple des différences entre débits synthétiques et débits réels sur le bassin A1515810 (Le Murbach à Buhl)	149
Figure 8-3 : Exemple des différences entre débits synthétiques et débits synthétiques perturbés sur le bassin A1515810 (Le Murbach à Buhl) pour $\sigma = 0.2$ (a) et $\sigma = 0.4$ (b).	150
Figure 8-4 : Schéma descriptif de la méthodologie utilisée	151
Figure 8-5 : Introduction progressive de la perturbation de la série de débits synthétiques. Influence sur les performances des modèles selon une entrée datée ou moyenne de l'ETP. Médiane des critères de Nash pour les modèles (a) GR4J, (b) IHAC, (c) HBV0 et (d) TOPMO	152
Figure 9-1 : Points de suivi (entourés en gras) au sein des modèles (a) GR4J, (b) IHAC, (c) HBV0, (d) TOPMO.....	158
Figure 9-2 : Schéma descriptif de la méthodologie utilisée	159
Figure 9-3 : Comparaison entre ETP datées et interannuelles sur les 2498 périodes de contrôle. Critère de Nash appliqué aux valeurs journalières, décennales et mensuelles.	160
Figure 9-4 : Suivi des différences entre données synthétiques (issues des simulations avec les ETP datées) et variables simulées avec les données interannuelles. Moyenne et médiane des critères de Nash sur les variables journalières décennales et mensuelles pour les 2498 bassin-périodes et avec les modèles (a) GR4J, (b) IHAC, (c) HBV0 et (d) TOPMO.	161
Figure 9-5 : Suivi des différences entre données synthétiques (issues des données d'ETP datées) et variables simulées avec les données interannuelles et le modèle GR4J. Cas particuliers des bassins pour lesquels les différences de comportement sont remarquables	162

Figure 9-6 : Chroniques d'ETP, de pluie, de débit et du contenu en eau des sols pour trois bassins particuliers : A1515810 (a), Mo714520 (b) et Y047030 (c).....	164
Figure 9-7 : Exemple d'applications de perturbations sur les ETP journalières avec (a) des erreurs aléatoires ($\sigma=0.5$) et (b) des erreurs autocorrélées ($\rho = 0.8$ et $\sigma=0.5$)	167
Figure 9-8 : Impact de perturbations croissantes des entrées d'ETP (a) et de pluie (b) sur les performances du modèle GR4J. Suivi des critères de Nash sur les variables intermédiaires journalières.....	168
Figure 9-9 : Impact de perturbations croissantes des entrées d'ETP et de pluie sur les performances des modèles HBV0 (a), IHAC (b) et TOPMO (c). Suivi des critères de Nash sur les variables intermédiaires journalières.....	169
Figure 9-10 : Impact de perturbations avec mémoire pour les entrées d'ETP sur les performances des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO. Suivi des critères de Nash sur les variables intermédiaires journalières.	170
Figure 9-11 : Impact de perturbations annuelles pour les entrées d'ETP sur les performances des modèles (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO. Suivi des critères de Nash sur les variables intermédiaires journalières.	171
Figure 10-1 : Densités spectrales des séries d'ETP datées et interannuelles pour six bassins versants.....	176
Figure 10-2 : Suivi des critères de Nash et de Bilan pour les six bassins versants utilisés pour l'analyse.....	177
Figure 10-3 : Densités spectrales des séries de débits simulés avec ETP datées et ETP interannuelles pour six bassins versants.....	178
Figure 10-4 : Densités spectrales des simulations de variables intermédiaires du modèle GR4J obtenues avec les ETP datées et interannuelles sur les bassins (a) J7060620, (b) Us344800, (c) Us809500 et (d) Au060009.....	180
Figure 10-5 : Filtrage progressif d'une chronique d'ETP pour des périodes de 7, 15, 60 et 90 jours. Exemple pris à la station météorologique de Phalsbourg (France).....	182
Figure 10-6 : Suivi des critères de Nash sur les débits (médiane de 308 bassins) entre séries synthétiques et séries obtenues par filtrage de bande de fréquence. Résultats obtenus avec les modèles GR4J (a) et TOPMO (b).....	183
Figure 10-7 : Suivi des critères de bilan (médiane de 308 bassins représentée) entre séries synthétiques et séries obtenues par filtrage de bande de fréquence. Résultats obtenus avec les modèles GR4J (a) et TOPMO (b).....	184
Figure 10-8 : Densités spectrales des simulations de variables intermédiaires du modèle GR4J obtenues avec les ETP datées et interannuelles sur les bassins (a) J7060620, (b) Us344800, (c) Us809500 et (d) Au060009.....	186
Figure 11-1 : Classement des modèles d'ETP pour les quatre modèles pluie-débit avec le critère de Nash appliqué aux débits.....	194
Figure 11-2 : Nombres de bassins pour lesquels le modèle d'ETP se classe parmi les dix premiers et les cinq premiers modèles. Résultats obtenus avec les critères de Nash moyens par bassin pour le modèle (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO.....	195
Figure 11-3 : (a) Performances par bassin versant des 12 formules pré-sélectionnées et (b) des résultats les plus faibles et les plus forts par bassin. La performance est évaluée par le critère de Nash sur les débits sur les périodes de validation avec le modèle GR4J.....	198
Figure 11-4 : A la recherche de la meilleure formule d'ETP, importance du cumul interannuel.....	199
Figure 11-5 : Efficacité des formules d'ETP en ajustant un coefficient multiplicatif pour le modèle (a) GR4J et (b) TOPMO	200
Figure 11-6 : Efficacité des modèles pluie-débit en fonction des constantes à ajuster à partir d'un modèle généralisé dépendant uniquement de la température et de la radiation extraterrestre. Résultats obtenus avec le critère de Nash sur les débits, pour le modèle (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC et (d) TOPMO.....	202
Figure 11-7 : Performances obtenues avec les trois variantes pour la représentation de l'interception, sans modification de la formulation d'ETP de régime climatique.....	205
Figure 11-8 : Variation des performances sur l'échantillon de bassins suivant la valeur de K_1 dans l'Equation 12.7. Cas de la variante 1 du modèle GR4J.....	206
Figure 11-9 : Variation des performances sur l'échantillon de bassins suivant la valeur de K_1 dans l'Equation 12.7. Cas de la variante 2 du modèle GR4J.....	206
Figure 11-10 : Variation des performances sur l'échantillon de bassins suivant la valeur de K_1 dans l'Equation 12.7. Cas de la variante (a) 3a et (b) 3b du modèle GR4J.....	207
Figure 11-11 : Améliorations successives (cas du modèle GR4J) de l'entrée d'ETP et illustration de la démarche.....	208
Figure 12-1 : Représentation schématique de la relation de Bouchet entre ETP et ETR (adapté de Bouchet, 1963).....	212
Figure 12-2 : Performances obtenues avec les modèles GR4J et HBV0 lorsque leur structure est modifiée afin de prendre en compte l'estimation de l'ETR selon les hypothèses de Bouchet.....	216
Figure 12-3 : Ecarts entre l'approche classique et l'approche par modèles complémentaires suivant la superficie du bassin versant considéré.....	217
Figure 12-4 : Ecarts entre l'approche classique et l'approche par modèles complémentaires suivant l'indice d'aridité du bassin versant considéré.....	218
Figure 12-5 : Introduction pondérée de l'ETR calculée par les modèles de complémentarité au sein du modèle GR4J (a) et HBV0 (b). Médiane des critères de Nash sur les débits.....	218
Figure 13-1 : Le bilan hydrique de la partie aérienne (d'après Humbert et Najjar, 1992).....	224
Figure 13-2 : Schéma simplifié d'un stomate (coupe transversale).....	226

Figure 13-3 : Représentation schématique de l'action de la végétation sur l'évapotranspiration par l'intermédiaire des résistances stomatique et aérodynamique (d'après Allen et al., 1998)	228
Figure 13-4 : Variations de la résistance aérodynamique en fonction de la hauteur de la végétation et de la vitesse du vent	228
Figure 13-5 : Evapotranspiration calculée et observée (Pluie – Débit) sur 250 bassins versants avec l'équation (13.10). (d'après Zhang et al., 2001).....	234
Figure 13-6 : Sensibilité de la formule de Zhang et al. (2001) au taux de couverture végétal utilisé. Résultats obtenus avec les 250 bassins utilisés par Zhang et al. (1999) avec un taux fixe de 0 (a), 0.5 (b), 1 (c) et avec un taux réel (d).	234
Figure 13-7 : Application du modèle de Zhang et al. (2001) sur l'échantillon de 220 bassins français.....	235
Figure 13-8 : Application du modèle de Lu et al. (2003) sur l'échantillon de 220 bassins français.....	236
Figure 13-9 : Distributions des taux de couverts végétaux dominants de classe 1 sur les 220 bassins versants français....	238
Figure 13-10 : Distributions des taux de couverts végétaux de niveaux 2 des terres agricoles et des milieux forestiers et semi-naturels sur les 220 bassins versants français	238
Figure 13-11 : Approches conceptuelle et physique	239
Figure 13-12 : Fréquence cumulée des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants en période de validation. Comparaison des formulations d'ETP de Penman, McGuinness ajustée et les formules correspondantes affectées d'un coefficient d'ajustement à un paramètre.	241
Figure 13-13 : Relations entre le paramètre introduit représentant le coefficient de culture et le pourcentage de surfaces forestières et agricoles des 220 bassins	241
Figure 13-14 : Evolution du taux de couverture végétale pour différents type de végétation (tiré de Cognard-Plancq et al., 2001). (Spruce : épicéa ; Moor : lande ; Beech : hêtre ; Clearfelling : prairies)	242
Figure 13-15 : Fréquence cumulée des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants en validation. Comparaison des formulations d'ETP de Penman-Monteith, McGuinness, et des formules correspondantes affectées de deux paramètres.	242
Figure 13-16 : Résistances stomatiques de bassin obtenues avec des valeurs a priori pour chaque type de végétation. Valeurs calculées pour l'échantillon de 220 bassins versants.	245
Figure 13-17 : Distributions des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants. Comparaison de formulations d'ETP de Penman-Monteith utilisant diverses valeurs pour la résistance stomatique minimale.	245
Figure 13-18 : Distributions des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants. Comparaison de formulations d'ETP de Penman-Monteith utilisant des valeurs a priori pour la résistance stomatique minimale et des valeurs calées.	246
Figure 13-19 : Différences entre les valeurs a priori et valeurs calées des résistances stomatiques minimales sur l'échantillon de 220 bassins versants.	247
Figure 13-20 : Relation entre paramètre de résistance stomatique minimale calé (X5) et taux de couverture forestière et agricole des basins versants.....	247
Figure 13-21 : Constantes de la résistance aérodynamique de bassin obtenues avec des valeurs a priori pour chaque type de végétation sur les 220 bassins versants.	248
Figure 13-22 : Distributions des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants. Comparaison de formulations d'ETP de Penman-Monteith utilisant diverses valeurs pour la résistance aérodynamique.....	248
Figure 13-23 : Distributions des critères de Nash sur les débits obtenus sur les 220 bassins versants. Comparaison de formulations d'ETR de Penman-Monteith faisant intervenir un ou deux paramètres supplémentaires.	250
Figure 13-24 : Relation entre paramètres de résistance minimale et maximale calés et taux de couverture forestière et agricole des basins versants.....	250
Figure 13-25 : Relation entre paramètres du modèle GR4J et taux de couvert forestier.....	251
Figure 13-26 : Relation entre paramètres du modèle GR4J et paramètres du modèle GR3J + paramètre de correction de l'ETP. Les paramètres représentés sont (a) capacité du réservoir de production, (b) capacité du réservoir de routage, (c) durée de l'hydrogramme unitaire, et (d) paramètre d'échanges souterrains ou coefficient de correction de l'ETP (inverse de la valeur).	252
Figure 13-27 : Distributions des critères de Nash obtenus avec GR4J et les deux autres variantes sur l'échantillon des 220 bassins versants.	253
Figure 13-28 : Exemples de fonctions de rendement de l'ETR avec différents exposants w.	254
Figure 13-29 : Relation entre valeur de l'exposant w de la fonction de rendement de l'ETR et le taux de couverture forestière.	255
Figure 13-30 : Fréquence cumulée des critères de Nash sur les débits obtenus sur les bassins versants. Comparaison des modèles GR4J et des deux variantes testées de GRHUM.	257
Figure 13-31 : Relation entre paramètres du modèle GRHUM et taux de couverture forestière.	258

Annexes

Sommaire

Annexe 1	Manuscript extensive summary.....	295
Annexe 2	Processus physiques et estimations de l'évapotranspiration.....	313
Annexe 3	Calculs et estimations des termes contenus dans les formules d'ETP.....	327
Annexe 4	Structure des modèles pluie-débit utilisés.....	335
Annexe 5	Traduction de l'article de Penman (1948).....	343
Annexe 6	Liste des bassins versants utilisés.....	381
Annexe 7	Article 1 : Sensibilité des modèles à la variabilité temporelle de l'ETP.....	387
Annexe 8	Article 2 : Sensibilité des modèles à la formulation de l'ETP.....	405
Annexe 9	Article 3 : Impact d'utilisation de données erronées de l'ETP sur la performance et l'estimation des paramètres du modèle GR4J.....	423
Annexe 10	Article 4 : Suivi de la sensibilité des modèles pluie-débit au sein de leur structure.....	443
Annexe 11	Article 5 : Prise en compte de la relation de Bouchet en modélisation pluie-débit.....	461
Annexe 12	Article sur la méthode d'évaluation de l'incertitude liée à l'estimation des paramètres... 	477

Annexe 1 Manuscript extensive summary

1.1. Comments

This extensive summary of the PhD Thesis manuscript is provided for non-French readers. A substantial part of the manuscript content is provided in the articles in English submitted for publication or in press, which are referred to in the text as follows:

Article 1: Oudin, L., C. Michel, and F. Anctil (2004), Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? - Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs?, *J. Hydrol.*, in press.

Article 2: Oudin, L., F. Hervieu, C. Michel, C. Perrin, V. Andréassian, F. Anctil, and C. Loumagne (2004), Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? - Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling, *J. Hydrol.*, in press.

Article 3: Oudin, L., T. Mathevet, V. Andréassian, C. Perrin, and C. Michel (2004), A comprehensive study on the impacts of input errors on watershed model efficiency and parameter uncertainty, Submitted to *J. Hydrol.*

Article 4: Oudin, L., C. Michel, V. Andréassian, C. Perrin, and F. Anctil (2004), Locating the sources of low-pass behavior within rainfall-runoff models, *Water Resour. Res.*, in press.

Article 5: Oudin, L., C. Michel, V. Andréassian, F. Anctil, and C. Loumagne (2004), Should Bouchet's hypothesis be taken into account for estimating evapotranspiration in rainfall-runoff modelling? An assessment over 308 catchments, *Hydrol. Process.*, In press.

We believe that these articles give a good perspective of the research. However, some chapters of the French manuscript do not appear in the articles and the organization of the manuscript does not faithfully convey the chronology of the articles. Therefore, in addition to the five submitted articles, we provide several documents in English:

- A summary of the PhD thesis;
- The table of contents of the French manuscript;
- A translation of the introduction and conclusion;
- A summary of the each of the 13 chapters of the French manuscript.

1.2. Summary of the PhD thesis

The objective of this research was to improve the performance of rainfall-runoff (RR) models thanks to a better representation of potential evapotranspiration (PE). To this aim, we gathered a large sample of catchments encompassing different hydro-climatic conditions. Streamflow, rainfall and climatic data were collected for 308 catchments located in France (221), North America (79) and Australia (8). Working on a broad sample makes conclusions relatively free of any dependence on specific catchment characteristics. In addition, we used four lumped RR models (GR4J and modified versions of IHACRES, HBV and TOPMODEL).

First, we examined how sensitive these models were to PE. Two main aspects were investigated:

- First, we checked whether precise daily knowledge of PE was superior to mean data (interannual averages of PE). The results confirmed the lack of sensitivity of RR models to day-to-day fluctuations of

PE, since using a regime curve appears as efficient as using detailed PE knowledge in terms of flow simulation quality.

- Then we tested several formulae to represent the variations in PE as inputs to RR models. The results showed that the models were not very sensitive to the choice of the PE formulation. In this context, the wide use of the Penman formulation, based on four climatic parameters, is questionable: simple formulae using only air temperature data yield as satisfactory flow simulations as using the Penman formula. Therefore, the Penman approach may not be the best suited for PE estimation at the catchment scale. A simple PE formula, based only on catchment latitude and long-term averages of air temperature was proposed. This formula provided a slight but significant improvement in the performance of the four RR models over the 308 catchments.

From an operational point of view, these conclusions are very reassuring because one can obtain mean temperatures at many locations relatively easily. Thus, it will be much easier to obtain basin-scale representative PE estimates with temperature-based methods than with Penman-type methods, for which values are often extrapolated from distant meteorological stations.

However, from a modelling point of view, these results were disconcerting because they suggest that the practice of many hydrologists who use Penman's formulation with daily time-varying data should be abandoned. Moreover, models seem to favour extremely simplified representations of climate information. Several hypotheses can be put forward:

- This is a natural phenomenon that RR models convey rather faithfully.
- This is an artefact of the model that requires questioning the structure of the model, particularly the part handling evaporation.
- The traditional PE formulae are inappropriate for RR modelling.

To answer these questions, we tracked the treatment of PE input within the structure of the RR models in detail. Since uncertainties affect both the structures and the inputs of RR models, we based our analysis on synthetic flow data.

The results of this study confirm the insensitivity of RR models to PE and show that this can be explained by the fact that the model's production (soil moisture accounting) stores act as low-pass filters, smoothing the effect of daily PE fluctuations.

In the past, several observational, theoretical and computational studies have shown how the soil layer acts as an integrator of short-term atmospheric anomalies. Our conclusions substantiate these findings. Therefore, we believe that the insensitivity of models to erroneous PE is only the reflection of an inherent characteristic of the catchment system.

1.3. Table of contents of the PhD manuscript

Part I – Potential and actual evapotranspiration within a rainfall-runoff modelling perspective

- Chapter 1 How do rainfall-runoff models use potential evapotranspiration?
- Chapter 2 How should potential evapotranspiration inputs within a rainfall-runoff model be judged? Presentation and explanation of the approach chosen
- Chapter 3 Presentation of the catchment sample

Part II – Sensitivity of rainfall-runoff models to potential evapotranspiration

- Chapter 4 Impact of the choice of the formulation used to compute potential evapotranspiration on the performance of rainfall-runoff models
- Chapter 5 Impact of the temporal variability of potential evapotranspiration on the performance of rainfall-runoff models. Comparison between temporally varying and mean potential evapotranspiration data
- Chapter 6 Impact of the spatial variability of potential evapotranspiration on the performance of rainfall-runoff models.

Part III – Locating the sources of rainfall-runoff model insensitivity to potential evapotranspiration

- Chapter 7 Do rainfall-runoff models adapt their set of parameters to the potential evapotranspiration input?
- Chapter 8 Are the traditional potential evapotranspiration formulations inappropriate at the catchment scale?
- Chapter 9 Locating the sources of low-pass behaviour within rainfall-runoff models
- Chapter 10 Filtering PE time series and frequential analysis of intermediate time series

Part IV – Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling

- Chapter 11 Adjusting a simple potential evapotranspiration formulation based on mean temperature data
- Chapter 12 Should Bouchet's hypothesis be taken into account for estimating evapotranspiration in rainfall-runoff modelling?
- Chapter 13 Vegetation indices to improve the estimation of evapotranspiration within rainfall-runoff models

1.4. Introduction

Since ancient times, water has fascinated scientists, philosophers and poets. In traditional civilizations, water is the symbol of purity and reaches a sacred dimension. In India, *sadhus* (holy men) bathe in the cold springs of the Ganga river, more than 4000 meters high, where the water is the purest. Today however, even holy things seem to be caught up by the problems of the modern world. During the last pilgrimage of Kumbh Mela *, some *sadhus* refused to bathe in the polluted waters of the Ganga at Allahabad. More effective than any political decision, this position struck the Indian population. Water is not only a resource, but also of vital importance for civilization and represents considerable economic power. The scarcity of fresh water and its uneven geographic distribution may yield legal and political conflicts between countries and communities. In French, the word 'rival' comes from 'rive', which means bank. Thus, the rival is this inhabitant of the other bank, the one who could try to use more than his share of water. To contain these tensions, it is necessary to manage water resources wisely. Managing is forecasting: in the field of water resources this is all the more true since these resources are often scarce, compared to demand. Hence, there is a need to develop tools to help water resource managers make decisions, and to better understand the behaviour of natural hydrosystems, in order to warn of and anticipate risks linked with water management.

For more than a century, many studies have attempted to understand and predict the processes of streamflow generation at the catchment scale. Since hydrological processes are very complex, hydrologists developed simplified representations (or models) of natural hydrosystems. A way to determine streamflow is to go back up to its primary cause, rainfall. Two approaches are possible to represent the rainfall-runoff (RR) transformation: a physically based approach, which uses physical laws and makes it possible to model the inner process of the natural system; and an empirically based approach aiming only at faithfully reproducing streamflows at the basin outlet. Debate continues between the two approaches, which brings to mind this sentence by Henry Michaux: "if a contemplative man throws himself into the water, he will not try to swim but to understand water. And he will sink". In this PhD thesis, I have followed an empirical and practical approach, being conscious of its limits... and its necessity!

'Evapotranspiration' is a major climatic term and this phenomenon plays an essential role in RR transformation. Over most catchments, loss by evapotranspiration is quantitatively the most important component of the water balance (more than 60% of rainfall volume). However, at the catchment scale, no technique is available to directly estimate evapotranspiration (Wallace, 1995).

In order to model the catchment system, it is crucial to clearly identify the role of evapotranspiration in RR transformation. Amazingly, evapotranspiration has not really interested hydrologists: Klemeš (1986) stated that evapotranspiration issues account for less than 5% of the number of pages of hydrology handbooks and journals. Today, the situation has changed somewhat: the relations between climate and hydrology have been reinforced and some hydrologists consider this a crucial turning point in the history of hydrology (Entekhabi et al., 1999). As the link between the atmosphere and the land surface, evapotranspiration plays a vital role.

Brutsaert's (1982) synthesis of historical theories on evapotranspiration shows that this phenomenon has intrigued thinkers and philosophers since Antiquity.

Aristotle (384–332 BC) was the first to relate evaporation processes to the heating of the atmosphere. He realized that the moist exhalation requires solar radiation or another heat supply. However, he denied any direct connections between evaporation and wind speed. Theophrastos (372–287 BC) included the wind as one factor of the evaporation process since he realized that the wind allowed the vapour ("exhalation") to be evacuated. These two authors were in a certain way the precursors of the conflict between the aerodynamic and the energetic approach raised by Penman (1956).

Dalton (1802) contributed the first principles of the current theory on evaporation. He realized that the rate of evaporation is directly related to air temperature, air motion, atmospheric humidity and the chemical nature of the evaporating volume. Dalton also proposed the first formula to estimate the rate of evaporation. This formula was the basis of further developments, which have led to the so-called aerodynamic formulae. A bit later, Maury (1861) introduced the energy balance theory.

Today, theoretical knowledge on evapotranspiration processes has greatly advanced and improvements in technology now make it possible to reliably measure the rate of evapotranspiration at the plot or even at the field scale. However, at the catchment scale, there is no technique that directly estimates evapotranspiration, and simplifications of these processes are generally necessary. Within hydrological models and in particular RR models, evapotranspiration is computed using a theoretical climatic variable, potential evapotranspiration (PE). This variable is obtained by computing observed climatic variables (such as air temperature, wind speed, relative humidity and solar radiation) and is assumed to represent the evaporative capacity of the atmosphere. However, RR models do not seem able to take into account this variable in a relevant way. This may have direct consequences on the quality of their streamflow simulations, particularly during low-flow events. Indeed, evapotranspiration losses may have a relatively minor role when considering flood forecasting but have direct impacts on low-flow simulations and water balance computations. A poor representation of the low-flow events may be important in forecasting initial flood events. We believe it is essential to conduct research that will provide a better understanding of how RR models use PE and to try to improve it.

This thesis has three main objectives:

1. To make a general analysis of the sensitivity of RR models to PE;
2. To give insight into the way PE is handled by these models;
3. To improve the formulation of PE and/or the treatment of PE within RR models, in order to get better streamflow simulations.

Before addressing these issues, Chapter 1 presents a critical review on the concept of potential evapotranspiration, and an outline of the many techniques and difficulties that measure or estimate this variable at the catchment scale. The role of PE within four commonly used lumped RR models is also detailed.

In Chapter 2, the general framework of the tests performed during this project is presented, and an explanation of our empirical approach is given. It is important to underline that the aim of this research was only to obtain more reliable RR simulations and not to represent evapotranspiration at the catchment scale more accurately.

Therefore, a large number of catchments were used since the reliability of the conclusions should come primarily from the wide variety of hydro-meteorological conditions in the test sample. Chapter 3 presents the hydro-meteorological data sets: 308 catchments in Australia, France and the United States were collected.

Then an exhaustive analysis of RR model sensitivity to PE was carried out. In order to reach the more generalized conclusions, 308 catchment samples and four RR models (GR4J and modified versions of IHACRES, HBV and TOPMODEL) were used. Three aspects were particularly studied:

- Since PE is not directly observed but the result of a formulation involving several climatic variables, Chapter 4 reports the testing of the sensitivity of RR models to the chosen PE formulation. Particular attention was paid to Penman's formula, which is recommended by many institutions.
- Hydrological practice often consists in using mean PE instead of temporally varying PE. In Chapter 5, the benefit of using a detailed daily PE in comparison with a mean annual curve is tested.
- In lumped hydrological modelling, PE is usually considered as a quantity integrated over a catchment from point measurements of atmospheric forcing variables. However, within a catchment PE may vary significantly, particularly for mountainous areas. Two case studies are presented in Chapter 6, using

different datasets and showing the impact of the spatial variability of PE on the performance of four RR models.

The results of the sensitivity analysis led to questioning the role of PE within RR models and how these models handle this input, compared to rainfall. In order to improve the treatment of PE by RR models, some insight on the relations between PE inputs and the model is necessary.

- In Chapter 7, the interactions between the PE inputs and the set of calibrated model parameters are analysed. Specifically, we investigate the influence of both random and systematic PE errors on model performance, its parameter values and the accuracy of parameter estimation.
- In Chapter 8, the validity of PE formulations at the catchment scale is discussed.
- In Chapter 9, synthetic data is used to identify the parts of the model structure that limit the treatment of PE.
- In Chapter 10, we try to determine which frequencies of the PE series are useful to simulate streamflow. We used a low pass filter thanks to the Fourier transformation, which eliminates the variance of the series for specific frequencies. These filtered PE series are then tested as new inputs to RR models.

In light of these results, we attempted to improve both the formulation of PE and the treatment of this variable by the RR models, i.e. the way they compute actual evapotranspiration.

- In Chapter 11, we used the comparison carried out in Chapter 4 and from these formulae, we adjusted a new PE formulation, combining the simplicity and efficiency obtained for the four RR models.
- In Chapter 12, catchment-scale estimation of actual evapotranspiration is addressed. Indeed, at this scale, complex feedback mechanisms between water availability and atmospheric conditions exist. These phenomena were highlighted by Bouchet (1963), followed by the development of models to estimate actual evapotranspiration from climatic inputs only. We test the applicability of these approaches in RR modelling.
- The role of the continental surfaces and vegetation on the regulation of water and energy fluxes between the surface and the atmosphere has been recognized for several decades. However, the role of vegetation at the catchment scale is still a source of controversy. In Chapter 13, we introduce vegetation indices within the PE formulation and/or the model structure.

1.5. Detailed summary for each chapter

The PhD manuscript consists of 13 chapters divided into four parts:

- Part I (Chapters 1–3) deals with the context and objectives of the work.
- Part II (Chapters 4–6) present an extensive sensitivity analysis of RR models to PE.
- Part III (Chapters 7–10) aims at providing insights on the reasons why most RR models are poorly sensitive to PE.
- Part IV (Chapters 11–13) investigates alternative ways to compute PE and/or to use it within the models.

Hereafter, a short summary of the 13 chapters is provided, emphasizing the results that are not presented within the set of articles above (particularly Chapters 6 and 13).

1.5.1. Chapter 1 - How do RR models use potential evapotranspiration?

This chapter aims at introducing the concept of potential evapotranspiration and its use within RR modelling.

Unlike actual evapotranspiration, estimating PE requires only climatic parameters and PE is obtained by means of formulae (or models), which are combinations of these climatic parameters. There are numerous formulations, which may be either empirical or physically based. An inventory of the commonly used PE formulae is proposed in this chapter.

These PE formulae were often developed for agronomical purposes, and their use in catchment scale studies is subject to criticism (Granger, 1989). RR models use PE values (or substitutes) as inputs in the same way as rainfall. Since the purpose of this research was to improve the performance of these models by more suitably taking PE into account, in this chapter we detail how RR models use PE. The analysis is based on four well-known models: the GR4J, IHACRES, HBV and TOPMODEL models. Generally, the first operation is a reduction of PE from rainfall. Then, if the remainder of PE is not zero, an actual evaporation rate is determined as a function of the level in the soil moisture accounting store of the model.

These models do not seem able to take PE into account accurately, and one way to improve the performance of RR models would be to improve the role of PE within these models.

1.5.2. Chapter 2 - How should potential evapotranspiration inputs within a RR model be judged? Presentation and explanation of the approach chosen

This chapter introduces the approaches and tools used during this research. These approaches follow previous research conducted in the Cemagref Hydrology Laboratory over roughly 20 years.

This chapter underlines the limits of the conclusions to the specific domain of lumped conceptual RR modelling. Indeed, since evapotranspiration is a phenomenon common to many disciplines, it would be risky to use the results presented here for other applications.

Then the general approach followed throughout is presented. It is based on an empirical and practical approach. The purpose of this research was to obtain more reliable streamflow simulations by modifying the role of PE within RR models, meaning that the primary objective was not to represent catchment-scale evapotranspiration in the most accurate way.

This type of approach has its drawbacks, for example, the generalization and the transferability of the conclusions drawn if a single case study is used. Therefore, all the basins available when this research began were included, since the reliability of the conclusions should come primarily from the wide variety of hydro-meteorological conditions in the test sample. These choices present risks related to the large quantity of results produced, and therefore problems in the selection of the statistical tools used to handle them.

1.5.3. Chapter 3 - Presentation of the catchment sample

Chapter 3 describes the catchment sample used to assess the impact of different PE inputs on streamflow simulation efficiency. Hydro-meteorological data sets were collected for 308 catchments located in Australia (8), France (221) and the United States (79). Detailed daily meteorological data were used to compute PE: they consisted of time-series of air temperature, relative humidity, solar radiation (or sunshine duration) and wind speed.

The diversity of the climatic conditions and particularly the variability of PE make this data set unique.

1.5.4. Chapter 4 - Impact of the choice of the formulation used to compute potential evapotranspiration on the performance of RR models

See article 2

This chapter aims at comparing several PE formulations within the RR modeling context. Indeed, the hydrological literature contains a wealth of PE models, each with different data requirements. In operational conditions, where meteorological stations are scarce, hydrologists often hesitate on which type of formulation to use.

The main strategies available to input PE into a RR model and to assess their impacts on streamflow simulation efficiency are investigated here. We thus sought to identify the most relevant approach to calculate potential evapotranspiration for use in a daily RR model, while answering the following question: How can we use available atmospheric variables to represent the evaporative demand at the basin scale? We first reviewed the literature relevant to the use of other formulations of Penman PE within RR models. Then, the value of 27 PE models was assessed in terms of streamflow simulation efficiency over the 308-catchment sample.

While identifying which atmospheric variables were the most relevant to compute PE as input to RR models, we showed that the formulae based on temperature and radiation tend to provide the best streamflow simulations. Surprisingly, PE approaches based on the Penman approach seem less advantageous for feeding RR models.

1.5.5. Chapter 5 - Impact of the temporal variability of potential evapotranspiration on the performance of RR models. Comparison between temporally varying and mean potential evapotranspiration data

See article 1

This chapter aims at assessing the impact of the temporal variability of PE on RR model simulations. The tests compared the models' performance when using mean PE data (long-term averages) instead of time-varying PE (PE computed each day).

Indeed, hydrological practice often uses mean PE instead of temporally varying PE. There are two reasons for this: first, the scarcity of meteorological data needed to compute PE, and second, the apparent lack of sensitivity of RR models to PE input. Indeed, many hydrologists have noted no differences in using PE and mean PE (Calder, 1983), even for extreme situations (Fowler, 2002).

Here an attempt is made to generalize these puzzling results found in the literature. The catchment sample was systematically tested to compare model efficiency (in validation mode) when fed with PE or mean PE. Our results confirm that RR models seem unable to take into account more precise information on evaporative demand. In this context, looking for daily observed PE data as inputs into a RR model is not necessary: a long-term average regime curve will serve as well.

Then an analysis of the results was carried out to determine whether detailed PE was relevant in some parts of the world and/or during specific dry events. Even if it is preferable to use PE instead of mean PE on some catchments, the locations and the climatic characteristics of these catchments cannot be defined a priori. Thus, it is impossible to conclude on the relevance of detailed PE under specific climatic conditions.

1.5.6. Chapter 6 - Impact of spatial variability of potential evapotranspiration on the performance of RR models.

In hydrological modelling, using PE means that the evaporative demand of the atmosphere at the catchment scale can be estimated. However, in most practical studies, PE is measured at the plot scale from one or two meteorological stations, and these estimates are assumed to be representative of the entire catchment area. Yet within a catchment, PE is likely to vary substantially, particularly for hilly catchments. Indeed, each meteorological variable used to compute PE has its own spatial variability (Hubbard, 1994; Camargo and Hubbard, 1999), which is not independent of the environment, topography and geographic situation.

Knowing the impact of the spatial variability of PE on the performance of RR models is a priori important, particularly with the increasing availability of remote sensing techniques and Geographic Information Systems (GIS), making it possible to spatially estimate climatic variables. Hence, spatial data are more and more widely available and it seems necessary to assess the requirements of these data in the context of RR modelling.

In this chapter, a brief outline on the spatial variability of climatic parameters is presented, in the perspective of RR modelling applications. Then we present two case studies, using different data, showing the impact of the spatial variability of PE on the performance of four RR models. The first was made on 42 American catchments for which we had several temperature stations, providing different densities of a PE measurement network. Then PE was computed with one or more stations and the model's performance was assessed with these different inputs. This type of study is quite usual in the literature as far as rainfall is concerned (Andréassian et al., 2001), but very few studies focused on the impact of the network density of PE stations. The second case study used a sample of 62 French catchments for which we had spatial PE data extracted from the SAFRAN climatic model from Météo-France. These data take into account the spatial variability of climatic parameters, particularly according to topography. We compared the performance of the models fed with these data and the performance of the model fed with mere climatological means data.

In both cases, the results showed that lumped RR models do not seem to benefit from a spatial estimation of PE. In this context, it seems useless to seek data from several weather stations over one catchment to estimate PE. From a scientific point of view these results confirm the previous results: RR models seem poorly sensitive to PE.

1.5.7. Chapter 7 - Do RR models adapt their set of parameters to the potential evapotranspiration input?

See article 3

This chapter attempts to identify the causes of the apparently low sensitivity of RR models to PE. A possible explanation could be the capacity of the models to adapt to PE inputs (Andréassian et al., 2004). Indeed, the models may compensate modifications on PE estimates by their set of calibrated parameters.

We used a sample of twelve catchments to investigate the influence of both random and systematic PE errors on the performance of the GR4J model. Our analysis covers model efficiency, optimized parameter values and parameter uncertainty. The main conclusions are: (1) random errors in precipitation data, when great enough, significantly affect model performance; (2) systematic errors in precipitation data have a lesser impact than random errors because the model retains the capacity to adapt its parameters to some extent to compensate for biased rainfall; (3) systematic and random errors in potential evapotranspiration do not substantially affect model performance compared to errors in rainfall, but systematic biases yield a significant modification of the set of calibrated parameters; and (4) parameter uncertainty is relatively insensitive to both random and systematic data errors.

1.5.8. Chapter 8 - Are the traditional potential evapotranspiration formulations inappropriate at the catchment scale?

See article 1

Determining whether RR models are truly insensitive to PE inputs is a challenge. Indeed, both the structures and the inputs (PE) of RR models are sources of uncertainties. In this chapter, we propose a method to test the capacity of RR models to handle time-varying PE. The method uses synthetic streamflow data in order to isolate

the impact of model input errors from the errors caused by the model structure. Thus, there is no longer uncertainty on the validity of PE input, which was questionable in Chapter 6.

For each catchment, a first simulation was run with PE data, in order to obtain the synthetic streamflow time series. Then the synthetic streamflow time series obtained was used to calibrate the RR models and assess them in validation mode with both PE and mean PE.

The results confirm that the four RR models considered here do not significantly benefit from time-varying PE. This is quite disconcerting from a modelling point of view, because a better streamflow simulation is expected when using a more relevant evaporative demand. RR models respond poorly to observed classical PE inputs. They only need long-term average values, which are sound derivations of the true climatic information.

1.5.9. Chapter 9 - Locating the sources of low-pass behaviour within RR models

See article 4

In this chapter, the reasons why most RR models appear relatively insensitive to potential evapotranspiration (PE) inputs, compared with rainfall inputs, are investigated. The methodology adopted here provides a detailed tracking of the treatment of PE input within the structures of RR models. Since uncertainties affect both the structure and the inputs of RR models, the analysis is based on synthetic flow data. Standard synthetic streamflow series were generated using a standard PE input. Then the PE series were corrupted successively by random and autocorrelated errors and the propagation of these errors through the models' state variables was followed. For comparison, the same methodology was applied to rainfall data. The methodology was applied to four lumped RR models (the GR4J model and a lumped modified version of IHACRES, HBV0 and TOPMODEL) over a large sample of 308 catchments. The investigation showed that perturbation errors in potential evapotranspiration are absorbed by the model's production (soil moisture accounting) reservoir, which controls the water losses from the model. Given the slow variations in the soil moisture accounting reservoir, RR models behave like low-pass filters, absorbing high-frequency variations in PE inputs. In contrast, the models tested here do not smooth the rainfall perturbation.

1.5.10. Chapter 10 - Filtering PE time series and frequential analysis of intermediate time series

In this chapter, we propose to go deeper into the results obtained in Chapter 9 by a spectrum analysis of the series of PE, streamflow and intermediate model state variables:

1. First the differences in terms of variance spectrum between PE and mean PE were characterized. Can the shift from PE to mean PE be done by filtering certain frequencies? To provide an answer, certain catchments were used to study the different densities of the variance spectrum of PE and mean PE, as well as for several intermediate state variables of the GR4J model.

For both types of PE time series, the spectrum analysis showed a strong annual component of the series. For higher frequencies, the variance of the time-varying PE series was much greater than the variance of mean PE (two to three orders). As far as intermediate state variables are concerned, after the interception step, simulations with both kinds of PE present similar spectrum densities.

2. Second, we determined which frequencies of the PE series were useful for streamflow simulation. We used a Fourier transformation low-pass filter to eliminate the variance in the series for specific frequencies. These filtered PE series were then tested as new inputs to RR models. This approach was applied over the 308 catchments, and the Nash-Sutcliffe criterion was used to synthesize the differences between synthetic series and simulated series.

We show that even for filtering periods of approximately 90 days, models are able to cope with this highly filtered information. So, the filtering role of the production store is confirmed, and the time characteristics of this filter seem to be around 90 days.

1.5.11. Chapter 11 - Adjusting a simple potential evapotranspiration formulation based on mean temperature data

See article 2

The objective of this chapter was to further the results obtained in Chapter 4 on the confrontation of several PE formulations, by adjusting a PE formulation adapted for RR modelling.

In Chapter 4, we showed that from an operational point of view, the commonly used Penman model does not appear to be the most relevant PE model since it requires four climatic variables and provides no better streamflow simulations than other, less data-demanding, models. Even if some authors focused on the physically based Penman model, we believe that the choice of the PE model to be used for applications of conceptual RR models should be made in terms of efficiency, and in the case of similar efficiency, in terms of simplicity.

In Chapter 4, we show that temperature- and radiation-based PE models give the most valuable seasonal cycle of PE for RR models. However, the PE models used were constrained to yield the same long-term average as the Penman model. In this chapter, we tried to propose simple PE models for the four RR models. The PE models take the form of a radiation-based method, with two adjustment factors, using only mean (long-term averages) climatic data. One of these adjustment factors refers to the scaling factor, which we now wish to define independently of the Penman formulation.

This investigation resulted in the proposal of a temperature-based PE model, combining simplicity and efficiency, and adapted to four RR models. This PE model only requires mean air temperature (derived from long-term averages) and leads to a slight but steady improvement in RR model efficiency.

1.5.12. Chapter 12 - Should Bouchet's hypothesis be taken into account for estimating evapotranspiration in RR modelling?

See article 5

In this chapter, an implementation of the complementary relationship hypothesis (Bouchet's hypothesis) for estimating regional evapotranspiration within two RR models is proposed and evaluated in terms of streamflow simulation efficiency over the 308-catchment sample. Complementary relationship models are attractive approaches to estimating actual evapotranspiration because they rely solely on climatic variables. They are even more interesting since they are supported by a conceptual description underlying the interactions between the evapotranspiring surface and the atmospheric boundary layer, which were highlighted by Bouchet (1963). However, these approaches appear to be in contradiction with the methods prevailing in RR models, which compute actual evapotranspiration using soil moisture accounting procedures. The approach adopted in this study was to introduce the estimation of actual evapotranspiration provided by complementary relationship models (Complementary Relationship for Areal Evapotranspiration and Advection Aridity) into two RR models. Results show that directly using the complementary relationship approach to estimate actual evapotranspiration does not give better results than the soil moisture accounting procedures. Last, we discuss feedback mechanisms between potential evapotranspiration and soil water availability, and their possible impact on RR modelling.

1.5.13. Chapter 13 - Vegetation indices to improve the estimation of evapotranspiration within RR models

The role of the continental surfaces and vegetation on the regulation of water and energy fluxes between the surface and the atmosphere has been recognized for several decades (Monteith, 1965). This has led the scientific community to set up large-scale experiments such as the HAPEX-MOBILHY, LBA and PILPS projects. These experiments supported the development of Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) schemes that describe the fluxes of water and energy on the Earth's surface by explicitly taking into account vegetation characteristics. The development of these models has been encouraged by the increasing demand of several disciplines such as hydrology, meteorology and biophysics. In this context, some RR models have been developed in order to include a SVAT interface (Loumagne et al., 1996). Since the proposed SVAT schemes appear more and more complex (Zong-Liang and Dickinson, 1996), many hydrologists consider that these

schemes overparameterized the hydrological models (Franks et al., 1997; Schulz and Beven, 2003). Therefore, simpler approaches are now preferred by many authors (Zhang et al., 2001; Sivapalan et al., 2003).

In this chapter, we report on testing the impact of an introduction of vegetation indices within the GR4J model. We used the data from 220 French catchments, for which information on vegetation types were extracted by Plantier (2003). These characteristics were static and thus our approach remained extremely simple with regard to existing SVAT models: some additional parameters (potentially representing vegetation parameters) were added to the GR4J model; we tested the performance of the modified version and tried to relate the calibrated parameters to the vegetation characteristics of the basin.

We introduced vegetation characteristics within GR4J at two levels:

1. Taking into account the vegetation types within the PE formulation.

Estimates of potential evapotranspiration are commonly used in RR models as the upper constraint on actual evapotranspiration (AE). However, there is a theoretical difference between PE and maximum AE rates. The former can be derived from several PE equations requiring only climate inputs, whereas the latter is surface-cover-dependent. Using current climate-based PE equations may yield a seasonal under- or over-estimation of the maximum AE rates. Indeed, the maximum rate of evapotranspiration is expected to be larger for a forested catchment than for a pasture catchment.

2. Taking into account the vegetation types within the actual evapotranspiration calculation.

Vegetation can also have an impact on the PE to AE estimation. Hence, we applied the Penman-Monteith schemes for computing AE within GR4J.

Neither methodology improved the performance of the GR4J model. Therefore, adding parameters on the vegetation characteristics seems unjustified. Furthermore, the parameters introduced cannot be related to vegetation characteristics.

There may be several reasons why introducing vegetation characteristics within RR models proves to be difficult:

- First, lumped conceptual RR models may be too crude in their representation of the evapotranspiration process to take into account such information;
- Second, vegetation may have only a limited impact on streamflow simulations at the catchment scale;
- Third, we also show in this chapter that adding, basically, a correction factor on PE is superfluous when simultaneously using an underground exchange flux parameter. A very difficult problem arises from the absence of direct information enabling the modeller to assess the amplitude and dynamics of these exchanges. Thus, improving the representation of the exchanges between the system and the atmosphere is also difficult to carry out.

1.6. Conclusion

Our research is a new step towards the consolidation of the empirical GR4J model and sheds some light on the use of potential evapotranspiration (PE) within hydrological models. We focused on lumped conceptual rainfall-runoff (RR) models working at the daily time step. The purpose of our research was not to improve actual evapotranspiration estimation, but only to better reproduce observed streamflows by modifying PE estimates. Our approach is empirical and thus presents certain limits and constraints, for example the requirement to work on several varied catchments, in order to draw the most general conclusions. In this context, we also chose to work with four different RR models. In addition, we would like to recall that the conclusions drawn within this research only concern lumped conceptual RR modelling, and one should be very careful when transposing these results to other fields.

One of the objectives was to give insight on the role of PE within a RR modelling perspective, in order to obtain potential improvements of streamflow simulations. In hydrological modelling, the PE concept is widely used, but it has also been developed for agronomical purposes. Thus, its use at the catchment scale has been widely criticized (Morton, 1983; Granger, 1989), criticisms that are supported by the problems involved in RR models relevantly accounting for this variable and their seemingly relative insensitivity to PE inputs. The first thing to do was to carry out an exhaustive analysis of RR models' sensitivity to PE. Moreover, there are many options to compute and to introduce PE within a RR model, which can be confusing for model users. One aim of our research was to provide ideas on the relevance of several existing PE formulations.

A general statement on the sensitivity of RR models to PE

We carried out an exhaustive analysis of the sensitivity of RR models to PE. The results obtained have a relatively general reach since the four tested models behave similarly. The study was articulated around two crucial questions that arise when selecting a method to determine PE: which formulation should be used for which applications? Which spatial and temporal resolutions are required to obtain satisfactory streamflow simulations?

The results were extremely surprising since the models seem to be satisfied with an extremely simplified representation of PE:

- The performance is strikingly similar for most PE formulae, confirming results of previous studies that indicated RR models' lack of sensitivity to PE inputs. Very simple models relying only on extraterrestrial radiation and mean daily temperature are as efficient as more complex models such as Penman's. Moreover, aerodynamic parameters (wind speed and relative humidity) are far from being as useful as energy-based parameters (air temperature and solar radiation) for PE computation.
- Results confirm RR models' lack of sensitivity to day-to-day fluctuations of PE, since using a regime curve appears as efficient as using detailed PE knowledge. Even if it is preferable to use PE instead of mean PE on some catchments, the locations and the climatic characteristics of these catchments cannot be defined precisely.
- We showed that lumped RR models do not seem to take advantage of a spatial PE estimation. In this context, it seems useless to seek data from several weather stations over one catchment to estimate PE.

The absence of a quantitative superiority of time-varying PE over mean values (long-term averages) is reassuring from the operational perspective because one can relatively easily obtain mean temperature data at many locations. Nevertheless, this statement, confirmed for several models and over a large number of catchments, is rather puzzling: it is indeed quite illogical that RR models cannot benefit from more precise climatic information. RR models do not seem to use the full information content of PE information while converting potential to actual evaporative losses.

Role of RR model structure

Four hypotheses were put forward to explain these bewildering results:

- This could be a natural phenomenon that RR models convey rather faithfully;
- The models may be able to cope with modifications of PE given their calibrated parameters, which can adapt to this change;
- This may be an artefact of the model, which would require questioning the structure of the model, particularly the part handling evaporation;
- The traditional PE formulae may be inappropriate for RR modelling, or the means by which point values are interpreted to yield a lumped input are flawed.

Determining whether RR models are truly insensitive to PE inputs is a challenge. Indeed, uncertainties exist both in the structures and in the inputs of RR models. To meet this goal, our approach was based on the use of synthetic streamflow: using synthetic (i.e. perfect) streamflow time series for the calibration of catchment models makes it possible to simplify the analysis of model sensitivity to input errors considerably: it isolates the effects of model input errors from the effects of errors caused by an inappropriate model structure.

First, we showed that the calibration of model parameters was not responsible for the insensitivity of RR models to temporal variability of PE. Then, thanks to the synthetic data approach, we showed that PE formulations are not the primary cause of this insensitivity. Hence, RR model structures needed to be questioned, particularly the part handling evapotranspiration. We followed an approach that tracked the sensitivity of the models within their structure, thus locating the sources of the apparent lack of sensitivity. We showed that this insensitivity is first explained by the soil moisture accounting reservoirs of the models acting as low-pass filters, smoothing the effect of daily PE fluctuations.

These results tend to confirm either the first or the second hypothesis. In addition, these two hypotheses are not contradictory, and it is possible that the filtering role of the soil moisture accounting store of the models faithfully conveys the filtering nature of the catchment. Indeed, in the past, several observational (see for example, Entin et al., 2000), theoretical and computational (Delworth and Manabe, 1988) studies have investigated how the soil layer acts as an integrator of short time-scale atmospheric anomalies. Our conclusions substantiate these findings and therefore contribute to the hypothesis that the insensitivity of a model to PE would only be the reflection of the inherent characteristics of the actual catchment system.

A simple and efficient potential evapotranspiration model for RR modelling

Comparing various PE models opened a number perspectives for the adjustment of a relevant PE formulation for RR modeling, combining simplicity and efficiency. Furthermore, the better understanding of the treatment of PE within RR models allowed us to define the required characteristics of a PE formulation adapted to RR modelling. This formulation should be simple (i.e. with low data requirements), using only mean data from one climatic station located near or within the catchment.

This investigation has resulted in a proposal for a temperature-based PE model, combining simplicity and efficiency, and adapted to four RR models. This PE model only requires mean air temperature (derived from long-term averages) and leads to a slight but steady improvement in RR models' efficiency.

Should other ways be investigated?

The observation of the insensitivity of RR models to PE called for improving the treatment of PE within model computations. Research on this point has been initiated, but this point surely needs further investigation.

We queried the validity of using a soil moisture accounting procedure within RR models and attempted to implement the complementary relationship hypothesis (Bouchet's hypothesis) for estimating regional evapotranspiration within these models. At the catchment scale, there are indeed interactions between the evapotranspiring surface and the atmospheric boundary layer. We proposed and assessed a methodology

based on this hypothesis, but the results showed that directly using the complementary relationship approach to estimate actual evapotranspiration does not give better results than the soil moisture accounting procedures.

Last, the impact of introducing vegetation indices within the GR4J model was tested: a number of additional parameters (potentially representing vegetation parameters) were added to the GR4J model; we tested the performance of the modified version and attempted to relate the calibrated parameters to the vegetation characteristics of the basin. Two methodologies were tested on both the PE computation and the actual evapotranspiration computation. Neither methodology improved the performance of the GR4J model. Therefore, adding parameters on the vegetation characteristics seems unjustified. Furthermore, these parameters could not be related to vegetation characteristics.

Orientations for further research

The main issues concerning the use of PE within RR models were addressed here and we believe that the results have given substantial insight. Our research on the role of vegetation raises an interesting alternative issue: the role of groundwater exchange in RR modelling. Indeed, we highlighted the relations between subsurface exchange and atmospheric exchange modelling. Indeed, as pointed out by Mouelhi (2003), the catchment system is a three-dimensional system that is open vertically. Thus, to improve the GR4J model, it seems necessary to work on these groundwater exchanges. Like the PE issue, this should involve several catchments where specific information can be collected, such as soil water content time series, geological information, etc.

1.7. Cited references

- Andréassian, V., Perrin, C. and Michel, C., 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286(1-4): 19-35.
- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I. and Lavabre, J., 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 250(1-4): 206-223.
- Bouchet, R.J., 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle - Signification climatique. *IAHS Publ. n° 62*: 134-142.
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer, Dordrecht, 299 pp.
- Calder, I.R., 1983. An objective assessment of soil-moisture deficit models. *Journal of Hydrology*, 60: 329-355.
- Camargo, M.B.P. and Hubbard, K.G., 1999. Spatial and temporal variability of daily weather variables in sub-humid and semi-arid areas of the united states high plains. *Agricultural and Forest Meteorology*, 93(2): 141-148.
- Dalton, J., 1802. *Experimental Essays on the Constitution of Mixed Gases; on the Force of Steam or Vapour from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air; on Evaporation; and on the Expansion of Gasses by Heat*. *Mem. Manchester Lit. and phil. Soc.*, 5: 536-602.
- Delworth, T. and Manabe, S., 1988. The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *Journal of Climate*, 1: 523-547.
- Entekhabi, D. et al., 1999. An agenda for land surface hydrology research and a call for the second international hydrological decade. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(10): 2043-2058.
- Entin, J.K. et al., 2000. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. *Journal of Geophysical Research*, 105(D9): 11,865-11,877.
- Fowler, A., 2002. Assessment of the validity of using mean potential evaporation in computations of the long-term soil water balance. *Journal of Hydrology*, 256(3-4): 248-263.
- Franks, S.W., Beven, K.J., Quinn, P.F. and Wright, I.R., 1997. On the sensitivity of soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) schemes: equifinality and the problem of robust calibration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 86(1-2): 63-75.
- Granger, R.J., 1989. An examination of the concept of potential evaporation. *Journal of Hydrology*, 111: 9-19.
- Hubbard, K.G., 1994. Spatial variability of daily weather variables in the high plains of the USA. *Agricultural and Forest Meteorology*, 68(1-2): 29-41.
- Klemeš, V., 1986. Dilettantism in hydrology: transition or destiny ? *Water Resources Research*, 22(9): 177S-188S.
- Loumagne, C., Chkir, N., Normand, M., Otlé, C. and Vidal-Madjar, D., 1996. Introduction of soil/vegetation/atmosphere continuum in a conceptual rainfall-runoff model. *Hydrological Sciences Journal*, 41(6): 889-902.
- Maury, M.F., 1861. *The physical Geography of the Sea and its Meteorology*. 8th edn. Harvard University Press, Cambridge, 538 pp.
- Monteith, J.L., 1965. *Evaporation and the environment, The state and movement of water in living organisms*, XIXth symposium. Cambridge University Press, Swansea, pp. 205-234.
- Morton, F.I., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66(1-4): 1-76.
- Penman, H.L., 1956. *Evaporation : an introductory survey*. *Neth. J. Agr. Sci.*, 1: 9-29.
- Plantier, M., 2003. *Prise en compte de caractéristiques physiques du bassin versant pour la comparaison des approches globale et semi-distribuée en modélisation pluie-débit*. Rapport de DEA Thesis, Université Louis Pasteur - ENGEES / Cemagref (Antony), Strasbourg.
- Schulz, K. and Beven, K., 2003. Data-supported robust parameterisations in land surface-atmosphere flux predictions: towards a top-down approach. *Hydrological Processes*, 17(11): 2259-2277.
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Zhang, L. and Vertessy, R., 2003. Downward Approach to Hydrological Prediction. *Hydrological Processes*, 17(11): 2101-2111.
- Wallace, J.S., 1995. Calculating Evaporation - Resistance to Factors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73(3-4): 353-366.

Zhang, L., Dawes, W.R. and Walker, G.R., 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37(3): 701-708.

Zong-Liang, Y. and Dickinson, R.E., 1996. Description of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the Soil Moisture Workshop and evaluation of its performance. *Global and Planetary Change*, 13(1-4): 117-134.

Annexe 2 Processus physiques et estimations de l'évapotranspiration

2.1. Introduction

Sur les 750 mm d'eau de pluie tombant par an sur les surfaces continentales, les deux tiers rejoignent l'atmosphère par évaporation et transpiration. L'évapotranspiration est donc le processus quantitativement le plus important lorsque l'on considère la transformation de la pluie en débit à l'exutoire d'un bassin versant. Cependant, l'évapotranspiration est aussi le composant le plus difficile à déterminer du cycle de l'eau (Wallace, 1995).

Les processus physiques conduisant à l'évapotranspiration sont aujourd'hui assez bien connus à l'échelle ponctuelle, voire de la parcelle. En effet, les progrès scientifiques accomplis dans la connaissance théorique de l'évapotranspiration, mais surtout les progrès technologiques, permettent aujourd'hui d'estimer ponctuellement de façon fiable l'évapotranspiration. Cependant, ces techniques sont assez lourdes à mettre en place, et les méthodes d'estimation simples (à partir de bacs ou empiriques) restent les plus utilisées en modélisation pluie-débit.

L'objectif de ce chapitre est d'introduire les théories sur l'évapotranspiration et les méthodes d'estimation de cette variable. Toute présentation de l'évapotranspiration ne peut être exhaustive tant la littérature sur ce sujet recouvre des domaines différents (agronomie, physiologie des plantes, pédologie, hydrologie, météorologie, etc.). Nous essaierons donc de donner un aperçu cohérent des processus physiques menant à l'évapotranspiration, mais pour de plus amples détails, nous recommandons la lecture des ouvrages de Brutsaert (1982), Shuttleworth (1993), Morton (1994), Allen (1998) et Cosandey et Robinson (2000) dont est inspiré l'essentiel de ce chapitre.

2.2. Rappels fondamentaux sur le processus d'évapotranspiration

Le processus d'évaporation est le passage d'un état liquide à un état de vapeur dans l'atmosphère. Pour que ce transfert ait lieu, il faut que la couche basse de l'atmosphère ne soit pas saturée (pour qu'elle puisse recevoir de nouvelles molécules d'eau). Nous présentons dans ce paragraphe ces deux aspects, qui font appel à des connaissances issues de plusieurs disciplines.

2.2.1. L'eau dans l'atmosphère

L'air atmosphérique est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau. Comme tous les gaz, son état se définit par sa pression, sa température et son volume, auxquels il faut ajouter une grandeur d'état supplémentaire : son « état hygrométrique ».

Des variations spatiales de ces grandeurs résultent des mouvements horizontaux et verticaux de l'air atmosphérique. Ces mouvements jouent un rôle fondamental dans le processus d'évapotranspiration et il nous semblait nécessaire d'en préciser les causes et la nature.

2.2.1.1. Etat hygrométrique

La plus grande partie de l'eau dans l'atmosphère se trouve toujours à l'état de vapeur mélangée à l'air en proportion très variable, le reste étant à l'état liquide ou solide dans les nuages. L'état hygrométrique de l'air s'exprime de plusieurs façons. Nous retiendrons dans un premier temps la pression partielle de vapeur d'eau à la température T_a de l'air : e_a . Au-delà d'une certaine limite de la pression partielle, il y a condensation de l'eau. A une température donnée, cet équilibre intervient pour une pression de vapeur particulière e_s appelée pression de vapeur saturante (en kPa), qui est reliée à la température de l'air par l'équation :

$$e_s = 0.6108 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T_a}{237.3 + T_a}\right) \quad (2.1)$$

e_s est une fonction rapidement croissante de T_a (cf. Figure 1) ; ainsi, à une température donnée, il y aura condensation pour toute quantité d'eau ajoutée à la masse d'air au-delà de cette limite, et vaporisation en deçà.

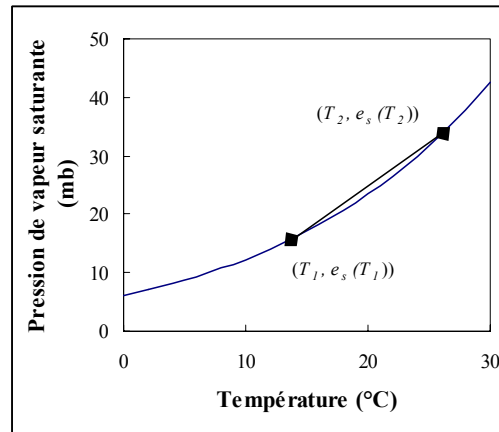


Figure 1 : Pression de vapeur saturante de l'eau comme fonction de la température ¹

Il est possible maintenant d'examiner les conséquences des diverses transformations thermodynamiques subies par l'air atmosphérique sur son état hygrométrique. Elles sont généralement assimilées à deux types principaux :

- Transformations isobares : ainsi appelées parce que l'air se refroidit par contact avec une surface, ou par apport d'air froid, et pratiquement à pression constante. La saturation est alors atteinte pour une température T_d , appelée température du point de rosée. C'est donc la température qu'il faut atteindre pour que, à pression constante, la pression de vapeur d'eau devienne pression de vapeur saturante.
- Transformations adiabatiques : c'est au cours des mouvements verticaux que l'hypothèse adiabatique est la mieux justifiée lors des compressions et détentes accompagnées respectivement d'augmentation et de décroissance de la température. Un mouvement ascendant trop prolongé peut abaisser la température de l'air au même niveau et même plus bas que la température de condensation, il y aura alors formation de nuages.

2.2.1.2. Les mouvements des masses atmosphériques

La décroissance verticale de la température joue un rôle fondamental dans les transformations thermodynamiques subies par l'air au cours de ses mouvements verticaux. Une transformation adiabatique vers le haut peut en effet entraîner des mouvements ascendants de l'air atmosphérique.

Les mouvements horizontaux sont dus aux variations spatiales de la pression, surtout à moyenne et grande échelle, et à petite échelle, aux gradients horizontaux de la densité de l'air. A mesure que l'on s'approche de la surface du sol, l'effet de frottement augmente, réduisant progressivement la vitesse d'écoulement de l'air jusqu'à l'annuler au contact du sol. L'écoulement de l'air est turbulent, c'est-à-dire que l'écoulement et la vitesse le long de la direction principale varient de façon très désordonnée et aléatoire. On a coutume, dans ce cas, d'exprimer la vitesse u à un instant donné par la somme d'une vitesse moyenne \bar{u} et d'une fluctuation u' . Ce type de mouvement est le plus fréquent dans les conditions naturelles.

Ces mouvements de l'atmosphère ont pour effet de provoquer le mélange des volumes d'air mis en contact au cours de leur déplacement et donc d'entraîner des échanges ou des transferts de chaleur, de masse ou de quantité de mouvement.

¹ La Figure 1 montre les variations de la pression de vapeur saturante en fonction de la température. Il est important de noter que l'on s'intéresse également à la fonction dérivée de cette courbe $\left(\frac{\partial e_s}{\partial T}\right)$.

La composante horizontale des mouvements présente deux propriétés particulières qu'il convient de bien distinguer :

- Le rôle de mélange par brassage convectif et au sein d'une masse d'air homogène et au-dessus d'une surface uniforme et suffisamment étendue,
- Le rôle de transfert, au-dessus d'une surface quelconque d'une masse d'air atmosphérique dont les caractéristiques ont été formées au contact d'une autre surface : c'est l'advection.

2.2.2. Flux d'énergie à la surface de la terre

Les changements d'état liquide-gaz et gaz-liquide se produisent toujours avec échange d'énergie. Ainsi, il y a absorption de chaleur lors de la vaporisation, et libération lors de la condensation. Cette quantité d'énergie spécifique échangée, λ , est appelée chaleur latente de vaporisation ou de condensation. On peut la considérer comme une fonction de la température de l'air T_a (°C) :

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 \cdot T_a \quad \text{MJ kg}^{-1} \quad (2.2)$$

L'expression du flux d'énergie ΦE utilisé lors du processus d'évaporation s'écrit alors :

$$\Phi E = \lambda E \quad (2.3)$$

où E est la quantité d'eau évaporée.

Le processus d'évaporation consomme donc de l'énergie, qui provient généralement du rayonnement solaire. Cette question peut être traitée par l'intermédiaire du bilan d'énergie (qui est lui-même dérivé de la première loi de la thermodynamique). Pour un volume donné, incluant une couche de sol et de végétation, Brutsaert (1982) donne l'équation générale du bilan d'énergie suivante :

$$R_n - \lambda E - H + L_p F_p - G + A_h = \frac{\partial W}{\partial t} \quad (2.4)$$

où R_n représente le flux d'énergie radiatif à la surface supérieure du volume de sol considéré, λE représente le flux d'énergie consommée par évaporation, H est le flux de chaleur sensible, $L_p F_p$ représente le flux d'énergie consommée lors de la photosynthèse, G est le flux d'énergie quittant le volume de sol pour des volumes adjacents, A_h est le flux d'énergie par advection au sein de la couche de sol et $\frac{\partial W}{\partial t}$ représente le taux d'énergie emmagasinée par unité de surface de la couche de sol. Nous allons maintenant détailler chacun des membres de cette équation.

2.2.2.1. Terme radiatif, le rayonnement net

Le rayonnement net est défini comme le flux d'énergie arrivant à la surface terrestre et pouvant être utilisé lors des mécanismes physiques ou biologiques à la surface. Il peut s'exprimer par l'intermédiaire de plusieurs composantes :

$$R_n = R_s (1 - \alpha_s) - R_l \quad (2.5)$$

où R_s est le rayonnement incident (ondes courtes), α_s l'albédo de la surface, R_l le rayonnement à ondes longues (ou rayonnement terrestre).

Les membres de droite de l'équation peuvent être mesurés ou estimés par des méthodes théoriques ou par des formules empiriques.

Albédo

L'albédo est le rapport entre le flux du rayonnement global et le flux du rayonnement incident correspondant (Brutsaert, 1982). Dans la mesure où l'albédo conditionne la part du rayonnement absorbé par la végétation, il modifie le bilan énergétique au niveau d'une surface et ses effets sur l'évapotranspiration ne sont pas négligeables. Il existe des tables indiquant la valeur de l'albédo selon le type de couvert végétal. Ces tables (voir par exemple le Tableau 1) donnent des valeurs moyennes, puisque l'albédo dépend de l'humidité de la plante et du rayonnement solaire (angle d'incidence).

Tableau 1 : Valeurs de l'albédo pour différentes surfaces (Source : Cosandey et Robinson, 2000)

Surfaces du sol	Albédo
Surface d'eau	0,03 à 0,10
Forêt	0,05 à 0,20
Sol cultivé	0,07 à 0,14
Pierres et rochers	0,15 à 0,25
Champs et prairies	0,10 à 0,30
Sol nu	0,15 à 0,40
Neige ancienne	0,50 à 0,70
Neige fraîche	0,80 à 0,95

Rayonnement global ou rayonnement à ondes courtes

Le rayonnement global est le flux résultant directement du rayonnement solaire et arrivant à la surface de la terre. La majeure partie de l'énergie du rayonnement global est formée d'ondes courtes de 0.1 à 4 μm . Avant le passage dans l'atmosphère, ce flux est de 1395 W/m^2 (constante solaire). Lorsqu'il traverse l'atmosphère, ce flux est modifié par dispersion, absorption, et réfléchissement par divers types de molécules ou de particules atmosphériques. Ainsi, le rayonnement global à la surface de la terre est constitué du rayonnement solaire direct et du rayonnement diffus dans le ciel.

Une équation empirique simple pour déterminer le rayonnement global est la formule suivante (Brutsaert, 1982) :

$$R_g = R_e \left[a + b \frac{D}{D_e} \right] \quad (2.6)$$

où R_e (W m^{-2}) est le rayonnement solaire direct (aussi appelé rayonnement extraterrestre), D/D_e est la fraction du nombre d'heures où le soleil brille sur le nombre d'heures de jour du jour considéré et a et b sont des constantes. Notons que Penman (1948) utilise $a = 0.18$ et $b = 0.55$ et que Morton (1983) propose $a = 0.18$ et $b = 0.52$.

Rayonnement à ondes longues ou rayonnement terrestre

Le sol et l'atmosphère émettent des rayonnements d'ondes longues (de 3 à 100 μm) de type corps noir, dont le spectre est caractéristique de leur température. Comme la surface de la terre est en moyenne plus chaude que l'atmosphère, il y a généralement une perte d'énergie par rayonnement thermique du sol.

L'échange de rayonnement d'ondes longues entre le sol et la végétation d'une part et l'atmosphère et les nuages d'autre part peut se représenter par l'équation suivante (Shuttleworth, 1993), adaptée de la loi du rayonnement d'un corps noir :

$$R_l = R_{ld} - R_{lu} = -f \varepsilon' \sigma (T_a + 273.2)^4 \quad (2.7)$$

où R_{ld} (W m^{-2}) est le rayonnement atmosphérique incident des ondes longues (de l'atmosphère vers la surface), R_{lu} (W m^{-2}) le rayonnement des ondes longues de la surface vers l'atmosphère, ε' l'émissivité nette entre l'atmosphère et la surface, f est un coefficient d'ajustement prenant en compte la couverture nuageuse, T_a ($^{\circ}\text{C}$) la température de l'air et σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ j}^{-1} \text{ K}^{-4}$).

L'émissivité nette est estimée par :

$$\varepsilon' = a_e + b_e \sqrt{e_s} \quad (2.8)$$

où e_s est la pression de vapeur (en kPa), a_e et b_e sont des coefficients de corrélation. Shuttleworth (1993) propose $a_e = 0.34$ et $b_e = -0.14 \text{ kPa}^{-0.5}$.

Le facteur f est souvent estimé par la relation :

$$f = 0.9 \frac{D}{D_e} + 0.1 \quad (2.9)$$

2.2.2.2. Chaleur sensible

Une portion de l'énergie absorbée par la surface de la terre n'est pas utilisée pour l'évaporation mais pour réchauffer l'atmosphère au contact du sol. Ce flux d'énergie est appelé chaleur sensible car il modifie la température de l'air qui peut être mesurée ou ressentie. On admet généralement que le flux de chaleur sensible est proportionnel à la différence entre la température de surface et la température de l'air

La chaleur sensible est définie par l'équation :

$$dH \propto dT \quad (2.10)$$

La direction du flux de chaleur sensible est généralement du sol vers l'air durant le jour et généralement de l'air vers le sol la nuit, pour supporter la perte d'énergie à la surface du sol. La mesure de dH n'est pas triviale puisqu'elle nécessite la mesure de la température de surface.

2.2.2.3. Autres termes de l'équation du bilan d'énergie

Les termes restants de l'équation du bilan d'énergie sont souvent négligés dans les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration au pas de temps journalier, dans un contexte hydrologique. C'est pourquoi nous n'avons pas détaillé les techniques d'obtention de ces termes.

Flux d'énergie absorbée par photosynthèse

Le terme $L_p F_p$ représente le flux d'énergie consommé lors de la photosynthèse, L_p est le facteur de correction thermique pour la fixation du CO_2 et F_p le flux spécifique de CO_2 .

Ce terme du bilan radiatif est souvent négligé, même si des études ont prouvé que dans certaines conditions, le terme $L_p F_p$ pouvait être de l'ordre de 5% du rayonnement global (Brutsaert, 1982).

Flux d'énergie à la surface inférieure de la couche de sol

La conduction est le principal mécanisme du transfert de chaleur dans les sols. Plusieurs méthodes existent pour déterminer le terme G . Il faut cependant noter que ce terme a souvent été négligé dans des méthodes simplifiées utilisant le bilan d'énergie (Penman, 1948). En effet, au pas de temps journalier, l'amplitude de G est généralement négligeable par rapport aux autres termes du bilan d'énergie (Brutsaert, 1982).

Flux d'énergie par advection

L'énergie par advection A_h peut être horizontale et aussi verticale avec comme source principale les précipitations. Ce terme est souvent négligé dans les méthodes énergétiques, d'autant que le calcul de A_h nécessite la connaissance des températures des précipitations, de l'eau dans le sol et de l'eau s'échappant du sol.

Taux d'énergie emmagasiné par unité de surface de la couche de sol

Le terme $\frac{\partial W}{\partial t}$ est généralement négligé lors des études énergétiques au pas de temps journalier (Brutsaert, 1982). Pour des pas de temps inférieurs, ce terme peut être considérable surtout au lever et au coucher du soleil.

2.2.3. Quelques mots sur la transpiration végétale

Lorsque l'on considère l'évapotranspiration d'un sol végétalisé, deux phénomènes supplémentaires sont susceptibles de modifier le taux d'évapotranspiration : la transpiration végétale et l'interception de la pluie par le feuillage. Nous présentons ici dans les grandes lignes les mécanismes du processus de transpiration.

2.2.3.1. Description du phénomène

Comme les autres composantes de l'évapotranspiration, la transpiration a besoin d'énergie, fournie par le rayonnement et la chaleur sensible. L'évacuation de la vapeur d'eau résultante est ensuite assurée par la circulation des masses d'air.

L'eau circule de manière continue dans un système que l'on décrit comme le continuum sol-plante-atmosphère. Ce continuum peut être schématisé comme une pompe aspirante où la succion provient de l'atmosphère et où la source d'eau est dans le sol, qui retient celle-ci de manière variable selon les états de l'eau dans le sol (cf. Figure 2). La source elle-même est alimentée périodiquement par les précipitations et l'infiltration, ce qui a pour effet de changer la force avec laquelle le sol retient l'eau.

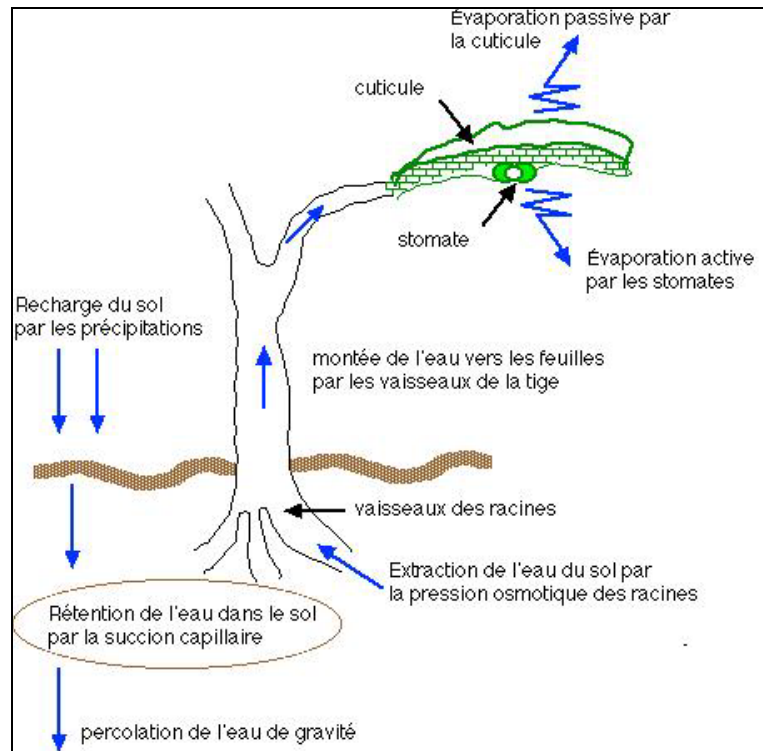


Figure 2 : Représentation schématique de la circulation de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère

Les racines extraient l'eau du sol par succion osmotique, causée par les sels dissous dans leurs tissus. Le sol, quant à lui, retient l'eau par succion capillaire. Cette succion est d'autant plus forte que le sol est plus sec. Il y a donc compétition entre le sol et les racines pour aspirer l'eau. Dans la plante, le processus d'aspiration continue et l'eau monte dans les vaisseaux libéro-ligneux pour atteindre les feuilles. Au niveau des feuilles ont lieu les échanges gazeux avec l'atmosphère. L'eau peut s'évaporer à travers la cuticule et à travers les stomates. La cuticule présente en général une résistance constante à l'évaporation, alors que les stomates peuvent s'ouvrir et se fermer selon les conditions hydro-climatiques que subit la plante.

Quand la plante est bien alimentée en eau, les stomates s'ouvrent et les échanges gazeux fonctionnent à leur capacité maximale. La transpiration est alors optimale, et la surface des feuilles est plus froide que celle de la surface des sols nus du voisinage, à cause de l'effet réfrigérant du processus d'évaporation. Quand les ressources en eau au niveau des racines deviennent plus difficiles à extraire, comme en milieu de journée ou après quelques jours de sécheresse, la plante referme ses stomates et commence à économiser l'eau. La température des feuilles s'élève alors pour dépasser celle de l'air ambiant.

2.2.3.2. Estimation de la transpiration

Il existe trois grands types de modèles de transpiration : un basé sur une approche empirique, un autre sur une approche analogique et un dernier basé sur une approche physiologique.

Le premier type de modèle suit le principe que la transpiration est liée à la teneur en eau du sol (voir par exemple Trambouze et Voltz, 2001). Une fonction de distribution racinaire peut également être appliquée pour déterminer

un taux de transpiration pour chaque couche de sol en fonction de la densité racinaire de la couche ; les courbes de dessèchement citées s'appliquant à chacune des couches de sols successives.

Le deuxième type de modèle, moins fréquemment utilisé, est basé sur une analogie à la loi d'Ohm : les flux sont fonction de la différence de potentiel et sont régulés par une résistance :

$$TR = \frac{(\psi_f - \psi_s)}{r_{sa}} \quad (2.11)$$

Où ψ_f est le potentiel foliaire, ψ_s est le potentiel de l'eau dans le sol et r_{sa} est la résistance globale aux transferts d'eau du sol vers l'atmosphère. L'extraction racinaire de chaque horizon est obtenue à partir du calcul de la différence de potentiel hydrique entre la tige et le sol et par la résistance des racines aux transferts d'eau. Cela permet d'obtenir un système d'équations que la connaissance (ou les hypothèses) sur les courbes de rétention et les profils de densité racinaire permettent de résoudre.

Enfin, on rencontre des modèles à bases physiologiques. Winkel et Rambal (1990) ont élaboré un modèle de fonctionnement stomatique : le modèle relie la conductance stomatique au déficit de pression de vapeur à saturation, au potentiel foliaire, à la température de l'air et aux radiations actives pour la photosynthèse.

Il ressort de ces considérations que la complexité des rapports entre la plante et l'eau est très grande. Toutefois, lorsqu'on se situe dans le domaine des études hydrologiques, l'importance qu'il faut accorder aux différents concepts décrivant les relations entre l'eau et la plante dépend de la finesse d'approche avec laquelle on souhaite aborder l'étude des processus. Il est clair que pour l'établissement de bilans hydriques ou hydrologiques régionaux, on se contente généralement d'une représentation simplifiée de ces processus (Cosandey et Robinson, 2000).

2.3. Mesures et méthodes de calcul de l'évapotranspiration

L'estimation de l'évaporation est utile pour bon nombre d'applications en hydrologie, agronomie, météorologie, etc. Il existe une multitude de méthodes pour estimer l'évapotranspiration, dont la complexité dépend de la précision exigée et de l'échelle spatiale et temporelle à laquelle l'estimation s'applique. Pour des revues de ces méthodes, on se reportera par exemple à Brutsaert (1982) ou à Morton (1983a). Les méthodes pour estimer l'évapotranspiration peuvent être groupées en quatre grandes catégories : les méthodes s'appuyant sur le bilan de masse (ou bilan hydrique), les méthodes dites « physiques », s'appuyant sur l'analyse des flux turbulents et les méthodes empiriques (ou semi-empiriques) s'appuyant soit sur le bilan d'énergie soit sur les transports aérodynamiques de l'eau dans l'atmosphère.

2.3.1. Méthodes du bilan de masse ou du bilan hydrique

Les méthodes du bilan de masse sont fondées sur le principe de conservation de la masse, appliqué à un volume de contrôle donné. D'une manière générale, le volume d'eau entrant soustrait au volume d'eau sortant égale le taux de changement du contenu en eau du volume considéré. L'évaporation est le seul terme de cette équation qui ne peut être mesuré facilement. D'un point de vue conceptuel, les méthodes du bilan de masse sont donc les plus simples.

L'équation générale du bilan hydrique, appliquée à un volume de sol pendant un certain intervalle de temps peut s'écrire :

$$E = P - (V_R + V_S + V_L) / A \quad (2.12)$$

où :

- E : évapotranspiration nette d'un volume fermé par unité de surface,
- P : précipitation nette (ou irrigation) entrant dans le volume par unité de surface,
- V_R : volume d'eau entrant ou sortant du volume considéré pouvant être mesuré,

- V_S : changement en eau liquide à l'intérieur du volume,
- V_L : « fuite » ou volume ne pouvant être mesuré,
- A : Aire du volume à l'interface avec l'atmosphère.

La principale difficulté est que certaines variables sont difficiles à mesurer, tel que le volume d'eau infiltré V_L dans les systèmes voisins ou le changement du contenu en eau V_S (Singh et Xu, 1997).

Nous décrivons ici plusieurs types d'instrumentations classiques du bilan hydrique, les deux premières permettent de mesurer l'évaporation naturelle d'un plan d'eau libre et les deux dernières permettent une évaluation de l'évaporation d'un sol couvert de végétation.

2.3.1.1. Les bacs à évaporation

Les bacs à évaporation sont le moyen le plus simple et le moins coûteux pour estimer l'évaporation d'une nappe d'eau libre (Stanhill, 2002). Les dimensions du bac dit de classe A (Figure 3) ont été normalisées par l'Organisation Mondiale de Météorologie (OMM) et par l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (AISH). Il est très facile à installer mais le fait qu'il soit posé sur un caillebotis présente certains désavantages : les phénomènes de conduction avec le sol sont négligés et l'air circulant librement sous le bac augmente l'influence de la température de l'air (Cosandey et Robinson, 2000). Il faut aussi mentionner le bac dit « Colorado » qui présente l'avantage par rapport au précédent d'être enterré.

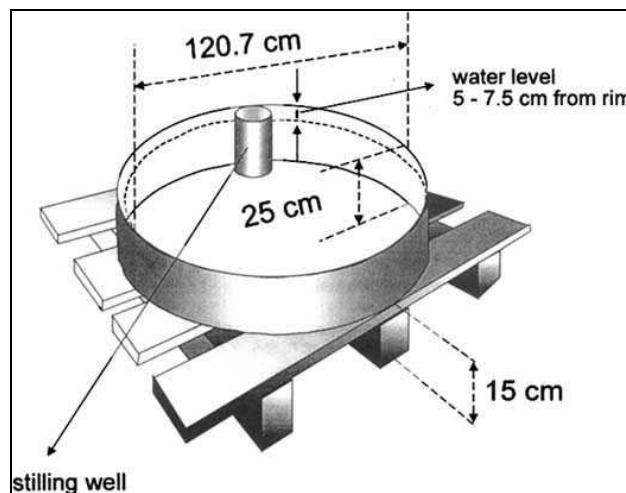


Figure 3 : Schéma d'un bac à évaporation de classe A (d'après Allen et al., 1998)

2.3.1.2. L'évaporomètre Piché

L'évaporomètre Piché a longtemps été utilisé par la météorologie française pour l'estimation du pouvoir évaporant de l'atmosphère. Il est constitué d'un tube gradué rempli d'eau, dont l'orifice supérieur est fermé et l'orifice inférieur obstrué par un buvard permettant l'évaporation. La diminution du niveau dans le tube, qui se lit directement, résulte de l'évaporation à partir de la feuille de buvard.

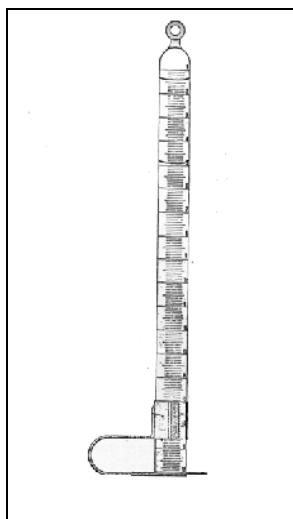


Figure 4 : Schéma de l'évaporomètre Piché (source : Guyot, 1997)

Le principal inconvénient de cette méthode est que l'évaporomètre Piché est particulièrement sensible aux conditions d'environnement telles que la vitesse du vent ou l'abri sous lequel il est installé (Cosandey et Robinson, 2000).

2.3.1.3. Le lysimètre

C'est la méthode classique pour déterminer l'évapotranspiration d'un volume de sol nu ou végétalisé. Le principe en est simple : il s'agit d'isoler hydrauliquement un volume de sol, puis d'en mesurer les entrées (essentiellement la pluie), et les sorties (sous forme d'eau de drainage). La différence entre les entrées et les sorties représente la somme de la variation de stockage de l'eau dans le sol et de l'eau effectivement évaporée.

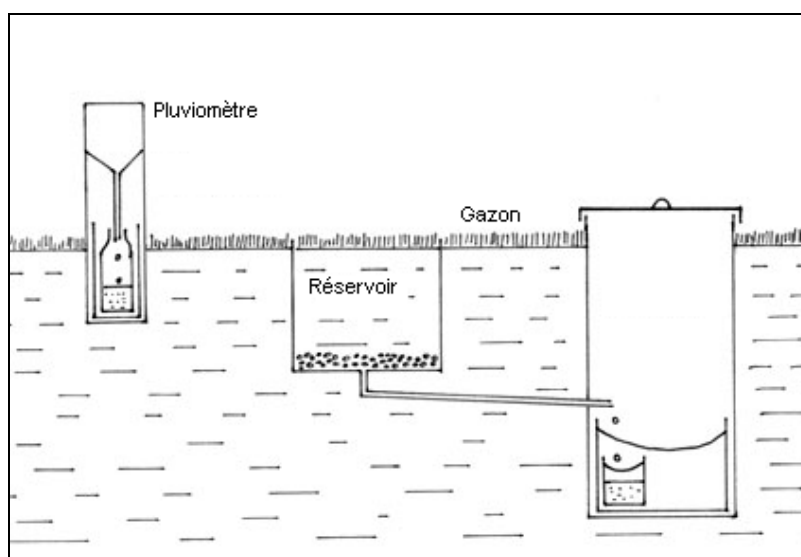


Figure 5 : Schéma d'une case lysimétrique

Un suivi du stock de l'eau par mesures gravimétriques ou par sondes permet de déterminer l'évapotranspiration. Des appareillages assez fiables permettent maintenant de suivre en continu l'état hydrique du sol. La représentativité spatiale des mesures ainsi obtenues dépend beaucoup de la conception de l'appareil, de la profondeur de la tranche de sol choisie et des conditions environnementales.

2.3.1.4. Bilan en eau des bassins versants

Le bilan en eau des bassins versants est probablement la méthode la plus fiable à cette échelle, si on se limite au pas de temps annuel. En effet, à ce pas de temps, les variations de l'état hydrique du sol peuvent être négligées, par rapport aux volumes importants de pluie et d'évaporation mis en jeu. Il s'agit donc de résoudre l'équation :

$$E = P - (V_R + V_S) / A \quad (2.13)$$

La mesure du débit est probablement la plus fiable à l'échelle du bassin versant puisqu'elle intègre toute la variabilité spatiale du bassin versant, alors que la quantification exacte de la pluie est un problème plus délicat compte tenu de sa variabilité spatiale à l'échelle d'un bassin versant. Ce problème se complique considérablement lorsque les précipitations sont neigeuses. Les échanges souterrains avec les bassins voisins ou le substratum ne sont pas mesurables et peuvent introduire une erreur importante dans l'estimation de l'évapotranspiration par le bilan en eau.

2.3.2. Méthodes physiques, détermination des flux

2.3.2.1. Méthode des fluctuations et méthode des gradients

Elle repose sur l'analyse des flux turbulents. Les échanges, qui sont essentiellement des échanges d'énergie (chaleur), de masse (eau) et de quantité de mouvement, se font soit par conduction, ou diffusion dans l'air calme, soit par convection dans l'air en mouvement.

Les échanges se définissent par une grandeur mesurable, le flux ϕ . Cette grandeur physique exprime la quantité de l'élément considéré (énergie ou masse) qui traverse par unité de temps et suivant une direction donnée \overline{Ox} , une surface S repérée par sa normale \overline{N} . Ce flux est le plus souvent ramené à l'unité de surface. Cette nouvelle grandeur ou densité de flux φ est plus couramment employée que le flux lui-même :

$$\Phi = S \cdot \varphi \cdot \overline{N} \cdot \overline{Ox} \quad (2.14)$$

Ces analyses peuvent être entreprises suivant deux méthodes différentes : la méthode dite des fluctuations et la méthode des gradients.

1. la méthode dite des fluctuations, parce qu'elle découle de l'expression de la vitesse dans les mouvements turbulents ;
2. la seconde, dite méthode des gradients, car, par analogie avec les échanges moléculaires et les échanges turbulents. Elles reposent sur les lois des échanges turbulents et sur l'hypothèse de la conservation verticale des flux de masse de vapeur d'eau. L'expression générale des flux étant :

$$\varphi_{(q)} = K_q \frac{dC_q}{dz} \quad (2.15)$$

On peut également les exprimer en remplaçant les différentielles par des différences finies :

$$\begin{aligned} \Phi_{(q)} &= H_q (C_q(z_1) - C_q(z_0)) \\ \Phi_{(q)} &= \frac{1}{r_q} (C_q(z_1) - C_q(z_0)) \end{aligned} \quad (2.16)$$

où H_q représente le coefficient de diffusivité d'échange et r_q le coefficient de résistance à la diffusion. Ces coefficients sont déterminés expérimentalement.

2.3.2.2. Méthode des profils

Elle répond à la préoccupation de déterminer avec plus de précision les valeurs du coefficient de diffusivité K . On procède à des mesures à plusieurs niveaux, ce qui dans l'hypothèse de la conservation des flux est possible puisque, aux erreurs de mesure près, on devrait avoir :

$$\Phi_{L_0} = \Phi_{L_1} = \Phi_{L_2} \dots \dots \dots = \Phi_{L_i} \dots \dots \dots = \Phi_{L_n} \quad (2.17)$$

On peut trouver des coefficients :

$$K_0, K_1, K_2 \dots \dots \dots K_i \dots \dots \dots K_n \quad (2.18)$$

Par conséquent, pour le niveau i choisi, il est possible de déterminer n coefficients :

$$\frac{\Phi_{L_1}}{\left(\frac{\Delta C}{\Delta z}\right)} = K_{i_1}, \frac{\Phi_{L_2}}{\left(\frac{\Delta C}{\Delta z}\right)} = K_{i_2}, \dots, \frac{\Phi_{L_n}}{\left(\frac{\Delta C}{\Delta z}\right)} = K_{i_n} \quad (2.19)$$

Ce qui conduit à une meilleure approximation de K_i pour un niveau i :

$$K_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n K_{ij} \quad (2.20)$$

Et en utilisant l'expression de la méthode aérodynamique, il vient :

$$\Phi_q = \frac{k \cdot u^*}{N_{ij}} \sum_{i,j} \frac{\Delta C_i - \Delta C_j}{\ln\left(\frac{z_i - D}{z_j - D}\right)} \quad (2.21)$$

où N_{ij} est le nombre de combinaisons possibles entre toutes les différences de concentration entre deux niveaux, ΔC prises deux à deux.

2.3.2.3. Méthode du bilan d'énergie, application standard avec le rapport de Bowen

Dans cette partie, nous utilisons l'équation (2.4) du bilan d'énergie. Comme le but est de déterminer le taux d'évaporation E , il est préférable de noter :

$$Q_n = R_n + L_p F_p - G + A_h - \partial W / \partial t \quad (2.22)$$

et ainsi, l'équation (2.4) devient :

$$E + H_e = Q_{ne} \quad (2.23)$$

où $H_e = H/\lambda$ et $Q_{ne} = Q_n/\lambda$. Notons également que pour bon nombre d'applications, les termes $L_p F_p$, et $\frac{\partial W}{\partial t}$ peuvent être négligés.

Le rapport de Bowen représente le partage de l'énergie apportée Q_n entre l'énergie utilisée pour l'évaporation (λE) et l'énergie convertie en chaleur sensible H . Il s'écrit :

$$B_o = \frac{H}{\lambda E} \quad (2.24)$$

En tenant compte des équations aérodynamiques, on peut écrire :

$$B_o = \frac{H}{\lambda E} = \frac{\gamma(T_s - T)}{e_s - e} \quad (2.25)$$

où γ est la constante psychrométrique, T et T_s sont les températures de l'atmosphère et de surface, e et e_s sont les pressions de vapeur saturante de l'atmosphère et de la surface évaporante. Le rapport de Bowen est donc proportionnel au rapport de la différence de température sur la différence de pression de vapeur entre la surface évaporante et l'air au-dessus. En pratique, il est difficile de mesurer la température de surface et presque impossible d'estimer e_s (Morton, 1994). Pour cela, on considère que le rapport de Bowen peut se dériver du rapport de la différence de température sur la différence de pression de vapeur entre deux points situés à deux niveaux au-dessus de la surface évaporante. Ainsi, on obtient :

$$B_o = \frac{\gamma(T_1 - T_2)}{e_1 - e_2} \quad (2.26)$$

Le principal avantage de cette technique réside dans le fait qu'elle peut s'appliquer à tout type de volume considéré : eau, sol nu et sol végétalisé. Un exemple d'expérimentation de la méthode du rapport de Bowen est détaillé par Bidlake (2002).

2.3.3. Méthodes empiriques

Ces méthodes de calcul résultent de la recherche de corrélations statistiques, pour une ou plusieurs stations, entre une évapotranspiration mesurée par une méthode quelconque (souvent à partir d'un lysimètre) et une ou plusieurs grandeurs climatiques favorisant la vaporisation de l'eau. Ces grandeurs sont généralement : la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et le rayonnement (ou la durée d'ensoleillement). Ces méthodes seront largement discutées dans le chapitre suivant. Mentionnons tout de même l'approche de Penman, qui est assez particulière puisqu'elle combine deux méthodes à base physique (bilan d'énergie et méthodes aérodynamiques) et ajuste ensuite des coefficients empiriques pour obtenir une formule ne dépendant que des quatre paramètres climatiques cités.

La formulation de Dalton peut aussi être classée dans les méthodes empiriques, puisque certains paramètres sont calés expérimentalement. Cette méthode développée en 1802 fut la première pour estimer l'évapotranspiration :

$$E = f(u) \cdot (e_s - e_d) \quad (2.27)$$

où E est l'évaporation d'une nappe d'eau libre, $f(u)$ est une fonction de la vitesse du vent et $(e_s - e_d)$ est le déficit de saturation. La fonction $f(u)$ prend la forme : $a \cdot (b + u)$ où a , b sont des coefficients empiriques.

2.3.4. Récapitulatif des techniques d'estimation de l'évapotranspiration

Tableau 2 : Classification des différentes techniques d'estimation de l'évapotranspiration réelle

Classification	METHODE	COMMENTAIRES
Mesures, évaporomètres	Bacs à évaporation et Evaporomètre Piché	Méthode la plus simple pour déterminer l'évaporation mais difficulté de normalisation et d'extrapolation.
	Lysimètre	Mesure la plus fiable de l'évapotranspiration à l'échelle ponctuelle.
Méthode de calcul à base physique ou Mesure des flux	Méthode « directe » des fluctuations	Méthode la plus satisfaisante sur le plan théorique, mais fortes exigences technologiques et estimations ponctuelles.
	Méthodes « indirectes »	
	Méthode des gradients	
	Méthode des profils	
	Méthodes aérodynamiques	
	Méthodes du bilan d'énergie	Nécessite la connaissance de la température de surface.
Méthodes empiriques ou par estimation de l'ETP	Méthodes basées sur la température	Ces méthodes étant discutées au Chapitre 1, rappelons juste qu'elles sont largement utilisées en hydrologie, et qu'elles font appel à quatre paramètres climatiques (température de l'air, humidité relative, rayonnement et vitesse du vent)
	Méthodes basées sur le rayonnement	
	Méthode de Dalton	
	Méthode par combinaison (Penman)	

2.4. Références bibliographiques

- [1] Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A. et Pereira, L.S., 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56, FAO, Rome, Italy.
- [2] Bidlake, W.R., 2002. Evapotranspiration and canopy resistance at an undeveloped prairie in a humid subtropical climate. *Journal of the American Water Resources Association*, 38(1): 197-211.
- [3] Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer, Dordrecht, 299 pp.
- [4] Cosandey, C. et Robinson, M., 2000. *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Paris, 360 pp.
- [5] Grebet, P., 1982. *Evapotranspiration - Mesure et calcul*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 272p. + annexes pp.
- [6] Guyot, G., 1997. *Climatologie de l'environnement*, 507 pp.
- [7] Morton, F.I., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66(1-4): 1-76.
- [8] Morton, F.I., 1994. Evaporation research - A critical review and its lessons for the environmental sciences. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 24(3): 237-280.
- [9] Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, 193: 120-145.
- [10] Shuttleworth, W.J., 1993. Evaporation. In: D.R. Maidment (Editor), *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill, New-York.
- [11] Singh, V.P. et Xu, C.-Y., 1997. Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, 11(3): 311-323.
- [12] Stanhill, G., 2002. Is the Class A evaporation pan still the most practical and accurate meteorological method for determining irrigation water requirements? *Agricultural and Forest Meteorology*, 112(3-4): 233-236.
- [13] Trambouze, W. et Voltz, M., 2001. Measurement and modelling of the transpiration of a Mediterranean vineyard. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107(2): 153-166.
- [14] Wallace, J.S., 1995. Calculating Evaporation - Resistance to Factors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73(3-4): 353-366.
- [15] Winkel, T. et Rambal, S., 1990. Stomatal conductance of some grapevines growing in the field under a Mediterranean environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51(2): 107-121.

Annexe 3 Calculs et estimations des termes contenus dans les formules d'ETP

3.1. Expression des termes en fonction des données climatiques courantes

Les modèles d'ETP utilisent généralement les paramètres suivants :

- La densité de l'air,
- Chaleur latente de vaporisation,
- Pression atmosphérique,
- Rayonnement global,
- Rayonnement net,
- Albédo,
- Résistance aérodynamique,
- Pression de vapeur saturante,
- Pression de vapeur réelle,
- Pente de la courbe vapeur-pression,
- La résistance aérodynamique.

Nous allons voir comment tous ces termes peuvent être estimés à l'aide des quatre paramètres climatiques qui sont en général disponibles sur la plupart des stations météorologiques, pour de longues chroniques : la température de l'air, l'humidité relative de l'air, la vitesse du vent et la durée d'ensoleillement. Ensuite, nous verrons les techniques couramment utilisées pour mesurer ces quatre paramètres climatiques.

3.1.1. La densité de l'air (ρ_a)

La densité de l'air peut être exprimée de la manière suivante :

$$\rho_a = 3.486 \cdot p / (273 + T_a) \text{ en kg.m}^{-3}$$

où p est la pression atmosphérique en kPa et T_a est la température en degrés Celsius.

3.1.2. Chaleur latente de vaporisation

Si T_s est la température à la surface de l'eau en degrés Celsius, la chaleur latente de vaporisation est donnée par Shuttleworth (1993) :

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 \cdot T_s \quad MJ \text{ kg}^{-1} \quad (3.1)$$

Cependant, on peut donner une expression simplifiée en considérant que la température de l'air est sensiblement égale à la température de surface et ainsi, on a l'expression (Xu et Singh, 2002) :

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 \cdot T_a \quad MJ \text{ kg}^{-1} \quad (3.2)$$

où T_a est la température de l'air en degrés Celsius.

3.1.3. Pression atmosphérique

Les données de pression atmosphérique P (en kPa) ne sont pas toujours disponibles sur les stations météorologiques, il est possible de la déterminer par l'intermédiaire de l'altitude z (en m) du point considéré, par rapport au niveau de la mer (Morton, 1983a) :

(3.3)

3.1.4. Pression de vapeur saturante et réelle

La pression de vapeur saturante (en kPa) est reliée à la température par l'équation (Xu et Singh, 2002) :

$$e_s(T_a) = 0.611 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T_a}{237.3 + T_a}\right) \quad (3.4)$$

La pression de vapeur réelle est reliée à la température du point de rosée T_d par l'équation :

$$e_a(T_d) = 0.611 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T_d}{237.3 + T_d}\right) \quad (3.5)$$

Enfin, si l'on dispose de données sur l'humidité relative, il est possible de s'affranchir d'utiliser la température de rosée :

$$e_a(T_d) = \frac{RH}{100} \cdot e_s(T_a) \quad (3.6)$$

3.1.5. Pente de la courbe Vapeur-pression (Δ)

Une expression simple de la pente de la courbe vapeur-pression peut s'exprimer par Allen et al. (1998) :

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_s(T_a)}{(T_a + 237.3)^2} \quad (3.7)$$

3.1.6. Constante psychrométrique (γ)

Par définition, on a :

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.00163 \frac{P}{\lambda} \quad (3.8)$$

où C_p est la chaleur spécifique de l'air humide ($1.013 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) et ε est le rapport des poids moléculaires de la vapeur d'eau et de l'air sec.

3.1.7. Rayonnement extraterrestre

Le rayonnement extra-terrestre ne dépend que de la latitude et du jour julien de l'année, l'expression du rayonnement terrestre utilisée dans notre étude est celle proposée par Morton (1983b). Des précisions sur les moyens de déterminer le rayonnement extraterrestre sont également données par Allen et al. (1998).

3.1.8. Rayonnement global

Le rayonnement global peut s'estimer à l'aide du rayonnement extraterrestre et de la durée d'ensoleillement par l'équation (3.9), et les coefficients proposés par Morton (1983b) :

$$R_g = R_e \left[0.18 + 0.52 \frac{D}{D_e} \right] \quad (3.9)$$

où D/D_e est la fraction des heures où le soleil brille sur le nombre d'heures du jour considéré. Cette expression est empirique mais des mesures directes sont aujourd'hui possibles pour déterminer le rayonnement global. Cependant, ces données directes sont assez récentes et il est préférable de conserver la même méthode d'estimation du rayonnement global sur toute une période de données, afin d'éviter des biais.

3.1.9. Albédo

L'albédo α dépend normalement de l'état de surface. Cependant, il peut être exprimé approximativement en fonction de la durée d'ensoleillement et de la latitude. Nous avons utilisé l'équation empirique exposée par Morton (1983b).

3.1.10. Rayonnement net

L'équation du rayonnement net s'écrit :

$$R_n = R_g (1 - \alpha) - f \varepsilon' \sigma (T_a + 273.2)^4 \quad (3.10)$$

où ε' est l'émissivité nette entre l'atmosphère et la surface, f est un coefficient d'ajustement prenant en compte la couverture nuageuse et σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ j}^{-1}$).

L'émissivité nette est estimée par : $\varepsilon' = a_e + b_e \sqrt{e_s}$

où e_s est la pression de vapeur (en kPa), a_e et b_e sont des coefficients de corrélation pris dont les valeurs sont $a_e = 0.34$ et $b_e = -0.14$ (Morton, 1983b ; Shuttleworth, 1993 ; Allen et al., 1998).

Le facteur f est estimé par la relation : $f = 0.9 \frac{D}{D_e} + 0.1$

3.1.11. La résistance aérodynamique (r_a)

La résistance aérodynamique d'une culture de référence, d'une hauteur de 0.12 m et pour des mesures de température et d'humidité standardisées à une hauteur de 2 m, est donnée par :

$$r_a = 208 / u_2, \text{ en s.m}^{-1}$$

où u_2 est la vitesse du vent en m.s^{-1} à une hauteur de 2 m (Shuttleworth, 1993).

3.2. Mesure des variables climatiques

3.2.1.1. Mesure de la température de l'air

Les thermomètres

L'enregistrement de la température se fait grâce à différents types de thermomètres :

➤ Le thermomètre à maximum (à mercure)

Son principe repose sur la dilatation du mercure en fonction de la température de l'air. L'étranglement du tube empêchant le mercure de réintégrer le réservoir, il reste bloqué à son maximum. Un autre système consiste à placer une barrette-index qui est poussée vers le haut par la colonne de mercure et qui reste dans la position atteinte au moment du maximum de température.

➤ Le thermomètre à minimum (à alcool)

Ce thermomètre est placé à l'horizontale. La barrette-index est cette fois-ci ramenée vers le "bas" par l'alcool. Si la colonne d'alcool s'allonge, elle ne suit pas, indiquant ainsi la température minimale enregistrée.

La température de l'air moyenne journalière est déterminée en faisant la moyenne de la température minimale et de la température maximale.

Le thermographe

C'est un thermomètre enregistreur dont le principe repose sur la dilatation différentielle de deux lames couplées qui laissent sur un graphe en rotation la trace amplifiée de leur mouvement. L'information ainsi obtenue est continue et fournit l'heure des événements et des variations brusques mais, en contrepartie, elle est moins sûre et moins précise que celle obtenue avec un thermomètre traditionnel.

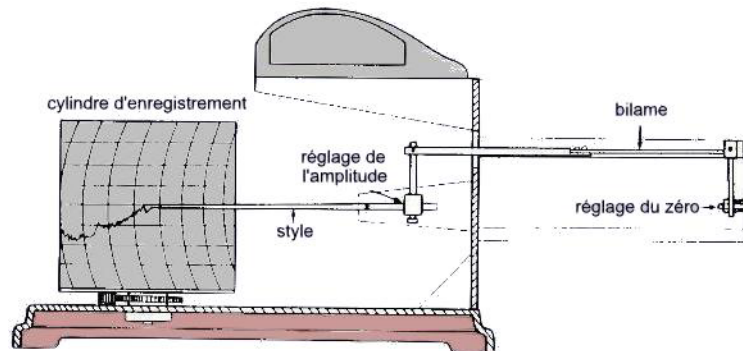


Figure 6 : Schéma d'un thermographe (d'après Guyot, 1997)

3.2.1.2. Mesures de l'humidité de l'air

Les hygromètres à capteur organique

Un certain nombre de matières organiques comportant de longues chaînes moléculaires ont la propriété de s'allonger ou de se rétracter avec l'humidité de l'air. C'est le cas des cheveux humains dont la longueur augmente de 2 à 2,5% lorsque l'humidité relative de l'air passe de 0 à 100%. Quel que soit le type de cheveu, il existe une relation relativement constante avec l'humidité de l'air. Pour limiter les variations possibles d'un cheveu à l'autre (de l'ordre de 15%), ils sont généralement regroupés en faisceaux. Un hygromètre classique fonctionne sur le principe d'une double mèche de cheveux tendue verticalement. L'allongement du capteur est amplifié par un double jeu de leviers. Le signal reçu est enregistré graphiquement sur le papier recouvrant le tambour.

L'allongement des cheveux n'est pas linéaire mais peut être ajusté par une courbe logarithmique. D'autres matières peuvent être utilisées comme le Nylon, le coton ou le péritoine de bœuf ou de porc.

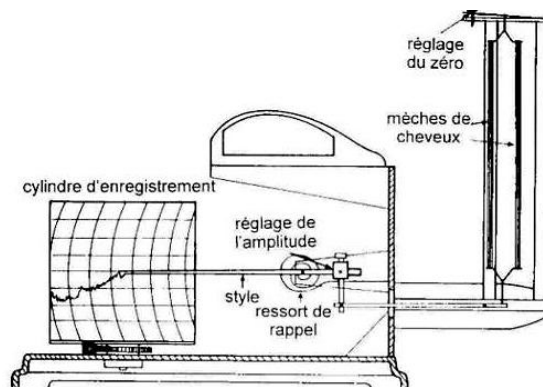


Figure 7 : Représentation schématique d'un hydrographe à cheveux (d'après Guyot, 1997)

Les hygromètres à capteur organique présentent de nombreux inconvénients du point de vue métrologique et leur utilisation tient surtout à leur simplicité d'utilisation et leur faible coût. Leur précision est limitée ($\pm 5\%$) et l'étalonnage doit être répété fréquemment.

Les hygromètres capacitifs

Dans son principe, un hygromètre capacitif est constitué par une lame de polymère hygroscopique sur laquelle sont déposées deux électrodes métalliques poreuses, l'ensemble constituant un condensateur.

Lorsque le polymère adsorbe les molécules d'eau, son volume augmente et la distance entre les électrodes s'accroît, ce qui se traduit par une variation de capacité du condensateur. Le signal mesuré correspond aux variations de fréquence du capteur.

Ces hygromètres ont une réponse linéaire à $\pm 1\%$ entre 0% et 80% d'humidité relative. Au-delà, la linéarité est moins bonne et l'écart peut atteindre $\pm 3\%$ au voisinage de la saturation.

Les hygromètres à condensation

La mesure de la température du point de rosée permet de connaître l'humidité absolue de l'air. Pour atteindre ce point de rosée, il suffit de refroidir progressivement une surface plane et lisse jusqu'à ce qu'un film d'eau se condense. La température de surface est alors très proche de celle du point de rosée.

Un hygromètre à condensation comporte un petit miroir refroidi. Il est éclairé par une diode électroluminescente et lorsqu'il n'est pas recouvert de buée, le faisceau de lumière incident est réfléchi vers le boîtier de l'hygromètre. Lorsque de la buée apparaît, le miroir diffuse la lumière qui impressionne alors un détecteur (phototransistor). Ce détecteur est relié au circuit de régulation de la température et commande alors le réchauffement du miroir. La rosée disparaît et entraîne de nouveau la commande de refroidissement et ainsi de suite.

Grâce à un système de régulation approprié, il est possible de maintenir un dépôt constant de condensation sur le miroir et il suffit alors d'enregistrer sa température à l'aide d'un microcapteur thermique, délivrant un signal électrique.

Ces hygromètres fonctionnent généralement pour une gamme de température allant de -80°C à $+100^{\circ}\text{C}$ avec une incertitude qui peut être réduite à $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Les seuls inconvénients de l'instrument sont son prix élevé et sa complexité.

Les psychromètres

Le psychromètre est un instrument formé par l'association de deux thermomètres dont l'un est entouré d'une mousseline mouillée en permanence et l'autre est sec. Si l'air est saturé d'humidité, les deux thermomètres indiquent la même température, mais par temps sec, le thermomètre mouillé indique une température plus faible (l'évaporation de l'eau de la mousseline absorbe de l'énergie et fait baisser la température).

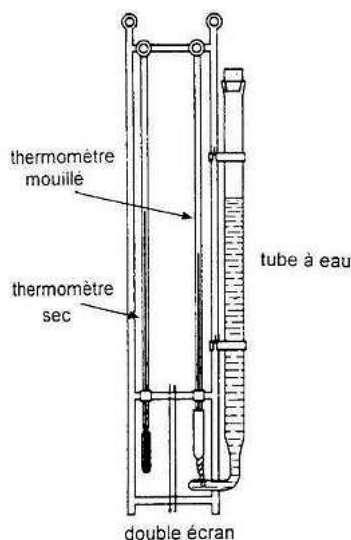


Figure 8 : Schéma d'un psychromètre (d'après Guyot, 1997)

Avant lecture, un petit ventilateur intégré est enclenché afin d'aérer les deux thermomètres. Il est alors possible d'élaborer des équations psychrométriques et de déduire le taux d'humidité de l'air par interpolation avec une courbe de saturation. L'équation utilisée s'écrit :

$$e_a = e(T_h) - \gamma \cdot (T_a - T_h) \quad (3.11)$$

3.2.1.3. Mesure de la vitesse du vent

La direction du vent est obtenue avec une girouette ou une manche à air couplée à un anémomètre qui donne sa vitesse. L'anémomètre est dans le cas du Strengbach un moulinet de trois coupelles entraînant un aimant qui induit par rotation un courant proportionnel à la vitesse du vent. Celle-ci est liée à la "rugosité" de la surface du sol et de la végétation. Cette vitesse augmente de manière logarithmique avec l'altitude et au-delà d'une "couche-limite", on atteint l'atmosphère libre.

Il existe en fait différents types d'anémomètres :

- à moulinet ou à hélice (comme au Strengbach). C'est le type le plus utilisé. Ils sont formés de deux sous-ensembles : un capteur rotatif et un corps transmetteur qui transforme la rotation du capteur en une tension ou un courant électrique,
- autres types : les anémomètres statiques, thermiques et soniques. Ils fonctionnent sur des principes radicalement différents mais fournissent la même information.

Nous ne traiterons pas de ces instruments ici, mais des renseignements précis à ce sujet sont donnés dans l'ouvrage de Guyot (1997).

3.2.1.4. Mesures de la durée d'insolation

Les héliographes

La durée d'insolation est mesurée à l'aide d'héliographes en dixièmes d'heures. On distingue les héliographes classiques et automatiques.

L'héliographe Campbell-Stokes se compose essentiellement d'une sphère de verre de 0,10 m de diamètre fixée concentriquement sur un support de forme circulaire. Celui-ci est muni de trois paires de rainures dans lesquelles une bande de carton spécial peut être passée. Elles permettent d'installer la bande de carton à différents niveaux en fonction de la saison.

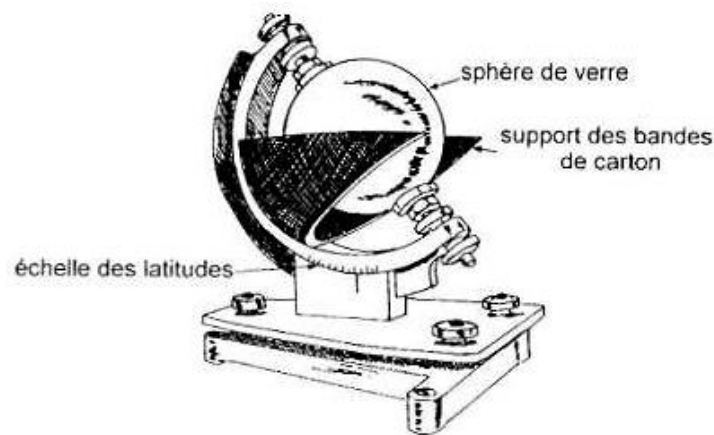


Figure 9 : Schéma d'un héliographe (d'après Guyot, 1997)

Lorsque le soleil brille, son image se forme sur la bande de carton qui est carbonisée à cet emplacement. Comme la Terre tourne, il n'y a pas besoin de mécanique : la lumière qui passe par une fente se déplace régulièrement et quand il n'y a pas de soleil, la feuille reste vierge. Les bandes sont graduées en heures et le dépouillement des données consiste à mesurer la longueur des traces et à les convertir en temps. Ce type de mesure est relativement imprécis car la combustion du carton est possible à différents degrés et loin d'être toujours évidente à discerner.

L'héliographe automatique permet l'enregistrement de la durée d'insolation dans les stations météorologiques automatiques. Il existe deux types d'héliographes automatiques :

- **Les instruments statiques** comportent deux cellules photovoltaïques dont l'une reçoit le rayonnement solaire global et l'autre uniquement le rayonnement diffus grâce à un écran. Lorsque le soleil est présent, l'ensemble des deux cellules délivre un signal de déséquilibre à partir d'un seuil donné,
- **Les héliographes dynamiques** possèdent un élément tournant qui permet d'analyser le contraste existant entre la luminance du ciel et celle du soleil..

Les pyranomètres

Les pyranomètres sont des instruments permettant de mesurer le rayonnement d'origine solaire qui parvient sur une surface horizontale pour un domaine spectral allant de 0.3 à 3 μm à l'aide de thermopiles. Il existe deux grands types de thermopiles utilisées dans ces pyranomètres :

- Les thermopiles à échanges thermiques "verticaux" qui mesurent l'écart thermique entre une surface réceptrice noire et le boîtier du pyranomètre,
- Les thermopiles à échanges thermiques "horizontaux" qui mesurent l'écart thermique entre une surface noire et une surface blanche situées dans le même plan et exposées au soleil.

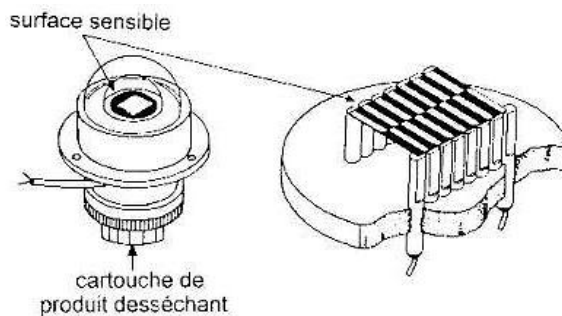


Figure 10 : Représentation schématique d'une thermopile et du pyranomètre Kipp and Zonen (d'après Guyot, 1997)

Dans le premier cas, lorsque la pile reçoit un flux de rayonnement, un gradient thermique apparaît à sa surface entre soudures paires et impaires car ces dernières sont prévues pour ne pas pouvoir évacuer la chaleur qu'elles captent autrement que vers les soudures paires. De ce fait, elles sont systématiquement plus chaudes que celles-ci et une force électromagnétique proportionnelle au flux énergétique reçu apparaît aux bornes de la thermopile.

Les pyranomètres à thermopiles à échanges "horizontaux" sont constitués par une thermopile plane de type "noir et blanc". Lorsque le capteur est éclairé, un écart thermique apparaît entre parties blanches et noires. Un pont thermique permet d'évacuer la chaleur captée par les surfaces noires vers le boîtier et d'obtenir en sortie une force électromagnétique proportionnelle au flux reçu. Il existe également des pyranomètres linéaires pour l'analyse des climats lumineux sous couvert végétal.

3.3. Références bibliographiques

- [1] Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A. et Pereira, L.S., 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56, FAO, Rome, Italy.
- [2] Guyot, G., 1997. Climatologie de l'environnement, 507 pp.
- [3] Morton, F.I., 1983a. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. Journal of Hydrology, 66(1-4): 1-76.
- [4] Morton, F.I., 1983b. Operational estimates of lake evaporation. Journal of Hydrology, 66(1-4): 77-100.
- [5] Shuttleworth, W.J., 1993. Evaporation. In: D.R. Maidment (Editor), Handbook of hydrology. McGraw-Hill, New-York.
- [6] Xu, C.Y. et Singh, V.P., 2002. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. Water Resources Management, 16(3): 197-219.

Annexe 4 Structure des modèles pluie-débit utilisés

4.1. GR4J

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres, fonctionnant au pas de temps Journalier), comme tous les autres modèles du type GR, a été développé selon une approche empirique, basée sur le test et la validation de structures de modèles sur un grand nombre de bassins versants. Au pas de temps journalier, le point de départ de ce modèle est le modèle GR2 (Edijatno, 1991), qui est un modèle simple à deux paramètres. Ensuite ce modèle a été progressivement complexifié (Edijatno *et al.*, 1999), jusqu'à la version actuelle (Perrin *et al.*, 2003). Cette dernière version, qui est présentée par la suite, a été développée et testée sur un large échantillon de 429 bassins versants.

- Module de production :

La première opération est l'interception de la pluie brute par l'évapotranspiration potentielle, pour déterminer une pluie nette, P_n , et une évaporation nette, E_n :

$$\text{Si } P \geq E, \text{ alors } P_n = P - E \text{ et } E_n = 0 \quad [4.1]$$

La totalité de l'eau a été interceptée par l'évapotranspiration. L'évapotranspiration E_s prélevée dans le réservoir de production, est une fonction de son état de remplissage (S/X_1), qui permet une réduction d'un taux potentiel d'évaporation à un taux réel d'évaporation :

$$E_s = \frac{S \left(2 - \frac{S}{X_1} \right) \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X_1} \right) \tanh \left(\frac{E_n}{X_1} \right)} \quad [4.2]$$

avec, S : niveau d'eau dans le réservoir sol, X_1 : capacité maximale du réservoir sol.

$$\text{Si } P < E, \text{ alors } P_n = 0 \text{ et } E_n = E - P \quad [4.3]$$

La pluie nette est séparée en deux parties, la première, P_s , alimente le réservoir sol, la seconde, $P_n - P_s$, alimente l'écoulement. La répartition entre ces deux voies se fait en fonction du taux de remplissage du réservoir de production. Si ce taux est nul, toute l'eau sert à remplir le réservoir de production et il n'y a pas de contribution à l'écoulement. Au contraire, si le taux de remplissage est maximal, toute l'eau de pluie alimente l'écoulement. L'alimentation du réservoir de production est :

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S}{X_1} \right)^2 \right) \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}{1 + \frac{P_n}{X_1} \left(2 - \frac{S}{X_1} \right)} \quad [4.4]$$

Le contenu du réservoir de production est mis à jour par :

$$S = S - E_s + P_s \quad [4.5]$$

Ensuite, une percolation, $Perc$, issue du réservoir de production est calculée :

$$Perc = S \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4 S}{9 X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad [4.6]$$

Le contenu du réservoir de production est mis à jour par :

$$S = S - Perc \quad [4.7]$$

Finalement, la quantité d'eau P_r qui atteint la partie routage du modèle est donnée par :

$$P_r = Perc + (P_n - P_s) \quad [4.8]$$

- Module de routage :

La quantité d'eau P_r , transférée au module de routage, est divisée en deux composantes d'écoulement. Une composante rapide (P_1), 10 % de P_r , qui est routée par un hydrogramme unitaire HU2 et une composante lente (P_9), 90 % de P_r , qui est routée par un hydrogramme unitaire HU1. Les deux hydrogrammes, HU1 et HU2, dépendent d'un même paramètre X_4 , qui représente le temps de base de HU1, exprimé en jours.

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S, notées SH1 et SH2. SH1 est définie en fonction du temps par :

Pour $t \leq 0$,

$$SH1(t) = 0 \quad [4.9]$$

Pour $0 < t < X_4$,

$$SH1(t) = \left(\frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad [4.10]$$

Pour $t > X_4$

$$SH1(t) = 1 \quad [4.11]$$

SH2 est définie en fonction du temps par :

Pour $t \leq 0$,

$$SH2(t) = 0 \quad [4.12]$$

Pour $0 < t < X_4$,

$$SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad [4.13]$$

Pour $X_4 < t < 2.X_4$,

$$SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad [4.14]$$

Pour $t > 2.X_4$,

$$SH2(t) = 1 \quad [4.15]$$

Finalement, les ordonnées de HU1 et HU2 sont calculées par :

$$HU1(j) = SH1(j) - SH1(j-1) \quad [4.16]$$

$$HU2(j) = SH2(j) - SH2(j-1) \quad [4.17]$$

où, j est un entier.

HU1 transforme P_9 pour donner Q_9 et HU2 transforme P_1 pour donner Q_1 .

Ensuite, un échange souterrain est calculé par :

$$F = X_2 \cdot \left(\frac{R}{X_3} \right)^2 \quad [4.18]$$

avec, R : niveau d'eau dans le réservoir de routage, X_3 : la capacité à un jour du réservoir, X_2 : le coefficient d'échange en eau, positif en cas d'apports au système et négatif en cas de sorties du système ou nul.

Ensuite, le niveau dans le réservoir de routage est mis à jour, en ajoutant la sortie Q_9 de HU1 et F :

$$R = \max(0; R + Q_9 + F) \quad [4.19]$$

Composante lente :

Ensuite, le réservoir de routage se vidange et donne une sortie Q_r :

$$Q_r = R \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{R}{X_3} \right)^4 \right]^{\frac{-1}{4}} \right\} \quad [4.20]$$

Le niveau du réservoir devient alors :

$$R = R - Q_r \quad [4.21]$$

Composante rapide :

La sortie Q_1 de HU2 est soumise aux mêmes échanges souterrains pour donner la composante d'écoulement Q_d :

$$Q_d = \max(0; Q_1 + F) \quad [4.22]$$

Finalement, le débit total est donné par :

$$Q = Q_r + Q_d \quad [4.23]$$

4.2. TOPMO

TOPMODEL, pour TOPgraphy-based hydrological MODEL, a été créé par Beven et Kirkby (1979). Depuis, ce modèle a retenu l'attention de nombreux hydrologues et fait l'objet d'un très grand nombre d'applications et de publications (voir liste en annexe).

La particularité de TOPMODEL est de prendre en compte la topographie du bassin étudié, à travers l'utilisation d'un indice topographique. Ainsi, la notion de zone contributive variable est appliquée en modélisation pluie-débit, en considérant que les zones de faible pente des sols atteignent plus rapidement un état de saturation, ce qui génère plus facilement un ruissellement de surface, apparenté à de l'écoulement rapide. Ce modèle a été conçu dans l'objectif de faire un compromis entre modélisation conceptuelle simple et modélisation prenant en compte la variabilité spatiale du bassin. De cette manière, ce modèle permet d'avoir certains paramètres qui ont une signification physique, mesurables sur le terrain, et de nombreuses applications, couplées à l'utilisation de S.I.G.. Dans notre cas, la version utilisée, TOPMO, est une version dérivée de TOPMODEL, à huit paramètres, dans laquelle la distribution de l'indice topographique est remplacée par une fonction calée sur les écoulements observés et approximée par une fonction logistique à deux paramètres. TOPMO comprend :

- Module de production :

Ce module est constitué par un réservoir d'interception qui est directement alimenté par la pluie :

$$S^* = S + P - E \quad [4.24]$$

Si, $S^* < 0$, alors :

$$E_r = -S^*, P_r = 0, S = 0 \quad [4.25]$$

Si $S^* > 0$, alors :

$$E_r = 0, P_r = S^* - X_3, S = X_3 \quad [4.26]$$

avec, X_3 : capacité maximale du réservoir d'interception.

La répartition de la pluie nette entre le réservoir de production et le réservoir de routage, dépend du niveau d'eau du réservoir de production, T , qui est lié à l'étendue des zones contributives paramétrées par l'indice topographique. L'écoulement sur les zones contributives (ruissellement), P_s , vaut :

$$P_s = \frac{P_r}{1 + \exp\left(X_6 - \frac{T}{X_5}\right)} \quad [4.27]$$

avec, X_5, X_6 : paramètres optimisables (relatifs à l'indice « topographique », sur un plan conceptuel).

Le niveau d'eau dans le réservoir de production est mis à jour :

$$T = T + P_r - P_s \quad [4.28]$$

Le réservoir de production est soumis à une évapotranspiration, E_t , dépendant des paramètres X_7 et X_8 :

$$E_t = \frac{E - E_s}{1 + \exp\left(X_8 - \frac{T}{X_7}\right)} \quad [4.29]$$

avec, X_7, X_8 : paramètres de calage.

Le niveau d'eau dans le réservoir de production est de nouveau mis à jour :

$$T = T - E_s \quad [4.30]$$

Module de transfert :

Le réservoir de routage est alimenté par P_s et se vidange selon une loi que l'on a choisi, ici, quadratique :

$$R = R + P_s \quad [4.31]$$

$$Q_r = \frac{R^2}{R + X_1} \quad [4.32]$$

avec, R : niveau d'eau dans le réservoir de routage, X_1 : capacité maximale du réservoir de routage.

Ensuite, le niveau d'eau dans le réservoir de routage est mis à jour :

$$R = R - Q_r \quad [4.33]$$

Le réservoir de production se vidange selon une loi de vidange instantanée exponentielle qui donne par intégration la lame Q_t d'écoulement, dit « de base » :

$$Q_t = X_2 \cdot \text{Log}\left(1 + \exp\left(\frac{T}{X_2}\right)\right) \quad [4.34]$$

avec, X_2 : paramètre de vidange du réservoir sol.

Le niveau d'eau dans le réservoir de production est de nouveau mis à jour :

$$T = T - Q_t \quad [4.35]$$

A la sortie des réservoirs, un délai, X_4 , est appliqué. Le débit final obtenu résulte de l'addition des deux types écoulements.

4.3. IHAC

IHACRES, pour Identification of unit Hydrographs And Component flows from Rainfall, Evaporation and Streamflow data, a été créé par Jakeman *et al.* (1990). A l'origine, ce modèle a été développé dans le but d'étudier la qualité des eaux, ainsi que l'impact des changements environnementaux. Le modèle est constitué d'un module de production non linéaire et d'un module de transfert linéaire. Dans notre cas, la version utilisée, IHAC, est une version dérivée de IHACRES, à 6 paramètres.

- Module de production :

Le calcul de la pluie efficace, P_r , dépend d'un indice des pluies et des humidités antérieures, s_k . La quantité de pluie restante sert à augmenter l'humidité du bassin et à satisfaire les pertes par évaporation. Finalement, le calcul de la pluie efficace dépend de deux paramètres, l'humidité maximale X_2 et un paramètre de modulation de l'ETP, X_6 .

Le calcul de l'indice des pluies et des humidités antérieures, entre deux pas de temps, se fait en 3 étapes :

Mise à jour de l'indice des pluies antérieures :

$$s_k = \left(s_{k-1} + \frac{P}{X_2} \right) \cdot e^{\frac{-E}{X_2 \cdot X_6}} \quad [4.36]$$

avec, P : pluie brute, X_2 : paramètre d'humidité maximale, X_6 : paramètre de modulation de l'ETP.

La pluie efficace, P_r , est calculée par :

$$P_{r_k} = \frac{1}{2} (s_k + s_{k-1}) \cdot P \quad [4.37]$$

- Module de transfert :

La pluie efficace, P_r , alimente deux réservoirs de routage, en fonction d'un coefficient de partage, X_5 , entre ces deux composantes :

$$T = T + X_5 \cdot P_r \quad [4.38]$$

$$R = R + (1 - X_5) \cdot P_r \quad [4.39]$$

avec, T et R : niveaux d'eau des réservoirs rapide et lent.

Chaque réservoir se vidange selon une loi de vidange linéaire. Le premier réservoir contribue à la vidange rapide (Q_t) et le second réservoir contribue à la vidange lente (Q_r) :

$$Q_t = \frac{T}{X_3} \quad [4.40]$$

$$Q_r = \frac{R}{X_3 \cdot X_1} \quad [4.41]$$

avec, X_3 : constante de vidange du réservoir rapide, X_1 : constante intervenant dans la vidange du réservoir lent (X_3 et $X_1 > 1$).

Ensuite, les niveaux dans les deux réservoirs sont mis à jour :

$$R = R - Q_r \quad [4.42]$$

$$T = T - Q_t \quad [4.43]$$

A la sortie des réservoirs, un délais, X_4 , est appliqué. Le débit final obtenu résulte de l'addition des deux écoulements.

4.4. HBV0

Le modèle HBV, pour Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning, a été crée par Bergström et Forman (1973). Ce modèle a été développé pour des bassins présentant des conditions hydrologiques avec de fortes influences neigeuses, prises en compte par un réservoir d'accumulation de la neige. HBV0 est une version dérivée de HBV où le réservoir neige a été supprimé et où le modèle est appliqué de façon globale sans décomposition en sous-bassins par classes d'altitude.

- Module de production :

La pluie efficace, P_r , est déterminée en fonction de l'humidité du réservoir de production et d'un paramètre X_7 :

$$\text{Si } S \geq X_2, \text{ alors } P_r = P \quad [4.44]$$

Avec, S : niveau dans le réservoir de production, X_2 : capacité maximale du réservoir de production.

$$\text{Si, } S < X_2, \text{ alors } P_r = P \left(\frac{S}{X_2} \right)^{X_7} \quad [4.45]$$

Avec, X_7 : exposant de la puissance de la fonction de production.

Ensuite, le contenu du réservoir de production est mis à jour :

$$S = S + (P - P_r) \quad [4.46]$$

Ensuite, l'évapotranspiration agit à un régime potentiel quand le contenu en eau du réservoir sol est supérieur à un seuil d'évaporation, $X_2 \cdot X_8$ (où $0 \leq X_8 \leq 1$), sinon les pertes par évaporation sont une fonction linéaire du taux de remplissage :

$$\text{Si, } S < X_2 \cdot X_8, \text{ alors } E_s = E \cdot \frac{S}{X_2 \cdot X_8} \quad [4.47]$$

$$\text{Si, } S > X_2 \cdot X_8, \text{ alors } E_s = E \quad [4.48]$$

Le contenu en eau est de nouveau mis à jour :

$$S = \max(0, S - E_s) \quad [4.49]$$

- Module de routage :

Le module de routage s'organise autour de deux réservoirs, qui présentent des lois de vidange linéaire, le premier alimentant le second par infiltration.

Le réservoir premier réservoir de routage reçoit la pluie nette du réservoir sol et se vidange en trois composantes :

une percolation profonde constante, I_r , qui est égale à X_5 , si la réserve en eau le permet :

$$I_r = \min(S, X_5) \quad [4.50]$$

un débit de surface, Q_{R1} , a lieu au dessus d'un seuil de remplissage du premier réservoir de routage, X_1 :

$$\text{Si } R > X_1, \text{ alors } Q_{R1} = \frac{R - X_1}{X_6} \quad [4.51]$$

$$\text{Si } R < X_1, \text{ alors } Q_{R1} = 0 \quad [4.52]$$

avec, R : niveau de remplissage du réservoir de routage, X_6 : constante de vidange du premier réservoir de routage.

Ensuite, le contenu du premier réservoir de routage est mis à jour :

$$R = R - Q_{R1} \quad [4.53]$$

un débit de sub-surface, Q_{R2} :

$$Q_{r2} = \frac{R}{X_6^2} \quad [4.54]$$

Enfin, le contenu du premier réservoir de routage est mis à jour :

$$R = R - Q_{r2} \quad [4.55]$$

Le second réservoir de routage reçoit les percolations profondes et se vidange linéairement en un débit de base, Q_t :

$$T = T + I_r \quad [4.56]$$

$$Q_t = \frac{T}{X_3} \quad [4.57]$$

avec, T : niveau d'eau dans le réservoir de routage, X_3 : Constante de vidange du second réservoir de routage.

Ensuite, le contenu du second réservoir de routage est mis à jour :

$$T = T - Q_r \quad [4.58]$$

Finalement, le débit final obtenu, qui résulte de l'addition des trois composantes de l'écoulement, est retardé par l'application d'un hydrogramme unitaire de temps de base X_4

4.5. Références bibliographiques

- [1] **Bergström, S. et Forman, A., 1973.** Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nordic Hydrology*, 4: 147-170.
- [2] **Beven, K.J. et Kirkby, M.J., 1979.** A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1): 43-69.
- [3] **Edijatno, 1991.** Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 242 pp.
- [4] **Edijatno, Nascimento, N., Yang, X., Makhlouf, Z. et Michel, C., 1999.** GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2): 263-278.
- [5] **Jakeman, A.J., Littlewood, I.G. et Whitehead, P.G., 1990.** Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments. *Journal of Hydrology*, 117: 275-300.
- [6] **Perrin, C., Michel, C. et Andréassian, V., 2003.** Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289.

Annexe 5 Traduction de l'article de Penman (1948)

Effectuée par Hervieu (2001)

EVAPORATION NATURELLE D'UNE EAU A SURFACE LIBRE, D'UN SOL NU ET D'UN GAZON

par H.L.PENMAN – 1948

Département de physique, Station expérimentale de Rothamsted, Harpenden, Herts.

(Communiqué par B.A.Keen, F.R.S. –Reçu le 9 Octobre 1947)

Deux approches théoriques de l'évaporation de surfaces saturées (en eau) sont exposées, la première reposant sur une base aérodynamique dans laquelle l'évaporation est considérée comme imputable au transport turbulent de vapeur par un processus de diffusion par tourbillon et la seconde reposant sur une base énergétique dans laquelle l'évaporation est considérée comme une des voies de consommation de la radiation incidente. Aucune des deux approches n'est nouvelle, mais une combinaison de ces approches est suggérée pour éliminer le paramètre le plus difficile à mesurer – la température de surface - et fournir, pour la première fois, l'opportunité d'estimer de manière théorique des taux d'évaporation à partir de données météorologiques standard, estimations pouvant être rétrospectives.

Un travail expérimental, destiné à tester ces théories, montre que l'approche aérodynamique n'est pas adéquate et qu'une expression empirique, obtenue précédemment aux Etats-Unis, fournit une meilleure description de l'évaporation d'une eau à surface libre. Le bilan énergétique est assez satisfaisant. Les taux d'évaporation d'un sol nu humide et d'un gazon alimenté en eau de manière adéquate sont calculés comme des fractions de l'évaporation d'une eau à surface libre ; la fraction pour le gazon présentant une variation saisonnière attribuée au cycle annuel de la durée du jour. Finalement, les résultats expérimentaux sont appliqués à d'autres données publiées et montrent, par ailleurs, qu'un calcul satisfaisant peut être obtenu pour l'évaporation d'une eau à surface libre sur quatre sites d'études géographiquement très différents aux Etats-Unis et en Europe, les résultats pour un sol nu sont acceptables en Inde, et l'application de ces résultats pour le gazon montre une bonne corrélation avec les estimations de l'évaporation obtenues sur des bassins versants dans les Iles Britanniques.

Liste des symboles utilisés

x, y, z	Coordonnées des axes sous le vent, au vent et vertical
u_z	Vitesse moyenne horizontale du vent dans la direction x mesurée à la hauteur z ; généralement en miles/jour [1 mile.j ⁻¹ = 1.86 cm.s ⁻¹ ou 0.067 km.h ⁻¹]
T_s, T_a, T_d	Température de surface, de l'air et du point de rosée ; généralement en °F [avec 1°F = 9/5 °C + 32]
e_s, e_a, e_d	Pression de vapeur saturante correspondant aux températures précédentes ; généralement en mm de mercure [1mm de mercure = 0.135 kPa].
h	Humidité relative = e_d/e_a .
Δ	de_a/dT_a .
ϕ	$(e_s - e_a)/(e_s - e_d)$.
α	Constante définissant la décroissance de tension de vapeur saturante en fonction de l'altitude
β	Rapport de Bowen = $\gamma(T_s - T_a)/(e_s - e_d)$.
γ	Constante de l'équation de psychrométrie de bulbe humide et sec $\gamma = 0.27$
E_0, E_B, E_T	Taux d'évaporation pour une eau à surface libre, un sol nu et un gazon ; généralement en mm/jour.
E_a	Valeur de E_0 obtenue en posant $e_s = e_a$ dans la formule du déficit d'humidité.
R_C	Radiations à ondes courtes provenant du soleil et du ciel ; généralement en équivalent d'évaporation en mm/j.
R_A	Valeur d'Angot de R_C pour une atmosphère complètement transparente.
r	Coefficient de réflexion des radiations [ou albédo]. (Egalement utilisé pour l'écoulement sans qu'il y ait de possibilité de confusion)
$m/10$	Proportion de ciel recouvert par les nuages
n/N	Rapport entre les durées réelle et possible d'ensoleillement.
H	Energie radiative nette disponible à la surface
K, S, C	Parties de H utilisées dans le transfert convectif vers l'air, le stockage dans l'eau et la conduction environnante
$5B, 16T$	Profondeurs de la surface piézométrique (pouce) et le type de couverture (sol nu, sol recouvert de gazon).
λ	Drainage spécifique du sol
R, D	Précipitations, drainage
B	Force du vent de Beaufort

Remarque : la numérotation des parties et des paragraphes a été modifiée par rapport à l'article original. Les numéros des figures et des tableaux est indépendante du reste de l'étude.

I INTRODUCTION

Trois types de surfaces sont importants dans le retour de la pluie vers l'atmosphère. Pour des régions étendues, ce sont par ordre d'importance : la végétation (dans laquelle, les feuilles des plantes agissent comme des surfaces transpirantes) ; le sol nu ou en jachère à partir duquel l'eau s'évapore à l'interface sol-air ou légèrement en dessous ; et l'eau à surface libre à partir de laquelle l'évaporation intervient directement. Bien que cette dernière puisse être prédominante localement, par exemple lorsque l'on essaie d'évaluer le bilan hydrique de lacs ou de réservoirs, la justification principale de l'attention particulière qui lui est donnée (voir paragraphe 2) réside dans le fait qu'elle présente une surface d'étude aux propriétés connues et facilement reproductibles. De ce fait, il convient d'appréhender les problèmes de dépendance de l'évaporation sur un sol nu ou cultivé, vis-à-vis des conditions climatiques, à travers une étude de l'évaporation d'une eau à surface libre en cherchant une relation absolue entre les éléments climatiques et l'évaporation d'eau à surface libre, et des relations comparatives entre les pertes provenant du sol et les pertes issues d'une eau à surface libre exposée au même climat.

L'évaporation provenant d'un sol nu implique aussi bien les facteurs complexes du sol que les conditions atmosphériques : les études sur la transpiration y ajoutent d'autres éléments de nature physique et biologique, ainsi le système racinaire d'une plante peut pomper de l'eau jusqu'à des profondeurs considérables de sol, ses parties aériennes permettent le transfert de vapeur à travers une couche d'air d'épaisseur considérable et ses mécanismes stomataux photosensibles réservent ce transfert, en général, aux heures d'ensoleillement. Une étude complète de l'évaporation à partir d'un sol nu et de la transpiration des cultures devrait prendre en compte tous les facteurs ayant une importance, mais la présente approche sera surtout restreinte à la considération des premières étapes du phénomène qui surviennent après une humidification profonde du sol par la pluie ou l'irrigation, lorsque les types de sol et de cultures et la profondeur racinaire ont une faible importance.

II ESTIMATION DE L'EVAPORATION A PARTIR DE DONNEES CLIMATIQUES

Deux exigences doivent être satisfaites pour permettre une évaporation continue. Un apport d'énergie est nécessaire pour fournir la chaleur latente de vaporisation, ainsi qu'un mécanisme pour évacuer la vapeur c'est-à-dire qu'il doit y avoir un puits de potentiel de vapeur². Les approches analytiques du problème démarrent à partir de l'une de ces deux considérations et il convient de considérer tout d'abord la dernière citée car c'est l'approche la plus couramment adaptée.

II.1 La différence de tension de vapeur³ ou déficit d'humidité

II.1.1 Equations empiriques

Jusque récemment, l'approche a été empirique et une centaine d'années de travail depuis Dalton n'a produit que de faibles améliorations dans la forme de l'équation qu'il a donnée. Fondamentalement, on a :

$$E = (e_s - e_d)f(u), \quad (1)$$

où E est l'évaporation par unité de temps, e_s la pression de vapeur au niveau de la surface évaporante, e_d est la pression de vapeur dans l'atmosphère sus-jacente et $f(u)$ est une fonction de la vitesse horizontale du vent. Pour l'eau, e_s est connue si la température de surface est connue. Parmi de nombreuses formules de cette forme, celle de Rohwer (1931) résume les résultats de travaux intensifs effectués à Fort Collins, Colorado, à 5000 pieds [soit environ 1500 m] au dessus du niveau de la mer. Toutes choses étant égales par ailleurs, Rohwer observa une petite variation dans les taux d'évaporation en fonction de la pression atmosphérique, et son équation ramenée aux conditions de pression du niveau de la mer, pour un taux journalier d'évaporation d'une surface d'eau de trois pieds carrés [soit environ 0.28 m²] donne :

$$E = 0.40(e_s - e_d)(1 + 0.27u_0) \text{ en mm.j}^{-1} \quad (2)$$

Ou encore $E = 3(e_s - e_d)(1 + 4u_0)$ avec e_s , e_d en kPa et u_0 en km.h⁻¹

où les pressions de vapeur sont exprimées en mm de mercure, et la vitesse du vent au niveau du sol est en mile.h⁻¹. Examinant l'effet de la taille de la surface sur les taux d'évaporation, sur une période de 485 jours, Rohwer compara les valeurs d'évaporation observées à partir d'une surface de 86 pieds [26 m] de diamètre avec celles estimées à partir de la relation (2), la moyenne du rapport des valeurs observées et calculées étant de 0.77. Il y a, ici, un biais, du fait que la vitesse moyenne du vent sur l'ensemble de la période n'était que de 1.50 mile/heure [2.4 km.h⁻¹], alors que l'examen des enregistrements journaliers montre que pour les rares occasions où la vitesse du vent excède 3 mile/heure [4.8 km.h⁻¹], le facteur de correction est proche de l'unité. La vitesse du vent au niveau du sol, u_0 , est une valeur extrapolée à partir de valeurs mesurées à différentes hauteurs, et si à partir de la courbe u, z définie par Rohwer, nous procédons à une interpolation à 2 m, la relation devient :

$$E = 0.40(e_s - e_d)(1 + 0.17u_2) \text{ en mm.j}^{-1} \quad (3)$$

[Ou encore $E = 3(e_s - e_d)(1 + 2.5u_2)$ avec e_s , e_d en kPa et u_2 en km.h⁻¹ et E en mm.j⁻¹]

² La notion de 'puits de potentiel de vapeur' fait référence à un gradient de tension de vapeur en fonction de l'altitude.

³ L'expression 'Sink strength' a posé quelques problèmes dans sa traduction. En français, au sens strict, on devrait dire 'Force de puits de potentiel'. Cependant, celle-ci ne s'utilise pas en français et, de surcroît, ne rend pas bien compte de la notion de cette différence de potentiel. On préférera 'déficit d'humidité'.

et, excepté pour des vitesses de vent très faibles, devrait être applicable à de grands plans d'eau.

II.1.2 Equations aérodynamiques

Se présentant comme une alternative au traitement empirique, une approche aérodynamique a été proposée ces dernières années. Un traitement simple (Penman, 1940) montra qu'un ordre de magnitude⁴ satisfaisant pouvait être obtenu en supposant que la résistance principale au flux d'évaporation est constituée par une fine couche d'air (d'une épaisseur d'un à trois mm) au dessus de la surface, dans laquelle le mouvement de l'air est essentiellement non turbulent, et dans laquelle le mouvement de la vapeur suit un processus de diffusion moléculaire. Un traitement plus formel, ayant de plus larges implications que la solution des problèmes d'évaporation, a considéré le mélange et le transport en régime turbulent de la vapeur en dehors de cette couche limite quasi laminaire et ce traitement tente de prendre en compte la dépendance des taux d'évaporation par unité de surface aussi bien vis-à-vis de la taille et de la forme des zones d'étude que vis-à-vis des facteurs climatiques. Un rapport reprenant ces travaux jusqu'à ceux de O. G. Sutton (1934) a été réalisé par Brunt (1939). La poursuite du travail de Sutton par W. G. L. Sutton (1943) et Pasquill (1943) débouche sur une expression de l'évaporation totale à partir d'une bande rectangulaire de longueur x_0 sous le vent et de largeur y_0 :

$$E(x_0, y_0) = C (e_s - e'_d) u_2^{0.76} x_0^{0.88} y_0 \quad (4)$$

où C est une constante liée à la température absolue, e'_d est la pression de vapeur de l'air à une hauteur suffisante pour ne pas être affectée par l'évaporation, et u_2 est la vitesse du vent pour $z = 2\text{m}$. Bien que e'_d ne soit pas observable, il a été possible d'utiliser la même théorie générale pour exprimer la forme de la variation de e_d avec l'altitude et poser $(e_s - e_d) = \alpha(e_s - e'_d)$ où e_d est une valeur mesurée à la hauteur considérée, et $\alpha (\cong 0.52)$ est presque indépendant de u et de x_0 . En différentiant (4), on obtient le taux d'évaporation à x_0 et en substituant des valeurs numériques correspondant à un gradient de température nul, il vient :

$$E = 0.11(e_s - e_d) u_2^{0.76} x_0^{-0.12} \text{ en mm.j}^{-1} \quad (5)$$

Dans la nature, il est impossible de fixer la position du plan d'attaque, mais en posant arbitrairement $x_0 = 1.6 \times 10^6 \text{ cm}$ (10 miles), le taux d'évaporation devient :

$$E = 0.376(e_s - e_d) u_2^{0.76} \text{ mm.j}^{-1} \quad (6)$$

[Avec u_2 en cm.s^{-1} , on obtiendrait plutôt 0.356 comme constante]

où e_s et e_d sont en mm de mercure, et u_2 est maintenant en mile/heure. Si u_2 est mesuré en mile. j^{-1} – une convenance pratique – le taux est :

$$E = 0.033(e_s - e_d) \times u_2^{0.76} \text{ mm.j}^{-1} \quad (6a)^5$$

⁴ Un ordre de magnitude désigne un ordre de grandeur compris entre 1 et 10. Dans l'article, celui-ci est qualifié de satisfaisant : il s'agit d'un ordre de grandeur de 2 ou 3.

⁵ Il peut être utile de reprendre les équations (4), (5), (6) et (6a). En effet, certains éclaircissements peuvent y être apportés.

1. La constante C dans l'équation (4)

Il est possible de retrouver la valeur de la constante C . A partir de l'équation (4), il vient :

[Ou encore $E = 5(e_s - e_d) \times u^{0.76}$ avec E en mm.j^{-1} , e_s, e_d en kPa et u en m.s^{-1}]

Notes. (1) L'hypothèse d'un gradient de température nul implique l'identité de e_s et e_a , où e_a est la pression de vapeur saturante pour une température moyenne de l'air ; $e_s - e_d$ devient alors $e_a(1-h)$.

(2) Une multiplication par 10 de x_0 provoquera une diminution de E de $(1/10)^{0.12}$, c'est-à-dire de 1/1.3, et la constante dans la relation (6a) prendra la valeur de 0.025.

II.2 Le bilan d'énergie

Certaines hypothèses simplificatrices sont nécessaires ; là où elles sont connues pour être raisonnables, des estimations fiables de l'évaporation sont possibles. En utilisant la quantité d'énergie nécessaire pour évaporer un dixième de gramme d'eau à la température de l'air (soit 59 cal.) comme unité d'énergie, il est possible d'établir l'expression suivante de la quantité de chaleur H , en prenant en compte la radiation incidente à ondes courtes provenant du soleil et du ciel, et les échanges radiatifs en grandes ondes entre la terre et le ciel (Brunt, 1939 ; équation 15, p136 ; équation 25, p144) :

$$H = R_C(1-r-\mu) - \sigma T_a^4(0.56 - 0.092\sqrt{e_d})(1-0.09m) \quad (7)$$

où :

R_C est la radiation à ondes courtes par cm^2 et par j [exprimé en chaleur nécessaire pour évaporer 1 mm.j^{-1}],

r est le coefficient de réflexion à la surface [ou albédo],

μ est la fraction de R_C utilisée dans la photosynthèse,

σT_a^4 est la radiation théorique d'un corps noir à la température T_a en K,

$$E' = (C/0.88)(e_s - e_d)u^{0.76}x_0^{-0.12} \quad (4')$$

soit :

$$E' = (C/0.88\alpha).(e_s - e_d).u^{0.76}.x_0^{-0.12}$$

Or, l'équation (5) s'écrit :

$$E = 0.11(e_s - e_d).u^{0.76}.x_0^{-0.12} \quad \text{en } \text{mm.j}^{-1} \quad (5)$$

D'où : $C/0.88\alpha = 0.11$

avec $\alpha \cong 0.52$

$$C = 0.88 \times 0.11 \times 0.52$$

Soit

$$\boxed{C = 0.05}$$

2. La valeur des coefficients dans les équations (5) et (6)

$$\text{On a :} \quad E = 0.11(e_s - e_d).u^{0.76}.x_0^{-0.12} \quad (5)$$

$$E = 0.376(e_s - e_d).u^{0.76} \quad (6)$$

En identifiant ces deux équations, on a donc :

$$x_0 = (0.376/0.11)^{-1/0.12}$$

$$x_0 = 3.5 \cdot 10^{-5}$$

alors que dans le texte $x_0 = 1.6 \cdot 10^6 \text{ cm}$.

Nous n'obtenons pas les mêmes valeurs de x_0 . L'unité employée pour la valeur $x_0 = 3.5 \cdot 10^{-5} \text{ n}$ a pas pu être déterminée compte tenu du facteur de conversion obtenu. Il ne s'agit peut être pas d'un problème d'unité. les coefficients des équations (5) et (6) (respectivement 0.11 et 0.376) peuvent être source d'erreurs ; la valeur de x_0 en étant dépendante.

e_d est exprimé en mm de mercure,

et $m/10$ est la fraction de ciel couverte de nuages.

Utilisant les symboles conventionnels de Cummings et Richardson (1927), la quantité de chaleur est utilisée dans l'évaporation E , l'échauffement de l'air K , l'échauffement du matériel expérimental S , et l'échauffement des alentours du matériel expérimental C , c'est-à-dire :

$$H = E + K + S + C \quad (8)$$

Pour une période de plusieurs jours, et fréquemment pour un seul jour, la variation de chaleur stockée, S , est négligeable comparée aux autres variations, et il en va de même pour la chaleur conduite à travers les parois du container renfermant le matériel expérimental. Ainsi, la relation (8) peut souvent être réduite sans risques à :

$$H = E + K \quad (9)$$

Le transport de vapeur et le transport de chaleur par diffusion turbulente sont, pour l'essentiel, contrôlés par le même mécanisme, et à part les différences dans les constantes moléculaires, on s'attend à ce que le premier soit gouverné par $(e_s - e_d)$ alors que le deuxième le soit par $(T_s - T_a)$. Avec une très bonne approximation, il est par conséquent possible d'écrire le rapport K/E sous la forme :

$$K/E = \beta = \gamma(T_s - T_a)/(e_s - e_d), \quad (10)$$

où β , le rapport noté R par Bowen (1926), a la valeur -1 dans l'équation standard du bulbe humide et sec, et γ est la constante standard de cette équation. En °F et en mm de mercure, $\gamma = 0.27$. [ou encore $\gamma = 0.066$ avec °C et kPa]

Ainsi,

$$H = E(1 + \beta), \quad E = H/(1 + \beta). \quad (11)$$

Des termes à droite de l'équation (7), le terme de radiation sera rarement directement mesurable, mais pour des périodes de l'ordre du mois ou plus, il peut être estimé à partir de la durée d'ensoleillement. Angot a donné des tables de la radiation totale possible pouvant être attendues si l'atmosphère est parfaitement transparente (Brunt, (1939), p112) et il apparaît une bonne corrélation entre R_C/R_A et n/N de la forme $R_C/R_A = a + bn/N$ où n/N est le rapport des durées réelle et possible d'ensoleillement. Pour la Virginie, Etats-Unis, Kimball (1914) trouve $a = 0.22$ et $b = 0.54$; pour Canberra, Australie, Prescott (1940) trouve $a = 0.25$, $b = 0.54$; A Rothamsted, les valeurs mensuelles pour la période 1931-1940 mène à $a = 0.18$, $b = 0.55$, en suggérant une variation saisonnière. Utilisant ces dernières constantes, nous avons :

$$R_C = R_A(0.18 + 0.55n/N) \quad (12)$$

En utilisant la radiation maximum possible (R_N ; pour $n = N$), l'équation (12) devient

$$R_C = R_N(0.25 + 0.75n/N), \quad (12a)$$

ce qui est en accord avec la forme donnée par Angstrom pour Stockholm (Brunt (1939), p127).

La valeur de μ est très petite (de l'ordre de 0.005) et peut être négligée. La valeur de r variera avec la saison et le type de surface. Pour l'eau, la valeur moyenne sera autour de 0.06 pour les lacs britanniques ; pour un sol nu, autour de 0.10 ; et pour un gazon cela pourrait être autour de 0.20 (Geiger (1927) d'après Angstrom). Notons que r et β seront les seuls facteurs effectifs dans (7) permettant de faire la différence entre les types de surface.

Les termes exprimant le flux net de radiation en direction et en provenance d'un ciel nuageux sont donnés par Brunt et sont basés sur les valeurs moyennes des constantes, obtenues dans six relations de corrélation entre le flux d'énergie et la température moyenne de l'air. Sverdrup (1945) donne un diagramme indiquant des valeurs de même ordre, mais avec des valeurs légèrement plus élevées de $\sigma T_a^4 f(e_d)$. Cependant, l'incertitude, ici, est négligeable comparée à celle provenant du terme de la couverture nuageuse. Il est évident que le contrôle des radiations à grandes ondes par les nuages doit dépendre du type de nuage, et comme solution provisoire pour tenir compte de cela, il est proposé de poser $m/10 = 1-n/N$. Ainsi, l'équation (7) est réduite :

$$H = E(1 + \beta) = (1-r)R_A(0.18 + 0.55\frac{n}{N}) - \sigma T_a^4 (0.56 - 0.092\sqrt{e_d})(0.10 + 0.90\frac{n}{N}) \quad (13)$$

$$[\text{Où } H = (1-r)R_A(0.18 + 0.55\frac{n}{N}) - \sigma(0.56 - 2.7\sqrt{e_d})(0.10 + 0.90\frac{n}{N}) \text{ avec } e_d \text{ en kPa}]$$

où $R_A(0.18+0.55n/N)$ est à remplacer par R_C lorsque sa valeur est connue. Les paramètres présentés dans la partie droite de l'équation (13) peuvent être facilement déterminés ; pour obtenir E , il est nécessaire d'obtenir β , ce qui implique connaître la température de surface (voir équation 10). L'approche sur la différence de tension de vapeur implique également de connaître ce paramètre, et bien que l'on puisse s'arranger pour le mesurer expérimentalement, il est préférable de l'éliminer pour prévoir l'évaporation ou pour une étude de l'évaporation en tant qu'élément climatique.

II.3 Combinaison de la différence de tension de vapeur et du bilan d'énergie

A partir de (1), pouvant prendre la forme (6) ou (6a), nous avons

$$E = (e_s - e_d)f(u), \quad (1)$$

Notons E_a la valeur de E obtenue en remplaçant e_s par e_a . Alors,

$$E_a = (e_a - e_d)f(u)$$

$$\text{C'est-à-dire : } E_a/E = 1 - (e_s - e_a)/(e_s - e_d) \quad (14)$$

$$\text{Soit } E_a/E = 1 - \phi$$

A partir de (10) et (11) ;

$$E = H/(1 + \beta) = H/[1 + \gamma(T_s - T_a)/(e_s - e_d)].$$

Si nous posons $T_s - T_a = (e_s - e_d)/\Delta$, où Δ est la pente de la courbe (e en fonction de T) lorsque $T = T_a$, alors :

$$H/E = 1 + \gamma(e_s - e_a)/\Delta(e_s - e_d) = 1 + \gamma\phi/\Delta \quad (15)$$

A partir de (14) et de (15) ;

$$E = (H\Delta + \gamma E_a)/(\Delta + \gamma), \quad (16)$$

$$e_s = (e_a - \phi e_d) / (1 - \phi), \quad (17)$$

c'est-à-dire que E peut être estimée à partir des conditions atmosphériques uniquement, et si nécessaire une estimation de la température de surface peut être obtenue ce qui pourrait être utile en dehors d'études sur l'évaporation.

En plus des constantes, facilement accessibles à partir de sources standard, les paramètres climatiques nécessaires sont la température moyenne, le point de rosée moyen, la vitesse moyenne du vent à une hauteur standard et la durée moyenne d'ensoleillement.

III EXPERIENCE A ROTHAMSTED (1944, 1945)

III.1 3.1. Site expérimental

Les expériences ont été menées dans l'enceinte météorologique de Rothamsted, située à environ 420 pieds [130 m] d'altitude, dans un parc dans les Chiltern Hills. L'enceinte comprend une excavation cylindrique tapissée de briques de 8 pieds [2.4 m] de profondeur et de 20 pieds [6.1 m] de diamètre, autour de laquelle douze cylindres ont été posés dans le sol en 1924, cinq d'entre eux ont été remplis avec de la terre sableuse provenant de Woburn (Bedfordshire), la texture du sol étant uniforme partout. Les cylindres sont profonds de six pieds [1.8 m] et présentent un diamètre de deux pieds six pouces [0.76 m] et sont constitués de fonte entourée d'une couche d'un demi pouce [13 mm] de béton bitumineux ; les fonds pentus donnant sur une canalisation de sortie accessible à partir de l'excavation. (Voir figure 1 et figure 7, planche 3)

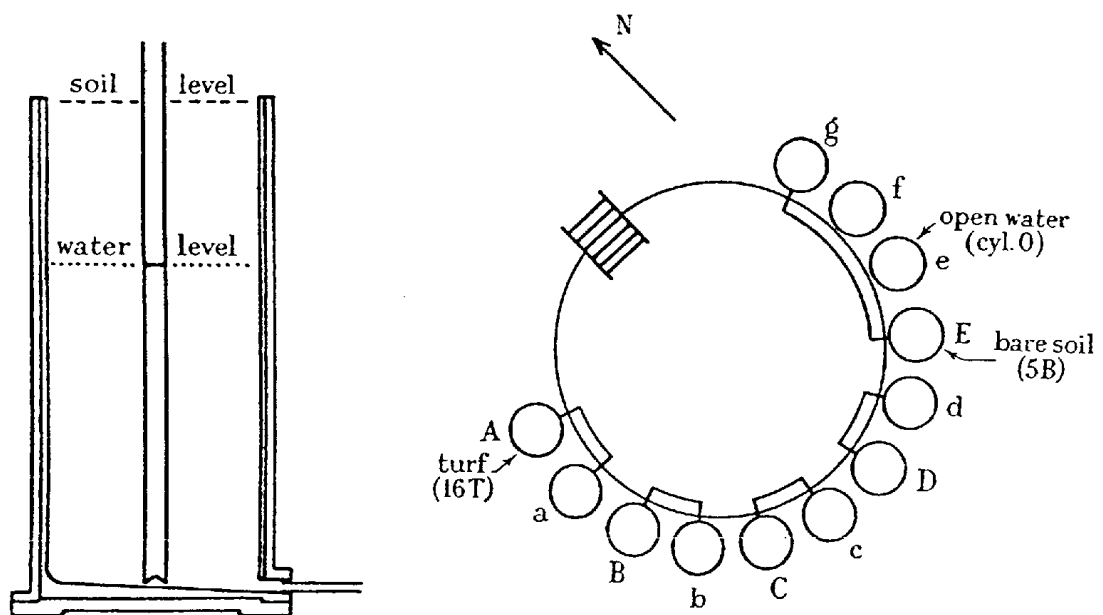


Fig. 1 : (a) Section d'un cylindre et (b) plan de l'excavation.

Le sol a été laissé exposé au tassement naturel et aux conditions climatiques pendant 16 ans afin d'obtenir une structure naturelle, et en Mai 1940 le tassement équivalait à six pouces [15 cm]. Ceci a été compensé par un apport ultérieur de terre de Woburn, le travail expérimental a été fait en 1941 et 1942, et durant le printemps de 1944, un autre remplissage léger a eu lieu en vue du travail décrit dans ce qui suit.

Dix cylindres ont été joints par paires à la sortie, chaque cylindre de sol étant connecté à un cylindre vide désigné dans la suite comme 'le mineur', formant ainsi un ensemble de tubes en U. La figure 1 montre le dispositif de manière schématique, avec trois cylindres notés O, 5B et 16T. Ce sont eux qui ont été principalement étudiés et sont restés inchangés au cours des deux années ; des changements ont été faits dans les autres au début de 1945. Des couvercles étanches ont été installés sur les mineurs pour empêcher l'entrée de la pluie et réduire les pertes par évaporation à des quantités négligeables. En A et C, du gazon a été posé en avril 1944 et en D en mars 1945 ; les autres sols étant maintenus nus.

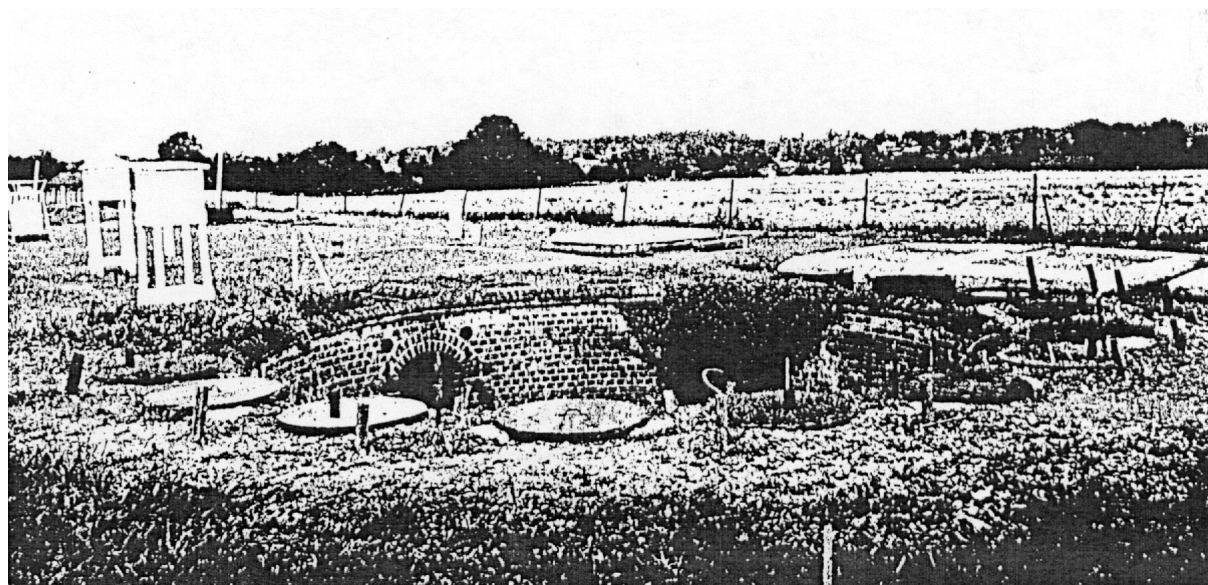


Fig. 7 : Le site expérimental en Juin 1944 en direction du nord-est.

Au début, les mineurs ont été remplis d'eau jusqu'à ce que la surface du sol ou du gazon soit noyée, l'eau a alors été retirée jusqu'à ce que la surface piézométrique ait atteint une profondeur prédéterminée en dessous de la surface du sol. Les profondeurs et la nature de la surface sont présentées dans la table 1 :

cylinder ...	A	B	C	D	E
1944	16 (T)	16 (B)	10 (T)	10 (B)	5 (B)
1945	16 (T)	24 (B)	24 (T)	36 (T)	5 (B)

Tableau 1 : profondeurs (pouces) de la surface piézométrique et nature de la surface

Le cylindre e a été rempli presque jusqu'au bord et le niveau a été maintenu à environ un pouce [2.5 cm] en dessous de celui-ci. Il s'agissait du premier témoin d'eau à surface libre, désigné comme le cylindre O. Au début de l'été 1945, une cuve en tôle de fer galvanisé de deux pieds et six pouces [76 cm] de diamètre et de deux pieds de profondeur a été fournie par le Meteorological Office et installé à la limite nord de l'enceinte, à environ 50 yards [46 m] au nord de l'excavation. Un trou d'un pied et neuf pouces [53 cm] de profondeur a été creusé à la juste dimension de la cuve, et le niveau piézométrique a été maintenu pratiquement au niveau du sol, laissant ainsi un bord saillant de trois pouces [7.6 cm]. Cette cuve, désignée par 'cuve MO', occupait la même surface que le cylindre mais était moins profonde, était constituée de parois plus fines et plus conductrices, était complètement entourée d'un sol recouvert de gazon alors que le cylindre donnait sur l'excavation, et était pourvu d'un bord efficace plus haut.

La cote des terrains autour des cylindres a été élevée pour que le niveau du sol soit le même à l'intérieur qu'à l'extérieur à l'exception d'un côté du cylindre O où le remplissage n'a pas été complet ; pour tous les cylindres, une grande discontinuité peut être distinguée en surface du côté de l'excavation et bien que celle-ci aurait dû être couverte, cela n'a pas pu être réalisé à ce moment et il s'agit d'un inconvénient majeur pour le site expérimental qui n'a pas pu être évité. La figure 7, planche 3, montre l'exposition nord-est du site et la disposition de quelques-uns des autres composants de l'enceinte ; au centre, au delà de l'excavation, se situe le grand pluviomètre (1/1000 acre soit environ 4 m²) donnant accès aux valeurs de pluie utilisées ci-après, et à la droite de celui-ci, on peut voir deux des jauges du canal d'écoulement sur lequel, auparavant, le travail de Rothamsted était basé. L'exposition générale au nord-ouest est, ici, satisfaisante, bien que la présence des grandes jauges puisse affecter la turbulence locale avec les vents du nord et du nord-est. L'exposition générale au nord-ouest était,

également, satisfaisante, alors qu'au sud-ouest celle-ci était un peu plus mauvaise, et qu'au sud-est, l'exposition est la moins bonne de toutes à cause d'une large ceinture d'arbres, le plus proche se situant à environ 80 yards [73 m].

Les environs du site ont varié durant l'expérience. Le remblai local extérieur est resté à nu pendant un moment, mais des mauvaises herbes se sont développées assez vite et ont fourni un couvert végétal local presque équivalent à celui constitué par le gazon de l'enceinte. A l'été 1945, on a pu observer une quantité appréciable d'herbes à l'intérieur de celle-ci et il était possible de la tondre. Leur croissance a été très rapide en 1945 et une partie de la bordure, trop accidentée pour être tondue, est restée sans contrôle et pendant un moment, il y avait un parterre d'herbes hautes sur le côté ouest, ce qui pourrait avoir eu un effet défavorable sur la transpiration provenant du cylindre A (16T). Pendant les deux années, le champ exposé à l'est a étéensemencé avec de la betterave fourragère, ce qui donnait une couverture verte de juin jusqu'à la fin de l'automne, moment à partir duquel le sol était humide, et ce jusqu'à la fin de l'hiver. Le champ exposé au nord et à l'ouest portait une culture d'avoine en 1944, d'une hauteur d'environ un pied [30 cm] en mai et de trois pieds [91 cm] durant le mois de juillet, que l'on a récoltée au début du mois d'août ; la semence suivante de trèfle a alors fourni une couverture verte pendant le reste de la saison, a été pâturée pendant l'année 1945, mais a pu se développer hors de portée des animaux et à la suite de quoi du foin a été récolté. Au sud se situe un pâturage, ras en raison du broutage. Ainsi, à l'exception de périodes courtes, les parcelles expérimentales peuvent être raisonnablement décrites comme étant au milieu d'une zone étendue de végétation rase et tant que celle-ci évapotranspirait à un taux maximal, les conditions expérimentales s'approcheraient au plus près des hypothèses de base dont l'équation (6) dérive.

III.2 Mesures et calibrages

En plus des observations habituelles à 9H00 provenant d'une station météorologique du troisième ordre, des mesures complémentaires ont été effectuées.

III.2.1 La température

Les thermographes à mercure en acier ont été installés sur les cylindres C, D, E et O ; celui affecté au cylindre D a été transféré à la cuve MO en juin 1945. Les longs bulbes étaient disposés à l'horizontale, soit dans le sol, soit maintenus dans l'eau de façon à ce que le niveau de l'eau arrive à la moitié ; les bulbes d'eau étaient dotés d'une gaine de mousseline de façon à garantir une humidité constante en tout point. Ils étaient calibrés sur place et dans tous les cas de figure la température de surface 'corrigée' s'apparente plus à la température des quelques millimètres les plus proches de la surface de l'eau ou du sol. Afin de déterminer la moyenne journalière, une courbe a été tracée sur le thermogramme et une moyenne à partir de six lectures à quatre heures d'intervalle ont pu être obtenues ; cette moyenne a ensuite été corrigée d'après la courbe de calage, et la valeur correspondante de la pression de vapeur saturante a été considérée comme la moyenne journalière de e_s .

Seulement une valeur du point de rosée a été obtenue par jour et bien que ceci ait été considéré comme adéquat pour des pas de temps de longue période d'étude, ça n'a pas été toujours le cas pour des pas de temps journaliers, en particulier dans les régions où la variation du point de rosée est très forte durant la journée. Le département Dunstable du Meteorological Office a bien voulu nous fournir des estimations du point de rosée à des intervalles de 6 heures pour chaque jour et d'après ces dernières il a été possible de déterminer les variations du point de rosée sur une période donnée de 24 heures et de pondérer, en conséquence, les valeurs de Rothamsted. Obtenir une valeur journalière moyenne fiable du point de rosée, reste l'un des principaux problèmes expérimentaux à résoudre.

La température moyenne de l'air n'est jamais de toute première importance et il est suffisant de prendre la moyenne conventionnelle entre le maximum et le minimum de ce paramètre.

III.2.2 Le vent

Un anémomètre à trois godets a été installé à deux mètres dans le coin sud-ouest de l'enceinte en 1944, et a été déplacé au milieu du périmètre d'étude au début de l'année 1945 afin d'être situé à mi-chemin entre l'excavation et la nouvelle cuve MO. La mesure des graduations a été effectuée une fois par jour et en conséquence, il est devenu évidemment pratique d'utiliser le mile.j^{-1} comme unité de vitesse du vent (équation 6a ; figures 2 et 3). L'instrument a été calibré en décembre 1944 à partir d'un instrument similaire, doté de godets plus petits, et avec

lequel une courbe d'étalonnage a été fournie. Celle-ci ne présente pas un comportement linéaire pour les basses vitesses rendant, par conséquent, incertain le calibrage de l'instrument pour ces valeurs. Le tableau 2 présente les résultats obtenus :

observed	0	30	60	90	120	150	210	270
corrected	38	50	78	106	133	161	215	272

Tableau 2 : Calibrage de l'anémomètre (miles/jour)

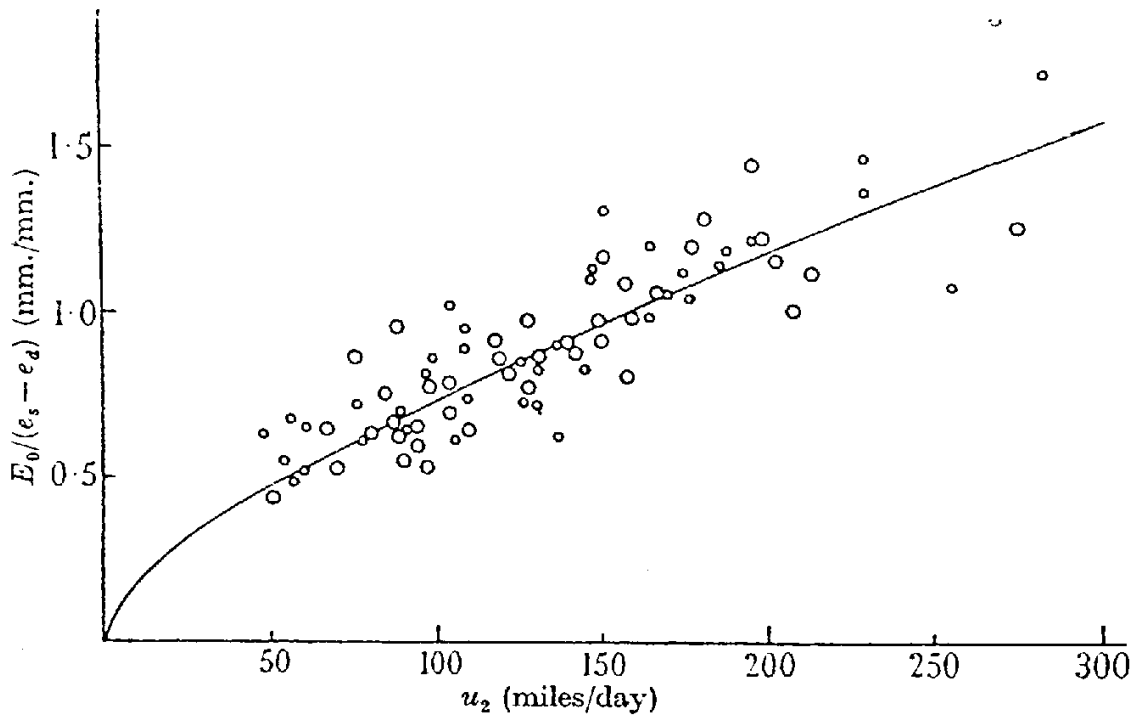


Fig. 2 : Evaporation journalière en unités de pression partielle pour une eau à surface libre (cylindre O). L'équation de la courbe est : $E_0 / (e_s - e_d) = 0.033u_2^{0.68}$, o 1944, O 1945.

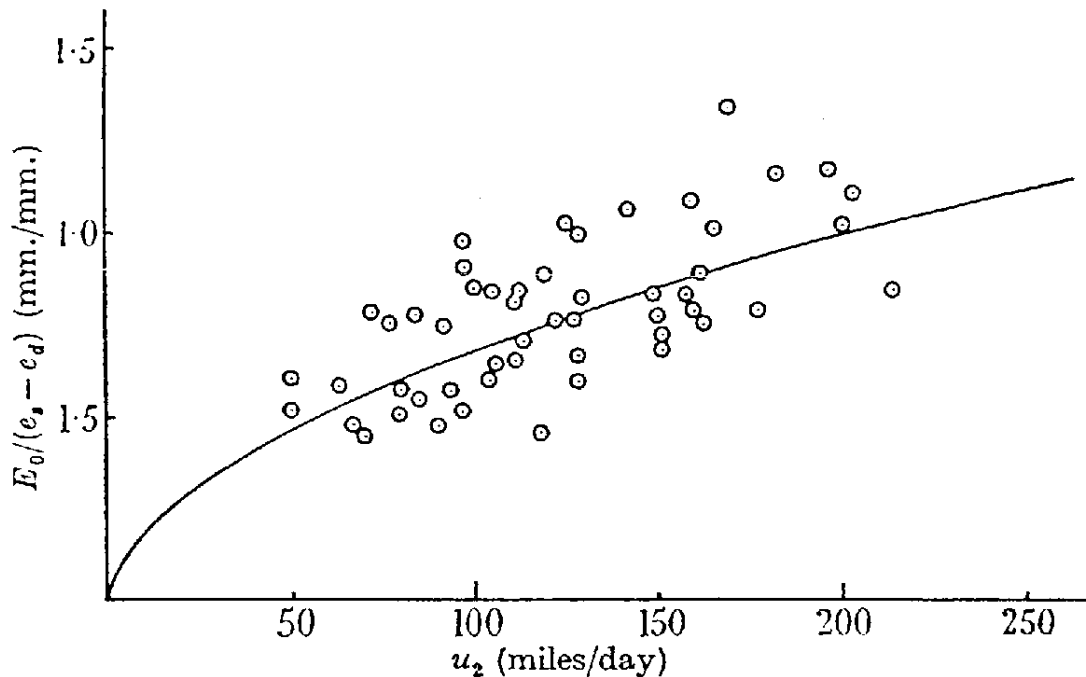


Fig. 3 : Evaporation journalière en unités de pression partielle pour une eau à surface libre (cuve MO). L'équation de la courbe est $E_0 / (e_s - e_d) = 0.065u_2^{0.54}$

Un enregistreur de vent de type Dines installé sur le toit du laboratoire, situé à environ un quart de mile [400 m], a été utilisé pour estimer la direction et la variation de la vitesse du vent durant la journée là où c'était nécessaire.

III.2.3 Les radiations

Un enregistrement continu de l'intensité des radiations sur une surface horizontale a été effectuée de manière journalière ; la surface totale sous l'enregistrement a été mesurée par un planimètre et le chiffre ainsi obtenu a été converti en lame d'eau équivalente (mesurée en mm) que l'énergie totale pourrait évaporer à la température de l'air. La durée de l'ensoleillement a été obtenue à partir d'un enregistreur de base Campbell - Stokes.

III.2.4 L'évaporation

Les niveaux d'eau ont été relevés une fois par jour.

Les cylindres A, B, C et D. Un coussinet rigide a été placé au sommet du mineur, dans lequel on a pu fixer un boulon permettant à une tige se finissant en pointe de se déplacer par vissage. La vis portait une échelle qui se déplaçait à partir d'une marque fixe, et les lectures pouvaient avoir une précision meilleure que 1/5 mm, excepté les jours très ventés.

Les cylindres E et O. Ici, les mesures ont été un peu plus grossières. Une règle rigide a été placée en travers du sommet du mineur dans une position donnée, et au moyen d'un guide, une règle pointée était glissée vers le bas jusqu'à ce qu'elle touche la surface de l'eau. Avec du soin, les lectures ont pu être faites avec une précision de l'ordre de 1/5 mm, et pour la majeure partie de l'expérience, ceci a été d'une précision suffisante.

La cuve MO. Une tige recourbée et graduée au 1/100 de pouce [1/4 de mm] a été utilisée.

Les variations de niveau sont dues à l'évaporation ou aux précipitations, les deux phénomènes n'ayant pas lieu sur les mineurs. Une chute de niveau est observée dans les deux bras du système en U lorsque l'eau s'évapore, de telle manière que pour une variation δz du niveau du mineur, l'évaporation totale est supérieure et peut être égale à $\delta z(1+\lambda)$, où λ est le drainage spécifique du sol lorsque le niveau piézométrique se situe à z cm en dessous de la surface du sol. Si, sur une période donnée, les précipitations mesurées sont notées R , alors l'évaporation totale s'exprime de la façon suivante :

$$E = \delta z(1+\lambda) + R \quad (18)^6$$

Comme λ est une fonction de z , des mesures ont été effectuées pour fournir les valeurs du tableau 3.

⁶ L'équation (18)

Considérons un système en 'U' reliant deux mineurs A et B remplis d'eau (schéma1). Le mineur A ne subit pas d'évaporation contrairement au mineur B. La quantité d'eau perdue par évaporation en B se traduit par une diminution de niveau δz dans chaque mineur (principe d'hydrostatique).

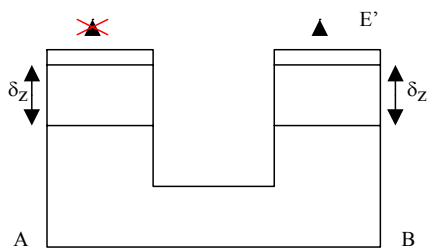


Schéma 1

On peut ainsi poser pour ce cas hypothétique : $E' = \delta z (1+\lambda) + R$
avec E' l'évaporation et R les précipitations (en mm)

Dans le cas du dispositif en U de Penman, chaque mineur est relié à un cylindre rempli de sol :

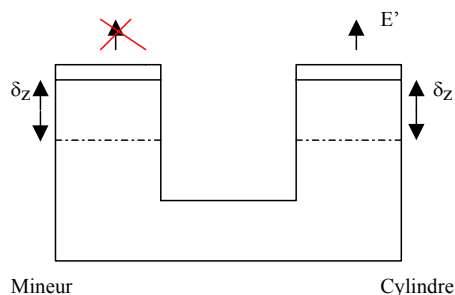


Schéma 2

Le mineur ne subit pas l'évaporation à la différence du cylindre. En reprenant le raisonnement précédent, il vient : $E = \delta z(1+\lambda) + R$
avec λ , le drainage spécifique et $0 < \lambda < 1$.

Le drainage spécifique représente la quantité d'eau pouvant être reprise par évaporation dans le cylindre de sol (cela ne comprend pas l'eau liée aux grains du sol). Ainsi, pour appliquer l'équation (18) avec fiabilité il faut considérer que le sol est saturé jusqu'en surface.

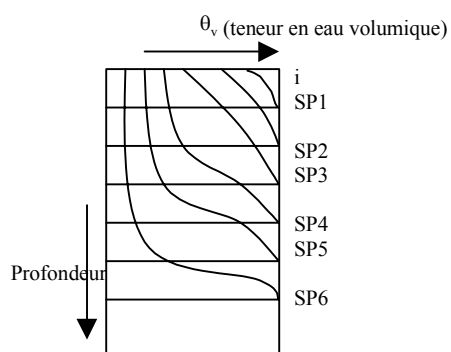
depth of water-table (in.)	5	10	16	24	36
specific yield, λ (cm./cm.)	0.02	0.04	0.10	0.13	0.13

Tableau 3 : Le drainage spécifique du sol⁷

⁷ Les valeurs du drainage spécifique

Plaçons nous dans un état initial (t_i) caractérisé par une saturation du sol jusqu'à la surface. Soumis à une évaporation constante, le sol s'assèche progressivement passant par les états hydriques t_1, t_2, t_3, t_4, t_5 et t_6 . La surface piézométrique est matérialisée pour chacun de ces états par SP1, SP2, SP3, SP4, SP5 et SP6. L'aire comprise entre les courbes i et 1 est plus petite que celle comprise entre des courbes situées en profondeur.

La désaturation du sol en surface engendre donc une quantité d'eau évaporée moindre que si elle avait eu lieu en profondeur, ce qui justifie les valeurs plus faibles du drainage spécifique λ en surface (cf. tableau 3).



IV LES RESULTATS POUR DES PERIODES D'UN JOUR

IV.1 Eau libre : la méthode fondée sur la différence de tension de vapeur

L'équation (6a) a été testée en traçant $E_0/(e_s - e_d)$ en fonction de u_2 . La figure 2 montre les résultats pour le cylindre O en effectuant la distinction entre les valeurs de 1944 et celles de 1945 ; la figure 3 montre, quant à elle, les résultats pour la cuve MO à partir de la mi-juin de l'année 1945 et la figure 4 présente les valeurs de $\Sigma E_0 / \Sigma (e_s - e_d)$ [la sommation regroupe des jours de vitesse de vent dans une même classe] avec des classes de vitesses de vent suffisamment large pour inclure au moins quatre termes dans les sommes. Les données représentées dans ces figures ont été sélectionnées comme suit : (i) les jours de pluie ont été exclus parce qu'une incertitude concernant l'uniformité de la distribution des pluies au niveau du site persiste ; pour un tel jour la chute du niveau est obtenu en soustrayant les précipitations de l'évaporation. (ii) Pour le cylindre O, ont été utilisés seulement les jours pour lesquels $E_0 > 2.5$ mm et $(e_s - e_d) > 2.5$ mm ; pour la cuve MO, afin d'augmenter le nombre de résultats exploitables, les limites ont été abaissées à 2 mm. Les erreurs expérimentales tendent à être absolues et l'incertitude dans le rapport augmente beaucoup lorsque E_0 et Δe sont très petits.

La dispersion des points sur les figures 2 et 3, bien que n'étant pas plus mauvaise que celle obtenue par des expérimentateurs réalisant des travaux en laboratoire, est considérable. Un nombre de facteurs évidents y contribuant ont été examinés et il a été montré qu'ils avaient un impact faible ; il s'agit de : l'aridité des alentours, la distribution du vent durant la journée, la hauteur du bord et la saison considérée. Les origines majeures de cette dispersion sont indubitablement les observations météorologiques elles mêmes ; par ordre d'importance croissant, ce sont : les déterminations des valeurs du point de rosée et de la température de surface, puis les mesures de vitesse du vent. Considérant ces dernières, il est peu probable qu'une mesure à une seule hauteur avec l'hypothèse d'une vitesse nulle à la surface du sol soit suffisante pour définir le profil des vitesses du vent, même si la surface considérée est lisse ; on s'attend à ce que ces dispositions ne permettent pas de tenir compte des turbulences locales provoquées par de nombreux obstacles et irrégularités de la surface du sol. Ceux-ci varieront avec la direction du vent et une analyse des résultats du cylindre O a montré que toutes les valeurs élevées du rapport $E/\Delta e$ pour une valeur élevée du paramètre u_2 correspondaient aux jours de vents de nord-est, jours pour lesquels l'exposition locale serait la plus génératrice de turbulences supplémentaires. Il semble, par conséquent, qu'en dépit de leur plus grande dispersion, les résultats de la cuve MO soient probablement plus fiables pour élaborer une loi générale que les résultats du cylindre O, ceci étant appuyé par la comparaison avec les résultats de Rohwer (Figure 4). (A cause de cette dispersion, il est probable que les courbes moyennes ne diffèrent pas de manière significative.) Les courbes moyennes montrent une relation linéaire entre $E/(e_s - e_d)$ et u_2 , mais en comparaison avec la formule théorique, deux courbes peuvent être ajustées : (i) à l'aide de la valeur moyenne générale de $E/\Delta e$ et de u_2 , on obtient une courbe d'équation $E/\Delta e = b \times u_2^{0.76}$ (cf. équation 6a) et (ii) à l'aide des deux moyennes générales obtenues à partir de deux groupes de points situés à gauche et à droite de la moyenne générale, on a une courbe d'équation $E/\Delta e = a \times u_2^n$. Les résultats, par ordre décroissant d'efficacité, sont présentées dans le tableau 4.

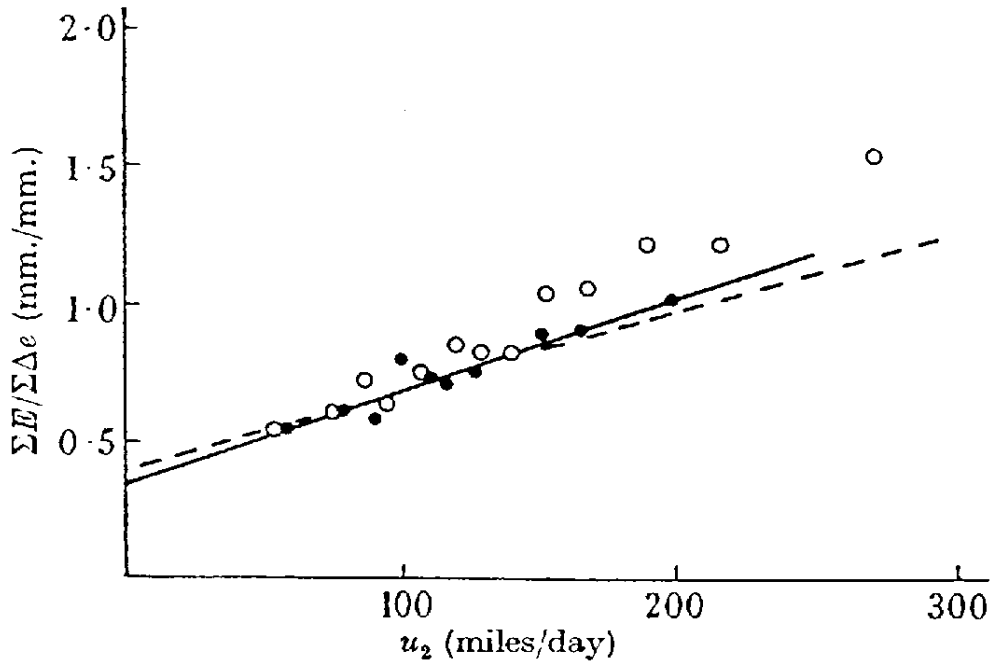


Fig. 4 : Evaporation journalière moyenne en unités de pression partielle pour une eau à surface libre (groupes de jours ayant approximativement la même vitesse moyenne de vent). L'équation de la droite représentée par une ligne continue est $E_0 = 0.35(1 + 9.8 \times 10^{-3} u_2)$.

o : cylindre O ; —●— : cuve MO ; --- Rohwer.

	cylinder O	tank MO	Rohwer*
best	$0.30(1 + 14.2 \times 10^{-3} u_2)$	$0.35(1 + 9.8 \times 10^{-3} u_2)$	$0.40(1 + 7.1 \times 10^{-3} u_2)$
good	$0.033 u_2^{0.63}$	$0.065 u_2^{0.54}$	—
fair	$0.021 u_2^{0.76}$	$0.019 u_2^{0.76}$	—

Tableau 4 : Valeurs de $f(u)$ dans l'équation $E_0 = (e_s - e_d).f(u)$

Les courbes tracées sur les figures 2 et 3 sont les 'bonnes' courbes, les vitesses du vent étant en mile.j⁻¹.

A partir de cela, nous pouvons conclure que : (i) la meilleure forme de l'équation (1) pour un usage pratique est :

$$E_0 = 0.35 \times (1 + 9.8 \times 10^{-3} u_2)(e_s - e_d) \text{ en mm.j}^{-1} \text{ [ou j]}, \quad (19)$$

u_2 étant exprimé en mile par jour,

$$\text{ou } E_0 = 2.63 \times (1 + 0.147 u_2)(e_s - e_d)$$

u_2 étant exprimé en km/h et $e_s - e_d$ en kPa

pour des analyses exigeant une courbe passant par l'origine, l'exposant affecté à la vitesse du vent est bien plus proche de $\frac{1}{2}$ que de $\frac{3}{4}$;

si la formule de l'équation (6a) doit être maintenue, la valeur de la constante doit être réduite de 0.033 à 0.020 environ ; un résultat, qui peut être dû à des hypothèses inadéquates concernant la distance à laquelle se situe le 'plan d'attaque', ou mon respect de l'hypothèse du gradient thermique nul ou encore à une valeur inadéquate de α définissant la tension de vapeur saturante avec l'altitude.

IV.2 Eau libre : le bilan d'énergie

L'objectif initial de cette approche était une application aux longues périodes pour lesquelles les hypothèses faites pour passer de l'équation (8) à l'équation (9) seraient acceptables ; la discussion sera centrée essentiellement sur cet aspect et est exposée plus loin, mais au vu de son succès il a semblé valable d'en étendre l'application au pas de temps journalier. Une estimation de E_{MO} , basée sur le bilan d'énergie, a été obtenue pour la plupart des jours de la période comprise entre la mi-juin et la fin septembre 1945 ; les résultats obtenus sont présentés sur la figure 5 et dans le tableau 5. Celui-ci inclut un échantillon représentatif des données de la figure 5 (nous avons choisi un point tous les six jours environ et ceci essayant de donner des gammes de vitesses de vent et des conditions d'ensoleillement satisfaisants) ce qui permet une comparaison des estimations basées sur le bilan énergétique et sur la différence de tension de vapeur (équation 19), d'une part entre elles et d'autre part avec les valeurs observées de l'évaporation journalière. Les valeurs de $(e_s - e_d)$ sont comprises entre 1.10 et 7.40 mm, celles de σT^4 entre 13.6 et 14.8, celles de $(0.56 - 0.092)\sqrt{e_d}$ entre 0.30 et 0.26 (le produit de ces deux dernières fonctions tendent à être constant) et celles de $(0.10 + 0.90n/N)$ entre 0.10 et 0.70. On peut voir à partir de cette constatation que le terme le plus important dans la radiation réfléchi est la couverture nuageuse –facteur le plus incertain de tous-. Bien qu'elles puissent être déduites des autres colonnes, les valeurs de β sont données. La figure est extrêmement encourageante. Avec le tableau, elle montre que l'évaluation obtenue à partir du bilan d'énergie est surestimée pour le milieu de l'été mais que celle-ci s'améliore pour la fin de l'année. La variation du coefficient de réflexion (considéré comme une constante) agirait dans le sens opposé, et sauf inexactitude dans l'équation (13), il est probable que la cause majeure de cette surestimation est le réchauffement du fond de la cuve jusqu'à une température supérieure de celle du sol à l'extérieur provoquant ainsi des valeurs positives du facteur C dans l'équation (8). Négliger C dans l'équation (9) conduit donc à une surestimation de H et, par conséquent, de E^8 .

A partir du tableau, les estimations, fonction de la différence de tension de vapeur selon la courbe ajustée apparaissent être un peu meilleure que les estimations du bilan d'énergie. Les coefficients de corrélation entre les valeurs observées et les valeurs estimées sont d'environ 0.80 dans chaque cas et lorsque l'on se rappelle que l'ajustement a réduit l'estimation par la méthode des différences tension de vapeur à environ 60% de sa valeur théorique, il apparaît que sur la base des prédictions originales, l'estimation du bilan d'énergie est meilleure. Les deux estimations s'accordent le 8 juillet lorsque la valeur observée était très haute et qu'elle avait été remise en cause au moment de l'observation. En conditions de plein air, de nombreux facteurs peuvent être la cause de valeurs fortes douteuses ; les lapins et les oiseaux apprécient un point d'eau un jour de forte chaleur et bien que l'enceinte soit entourée d'un grillage métallique pour cette expérience, celui-ci ne protège pas à 100% le site d'étude des intrusions. Les pertes en eau sont généralement dans le même sens et bien qu'une grosse fuite peut aisément être remarquée, une petite, particulièrement si elle est variable, peut facilement passer inaperçue. La duplication est le seul moyen de contrôle sûr dans ce cas de figure et l'accord étroit entre les résultats obtenus pour la cuve MO et le cylindre O par la méthodes des différences de tension de vapeur, est considérée comme une confirmation de la bonne étanchéité de ces deux containers.

⁸ H est l'énergie radiative nette arrivant sur le système étudié. Cette variable exogène est fixée et ne peut donc pas dépendre de C . Ainsi, négliger C entraîne une surestimation de E , mais pas de H .

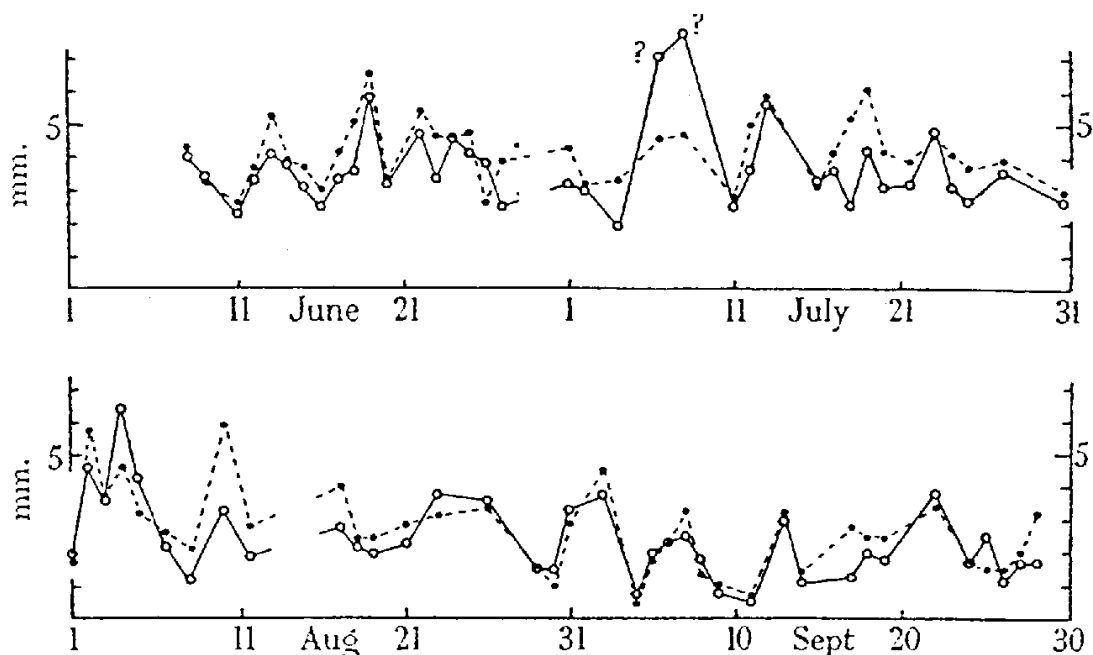


Fig. 5 : Comparaison de l'évaporation journalière observée à partir d'une eau à surface libre (cuve MO) avec les estimations basées sur le bilan d'énergie (Année 1945).

—○— observée, --●-- estimations selon le bilan d'énergie.

IV.3 L'évaporation sur des périodes d'un jour (autres surfaces)

Aucune analyse détaillée n'a été entreprise pour deux raisons.

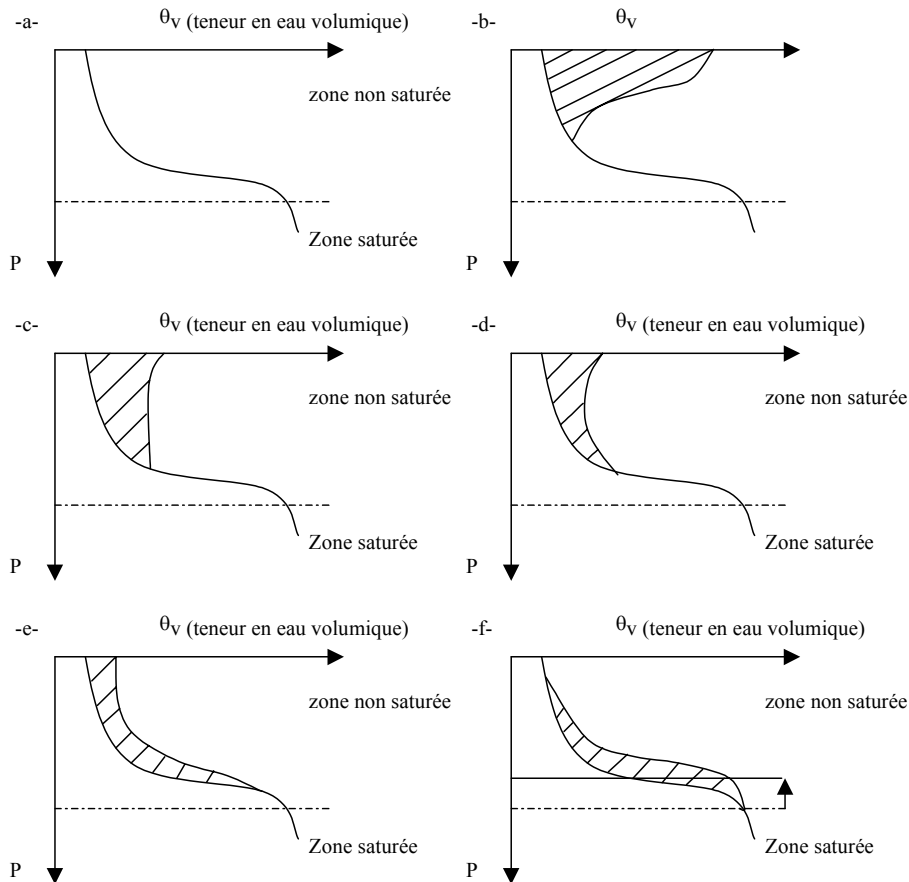
Les surfaces piézométriques se situant à une certaine distance sous la surface du sol, il peut toujours se produire un assèchement dans le sol situé au dessus de la surface piézométrique, qui n'affecte pas le niveau piézométrique, si bien que les jours sans pluie, la variation du niveau piézométrique ne représente pas toute l'évaporation ayant lieu. Pour un jour de pluie, aucune élévation du niveau piézométrique n'apparaîtra tant que le déficit d'humidité cumulé n'aura pas été comblé et pour de tels jours l'estimation de l'évaporation basée sur la variation du niveau piézométrique et la précipitation est surestimée.

La seconde raison est que les variations de température du sol d'un jour à l'autre produit des changements dans la tension de surface de l'eau contenue dans la partie du sol qui se situe au dessus de la surface piézométrique et, en conséquence, de légers mouvements d'eau ont lieu. Durant des périodes sèches, les mouvements de la surface piézométrique dans le cylindre 24B étaient presque entièrement dus aux variations de température, et en comparaison l'évaporation était négligeable. Sur une longue période, l'effet des variations de température sous les surfaces saturées est négligeable ; si la période est choisie pour que le début et la fin correspondent à une élévation du niveau piézométrique causée par les précipitations, alors on peut être sûr que la teneur en eau du sol au dessus de la surface piézométrique est la même au début et à la fin et l'équation (18) peut être appliquée avec fiabilité. De telles périodes ont été appelées 'périodes naturelles' (Penman et Schofield, 1941) et sont à la base de la discussion qui suit.

Remarque sur les périodes naturelles.

Les périodes naturelles

Les schémas a, b, c, d et e décrivent l'évolution de la teneur en eau volumique du sol θ_v suivant la profondeur P après une pluie.



L'aire hachurée représente le volume d'eau apporté par la pluie. Celui-ci est considéré comme constant en hiver car la reprise évaporatoire est négligée. L'eau de pluie migre progressivement par gravité en provoquant une hausse piézométrique et revient à un profil identique (cf. schéma f). Cependant, lorsque se produisent des pluies insuffisantes pour provoquer une hausse piézométrique, le profil est perturbé, en particulier dans la zone saturée. En période estivale, la reprise évaporatoire (non négligeable en cette saison) perturbe également le profil d'équilibre même après une pluie marquant le début ou la fin d'une période naturelle (cf. schéma f). Ainsi, après une pluie provoquant une hausse piézométrique le profil d'humidité peut présenter certaines divergences par rapport à l'équilibre. En particulier, ce profil n'est que rarement saturé jusqu'en surface (lors de fortes pluies ou lors d'une période répétée de précipitations).

Les périodes naturelles ont été définies parce que Penman considère qu'un pluie déclenchant une hausse piézométrique provoque la saturation en eau de l'ensemble de la colonne de sol. Il considère ainsi que la colonne de sol est homogène.

date 1945	u_2 (m.p.d.)	$0.95R_c$ (mm./day)	H (mm./day)	β	evaporation (mm./day)		
					estimates		observed
					$H/(1+\beta)$	$\Delta ef(u)$	E_{MO}
June 11	149	4.36	3.64	0.37	2.6	2.4	2.3
16	80	5.62	4.52	0.48	3.0	2.7	2.5
22	92	8.28	5.58	0.03	5.4	4.2	4.7
27	118	7.19	4.82	0.35	3.9	4.1	2.5
July 1	197	7.16	5.01	0.16	4.3	4.7	3.2
8	96	8.49	5.98	0.28	4.7	4.8	7.8?
12	50	8.19	5.80	0.15	5.0	3.1	3.6
17	111	6.45	4.78	0.15	4.2	3.2	3.6
23	128	9.09	5.76	0.23	4.7	5.7	4.8
30-31	129	3.72	2.78	-0.07	3.0	2.6	2.7
Aug. 3	67	7.58	4.11	0.12	3.6	4.3	3.6
8	80	3.65	2.67	0.25	2.1	1.4	1.2
17	122	5.65	3.76	-0.07	4.0	2.8	2.8
23	132	5.00	3.43	0.06	3.2	3.2	3.8
26	63	7.23	3.90	0.17	3.4	3.4	3.6
Sept. 2	196	5.40	3.70	-0.18	4.5	3.3	3.8
8	128	1.90	1.53	0.15	1.3	1.4	1.8
9	50	1.43	1.07	0.04	1.0	0.8	0.8
14	133	1.72	1.36	-0.02	1.4	0.9	1.1
22	169	4.52	2.34	-0.31	3.4	2.3	3.8
27	146	3.17	1.63	-0.17	2.0	2.3	1.7

Tableau 5 : Estimations du bilan d'énergie pour la cuve MO pour des jours individuels, comparés avec la valeur observée et les estimations du déficit d'humidité (Equation 19).

V L'EVAPORATION DES PERIODES NATURELLES

V.1 Généralités

La discussion principale sera limitée à l'eau à surface libre, à un sol nu avec une surface piézométrique située à une profondeur de cinq pouces et à un gazon avec une surface piézométrique située à 16 pouces mais il sera utile de donner un aperçu de la performance des autres cylindres. Les cylindres avec un sol nu et des surfaces piézométriques à 10, 16 et 24 pouces n'ont pas satisfait les conditions de saturation en eau continue à la surface ; le premier a montré des signes d'assèchement lors de longues périodes caractérisées par une absence de pluie et les deux autres étaient, quant à eux, presque continuellement asséchés sauf lors des périodes d'un ou deux jours qui suivent les pluies. Sous le gazon, le niveau piézométrique à 10 pouces était probablement trop haut pour assurer un développement correct de la plante, et la croissance aussi bien que la transpiration étaient légèrement inférieures à celles obtenues dans le cylindre 16T ; les résultats de 1945 ont montré que la transpiration devait être à peu près la même pour les cylindres 16T et 24T, bien que la récolte effectuée dans ce dernier soit plus conséquente ; l'implantation du gazon du cylindre 36T (là où la nappe piézométrique est la plus profonde) n'a pas été aussi bonne que les autres et les résultats n'ont donc que peu de valeur.

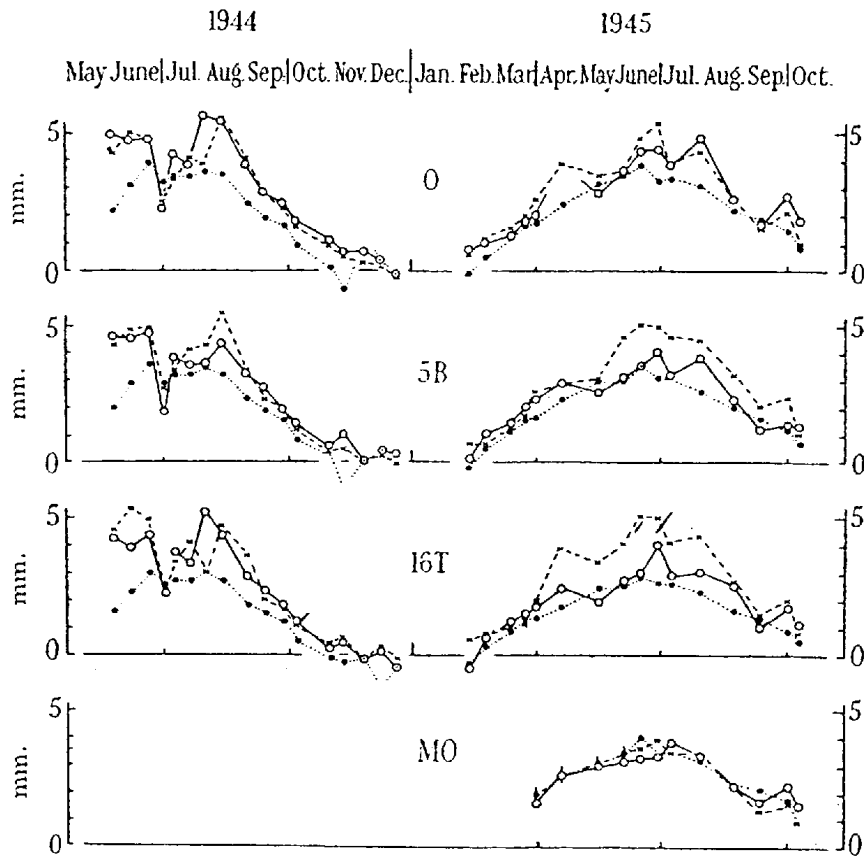


Fig. 6 : Evaporation journalière moyenne pour les périodes naturelles et pour les surfaces non limitées du point de vue de l'apport en eau. (Eau libre : O et MO. Sol nu avec une surface piézométrique à 5 pouces de profondeur : 5B. Sol recouvert de gazon avec une surface piézométrique à 16 pouces de profondeur : 16T).

—○— : valeurs observées. Estimations : --x-- déficit d'humidité, ..●.. bilan d'énergie et

φ : méthode combinée.

Les résultats de 18 mois d'étude pour les cylindres O, 5B, 16T et la cuve MO sont résumés sur la figure 6, et avec quelques explications, celle-ci est suffisamment parlante. Hormis la grande lacune de la période hivernale, lorsque la neige et la glace empêchait d'effectuer les mesures, il y a une ou deux lacunes mineures de quelques

jours pour lesquelles les mesures n'ont pas été faites. Les lignes tracées ne visent qu'à faciliter le suivi visuel des variations saisonnières.

Les estimations liées au déficit d'humidité sont basées sur la vitesse moyenne du vent durant la période et sur les valeurs moyennes de T_s et T_d (à partir desquelles e_s et e_d ont été calculés. Pour les cylindres O, 5B et 16T, l'expression linéaire dérivée pour le cylindre O a été employée (tableau 4, colonne 1) ; pour la cuve MO, l'équation (19) correspondante a été utilisée.

Les estimations des radiations basées sur les équations (13) et (9), en utilisant, pour les coefficients de réflexion, les valeurs 0.05 ; 0.10 ; 0.20 respectivement, pour : l'eau à surface libre, le sol nu et le gazon ; pour le cylindre O et la cuve MO, par conséquent, si la valeur de H était la même, les valeurs de β n'étaient pas nécessairement les mêmes car dépendantes des valeurs de la température de surface.

Comme la température de surface de la cuve MO n'était pas mesurée jusqu'à la mi-juin 1945, une estimation combinée (équation 16) a été effectuée pour les périodes naturelles précédentes.

V.2 Commentaires et conclusions

Pour le cylindre O, l'estimation selon le déficit d'humidité s'ajuste de manière acceptable en tout point, ce qui suggère qu'en sélectionnant les résultats de la figure 2, aucun biais non désiré n'a été introduit.

Pour les cylindres 5B et 16T, l'estimation selon le déficit d'humidité est satisfaisante en 1944, mais trop élevée en 1945. Il est difficile d'interpréter les résultats issus du gazon puisque le bulbe du thermomètre était habituellement recouvert par de l'herbe poussant à des hauteurs différentes ; il est possible qu'on puisse être surpris par une telle disposition qui, en étant combinée avec une formule basée sur de l'eau à surface libre, mène à des résultats si proches des observations. Dans le cas d'un sol nu, une explication raisonnable est possible. Durant les étés, et particulièrement en 1945, des mauvaises herbes raides et résistantes se sont implantées en surface et sa simple présence physique a probablement ralenti l'évaporation en diminuant la vitesse du vent en surface. En conséquence de cela, plus de chaleur serait disponible pour chauffer la surface, c'est-à-dire que T_s , et donc e_s et $(e_s - e_d)$ devraient augmenter donnant ainsi une valeur estimée plus élevée, en réponse à une évaporation observée moindre.

Pour les cylindres O, 5B et 16T les estimations selon le bilan d'énergie sont presque invariablement trop faibles. Dans certaines périodes d'hiver, la valeur de β a atteint des valeurs très discutables (proches de -1) et les valeurs $H/(1+\beta)$ dérivées étaient absurdes. Ces valeurs ne sont pas reportées sur les graphiques.

Pour la cuve MO, les deux estimations sont satisfaisantes et le tableau 5 et la figure 5 au dessus peuvent être considérés comme reproduisant dans le détail certains résultats présentés en figure 6⁹.

La comparaison des résultats pour le cylindre O et la cuve MO cités jusqu'ici, semble, à première vue, être en désaccord ; la même formule du déficit d'humidité s'ajuste aux deux (cylindre O et cuve MO) alors que les estimations du bilan d'énergie s'adapte uniquement aux résultats obtenus pour la cuve. L'évaporation provenant de la cuve était généralement d'environ 25% inférieure, environ, à celle provenant du cylindre (voir tableau 6 ci-dessous), mais la température de surface correspondante était plus basse, ce qui mène à l'accord assez bon du tableau 5. On peut supposer que l'évaporation élevée provenant du cylindre O a été due à une plus forte température de surface, c'est-à-dire à un apport supplémentaire d'énergie disponible pour le cylindre mais pas pour la cuve, et que l'exclusion de cet apport d'énergie supplémentaire, dans le bilan d'énergie, pour le cylindre O a mené, dans ces conditions, aux sous-estimations mentionnées de l'évaporation. Alors que la cuve MO était complètement entourée par du sol, le cylindre O et les autres donnait sur un trou sur un côté. L'air de ce trou pouvait se réchauffer, durant le jour, jusqu'à des températures bien supérieures à celles du sol ou de l'eau des cylindres à la même profondeur ce qui conduisait à un apport de chaleur, autrement dit à une valeur négative de C dans l'équation (8), au moins pour les mois du milieu de l'été.

⁹ La valeur E_{MO} (7-8 mm) pour le 8 Juillet dans le tableau 5 se retrouve sur la Figure 5, mais pas sur la figure 6. Pour la même date, la valeur, nettement inférieure, est graphiquement de l'ordre de 4 mm.

Il est raisonnable de supposer que l'effet est le même pour tous les cylindres, c'est-à-dire que les valeurs relatives de l'évaporation provenant des trois types de surfaces saturées ne sont pas matériellement affectées et qu'un des objectifs principaux de l'expérience n'a pas été contrarié par l'imperfection du site expérimental.

VI CONCLUSIONS DES RESULTATS DES PARAGRAPHES PRECEDENTS

Il convient de donner un ensemble succinct de conclusions basé sur l'étude, sur un ou plusieurs jours, de l'évaporation. Sans renouveler les réserves formulées précédemment concernant la pertinence du site et l'adéquation théorique, nous retenons :

Une formule de déficit d'humidité a été établie et est en accord étroit avec les résultats du travail intensif effectué par Rohwer, et est, pour l'essentiel, la même pour deux plans d'eau à surface libre ayant des environnements différents.

Un bilan d'énergie a conduit à une corrélation étroite avec les valeurs observées pour une de ces surfaces pour laquelle les conditions satisfont au mieux les hypothèses de base formulées pour établir le bilan d'énergie.

L'écart constaté pour l'autre plan d'eau libre est de nature à s'appliquer vraisemblablement à tous les autres cylindres situés de manière similaire de sorte que des valeurs relatives des taux d'évaporation peuvent être obtenus.

VII RESULTATS (SUITE) : LES TAUX RELATIFS D'EVAPORATION

Le tableau 6 montre la variation saisonnière de l'évaporation affectant le cylindre O, exprimée en pouce.j⁻¹, ainsi que les taux relatifs d'évaporation pour un sol nu et pour un sol recouvert de gazon, les périodes naturelles étant groupées de manière approximative en mois calendaires. Pour l'année 1945, les taux journaliers moyens pour la cuve MO sont inclus. Le cylindre contenant du sol nu a été préparé pour une nouvelle expérience en décembre 1945, ce qui a impliqué la destruction de la surface.

Les surfaces naturelles nues telles qu'une terre arable avant sa mise en culture, resteront rarement humides en été où les mauvaises herbes peuvent pousser et ne permettront que, rarement, avec des pratiques culturales ordinaires, le développement de celles-ci, en hiver, où le sol restera humide. Il est, par conséquent, permis de retenir les résultats du tableau précédent et d'affirmer que le taux d'évaporation d'un sol nu récemment humidifié représente 90% de celui concernant une eau à surface libre exposée à un même climat. Ceci est en accord avec les résultats des expériences réalisées en laboratoire (Penman, 1941) et avec d'autres études réalisées en extérieur (par exemple White, 1932).

Il n'est pas si facile d'arriver à une conclusion aussi sûre à propos de la surface recouverte d'herbe. En supposant, pour simplifier, que la température de la feuille est toujours identique à celle de l'eau à surface libre, le rapport E_T/E_0 dépendra de la durée d'ensoleillement (N heures), et de la différence entre la température minimale de surface et le point de rosée. Si cette différence est forte comparée à la variation diurne de température, la valeur de E_T/E_0 sera de l'ordre de $N/24$, c'est-à-dire que ce rapport sera compris entre 0.70 en été et, environ 0.30 en hiver à Rothamsted. Quand le dépassement de la température du point de rosée par la température minimale diminue, ces deux limites augmentent, et lorsque la différence sera nulle, elles seront respectivement de l'ordre de 0.95 et de 0.58, avec une valeur d'environ 0.83 au moment des équinoxes (en supposant une variation sinusoïdale des changements diurnes de température).

Quand la température du point de rosée est plus élevée que la température minimale de surface, la situation devient plus compliquée, puisque les deux types de surface sont le siège d'une condensation et jusqu'à ce que la rosée soit évaporée, ils se comporteront comme de l'eau à surface libre quelles que soient les conditions de lumière. Dans ces conditions, les évaporations relatives, sur un jour complet, auront tendance à être égales, bien que les quantités absolues tendent à être faibles.

period 1944	E_0 (in./day)	E_B/E_0	E_T/E_0	period 1945	E_0 (in./day)	E_B/E_0	E_T/E_0	E_{MO} (in./day)
Feb.	—	—	—	8 Feb.-4 Mar.	0.04	0.78	0.31	—
Mar.	—	—	—	5 Mar.-7 April	0.06	1.10	0.86	0.06
April	—	—	—	8-30 April	0.10?	1.05?	0.92?	0.10
9 May-1 June	0.18	0.91	0.83	4-25 May	} 0.11	} 0.89	} 0.69	} 0.11
2-28 June	0.19	0.98	0.88	28 May-9 June				
29 June-4 Aug.	0.16	0.82	0.89	10-22 June	} 0.16	} 0.83	} 0.72	} 0.12
5 Aug.-2 Sept.	0.19	0.81	0.78	23 June-2 July				
5-30 Sept.	0.10	0.91	0.79	3-12 July	} 0.17	} 0.84	} 0.71	} 0.14
1-10 Oct.	0.05	0.65	0.48	16 July-8 Aug.				
20 Oct.-6 Nov.	0.03	0.54	0.0	12 Aug.-2 Sept.	0.11	0.87	0.96	0.08
7-13 Nov.	0.03	0.54	0.0	6-15 Sept.	} 0.09	} 0.61	} 0.61	} 0.07
20-30 Nov.	0.03	0.54	0.0	16-24 Sept.				
1-22 Dec.	0.01	0.8	-0.4	25 Sept.-22 Oct.	0.07	0.70	0.64	0.06
				1-28 Nov.	0.03	0.7?	0.6	0.02
				29 Nov.-22 Dec.	0.05	—	-0.0	0.05

Tableau 6 : Variations saisonnières en évaporation relative

Il est peu probable que l'hypothèse simple de départ soit réalisée en pratique, et la température moyenne de surface et son amplitude journalière seront toutes deux importantes. En hiver, lorsqu'il est probable que les

différences de température qui importent sont faibles et inégales, il se peut qu'il y ait plus de condensation sur une surface que sur une autre et des rapports négatifs peuvent ainsi être obtenus (décembre 1944 et 1945).

Il est clair qu'une étude plus détaillée de cette partie du problème est nécessaire et, pour le moment, seule une généralisation limitée peut être faite tout en la restreignant, au site de Rothamsted et aux années 1944 et 1945 seulement. Utilisant les totaux pour les périodes du milieu de l'été (Mai à août inclus) le rapport est de 0.81 ; pour les périodes d'équinoxes (Mars - Avril, Septembre – octobre) il est de 0.72 ; pour le milieu de l'hiver, les résultats sont trop peu nombreux et trop incohérents pour tenter de donner une valeur au rapport. Nous pouvons, cependant, avoir une indication quant à son ordre de grandeur en utilisant une autre information. A Fleam Dyke, Cambridge, deux cases lysimétriques, l'une nue et l'autre recouverte d'herbes sont suivies l'une à côté de l'autre. Pendant les mois d'hiver, lorsque l'assèchement estival a été satisfaisant dans les deux cases, alors E_B est plus grand que E_T . Pour les mois de décembre à mars inclus, dans les années 1939-1940 à 1942-1943, les totaux étaient :

$$\Sigma E_B = 10.5 \text{ pouce [267 mm]}, \Sigma E_T = 7.6 \text{ pouce [193 mm]} \text{ c'est-à-dire } E_T/E_B = 0.725$$

(données fournies avec gentillesse par M. Porteous, Ingénieur en chef à la compagnie des eaux de la ville et de l'Université). En posant $E_B/E_T = 0.90$, puis $E_T/E_0 = 0.65$ et comme la transpiration en Mars peut être plus forte qu'en Novembre, le ratio pour le milieu de l'hiver peut être plus petit. Avec un degré de précision satisfaisant, celui-ci peut être arrondi à 0.60.

VIII CONCLUSIONS DES RESULTATS SUR LA VARIATION SAISONNIERE DE L'EVAPORATION RELATIVE

Le taux d'évaporation provenant d'un sol nu continuellement humidifié équivaut à 90% de celui d'une eau à surface libre exposée aux mêmes conditions climatiques en toutes saisons.

Le taux correspondant d'évaporation relative provenant d'un gazon abondamment alimenté en eau varie suivant la saison. Les valeurs provisoires de E_T/E_0 pour le sud de l'Angleterre du sud sont :

Milieu de l'hiver (novembre à Février)	0.6
Printemps et automne (Mars –avril, Septembre –octobre)	0.7
Milieu de l'été (Mai – Août)	0.8
Année complète	0.75

L'écart entre le cylindre O et la cuve MO est maximum au milieu de l'été lorsque l'impact du surplus de flux de chaleur à travers les parois du cylindre O est susceptible d'être le plus grand.

IX TESTS SUR D'AUTRES DONNEES

IX.1 Données requises et méthodes d'utilisation

Avant que les conclusions du paragraphe 8 puissent être appliquées aux surfaces de sol, il est nécessaire d'estimer l'évaporation qui pourrait avoir lieu à partir d'une surface d'eau libre exposée au même climat. Afin d'éviter des renvois aux paragraphes précédents, les données nécessaires sont rappelées : (i) pour l'estimation par le déficit d'humidité, il est nécessaire de connaître la température moyenne de surface, la température moyenne du point de rosée et la vitesse moyenne du vent. Alors, il vient :

$$E_0 = 0.35(1+9.8 \times 10^{-3}u_2)(e_s - e_d) \text{ mm.j}^{-1} \quad (19)$$

[si u_2 est en mile.j^{-1} et $e_s - e_d$ en mm de mercure]

$$\text{soit } E_0 = 2.63(1+0.53u_2)(e_s - e_d)$$

[si u_2 est en m.s^{-1} et $e_s - e_d$ en kPa]

(ii) pour l'estimation par la méthode du bilan d'énergie, les données nécessaires sont : les radiations à ondes courtes journalières moyennes (ou la durée journalière moyenne de l'ensoleillement), le coefficient de couverture nuageuse moyen journalier (ou la durée journalière moyenne de l'ensoleillement), la température moyenne de l'air, la température moyenne du point de rosée et la température moyenne en surface. Alors,

$$E_0 = H/(1+\beta) \text{ mm.j}^{-1}, \quad (11)$$

$$\text{où} \quad H = R_c(1-r) - \sigma T_a^4 (0.56 - 0.092\sqrt{e_d})(0.10 + 0.90\frac{n}{N})$$

$$\text{en remplaçant } 0.092\sqrt{e_d} \text{ par } 0.25\sqrt{e_d} \text{ si } e_d \text{ est en kPa}$$

$$\text{et} \quad R_c \approx R_A(0.18+0.55n/N);$$

(iii) pour l'estimation combinée, la température moyenne de l'air, la température moyenne du point de rosée, la vitesse moyenne du vent et la durée journalière moyenne de l'ensoleillement doivent être connues.

Alors, on a :

$$E_0 = (H\Delta+0.27E_a)/(\Delta+0.27) \text{ mm.j}^{-1}, \quad (16)$$

où H est donné par l'équation (13) et :

$$E_a = 0.35(1+9.8 \times 10^{-3}u_2)(e_a - e_d) \quad (\text{cf. équation 19}).$$

[ou $E_a = 2.6(1+0.53u_2)(e_a - e_d)$ si u_2 est en m.s^{-1} et $e_a - e_d$ en kPa]

Les valeurs de N et de R_a varieront avec la latitude et la saison, mais sont aisément obtenues à partir de publications standard. La valeur de r a cette double variabilité mais il sera probablement suffisant d'utiliser une constante de valeur 0.05.

Pour une utilisation générale, où E_0 n'a pas été directement mesurée, la troisième méthode (iii) est la plus utile, et comme la dépendance à la vitesse du vent n'est pas très importante, une force de vent de Beaufort peut être substituée à u_2 donnant ainsi la possibilité de produire une estimation de l'évaporation à partir des données d'une carte climatique. Pour convertir la formule de déficit d'humidité, il suffit d'utiliser la bonne expression pour le cylindre O (tableau 4) combinée avec deux facteurs de conversion standard :

$$E_0 = 0.033 u_2^{0.68} \times (e_s - e_d), \quad u_2 \text{ en mile.j}^{-1},$$

$$[\text{Ou } E_0 = 3.74 u_2^{0.68} (e_s - e_d) \text{ avec } u_2 \text{ en m.s}^{-1} \text{ et } e_s - e_d \text{ en kPa}]$$

$$u_2 = 0.78 u_{10};$$

$$u_{10} = 1.87B^{3/2} \times 24, \quad u_{10} \text{ en mile.j}^{-1};$$

$$\text{c'est-à-dire} \quad E_0 = 0.033[0.78 \times 24 \times 1.87B^{3/2}]^{0.68} (e_s - e_d);$$

$$E_0 = 0.37B^{1.02} (e_s - e_d) \quad \text{mm.j}^{-1}$$

$$[\text{soit } E_0 = 2.8B^{1.02}(e_s - e_d) \text{ si } e_s - e_d \text{ est en kPa}]$$

La grossièreté des estimations de Beaufort concernant la force du vent suggère que l'on puisse simplifier, de manière fiable l'expression de E_0 :

$$E_0 = 0.37B(e_s - e_d) \quad \text{mm.j}^{-1} \quad (20)$$

$$[\text{ou } E_0 = 2.8B(e_s - e_d) \quad \text{mm.j}^{-1} \text{ si } e_s - e_d \text{ est en kPa}]$$

$$\text{donnant} \quad E_a = 0.37B(e_a - e_d) \quad \text{mm.j}^{-1}$$

$$[\text{ou } E_a = 2.8/B(e_a - e_d) \text{ si } e_a - e_d \text{ est en kPa}]$$

pour utilisation dans l'équation (16)

Bien que les données de l'évaporation existent pour de nombreux sites et sur de longues périodes, il n'y a que peu de jeu de données comportant sur les mêmes périodes suffisamment de données météorologiques pour permettre une comparaison entre l'évaporation observée et l'évaporation prédite. Les quelques cas discutés ci-dessous ont été choisis pour leurs grandes différences de sites et de types de surfaces.

IX.2 Eau libre

Fitzgerald (1886). On a placé des bacs au milieu d'un réservoir de 85 acres [34 ha] à Chestnut Hill, Boston, Mass. Le tableau 7 donne les résultats pour un bac de 10 pieds [3 m] de diamètre, de 10 pieds [3 m] de profondeur et rempli d'eau jusqu'à une hauteur de trois pieds [91 cm], et enfoncé jusqu'à 6 pieds [1.8 m] du bord supérieur. L'anémomètre était à 30.5 pieds [9.3 m] au dessus de la surface. Les valeurs de E_0 , u , T_s , T_a et h étaient mesurées sur huit jours entre juin et octobre 1885. En utilisant l'équation (19), les résultats suivants sont obtenus, E_{19} représentant les estimations.

Visentini (1936). Un bac a été placé sur le réservoir de Molato, Italie, avec un anémomètre sur le barrage. Les valeurs de T_s , T_a et h sont fournies. En l'absence d'informations, il est supposé que l'anémomètre était à deux mètres de hauteur et que le calibrage était le même que pour l'anémomètre utilisé à Rothamsted.

Davydov (1936). Les mesures furent effectuées sur le lac Sevan, en Arménie soviétique (pas de détails). Les valeurs de $(e_s - e_d)$ entre la surface du lac et les 10 cm sus-jacents, et la vitesse du vent à 9 m sont données. Les résultats sont des moyennes pour les années 1927-1930 :

Ray (1931). Les moyennes mensuelles pour le bac d'évaporation standard (*U.S. Weather Bureau*) sont données pour la période 1917-1930 pour San Juan, Porto Rico, ainsi que u_0 , T_a , le déficit de saturation moyen et la durée moyenne d'ensoleillement. Pour accélérer les calculs, on a supposé une journée de 12 heures pour toute

l'année. Comme les résultats sont donnés en pouce/mois et ($e_a - e_d$) en pouce de mercure, la même unité est gardée dans le tableau 10 :

day	...	1	2	3	4	5	6	7	8
u_2 (m.p.d.)		223	135	116	150	127	75	51	129
$(e_s - e_d)$ (mm.)		10.4	7.6	7.8	7.7	10.0	8.0	6.3	2.5
E_{19} (mm./day)		11.6	6.2	5.8	6.7	7.8	4.9	3.3	2.0
E_0 (mm./day)		10.7	6.8	6.1	6.6	7.1	7.1	4.1	2.5

Tableau 7 : Evaporation journalière à Boston, U.S.A

	1934	...	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.		
u (m.p.d.)			67	48	44	82	77		
$(e_s - e_d)$ (mm.)			8.2	6.85	5.8	3.2	1.95		
E_{19} (mm./day)			4.8	3.5	2.9	2.1	1.2		
E_0 (mm./day)			5.1	3.9	4.1	2.3	1.3		
	1935	...	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.
u (m.p.d.)			106	96	99	87	91	70	72
$(e_s - e_d)$ (mm.)			3.0	5.25	3.9	8.2	8.5	6.3	5.4
E_{19} (mm./day)			2.1	3.6	2.7	5.4	5.7	3.9	3.3
E_0 (mm./day)			1.8	2.7	3.0	6.2	7.9	5.7	4.3

Tableau 8 : Evaporation journalière moyenne à Molato, Italie

	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
u_2 (m.p.d.)	136	106	123	157	119	144	140	153	183
$(e_s - e_d)$ (mm.)	0.1	0.0	1.5	2.3	3.9	4.7	4.9	3.8	3.3
E_{19} (mm./day)	0.1	0.0	1.2	2.0	3.0	4.0	4.1	3.3	3.2
E_0 (mm./day)	0.4	0.2	1.2	2.1	3.4	4.5	4.1	3.6	2.9

Tableau 9 : Evaporation journalière moyenne au lac Sevan, Arménie

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June
E_a (in./month)	5.35	4.75	7.3	7.2	7.6	7.4
H (in./month)	3.8	5.15	6.1	7.0	7.05	7.7
E_{16} (in./month)	4.25	5.05	6.4	7.05	7.2	7.65
E_0 (in./month)	5.55	5.55	7.6	7.85	7.75	7.45
	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
E_a (in./month)	8.55	8.15	6.05	5.0	4.8	5.75
H (in./month)	7.1	7.55	6.4	5.3	4.3	3.8
E_{16} (in./month)	7.55	7.7	7.3	5.2	4.45	4.3
E_0 (in./month)	8.15	8.05	6.6	5.85	5.1	5.45

Tableau 10 : Evaporation mensuelle moyenne à San Juan, Porto Rico

IX.2.1 Sol nu

Peu d'enregistrements sont disponibles et l'information concernant le climat correspondant est encore plus rare. Grâce à la gentillesse des autorités indiennes, les précipitations, l'écoulement et les autres enregistrements climatiques pour Pusa ont été mis à disposition de 1907 à 1934. Pusa est située dans la région des moussons en Asie, à une latitude de 26°N, dans le bassin du Gange, et pour la plupart des années, il est raisonnable de supposer qu'une fois que la mousson a éclaté, le sol nu reste humide pendant la quasi totalité de la période de mousson. En 1906, quatre cases lysimétriques ont été construites, chacun d'une surface d'1/1000 d'acre [4m²], sans perturber le sol, deux d'entre elles étant profondes de trois pieds [0.91 m] et les deux autres de six pieds [1.82 m]. Une case lysimétrique de chaque profondeur était maintenue à nu et l'autre était cultivée, et les enregistrements journaliers de précipitation et d'écoulement pour des mois pour lesquels les mesures d'au moins une case existent sur la période 1907-1934. La culture portée par les cases II (à 1.8 m) et IV (à 0.9 m) pendant la mousson était soit du maïs (1907-1915) soit du chanvre (1916-1934), l'ensemencement ayant lieu chaque année en juin. Dans les deux cas, ces plantes sont de grande taille (respectivement 8 [2.4 m] et 6 pieds [1.8 m]) et, étant bien au dessus du gazon environnant, elles devraient être mieux ventilées, intercepter plus de radiations et offrir une plus grande surface transpirante à l'air qu'un bout de terrain de même taille au milieu d'un grand champ. La transpiration devait être anormalement élevée, et les observations des cases cultivées sont à rejeter du fait qu'une telle culture ne se retrouverait pas généralement dans cet environnement.

Les enregistrements ont été séparés en périodes naturelles dans lesquelles la différence entre pluie et écoulement (ou écoulement profond et ruissellement) peut être comparé à l'évaporation de la même période. Comme l'écoulement se maintenait pendant plusieurs jours après la pluie, il n'a pas toujours été possible de décider quelle était la dernière pluie à l'origine de cet écoulement et, par conséquent, des incertitudes sont inévitables dans l'estimation du déficit d'écoulement (R-D) journalier. Comme ailleurs, toutes les estimations de l'évaporation sont très dépendantes de l'hypothèse que la case lysimétrique reçoit le même apport de pluie que le pluviomètre.

Les valeurs du déficit d'écoulement (R-D) pour les cases I et II (6 pieds [1.8 m] et 3 pieds [0.9 m] nues) furent généralement étroitement en accord et les résultats des cases II et IV ont été cohérents. Un résumé condensé relatif à une période de deux ans montre l'ordre d'importance de l'évaporation par jour pour les quatre cases ; l'analyse suivante se limitera aux enregistrements de la case I.

period	R/day (in.)	(R - D)/day (in.)			
		I (6'B)	II (6'C)	III (3'B)	IV (3'C)
1911					
8-18 July	0.34	0.17	0.24	0.15	0.23
19 July-25 Aug.	0.47	0.16	0.37	0.15	0.35
26 Aug.-26 Sept.	0.27	0.12	0.24	0.12	> 0.27
27 Sept.-13 Oct.	0.22	0.12	0.11	0.10	no D
1922					
2-26 July	0.72	0.11	0.22	0.08	0.13
27 July-9 Aug.	0.53	0.09	0.21	0.05	?
10-20 Aug.	0.24	0.12	0.20	0.10	?
21 Aug.-23 Sept.	0.21	0.09	0.22	0.06	0.19
29 Sept.-5 Oct.	0.19	0.13	0.19	0.14	> 0.19

Tableau 11 : Evaporation comparative à Pusa

Les observations climatiques à Pusa (1911-1933) ont été effectuées à 8 heures et ont inclu les températures des bulbes secs et humides, les températures maximum et minimum de l'air, les données de l'anémomètre à 8 heures et 8H03, la quantité de nuages, et les observations des tests d'instrument, ces dernières étant les lectures réelles sur les trois thermomètres 'secs', supposés donner les mêmes résultats. Ces données ne furent jamais cohérentes et les différences étaient aléatoires, allant jusqu'à 3°F, l'ordre habituel étant sec>max.>min.

En supposant que l'anémomètre fonctionne continuellement de 8H03 le premier jour à 8H00 le jour suivant, la distance parcourue par le vent par jour a été obtenue pour tous les jours sauf lorsque les données passaient par un zéro d'origine inconnue ; la hauteur est supposée être à 2 m et le calibrage le même que pour l'instrument utilisé à Rothamsted (tableau 2 au dessus). A partir de la température moyenne de l'air et de la valeur du point de rosée à 8H00, la valeur du déficit de saturation moyen a été obtenue. A partir de ces valeurs, les valeurs de E_a ont été calculées.

La détermination de H a dû être basée sur une seule estimation journalière de couverture nuageuse ; les commentaires ne sont pas nécessaires. Il a semblé de peu d'intérêt de l'évaluer pour toutes les périodes de toutes les années et seules deux d'entre elles, 1911 et 1922, sont considérées en détail (tableau 12). Les vitesses moyennes du vent (mesurées) furent comprises entre 33 et 133 mile/j [0.6 et 2.5 m/s], les températures moyennes de l'air et celles relevées à 8H00 furent, quant à elles comprises entre 81 et 86°F [27 et 30°C], l'humidité relevée à 8H00 fut comprise entre 87 et 92% et l'estimation du rapport n/N entre 0.00 et 0.64.

IX.3 Sol cultivé

Utilisant le résumé annuel du *Monthly Weather Report*, des données pour 70 stations des Iles britanniques ont été dégagées pour la période 1930-1939 et des moyennes pour de longues périodes ont été obtenues pour la température moyenne de l'air, la pression de vapeur moyenne, la force du vent de Beaufort moyenne, et les rapports moyens des durées d'ensoleillement réelle et possible. A partir de ces données, des valeurs de E_a et de H ont été obtenues pour chaque site et les valeurs de E_0 déduites de l'équation (16). Convertie en pouce par an [cm/an], une carte de l'évaporation pour les Iles britanniques a été obtenue indiquant la valeur probable de l'évaporation annuelle d'une eau à surface libre. A partir des conclusions du paragraphe 8, on pourrait s'attendre à ce que la valeur correspondant à l'évaporation annuelle pour une zone cultivée soit équivalente aux $\frac{3}{4}$ de la valeur de E_0 si les cultures transpiraient à des taux maximum toute l'année ; en pratique les taux doivent être inférieurs à cette valeur à cause du processus de maturation se produisant pour une végétation de cycle annuel et/ou du manque de précipitations estivales, spécialement dans le sud-est de l'Angleterre, mais dans le tableau 13, ce facteur de conversion est appliqué de manière uniforme. Ce tableau montre la différence observée entre la pluie et l'écoulement pour certains bassins versants (Lloyd, 1940, 1941, 1942) (ils sont plutôt similaires), la différence observée, multipliée par $\frac{4}{3}$, qui devrait correspondre à la valeur attendue de l'évaporation de l'eau à surface libre, et la valeur estimée de E_0 basée sur les valeurs annuelles moyennes des caractéristiques climatiques pour les stations situées à proximité ou dans le bassin versant.

Une inspection minutieuse des données à Rothamsted, a montré que la somme des douze estimations mensuelles excède l'estimation annuelle d'environ 10%, ceci étant dû au poids plus grand qui devrait être accordé à l'évaporation estivale. Une augmentation similaire est à attendre pour d'autres sites et devrait être présenté à l'esprit en lisant le tableau 13.

period	R/day (in.)	E_a/day (in.)	H/day (in.)	E_{16} (in./day)	$0.9E_{16}$ (in.)	$(R-D)/\text{day}$ (in.)
1911						
8-18 July	0.34	0.08	0.11	0.10	0.09	0.17
19 July-29 Aug.	0.46	0.11	0.16	0.15	0.13	0.16
30 Aug.-8 Sept.	0.17	0.17	0.13	0.14	0.13	0.11
9-26 Sept.	0.32	0.08	0.16	0.14	0.12	0.14
27-30 Sept.	0.18	0.07	0.11	0.10	0.09	0.14
1-13 Oct.	0.22	0.09	0.14	0.13	0.11	0.10
1922						
2-20 July	0.80	0.09	0.12	0.11	0.10	0.10
21-26 July	0.45	0.12	0.12	0.12	0.11	0.15
27 July-9 Aug.	0.54	0.12	0.14	0.13	0.12	0.09
10-15 Aug.	0.12	0.04	0.08	0.07	0.06	0.08
16-20 Aug.	0.38	0.12	0.17	0.16	0.14	0.18
21-26 Aug.	0.16	0.07	0.12	0.11	0.10	0.10
27-30 Aug.	0.25	0.09	0.10	0.10	0.09	0.16
31 Aug.-5 Sept.	0.25	0.08	0.12	0.11	0.10	0.13
6-10 Sept.	0.15	0.09	0.22	0.18	0.17	0.13
11-28 Sept.	0.34	0.09	0.14	0.13	0.11	0.14
29 Sept.-5 Oct.	0.19	0.02	0.19	0.14	0.13	0.14

Tableau 12 : Valeurs de E_b estimée et valeurs mesurées de $(R-D)$ par jour pour un sol nu : Pusa, 1911 et 1922.

catchment	period	mean rainfall-runoff (in./year)	$4/3(R-r)$	estimated E_0 for nearby sites (in./year)
Lea	1928-36	19.2	26	Greenwich, 25 Rothamsted, 20
Thames	1928-36	18.7	25	Kew, 26 Oxford, 24
Severn	1928-36	18.8	25	Ross-on-Wye, 24 Cheltenham, 21 Shrewsbury, 21
Vrnwy	1932-38	19.1	26	Shrewsbury, 21 Sealand, 24 Llandudno, 23
Rivington	1932-38	17.4	23	Stonyhurst, 21 Hutton, 18
Spey	1936	10.3	14	Dalwhinnie, 17

Tableau 13 : Evaporation à partir de bassins versants

X CONCLUSION GENERALE

Une discussion détaillée des données présentées dans les paragraphes 9 (b), (c) et (d) serait beaucoup trop longue, et la plus grande partie de cette discussion porterait plus sur l'adéquation des observations que sur l'adéquation des équations sur lesquelles reposent les estimations. L'impression générale est satisfaisante pour les trois types de surface et le large éventail de régions climatiques employées indique qu'une sorte de validité universelle a été obtenue dans les résultats des paragraphes 3 à 8, bien qu'inévitablement des caractéristiques du temps et de l'endroit où le travail expérimental a été mené existent dans les équations.

Deux visions de l'évaporation ont été examinées. La première est celle du physicien mathématicien cherchant les faits qui collent à une formule ; des points suffisants sont ressortis pour montrer les sources possibles de faiblesse dans le traitement théorique des méthodes de déficit d'humidité et de bilan d'énergie et pour montrer l'importance relative des quantités qui doivent être mesurées pour obtenir une précision adéquate dans les essais expérimentaux. La seconde est celle de l'homme de terrain, l'ingénieur dans le domaine de l'eau ou météorologiste, qui cherche une formule qui colle à des faits. Des formules ont été données et là où toutes les valeurs nécessaires peuvent être mesurées, ou prédites, on peut alors estimer ou prévoir des taux d'évaporation fiables. Des aspects empiriques persistent dans les estimations données par ces deux méthodes et jusqu'à ce que ceux ci soient supprimés, des doutes subsisteront en ce qui concerne l'éventualité d'une transposition réussie de ces deux formules dans le temps ou l'espace.

Le travail décrit dans les pages précédentes est un prolongement des recherches réalisées à la station expérimentale de Rothamsted avant 1941. Celles-ci ont été reprises en 1944 à la demande du Bureau de Météorologie, et c'est un plaisir de pouvoir rappeler ma reconnaissance envers différentes sections du Bureau qui ont apporté leur aide que ce soit par l'apport d'équipement, d'informations ou encore par les conseils prodigués. Je suis particulièrement redevable, pour les nombreuses discussions fructueuses, à M.C.S. Durst du Bureau de Météorologie et à mon collaborateur, le Docteur R.K. Schofield. Au directeur du Bureau de Météorologie ainsi qu'au Comité de Recherche Météorologique, je suis reconnaissant de leur accueil favorable donné au rapport sur lequel est basé cet article et de leur permission pour le publier.

Pour terminer, ce travail n'aurait pas pu être fait dans un délai aussi court si l'équipement de base n'avait été disponible : je suis tout particulièrement reconnaissant au Dr B.A. Keen, F.R.S., jusque récemment à la tête du département de Physique à Rothamsted pour la prévoyance dont il fait preuve en créant l'équipement tout en sachant qu'il faudrait de nombreuses années avant que le sol ne soit prêt pour l'étude expérimentale.

XI Références bibliographiques

- Bowen, I. S. 1926 *Phys. Rev.* 27, 779.
- Brunt, D. 1939 *Physical and dynamical meteorology*. Camb. Univ. Press.
- Cummings, N. W. & Richardson, B. 1927 *Phys. Rev.* 30, 527.
- Davydov, V. K. 1936 *Assoc. Intern. D'Hydrologie Sci. Bull.* no. 22, 142.
- Fitzgerald, D. 1886 *Trans. Amer. Soc. Civ. Engrs*, 15, 581.
- Geiger, R. 1927 *Das Klima der bodennahen Luftschicht*. Brunswick: F. Vieweg.
- Kimball, H. H. 1914 *Mon. Weath. Rev.*, Wash. 42, 474.
- Lloyd, D. 1940 *Quart. J.R. Met. Soc.* 66, 181.
- Lloyd, D. 1941 *Quart. J.R. Met. Soc.* 67, 33.
- Lloyd, D. 1942 *Quart. J.R. Met. Soc.* 68, 35.
- Pasquill, F. 1943 *Proc. Roy. Soc. A*, 182, 75.
- Penman, H. L. 1940 *Quart. J.R. Met. Soc.* 66, 401.
- Penman, H. L. 1941 *J. Agric. Sci.* 31, 454.
- Penman, H. L. & Schofield, R. K. 1941 *J. Agric. Sci.* 31, 74.
- Prescott, J. A. 1940 *Trans. Roy. Soc. S. Aust.* 64, 114.
- Ray, C. L. 1931 *Mon. Weath. Rev.*, Wash. 59, 192.
- Rohwer, C. 1931 *U.S. Dept. Agric. Tech. Bull.* 271.
- Sutton, O. G. 1934 *Proc. Roy. Soc. A*, 146, 701.
- Sutton, W. G. L. 1943 *Proc. Roy. Soc. A*, 182, 48.
- Sverdrup, H. V. 1945 *Oceanography for meteorologists*. London: George Allen and Unwin.
- Visentini, M. 1936 See Davydov. Bull. no. 22, p. 119.
- White, W. N. 1932 U.S. Dept. Interior. Water Supply Paper 659.

Annexe 6 Liste des bassins versants utilisés

6.1. Bassins versants français

N°	NOM DU BASSIN	Code	Surface (km²)	Pluie (mm)	Débit (mm)	ETP (mm)	Station météo
1	MURBACH à BUHL	A1515810	8	1263	537	722	Phalsbourg
2	BRUCHE à SAINT-BLAISE	A2702010	39	1419	772	722	Phalsbourg
3	la MOSELLE à FRESSE	A4020610	69	1853	1446	722	Phalsbourg
4	la MOSELOTTE à ZAINVILLIERS	A4152010	183	1657	1357	722	Phalsbourg
5	CLEURIE à CLEURIE	A4173010	66	1493	1000	722	Phalsbourg
6	la MOSELLE à NOIR GUEUX	A4200630	621	1645	1169	722	Phalsbourg
7	La MOSELLE à EPINAL	A4250640	1219	1436	957	722	Phalsbourg
8	la VOLOGNE à JARMENIL	A4362010	369	1321	766	722	Phalsbourg
9	le DURBION à VAXONCOURT	A4442010	144	992	338	722	Phalsbourg
10	AVIERE à FRIZON-BASSE	A4632010	104	941	346	722	Phalsbourg
11	le MADON à MIRECOURT	A5251010	383	885	364	945	Langres
12	le BRENON à AUTREY-SUR-MADON	A5422010	142	769	264	722	Phalsbourg
13	La MOSELLE à TOUL	A5730610	3340	1123	598	722	Phalsbourg
14	le TERROUIN à VILLEY-SAINT-ETIENNE	A5842010	169	742	122	722	Phalsbourg
15	La Meurthe à Damelevières	A6271010	2288	1019	412	722	Phalsbourg
16	la VEZOUZE à LUNEVILLE	A6561110	559	817	326	722	Phalsbourg
17	la MORTAGNE à AUTREY-STE-HELENE	A6621210	98	968	498	722	Phalsbourg
18	La MEURTHE à MALZEVILLE	A6941010	2914	1050	382	722	Phalsbourg
19	La MOSELLE à CUSTINES	A7010610	6830	1023	530	722	Phalsbourg
20	la SEILLE à VIC-SUR-SEILLE	A7581010	371	739	203	722	Phalsbourg
21	la SEILLE à NOMENY	A7821010	923	739	226	722	Phalsbourg
22	La MOSELLE à HAUCONCOURT	A7930610	9387	960	400	722	Phalsbourg
23	la CANNER à BETTELAINVILLE	A8712010	30	768	232	722	Phalsbourg
24	SARRE BLANCHE à LANEUVEVILLE	A9001050	64	971	628	722	Phalsbourg
25	SARRE ROUGE à VASPERVILLER	A9013050	90	1154	546	722	Phalsbourg
26	SARRE à HERMELANGE	A9021050	193	1058	357	722	Phalsbourg
27	SEINE à PLAINES-ST-LANGES	H0100020	704	922	518	676	Chatillon
28	LAIGNES à CHAUMES-LES-BAIGNEUX	H0203010	87	962	129	676	Chatillon
29	La LAIGNES à MOLESME	H0203020	614	848	178	676	Chatillon
30	SEINE à POLISY	H0210010	1450	873	343	676	Chatillon
31	L' OURCE à AUTRICOURT	H0321030	548	877	368	676	Chatillon
32	L' OURCE à CELLE-SUR-OURCE	H0321040	730	876	390	676	Chatillon
33	SEINE à BAR-SUR-SEINE	H0400010	2340	883	179	676	Chatillon
34	AUBE à OUTRE-AUBE	H1051020	657	930	365	676	Chatillon
35	AUJON à RENNEPONT	H1122010	481	937	431	676	Chatillon
36	AUBE à BLAINCOURT	H1231010	1640	916	380	676	Chatillon
37	La TRACONNE au MOULIN DE L'ETANG	H1932010	112	707	174	755	Troyes
38	SEREIN à CHABLIS	H2342010	1120	902	260	717	Auxerre
39	OUANNE à TOUCY	H3102010	160	768	192	717	Auxerre
40	Le LOING à CHALETTE-SUR-LOING	H3201010	2300	725	159	717	Auxerre
41	LE FUSAIN à COURTEMPIERRE	H3522010	375	687	113	815	Orléans
42	LE LUNAIN à PALEY	H3613010	163	686	100	776	Le-Bourget
43	Le LOING à EPISY	H3621010	3900	706	148	815	Orléans
44	L'ORVANNE à BLENNES	H3623010	108	723	108	717	Auxerre

45	ORGE AU BREUIL	H4232040	632	640	113	703	Trappes
46	YVETTE A VILLEBON	H4243010	224	640	200	703	Trappes
47	ORGE à MORSANG SUR ORGE	H4252010	922	640	121	703	Trappes
48	L' YERRES à COURTOMER	H4322010	427	731	118	776	Le-Bourget
49	L' YERRES à PONT MASSAT	H4332020	889	728	202	776	Le-Bourget
50	Le REVEILLON à La JONCHERE	H4333410	55	704	193	776	Le-Bourget
51	ROGNON à SAUCOURT-SUR-ROGNON	H5062010	614	1027	471	723	Saint-Dizier
52	SAULX à PANCEY	H5102010	40	1074	511	723	Saint-Dizier
53	SAULX à COUVONGES	H5102020	475	1085	504	723	Saint-Dizier
54	ORNAIN à FAINS-LES-SOURCES	H5122310	820	1054	419	723	Saint-Dizier
55	ru de MALVAL à NANCOIS-SUR-ORNAIN	H5123210	32	958	527	723	Saint-Dizier
56	CHEE à VILLOTTE-DEVANT-LOUPPY	H5142610	113	992	443	723	Saint-Dizier
57	VIERE à VAL DE VIERE	H5153010	166	877	256	723	Saint-Dizier
58	SAULX à VITRY-EN-PERTHOIS	H5172010	2100	978	394	723	Saint-Dizier
59	BRUXENELLE à BRUSSON	H5173110	136	936	240	723	Saint-Dizier
60	SOUDE à SOUDRON	H5213310	105	726	188	723	Reims
61	SURMELIN à SAINT-EUGENE	H5302010	454	807	217	723	Reims
62	PETIT MORIN à JOUARRE	H5412020	605	748	172	776	Le-Bourget
63	LA THEROUANE à GUE à TRESMES	H5613020	167	714	119	776	Le-Bourget
64	L'ORGEVAL au THEIL	H5723010	104	713	220	776	Le-Bourget
65	RU DU FOSSE ROGNON à MELARCHEZ	H5723210	7	750	225	776	Le-Bourget
66	LE GRAND-MORIN à MONTRY	H5752020	1190	735	217	776	Le-Bourget
67	LA BEUVRONNE à COMPANS	H5813010	98	720	135	776	Le-Bourget
68	LE RU DE LA GONDOIRE à DEUIL	H5833010	20	750	177	776	Le-Bourget
69	L'OISE à HIRSON (161m, depuis 1965)	H7021010	315	980	523	723	Reims
70	le COINON à MAINVILLIERS	H9033310	45	671	23	703	Trappes
71	l'ITON à MANTHELON	H9402010	414	683	77	703	Trappes
72	SIENNE à LA GUERMANDERIE	I7001010	19	1238	755	789	Rennes
73	THAR à LEZEAX	I7913610	72	834	474	789	Rennes
74	le NANCON à LECOUSSE	J0014010	67	872	328	789	Rennes
75	LOYSANCE à MOULIN NEUF ST-OUEN LA	J0144010	82	873	303	789	Rennes
76	LEGUER (BELLE-ISLE-EN-TERRE)	J2233010	260	950	595	781	Brest
77	QUEFFLEUTH à LESQUIFIOU PLOURIN-LES-	J2614010	88	993	491	781	Brest
78	ABER OUEST à LE DRENNEC	J3205710	24	1179	615	781	Brest
79	ELORN a COMMANA	J3403020	10	1317	912	781	Brest
80	AULNE à LE GOASC-EN-SCRIGNAC	J3601810	117	1203	599	781	Brest
81	DOUFFINE à KERBRIANT EN SEGAL	J3834010	138	1203	671	781	Brest
82	GOYEN à KERMARIA EN PONT CROIX	J4014010	89	1113	466	781	Brest
83	JET à ERGUE-GABERIC	J4224010	108	1205	625	854	Lorient
84	MOROS à CONCARNEAU (D22)	J4514010	20	1123	513	854	Lorient
85	STER-GOZ à TREBALAY, BANNALEC	J4614010	70	1257	690	854	Lorient
86	AVEN à PONT AVEN (BOIS D'AMOUR)	J4623010	184	1243	677	854	Lorient
87	EVEL à GUENIN	J5613010	316	775	316	854	Lorient
88	COET ORGAN à KERDEC-EN-QUISTINIC	J5704810	48	1017	525	854	Lorient
89	ROHAN à MENIMUR EN VANNES	J6407120	22	932	388	854	Lorient
90	VILAINE à SERVON-SUR-VILAINE	J7060620	604	785	279	789	Rennes
91	VAUNOISE à VILLEBRIOUX ST GILLES	J7373110	61	746	207	789	Rennes
92	L ECOTAY à MARLHES	K0568310	5	1008	644	964	Le-Puy
93	CHARNASSON à LA RIVIERE	K0724510	13	763	278	739	Tarare
94	LIGNON DE CHAMAZEL à CHEVELIERES	K0733220	61	946	922	739	Tarare
95	LE VIZEZY à LA GUILLANCH	K0763310	43	869	507	739	Tarare
96	la TEYSSONNE à LA NOAILLERIE	K1084010	23	904	486	736	Vichy
97	TERNIN à CHAMBOUX	K1263110	16	964	567	731	Château-Chinon
98	ARROUX à ETANG-SUR-ARROUX	K1321810	1798	892	418	739	Tarare
99	ARROUX à RIGNY	K1341810	227	904	421	739	Tarare
100	BOUBINCE à VITRY EN CHAROLAIS	K1383010	819	956	337	736	Vichy
101	ARROUX AU VERDIER	K1391810	3166	920	264	736	Vichy
102	ALLIER à ROGLETON	K2010810	49	1264	1055	1025	Troyes

103	LANGOUYROU à LANGOGNE	K2064010	65	1100	779	964	Le-Puy
104	CLAMOUZE à CHASTANIER	K2134010	51	954	478	964	Le-Puy
105	GRANDRIEU à GRANDRIEU	K2163110	73	860	519	964	Le-Puy
106	le CHAPEAUROUX à SAINT-BONNET-DE-	K2173010	398	914	509	964	Le-Puy
107	ALLIER à MONISTROL D'ALLIER (L')	K2210810	988	1033	547	964	Le-Puy
108	CRONCE à AUBAZAT	K2316210	130	873	387	964	Le-Puy
109	ALLIER à VIEILLE BRIOUDE (L')	K2330810	2269	1005	428	964	Le-Puy
110	LIDENNES à COUTEUGES	K2365510	46	743	200	736	Vichy
111	LAGNON à MURAT	K2506010	21	1402	1150	763	Limoges
112	DOLORE à MOULIN NEUF (MAYRES)	K2834010	70	1018	536	964	Le-Puy
113	FAYE à GIROUX (AUGEROLLES)	K2884010	72	1169	761	811	Clermont
114	COUZON AU SALET (COURPIERES)	K2944010	75	1169	586	811	Clermont
115	DORE A PESCHADOIRES	K2951910	1280	1076	433	739	Tarare
116	SIOULE à ST-PRIEST-DES-CHAMPS	K3292020	1300	770	453	736	Vichy
117	la BOUBLE à CHAREIL CINTRAT	K3373010	555	781	194	736	Vichy
118	SIOULE à ST-POURCAIN-SUR-SIOULE	K3382010	2458	770	342	736	Vichy
119	RAMBERGE à POCE-SUR-CISSE	K4856020	63	703	137	703	Romilly
120	VIENNE à SERVIERES	L0010610	59	1395	945	763	Limoges
121	VIENNE à SAINT PRIEST	L0140610	1156	1253	703	763	Limoges
122	LEYRENNE à MURAT	L0244510	62	1094	489	763	Limoges
123	TAURION à SAINT PRIEST	L0321510	1030	1131	604	763	Limoges
124	VIENNE A PEYRELEVADE	L0400610	2296	1203	661	763	Limoges
125	AURENCE à MOULIN PINARD	L0614010	35	1040	521	763	Limoges
126	GRAULADE à LA VILLATE	L5014110	19	1003	419	763	Limoges
127	COUZE au MAZEAUD	L5114010	21	1098	733	763	Limoges
128	COUASNON à PONTIGNE	L9203010	37	675	173	803	Angers
129	le TARY à GRUTEAU	L9214510	28	616	104	803	Angers
130	la VALLEE de la MALORNE à BOUVILLE	M1024810	122	635	27	703	Romilly
131	COUETRON à GLATIGNY	M1214010	85	745	222	703	Romilly
132	LE GRAND LAY à ST PROUANT MONSIREIGNE	N3001610	131	834	316	803	Angers
133	RUISSEAU DES GOURDS à LIMBRASSAC	O1576910	6	827	257	1187	Montpellier
134	la LEZE à ARTIGAT	O1814040	98	813	338	895	Toulouse
135	GIROU à SCOPONT	O2304020	108	772	192	895	Toulouse
136	la GIMONE à BOULOGNE-LUNAX	O2703330	40	927	544	895	Toulouse
137	LAUZE à FAGET ABBATIAL	O2725010	36	769	191	895	Toulouse
138	PEST à COLOGNE	O2825010	19	690	136	895	Toulouse
139	GOUDECH à LA CEPEDE	O3006710	10	1671	1747	1025	Millau
140	TARN à FONTCHALETES	O3011010	67	1687	1735	1025	Millau
141	RIEUMALET à PONT DE MONTVERT	O3015520	20	1546	1483	1025	Millau
142	MIRALS à RHUNES	O3026210	12	1335	976	1025	Millau
143	BRIANCON à COCURES 2	O3035210	25	1049	768	1025	Millau
144	BREZE à MEYRUEIS	O3165010	36	1652	888	1025	Millau
145	DOURBIE AU MAZET	O3314010	43	1815	1712	1025	Millau
146	SORGUES à ST AFFRIQUE	O3584610	332	1095	744	1025	Millau
147	DOURDOU à BEDOS	O3594010	658	977	596	1025	Millau
148	AGOUT à FRAISSE	O4102510	48	1514	1075	1025	Millau
149	DADOU à ST-JEAN-DE-JEANNE	O4704030	72	1281	716	1025	Millau
150	VILOU à TREBON-BAS	O5344010	57	1110	615	1025	Millau
151	LAMBRONNE à LAMONTJOIE	O6475910	7	756	171	793	Agen
152	ESCLANCIDE aux SALCES	O7015810	31	886	538	964	Le-Puy
153	LOT à MENDE	O7021530	261	984	581	1025	Millau
154	BRAMONT aux FONTS	O7035010	116	1027	506	1025	Millau
155	LOT à BRAMONAS	O7041510	465	1037	581	1025	Millau
156	COLAGNE au MONASTIER	O7094010	456	941	421	1025	Millau
157	LOT à LA MOTHE	O7101510	1160	992	458	1025	Millau
158	BORALDE DE ST-CHELY à CASTELNAU	O7145220	53	1273	959	1025	Millau
159	LOT à ENTRAYGUES	O7191510	2180	1053	458	964	Le-Puy
160	LIMAGNOLLE à ST-ALBAN	O7265010	76	904	439	964	Le-Puy

161	BES à MARCHASTEL	O7404010	31	1336	925	1025	Millau
162	ONDES à LES ONDES	O7625210	37	1273	762	819	Gourdon
163	TRUYERE à ENTRAYGUES	O7692510	3280	1289	631	819	Gourdon
164	LOT à ENTRAYGUES	O7701510	5460	1238	596	819	Agen
165	CADANNE à PONDAURAT	O9196210	10	782	122	858	Bordeaux
166	DORDOGNE à SAINT-SAUVES	P0010010	87	1383	1397	763	Limoges
167	BURANDE à LA TOUR D'AUVERGNE	P0115010	20	1541	1547	811	Clermont
168	BURANDE à SINGLES	P0115020	80	1541	1226	763	Limoges
169	la RHUE à EGLISENEUVE D'ENTRAYGUES	P0212510	40	1527	1336	811	Clermont
170	SUMENE à PONT DE VENDES	P0874020	284	1302	468	763	Limoges
171	MARS à PONT DE VENDES	P0885010	117	1657	1072	763	Limoges
172	SUMENE à PONT DE VENDES	P0894010	401	1444	638	763	Limoges
173	TRIOUZOUNE à ST ANGEL	P0924010	79	1242	759	811	Clermont
174	LUZEGE à PONT DE MAUSSAC	P1114010	85	1325	735	763	Limoges
175	CERE à COMBLAT LE PONT	P1712910	88	1744	1590	819	Gourdon
176	VEZERE à MAISONNIAL	P3001010	52	1508	893	763	Limoges
177	ARS à ARS	P3015410	33	1508	994	763	Limoges
178	MAYNE à ST CYR	P3245010	49	1051	446	819	Gourdon
179	CORREZE à PONT DE LANOUR	P3322510	54	1379	1197	763	Limoges
180	CORREZE à CORREZE	P3352510	168	1363	1127	763	Limoges
181	VIMBELLE à MOULIN DU BOS	P3464010	147	1386	778	763	Limoges
182	CORREZE à TULLE	P3522510	358	1374	947	763	Limoges
183	MONTANE à PONT DU JAY	P3614010	43	1449	936	763	Limoges
184	IZAUTE à MONTLEZUN	Q2094310	111	913	265	793	Agen
185	GRAND ARRIOU à BIGANON	S2224610	108	984	305	858	Bordeaux
186	BOURON à MOULIN-DU-MOINE	S2235610	36	957	249	858	Bordeaux
187	RU DES THUILLERES à RELANGES	U0005810	18	994	388	945	Langres
188	RU DES AILES à BLEURVILLE	U0025410	9	971	467	945	Langres
189	GROSNE aux CHAMBOSES	U3205210	31	1027	554	739	Tarare
190	ARDIERES à BEAUJEU	U4505010	55	1219	531	739	Tarare
191	FURAN à PONT-DU-MARTINET	V1454310	51	1406	1061	739	Tarare
192	DORLAY à LA TERRASSE-SUR-DORLAY	V3115010	17	902	635	964	Le-Puy
193	RUISSEAU DES PREAUX à BOURG ARGENTAL	V3515610	22	987	609	964	Le-Puy
194	CEZE à ECHELETTE	V5404020	80	1639	996	1025	Millau
195	HOMOL à ECHELETTE	V5406010	34	1664	1195	1025	Millau
196	HOMOL à DAVALADOU	V5406020	31	1395	1134	964	Le-Puy
197	GANIERE à BANNE-LE-PONTEIL	V5425210	55	1462	935	1202	Nimes
198	le BREGOUX à AUBIGNAN	V6155610	37	655	122	1202	Nimes
199	GARDON DE SAINT MARTIN à LA ROQUETTE (Le)	V7104010	31	1619	593	1025	Millau
200	GARDON DE SAINT GERMAIN à LA BASTIDE	V7105210	31	1697	713	1025	Millau
201	GARDON DE SAINTE CROIX à GABRIAC (PONT R)	V7115010	33	1464	983	1025	Millau
202	GARDON DE MIALET à ROUCAN	V7124010	240	1577	1126	1202	Nimes
203	GARDON ST JEAN à SOUCIS	V7135020	128	1825	607	1202	Nimes
204	COULEGNE à COLOGNAC	V7136610	2	1312	1208	1202	Nimes
205	GARDON D ANDUZE	V7144010	546	1702	915	1202	Nimes
206	BAILLAURY à BANYULS	Y0105210	18	696	345	1341	Perpignan
207	MASSANE à MAS D'EN TORRENT	Y0115410	17	746	513	1341	Perpignan
208	MONDONY à AMELIE-LES-BAINS	Y0245210	32	910	434	1341	Perpignan
209	TET A MARQUXANES	Y0444010	834	733	354	1341	Perpignan
210	BOULES à CASEFABRE	Y0466010	60	733	271	1341	Perpignan
211	TET A PERPIGNAN	Y0474030	1300	733	252	1341	Perpignan
212	MATASSA à ALBAS	Y0626410	41	719	189	1187	Montpellier
213	DURE aux MARTYS	Y1355410	13	1529	1036	895	Toulouse
214	OGNON à PEPIEUX	Y1445010	47	946	171	1187	Montpellier
215	ORBIEU à MONTJOI,LE MOULIN	Y1514010	76	988	371	1088	Carcassonne
216	CESSE à FERRALS-LES-MONTAGNES	Y1605020	6	1287	1937	1088	Carcassonne
217	CESSE à CANTINERGUES	Y1605030	47	1287	831	1088	Carcassonne
218	HERAULT à VALLERAUGUE	Y2002010	46	1942	1655	1025	Millau

219	la MALIERE au GOURD DE L'ASTRE	Y4616220	12	831	491	1306	Toulon
220	CARAMY à VINS-SUR-CARAMY	Y5105010	215	970	437	1306	Toulon
221	la VERNE aux CABRIS	Y5436210	38	1026	367	1306	Toulon

6.2. Bassins versants australiens

N°	Zone (région)	NOM DU BASSIN	Code	Surface (km ²)	Pluie (mm)	Débit (mm)	ETP (mm)	Station météo
1	Central Australia (Northern Territory)	TODD RIVER AT ANZAC OVAL	Au060009	443	309	32	1936	Alice
2	Queensland (North East Coast)	BARRON RIVER AT MYOLA	Au110001	1940	1279	68	1712	Walkamin
3	Queensland (North East Coast)	BARRON RIVER AT PICNIC	Au110003	220	1144	601	1712	Walkamin
4	New South Wales (South East Coast)	CORANG RIVER AT HOCKEYS	Au215004	166	834	368	1187	Nowra
5	Victoria (South East Coast)	WANNON RIVER AT DUNKELD	Au238204	671	689	40	1115	Hamilton
6	Victoria (South East Coast)	WANNON RIVER AT HENTY	Au238228	4159	684	55	1115	Hamilton
7	Victoria (Murray - Darling)	NARIEL CREEK AT UPPER NARIEL	Au401212	252	988	534	1018	Khancoban
8	South Australia Gulf	SCOTT RIVER AT BRENNANS FORD	Au609002	633	1092	164	1663	Pemberton

6.3. Bassins versants américains

N°	Etat	NOM DU BASSIN	Code	Surface	Pluie	Débit	ETP	Station météo
1	Alabama	CHOCTAWHATCHEE RIVER NEAR NEWTON AL	Us236100	1776,74	1428	488	1182	Montgomery
2	Alabama	HATCHET CREEK NEAR ROCKFORD AL	Us240850	603,47	1443	597	1182	Montgomery
3	Alabama	LEAF RIVER NR MCLAIN, MS	Us247500	9052,05	1530	538	1271	Mobile
4	Alabama	CHICKASAWHAY RIVER AT LEAKESVILLE, MS	Us247850	6967,10	1372	511	1271	Mobile
5	Arizona	LEE CR NR VAN BUREN ARK	Mo725000	1103,63	1158	419	1176	Fort Smith
6	Arizona	Mulberry River near Mulberry	Mo725200	966,32	1180	478	1176	Fort Smith
7	Arizona	ARS63001 Tombstone	Ars63001	193,70	307	5	2078	Tucson
8	Arizona	ARS63006 Tombstone	Ars63006	123,40	310	5	2078	Tucson
9	Arizona	ARS63007 Tombstone	Ars63007	17,50	295	1	2078	Tucson
10	Arizona	ARS63008 Tombstone	Ars63008	20,10	313	1	2078	Tucson
11	Arizona	ARS63011 Tombstone	Ars63011	10,70	306	1	2078	Tucson
12	Arizona	ARS63015 Tombstone	Ars63015	31,00	303	1	2078	Tucson
13	Californie	SOCQUEL CREEK AT SOCQUEL, CA	Us111600	104,12	670	369	1173	San
14	Caroline du Nord	TAR RIVER AT TARBORO, N, C,	Us208350	5653,97	1167	357	1116	Raleigh/Durh
15	Caroline du Nord	LUMBER RIVER AT BOARDMAN, N, C,	Us213450	3180,52	1234	395	1180	Wilmington
16	Caroline du Nord	FRENCH BROAD RIVER AT BENT CREEK N C	Us344800	1750,84	1418	907	989	Asheville
17	Caroline du Nord	FRENCH BROAD RIVER AT ASHEVILLE, NC	Us345150	2447,55	1380	800	989	Asheville
18	Caroline du Nord	CATALOOCHEE CREEK NEAR CATALOOCHEE	Us346000	127,43	1238	800	989	Asheville
19	Caroline du Sud	BROAD RIVER NEAR CARLISLE, S, C,	Us215650	7226,10	1336	506	1178	Columbia
20	Caroline du Sud	NORTH TYGER RIVER NEAR FAIRMONT, S, C,	Us215700	115,00	1300	521	1125	Greenville
21	Floride	SATILLA RIVER AT ATKINSON, GA,	Us222800	7226,10	1291	309	1253	Jacksonville
22	Floride	PEACE RIVER AT ARCADIA, FLA,	Us229675	3540,53	1311	242	1411	Tampa
23	Floride	WITHLACOOCHEE RIVER NR HOLDER, FLA,	Us231300	4713,80	1493	183	1411	Tampa
24	Floride	ALAPAHA RIVER AT STATENVILLE, GA,	Us231750	3626,00	1293	293	1253	Jacksonville
25	Floride	SANTA FE RIVER NEAR FORT WHITE, FLA,	Us232250	2634,03	1380	534	1253	Jacksonville
26	Floride	OCHLOCKONEE RIVER NEAR THOMASVILLE,	Us232750	1424,50	1373	378	1194	Tallahassee
27	Floride	OCHLOCKONEE RIVER NR HAVANA, FLA,	Us232900	2952,60	1371	347	1194	Tallahassee
28	Floride	CHOCTAWHATCHEE RIVER AT CARYVILLE,	Us236550	9062,41	1481	571	1194	Tallahassee

29	Géorgie	CHATTOOGA RIVER NEAR CLAYTON, GA,	Us217700	536,13	1554	1140	1157	Athens
30	Géorgie	BEAVERDAM CREEK AT DEWY ROSE, GA	Us218850	99,46	1309	492	1157	Athens
31	Géorgie	BROAD RIVER NEAR BELL, GA,	Us219200	3703,70	1358	453	1157	Athens
32	Géorgie	STEVENS CREEK NEAR MODOC, S, C,	Us219600	1411,55	1237	284	1168	Augusta
33	Géorgie	CANOOCHEE RIVER NEAR CLAXTON, GA,	Us220300	1437,45	1220	313	1263	Savannah
34	Géorgie	OCONEE RIVER NEAR GREENSBORO, GA,	Us221850	2823,10	1344	481	1157	Athens
35	Géorgie	OHOOPEE RIVER NEAR REIDSVILLE, GA,	Us222550	2874,90	1208	333	1263	Savannah
36	Illinois	ENGLISH RIVER AT KALONA , IA	Us545550	1484,07	891	270	1002	Moline
37	Indiana	EAST FORK WHITE RIVER AT COLOMBUS,IND	Us336400	4421,13	1011	378	981	Indianapolis
38	Kansas	PAWNEE R AT ROZEL, KS	Mo714120	5564,77	527	7	1590	Dodge City
39	Kansas	L ARKANSAS R AT VALLEY CENTER, KS	Mo714420	3437,82	807	95	1387	Wichita
40	Kansas	NF NINNESCAH R AB CHENEY RE, KS	Mo714478	2038,86	697	65	1387	Wichita
41	Kansas	SF NINNESCAH R NR MURDOCK, KS	Mo714520	1683,94	692	115	1387	Wichita
42	Kansas	WHITEWATER R AT TOWANDA, KS	Mo714707	1103,63	833	150	1387	Wichita
43	Kansas	WALNUT R AT WINFIELD, KS	Mo714780	4870,47	874	175	1387	Wichita
44	Kansas	CHIKASKIA R NR CORBIN, KS	Mo715150	2056,99	746	106	1387	Wichita
45	Los Angeles	AMITE RIVER NEAR DENHAM SPRINGS, LA	Us737850	3315,20	1562	610	1207	Baton Rouge
46	Los Angeles	COMITE RIVER NEAR OLIVE BRANCH, LA,	Us737750	375,55	1614	579	1064	Redmond
47	Mississippi	PEARL RIVER AT EDINBURG, MISS,	Us248200	2341,36	1450	475	1104	Meridian
48	Mississippi	STRONG RIVER AT D'LO, MS	Us248750	1099,97	1511	415	1173	Jackson
49	Mississippi	PEARL RIVER NEAR MONTICELLO, MISS	Us248850	12931,87	1477	487	1173	Jackson
50	Mississippi	BIG BLACK RIVER NR BOVINA, MS	Us729000	7283,08	1470	490	1173	Jackson
51	Missouri	NORTH FORK RIVER NEAR TECUMSEH, MO	Us705750	1452,99	1128	458	1159	Springfield
52	Missouri	NORTH SYLAMORE CREEK NR FIFTY SIX ARK	Us706071	150,48	1204	278	1159	Springfield
53	Missouri	SPRING RIVER NEAR WACO, MO	Us718600	3014,76	1073	299	1159	Springfield
54	Oklahoma	ARS69012 Line Creek	Ars69012	174,80	706	25	1480	Oklahoma
55	Oklahoma	ARS69013 West Bitter Creek	Ars69013	199,60	648	131	1480	Oklahoma
56	Oklahoma	ARS69016 East Bitter Creek	Ars69016	118,30	648	91	1480	Oklahoma
57	Oklahoma	Black Bear Creek at Pawnee, OK	Mo715300	1492,23	855	116	1344	Tulsa
58	Oklahoma	Bird Creek near Sperry, OK	Mo717750	2344,56	945	218	1344	Tulsa
59	Oklahoma	Deep Fork near Beggs, OK	Mo724350	5227,98	927	143	1344	Tulsa
60	Oklahoma	Illinois river near tahlequah, Ok	Us719650	2483,81	1234	350	1344	Tulsa
61	Oklahoma	WALNUT CREEK AT PURCELL, OK	Us722930	523,18	831	145	1480	Oklahoma
62	Tennessee	HARPETH RIVER NEAR KINGSTON SPRINGS,	Us343450	1763,79	1298	520	1132	Nashville
63	Tennessee	HATCHIE RIVER AT BOLIVAR, TENN,	Us702950	3833,20	1080	590	1253	Memphis
64	Texas	ARS42003 Riesel	Ars42003	5,80	942	11	1580	Waco
65	Texas	ARS42004 Riesel	Ars42004	23,00	935	39	1580	Waco
66	Texas	N Wichita Rv nr Truscott, TX	Mo731170	2427,46	604	23	1629	Wichita Falls
67	Texas	Little Wichita Rv nr Archer City, TX	Mo731450	1246,11	690	32	1629	Wichita Falls
68	Texas	CALCASIEU R NR OBERLIN, LA	Us801350	1950,27	2025	505	1274	Port Arthur
69	Texas	CATFISH CREEK NR TENNESSEE COLONY, TX	Us806480	536,13	966	168	1580	Waco
70	Texas	EAST FORK SAN JACINTO RIVER NR	Us807000	841,75	1228	260	1276	Houston
71	Texas	NORTH BOSQUE RIVER NR CLIFTON, TX	Us809500	2507,12	846	80	1580	Waco
72	Texas	GUADALUPE RIVER NR SPRINGS BRANCH, TX	Us816750	3405,85	762	116	1522	San Antonio
73	Texas	SAN MARCOS RIVER AT LULING, TX	Us817200	2170,42	824	179	1478	Austin
74	Virginie	SOUTH BRANCH POTOMAC RIVER	Us160850	3809,89	1040	341	987	Sterling
75	Virginie	MONOGACY RIVER AT JUG BRIDGE	Us164300	2116,03	1038	421	987	Sterling
76	Virginie	RAPPAHANNOCK RIVER NEAR	Us166800	4133,64	1028	378	987	Sterling
77	Virginie	WACCAMAW RIVER NEAR LONGS, SC	Us211050	2849,00	1361	430	1075	Richmond
78	Virginie	BLUESTONE RIVER NEAR PIPESTEM , WV	Us317900	1020,46	1015	417	1123	Roanoke
79	Virginie de l'ouest	TYGART VALLEY RIVER AT PHILLIPI, WV	Us305450	2372,44	1163	736	779	Elkins

Annexe 7 Article 1 : Sensibilité des modèles à la variabilité temporelle de l'ETP

Accepté pour publication dans Journal of Hydrology

Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model?

Part 1 – Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs?

Ludovic Oudin¹, Claude Michel¹ and François Anctil²

¹Cemagref, Hydrology and Water Quality Research Unit, P.B. 44, 92163 Antony Cedex, FRANCE

²Université Laval, Québec, Qc, CANADA G1K7P4

Corresponding author. E-Mail: ludovic.oudin@cemagref.fr

ABSTRACT

Evapotranspiration is a major component of the catchment water balance and potential evapotranspiration (PE) data should therefore be a key input to rainfall-runoff models. Nevertheless, it is common to use mean PE (i.e. the same seasonally variable PE, identically repeated each year) instead of temporally varying PE as input to rainfall-runoff models, due to the scarcity of meteorological data. This article investigates the validity of using mean PE instead of temporally varying PE as input to four different daily rainfall-runoff models. The investigation focuses on Penman PE estimates. The value of PE inputs for rainfall-runoff modelling is assessed in terms of streamflow simulation efficiency over a large sample of 308 catchments located in France, Australia and the United States. We found no systematic improvements in the rainfall-runoff model efficiencies when using temporally varying PE instead of mean PE, and we conclude that the insensitivity of rainfall-runoff models to detailed PE knowledge may bring into question the very concept of PE.

Key words:

Rainfall-runoff modelling, sensitivity analysis, potential evapotranspiration, parsimony.

INTRODUCTION

Potential evapotranspiration (PE) is a key factor in the water balance of land surfaces, both at the plot and at the catchment scales. However, the hydrological practice often consists in using mean PE instead of temporally varying PE, as “in many areas an average annual evapotranspiration curve appears to be as meaningful as any readily available discrete information” (Burnash, 1995). There are two reasons for this: first, the scarcity of meteorological data needed to compute PE, and second, the apparent lack of sensitivity of rainfall-runoff models to PE input (see, for example, Calder, 1983; Fowler, 2002). As automatic weather station data become progressively much more readily available, the first reason is losing importance, leaving one question unanswered: Why are rainfall-runoff models insensitive to such a key input as PE? To try to move forward on this topic, we have adopted a two-level approach: in this article, we specifically address the question of the ability of rainfall-runoff models to exploit PE instead of mean PE. Then in a companion article (Oudin et al., this issue), we will discuss the impact of many alternative PE formulae on rainfall-runoff model efficiency.

The comparison of mean PE versus temporally varying PE could seem superfluous, as it is obvious that a more suitable evaporative demand input should have a positive impact on catchment water balance simulations. However, the fact that many hydrologists have seen no differences in the use PE and mean PE (Burnash, 1995), even for extreme situations (Fowler, 2002), remains puzzling, and we believe that before examining alternatives for PE computation, we must take stock of this bewildering finding.

In this article, we present a framework designed to determine whether rainfall-runoff models are indeed unable to benefit from temporally varying PE. This test was done over an international sample of 308 catchments (section 3), using four different rainfall-runoff models (section 4). Section 5 attempts to provide insights into the value of temporally varying PE as inputs to rainfall-runoff models, as compared to that of simpler mean PE: we first approach this in section 5.1 using actual streamflow data; then we use synthetic streamflow data in section 5.2, in order to isolate the impact of model input errors from the errors attributable to the model structure.

RELEVANT LITERATURE

Hereafter, the terms 'PE' or 'temporally varying PE' will refer to PE values computed with daily observed meteorological variables, and 'mean PE' will refer to daily PE values, averaged over many years, which is a simple climatological mean estimate of PE, depending only on Julian day and requiring no measurements of the meteorological variables. Figure 1-a illustrates the differences between mean PE and PE.

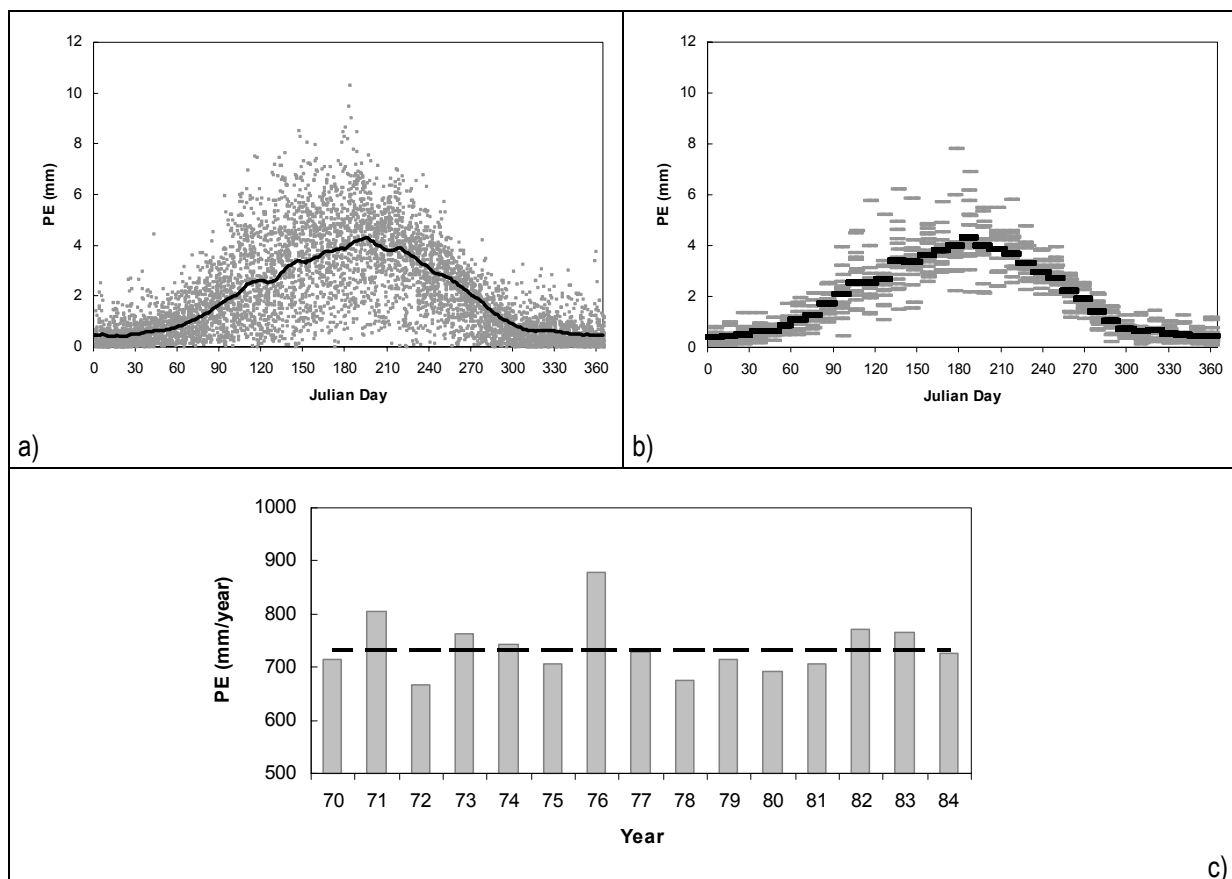


Figure 1 - Derivation of mean daily (a) and ten-day (b) PE from time varying Penman PE. Example taken at Phalsbourg (France) between 1970 and 1984. Annual PE and mean annual PE are also plotted (c).

The differences between the two options are substantial at the daily time step. One could argue that for rainfall-runoff models, day-to-day fluctuations of PE may have little impact on streamflow simulations; however, Figure 1-b and Figure 1-c show that ten-day fluctuations remain significant and that there can even be a significant variation in evaporative demand from one year to another. These fluctuations should have an impact on streamflow simulations.

Using mean PE to represent the evaporative demand, we assume that the climatic parameters represent average conditions on the day of simulation. However, many model applications have to cope with relatively extreme

conditions, for which the model is likely to need more specific information. For instance, at the monthly time scale, droughts are particularly influenced by climatic conditions that cannot be taken into account using a PE regime curve. How can the model ignore temporal irregularity using only mean values of PE without affecting the performance of its simulations?

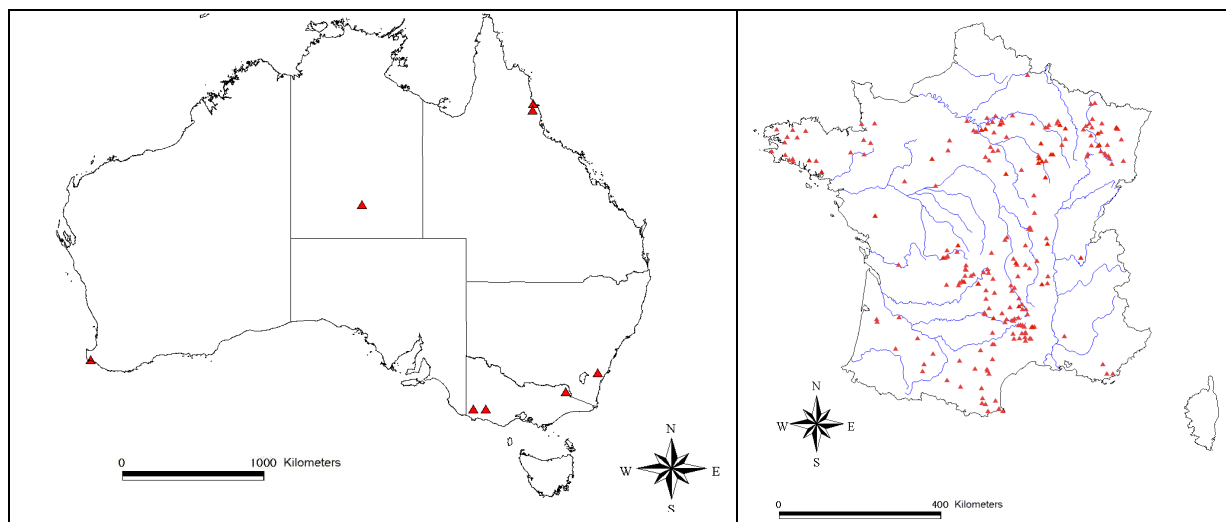
Nevertheless, using mean PE instead of PE has been found to have little impact on the efficiency of rainfall-runoff models. Using a sample of ten French catchments, Edijatno (1991) compared mean ten-day PE data and ten-day PE data as input to a rainfall-runoff model. He found no systematic degradation of model efficiency when using mean PE, and the average degradation in the streamflow simulations was very limited. Fowler (2002) investigated the validity of using long-term average PE in water balance studies. He compared soil water deficit time series simulated using a daily water balance model run successively with PE and mean PE. The modelling test was carried out over 13 years for one site (Auckland, New Zealand), with emphasis on comparing model performance during wet and dry years. Results showed that substituting mean PE estimates for the daily water balance produces a soil water regime very similar to that derived using PE values, even over relatively extreme periods. This lack of improvement encountered in these studies when using more adequate PE information is probably representative of the situation prevailing with most rainfall-runoff models and corroborates Burnash's statement. To establish whether insensitivity to temporally varying PE data is really a substantial characteristic of rainfall-runoff models, we decided to conduct a systematic test over a large catchment sample. In this research, the hydro-climatic diversity of the catchment sample made it possible to identify the influence of potentially important factors such as catchment size and climate regime. As pointed out by Fowler (2002), this is not the case for most of the previously studied sites, which have a marine west coast rainfall regime with winter maximum rainfall, and thus "applicability of the results to other climate regimes is uncertain".

CATCHMENTS AND DATA

In this section, we describe the catchment sample on which we will assess the impact of different PE inputs on streamflow simulation efficiency. We included as many basins as were available when this research began, since the reliability of our conclusions should come primarily from the wide variety of hydro-meteorological conditions in the test sample.

Data collection

The data requirements of the rainfall-runoff models tested here are limited: as inputs they only need rainfall and potential evapotranspiration series. Daily streamflow series are used to calibrate and assess the models. Hydro-meteorological data sets were collected for 308 catchments located in Australia, France and the United States (see locations in Figure 2). Detailed daily meteorological data were used to compute Penman PE: they consisted of time-series of air temperature, relative humidity, solar radiation (or sunshine duration) and wind speed.



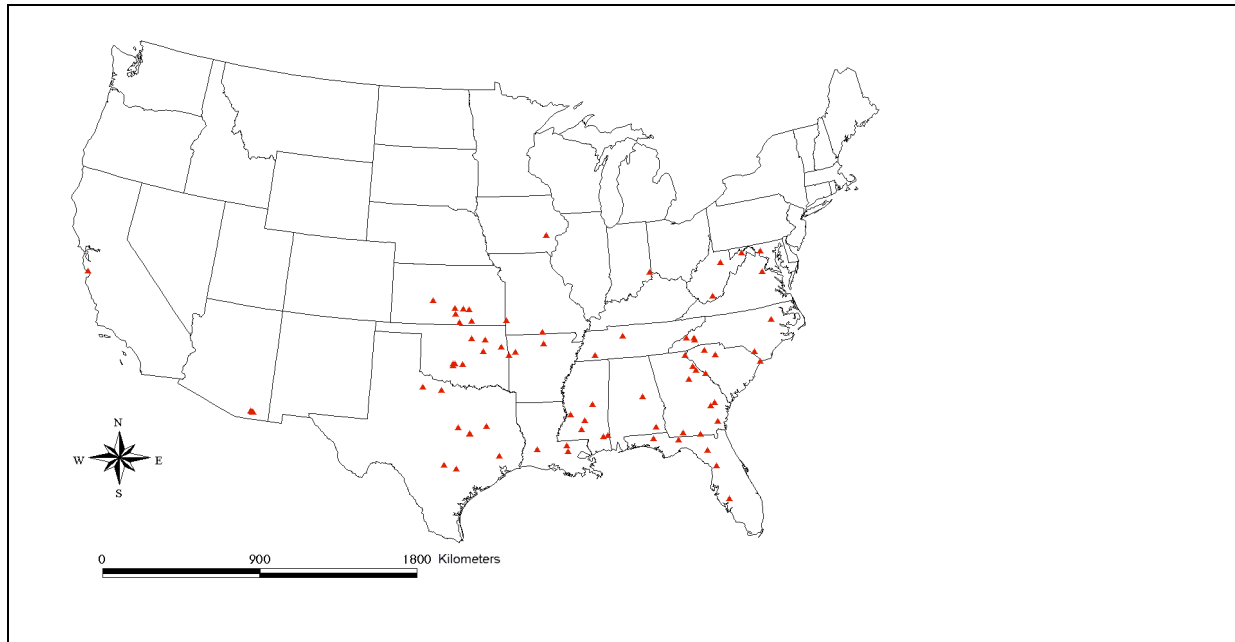


Figure 2 - Streamflow gauge locations for the 308 catchments

Data for the eight Australian catchments were provided by the Australian Bureau of Meteorology and the Model Parameter Estimation EXperiment (MOPEX) (Schaake et al., 2001); their climate conditions vary from tropical to semi-arid.

The 221 French catchments are part of the sample used by Perrin et al. (2001) to discuss the problem of model complexity in rainfall-runoff modelling.

Data for the catchments in the USA were provided by several sources: the MOPEX experiment, the United States Geological Survey (USGS), the Agricultural Research Service (ARS), the United States Department of Agriculture (USDA) and the Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC). Meteorological data were supplied by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). To keep the catchments fairly free of snow effects, US catchments were chosen south of latitude 37 N and east of longitude 104 W. In this area, the long-term average snowfall does not exceed 300 mm per year. Selected catchments all had at least 10 years of data and the maximum distance that we allowed between the catchment outlet and the corresponding meteorological station was set at 100 km. Finally, we used the criterion proposed by Schaake et al. (2000) to decide on the minimum number of rain gauges allowed per catchment. A total of 79 US catchments were selected by combining these criteria.

PE computation

Our tests were limited to the Penman PE model, which is recommended by many hydrologists (e.g. Jensen et al., 1990) because of its good agreement with lysimeter estimates, but a companion article (Oudin et al., this issue), will examine other approaches to computing PE.

Penman PE values were calculated with daily actual data from meteorological stations located within or near the catchments. The formulation of PE used in this article is the formulation developed by Penman (1948):

$$PE = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_s)f(U)}{\lambda \rho \cdot (\Delta + \gamma)} \quad \text{Eq (1)}$$

with $f(U) = 2.63(1 + 0.536U)$, and where U is the wind speed (m s^{-1}), PE is the rate of potential evapotranspiration (mm day^{-1}), R_n is the net radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), λ is the latent heat of vaporization (taken equal to 2.45 MJ kg^{-1}), ρ is the water density (1000 kg m^{-3}), Δ is the slope of vapour pressure/temperature curve at equilibrium temperature ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), γ is the psychrometric constant (taken equal to $6.6 \cdot 10^{-2} \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), e_a is the saturation vapour pressure (kPa) and e_s is the actual vapour pressure (kPa).

Catchment characteristics

Table 1 presents a quick overview of the basins used in this study, with mean annual characteristics of the basins in each country.

Table 1 - Ranges in size and hydro-climatic characteristics of the catchment sample

Country	Australia	France	United States
Number of basins	8	221	79
Number of meteorological stations used	7	31	40
Basin area (km ²)	166 - 4159	5 - 9387	64 - 9060
Mean annual Penman PE (mm)	1015 - 1960	690 - 1340	995 - 1870
Mean annual streamflow Q (mm)	32 - 601	23 - 1937	80 - 1140
Mean annual precipitation P (mm)	310 - 1280	617 - 1942	670 - 2025
Runoff coefficient (Q / P)	0.05 - 0.54	0.03 - 0.92	0.01 - 0.73
Aridity Index (PE / P)	1.03 - 6.31	0.39 - 1.93	0.63 - 5.53

Basin size ranged from small (5.2 km²) to large (9,387 km²), with a median size of 142 km². Due to the scarcity of available meteorological stations for this study, we generally had only one meteorological station for each catchment. Thus, catchments larger than 10,000 km² were discarded to avoid poor spatial representativity of PE values. Hydroclimatic conditions varied over a wide range, from temperate through semi-arid to tropical. Mean annual PE varied between 690 and 1960 mm, mean annual rainfall between 310 and 2025 and mean annual streamflow between 23 and 1937 mm. The aridity index ($\overline{PE/P}$) varied from 0.39 to 6.31 and the runoff coefficient from 0.01 to 0.95.

RAINFALL-RUNOFF MODELS AND EFFICIENCY ASSESSMENT

Rainfall-runoff models

Four rainfall-runoff models were selected for this study. They were chosen because they are reliable, widely used and because they use quite different approaches to compute actual evapotranspiration from PE values. All of them are continuous, lumped models running at the daily time step:

- the four-parameter GR4J model is presented in detail by Perrin et al. (2003);
- a six-parameter modified lumped version of HBV (Bergström and Forman, 1973), here called HBV0, without detailed snowmelt routine;
- a six-parameter modified version of IHACRES (Jakeman et al., 1990), here called IHAC, which uses PE input data instead of temperature input data;
- an eight-parameter modified version of TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979; Beven et al., 1995), here called TOPMO, which uses a parameterised analytical expression of the soil-topographic index distribution. This version of TOPMO was previously used by Edijatno et al. (1999) and Andréassian et al. (2001).

Here, all model structures were used in a lumped mode and fed with the same data, i.e. rainfall time-series and potential evapotranspiration estimates. A brief description of the four structures and models operations are given in the appendix. The evapotranspiration procedure in GR4J depends on one parameter (X1), while there are two parameters for HBV0 (X1 and X2) and IHAC (X1 and X6), and three for TOPMO (X3, X7 and X8). The four procedures for evapotranspiration computation are described below, but for a more detailed discussion on model structures, see Perrin (2000).

- In the GR4J model, the first operation is the subtraction of PE from rainfall to determine either a net rainfall P_n or a net evapotranspiration capacity E_n . This operation is computed as if there was an interception storage of zero capacity. When E_n is not zero, an actual evaporation (AE) rate is then determined as a function of the level in the production reservoir.

- In the HBV0 model, AE is computed as a function of the soil moisture conditions and PE. First, PE is adjusted to give E_n using a calibrated parameter. Then a linear relationship between the ratio AE/E_n and soil moisture is used.
- In the IHAC model, PE is first corrected in E_n by a calibrated parameter. Then AE is computed as a function of E_n and the level of the production reservoir (another free parameter is involved in this function).
- In the TOPMO model, there is an interception storage of a capacity determined by one parameter, which determines E_n . Then a production function adjusted with two calibrated parameters is used to determine AE from E_n and the level of the production reservoir.

Optimisation technique and objective function

The optimisation technique used was that presented by Edijatno et al. (1999) and used by Perrin et al. (2001): for each rainfall-runoff model, the optimisation procedure starts with an initial set of parameters, identified as the one yielding the best results on a large sample of catchments. Then the algorithm uses a gradient search procedure to evolve step by step in the parameter space toward the optimum parameter values. Because of the relatively low number of parameters, the four models did not present significant optimisation problems.

The objective function for calibration was the Nash and Sutcliffe (1970) criterion calculated on root-square transformed streamflows (Eq 2).

$$N_a(\sqrt{Q}) = 100 \times \left(1 - \frac{\sum_j (\sqrt{Q_{obs,j}} - \sqrt{Q_{sim,j}})^2}{\sum_j (\sqrt{Q_{obs,j}} - \sqrt{Q_{obs}})^2} \right) \quad Eq (2)$$

where $Q_{obs,j}$ and $Q_{sim,j}$ are the observed and simulated streamflows on day j and $\sqrt{Q_{obs}}$ is the mean of the root-square transformed observed streamflow over the calibration period.

We chose the Nash and Sutcliffe criterion applied on root-square-transformed streamflows because the classic Nash criterion on streamflows tends to emphasise large errors, i.e. those generally occurring during flood events. Hence using root-square-transformed streamflows yields a more all-purpose criterion, as argued by Perrin et al. (2001).

Criteria to assess the efficiency of rainfall-runoff models

The methodology applied to assess the performance of rainfall-runoff models was a split-sample test procedure, as recommended by Klemeš (1986): for each catchment, data time-series were split into two to six independent (non-overlapping) sub-periods, depending on the length of the total available record. Then the model was calibrated on each sub-period and tested in validation mode on all the other sub-periods. The periods were between 4 and 6 years long and a total of 2498 validation periods were identified on the 308 catchments, i.e. an average of eight validation periods per catchment. Table 2 shows the geographical distribution of validation periods.

Table 2 - Distributions of validation periods by basin origin (with proportion of the total sample in brackets)

Country	Australia	France	United States	Total
Number of basins	8 (3%)	221 (72%)	79 (28%)	308 (100%)
Number of station-years of data	215	2646	1688	4549
Number of calibration periods	43	582	341	966
Number of validation periods	192 (8%)	1080 (43%)	1226 (49%)	2498 (100%)

Three criteria were used to assess rainfall-runoff efficiency on the validation periods. Two numerical measures are based on the Nash and Sutcliffe formulation. The first one is the standard Nash and Sutcliffe criterion:

$$N_a(Q) = 100 \left(1 - \frac{\sum_j (Q_{obs,j} - Q_{sim,j})^2}{\sum_j (Q_{obs,j} - \bar{Q})^2} \right) \quad Eq (3)$$

where \bar{Q} is the mean observed streamflow.

The second criterion is the Nash and Sutcliffe (1970) criterion calculated on root-square-transformed streamflows (Eq 3). Both criteria vary between $-\infty$ and 100% (they reach 100% for perfect agreement) and are easy to interpret, as they quantify the ability of the model to explain streamflow variance, i.e. the improvement achieved by any model in simulating streamflow compared to a basic reference model simulating a constant streamflow equal to the mean observed streamflow. $N_a(Q)$ puts more emphasis on flood simulations, and $N_a(\sqrt{Q})$ gives a more balanced image of overall hydrograph fit.

The third criterion is based on the mean cumulative error of the model, written in relative terms (balance error) by:

$$CB(\%) = 100 \left[1 - \left| 1 - \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \right| \right] \quad Eq (4)$$

This formulation was chosen to assess water balance because it varies between $-\infty$ and 100%, like both previous criteria, and can calculate significant average values over the test sample. CB measures the ability of the model to correctly reproduce streamflow volumes over the studied period. Criterion CB is different from the two other criteria in that it compensates among errors at each time-step of the simulation.

AN ASSESSMENT OF RAINFALL-RUNOFF MODEL SENSITIVITY TO TEMPORAL UNCERTAINTIES OF PENMAN PE

Several authors (Edijatno, 1991; Burnash, 1995; Fowler, 2002) reported that feeding rainfall-runoff models with detailed (i.e. time varying) PE input instead of mean PE would not yield better results. As a first step of our investigation, in section 5.1, we confirm the results found in the literature on a large catchment sample. Then, in section 5.2, we present a framework using synthetic data, which allows us to evaluate the consistency of rainfall-runoff model insensitivity to PE.

Testing actual Penman PE data versus long-term average Penman PE data

Using the four rainfall-runoff models considered in this study, a systematic test was performed on the catchment sample to compare model efficiency (in validation mode) when fed with PE or mean PE.

Figure 3 to Figure 5 show the three assessment ($N_a(Q)$, $N_a(\sqrt{Q})$ and CB) criteria obtained in validation mode with PE compared to the corresponding assessment criteria obtained with mean PE over the sample of 308 catchments, and for the four tested rainfall-runoff models.

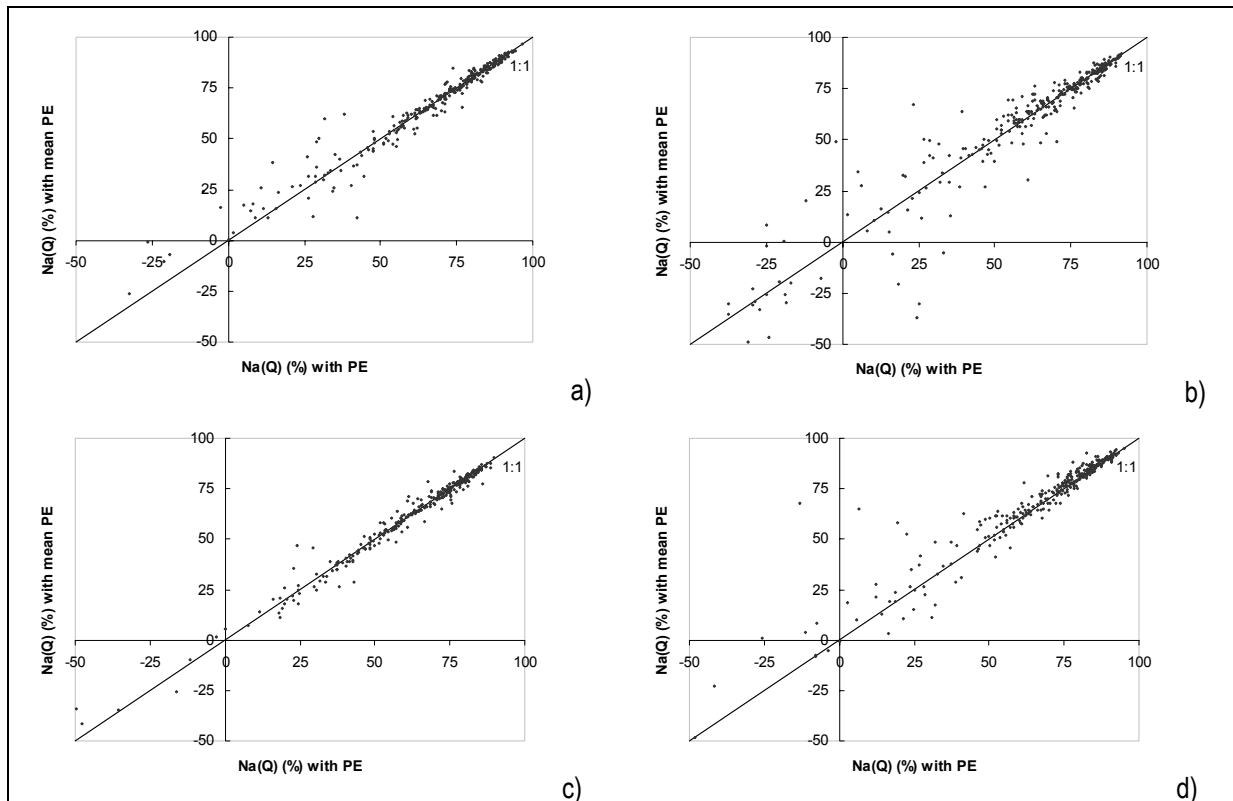


Figure 3 – Distributions of mean performance per catchment (over 308-catchment sample) obtained in validation with Nash(Q) criterion with (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC and (d) TOPMO. Comparison between Penman PE data and mean PE. The reference streamflows are observed streamflows.

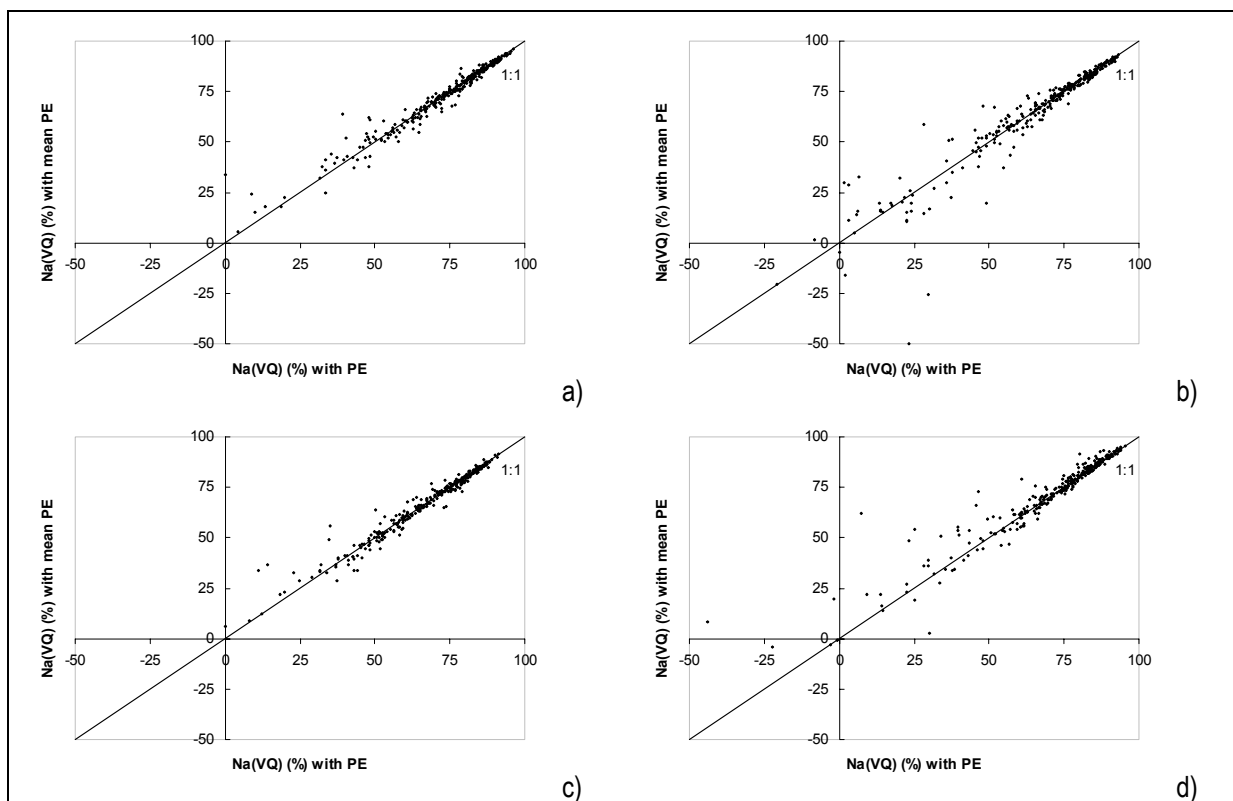


Figure 4 – Distributions of mean performance per catchment (over 308-catchment sample) obtained in validation with Nash(\sqrt{Q}) criterion with (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC and (d) TOPMO. Comparison between Penman PE data and mean PE. The reference streamflows are observed streamflows.

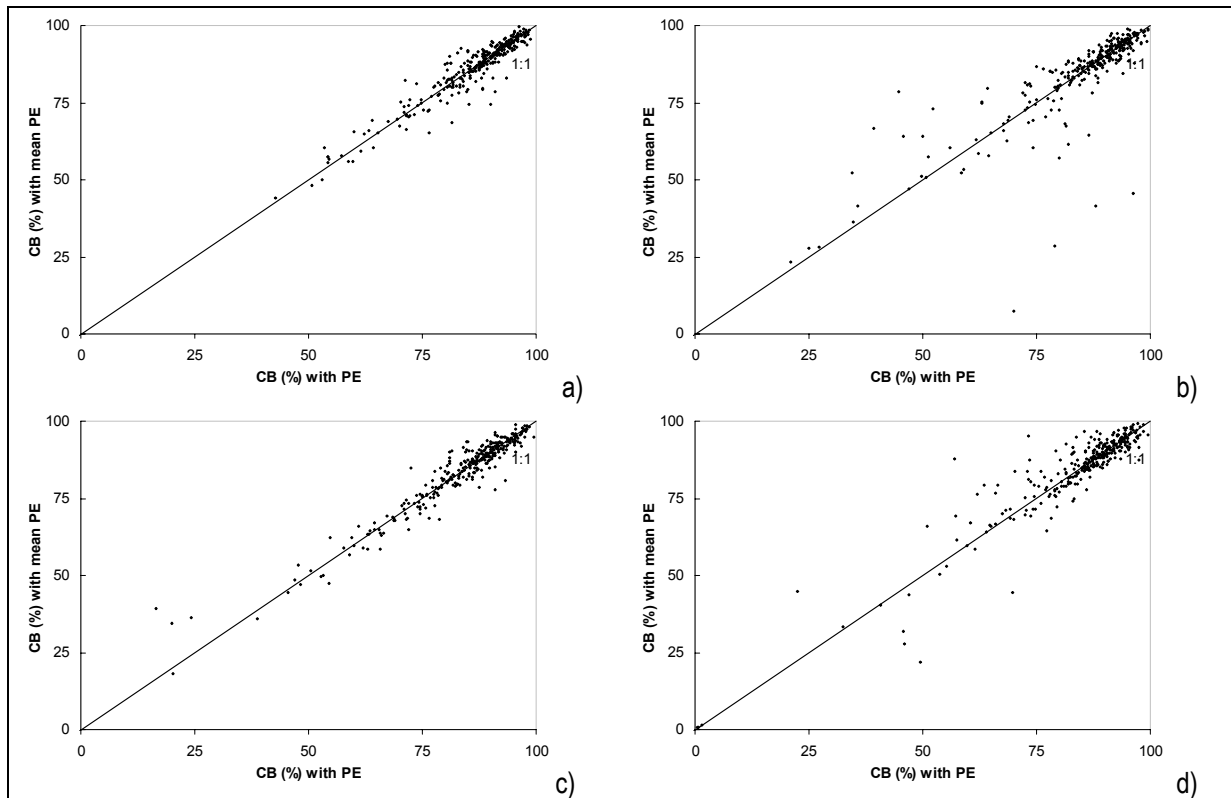


Figure 5 – Distributions of mean performance per catchment (over 308-catchment sample) obtained in validation with CB criterion with (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC and (d) TOPMO. Comparison between Penman PE data and mean PE. The reference streamflows are observed streamflows.

The three criteria have slightly different behaviours since CB presents relatively high values compared with the other two criteria. However, the overall results are homogenous: using PE did not yield results significantly better than using mean PE values (see Table 3). The possible gain was very low and not systematic. These results confirm those obtained by Calder (1983) and Fowler (2002): PE time series do not provide significantly better streamflow simulations than mean PE values.

Table 3 – Rainfall-runoff models performance with actual data and long-term data. Median of criteria obtained in validation mode over 2498 validation periods with real observed streamflow data.

Models	Assessment criteria	Median of criteria with PE (%)	Median of criteria with mean PE (%)	Differences (%)
GR4J	Na (Q)	69.1	69.3	-0.2
	Na (\sqrt{Q})	75.8	75.9	-0.1
	CB	88.8	88.9	-0.1
HBV0	Na (Q)	64.3	63.6	0.7
	Na (\sqrt{Q})	70.2	70.5	-0.3
	CB	89.0	88.5	0.5
IHAC	Na (Q)	60.5	59.9	0.6
	Na (\sqrt{Q})	68.3	68.2	0.1
	CB	87.2	87.5	-0.3
TOPMO	Na (Q)	69.4	70.2	-0.8
	Na (\sqrt{Q})	76.5	76.9	-0.4
	CB	88.0	88.4	-0.4

Concerning the differences between the four rainfall-runoff models, it appears that the lower the Nash criterion, the greater the differences between the two PE input options. Thus, it is difficult to conclude on the advantages of using models such as IHAC and HBV0, which are likely to use PE more adequately than mean PE, but with lower performance on streamflow simulations. Moreover, none of the models shows a significant degradation when using mean PE, since the drops in model performance never exceed 0.8% and depend on which assessment criterion is chosen (see Table 3).

However, the validity of using mean PE may depend on the climatic conditions and area of the basin. This question can be addressed thanks to the large and climatically varied catchment sample. To this aim, we focused on three hydro-climatic characteristics of the basins: the aridity index (P / PE), basin area (km^2) and mean annual PE (mm/year). Figure 6 presents the differences between PE and mean PE in terms of Nash criteria calculated on streamflows. In this section, we present only the results concerning this criterion since other criteria behave in a similar manner.

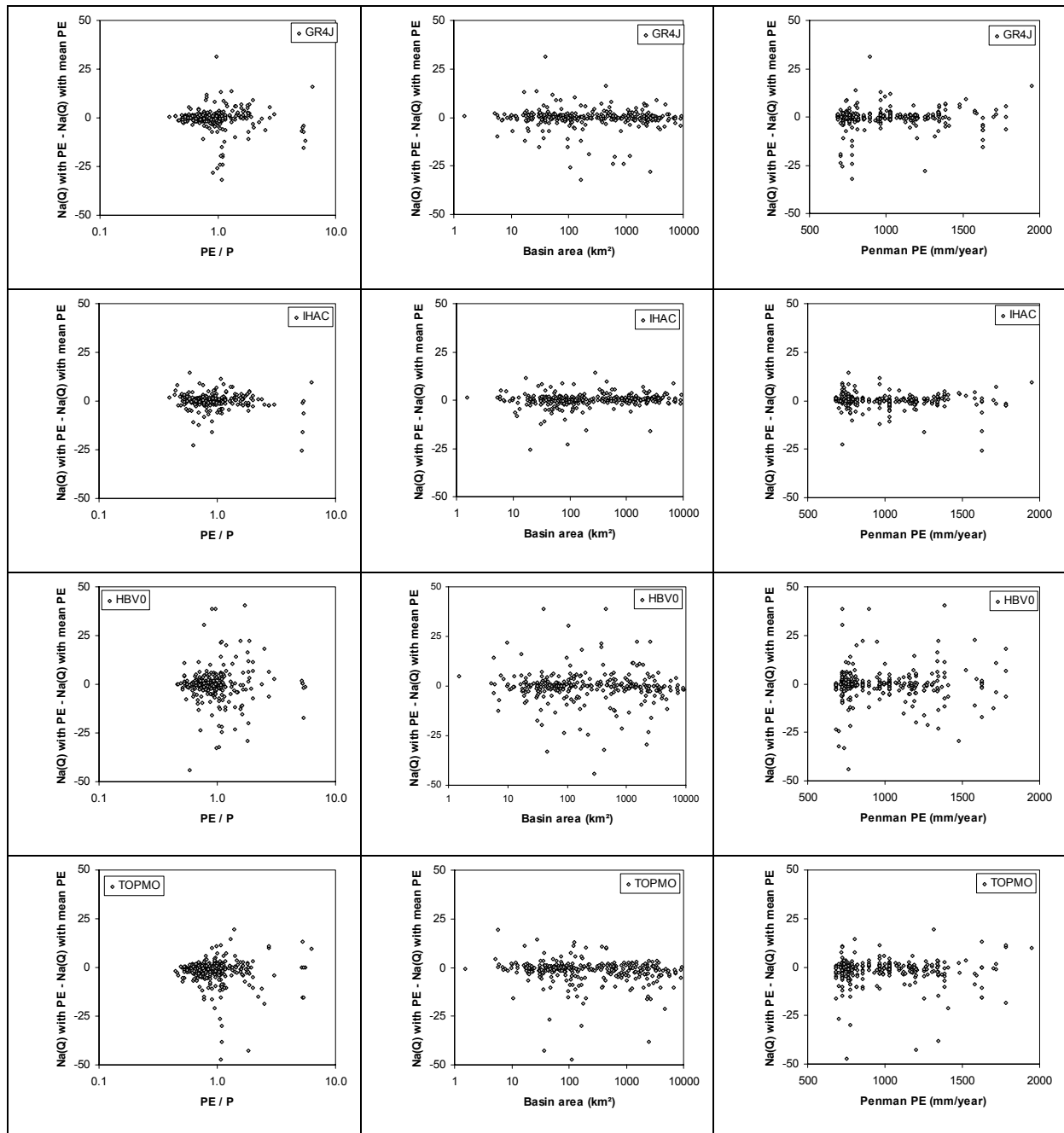


Figure 6 - Differences between PE and mean PE in terms of models efficiency and basin characteristics.

The differences are plotted against the three characteristics cited above: there is no clear impact of basin characteristics on the validity of using mean PE. Even arid sites do not show degradation in performance when using mean PE. Thus, it is likely that our results are not climate-specific. However, even if the median results are similar from one model to another, one can note that the four rainfall-runoff models behave differently: the HBV0 model seems to be the most sensitive to the shift from PE to mean PE.

The lack of improvement using actual Penman PE over long-term average, confirmed for several models and over a large number of catchments, is rather puzzling: it is indeed quite illogical that rainfall-runoff models cannot benefit from more precise climatic information. Three hypotheses may be put forward to explain this finding:

- First, rainfall-runoff models may not use the full potential of PE information while converting potential to actual evaporative losses. They could behave like a low-pass filter, absorbing high frequency variations (see, for example, Wu et al., 2002). We address this question in section 5.2.
- Second, the Penman model could be inappropriate to represent evaporative demand at the basin scale. Indeed, at this spatial scale, complex feedback mechanisms are likely to exist between the variations in PE and actual evapotranspiration (AE). These interactions were highlighted by Bouchet (1963) and developed by Morton (1969). The question of the validity of Penman PE for rainfall-runoff models is addressed in a companion article (Oudin et al., this issue) by comparing 27 different PE models.
- Third, the catchment could behave as a filter to atmospheric inputs, absorbing the temporal variability of these inputs. So the insensitivity of rainfall-runoff models would only convey the filtering nature of the catchment.

While the last hypothesis seems difficult to verify objectively, the two others are more within the reach of users of rainfall-runoff models. This question is addressed in Section 5.2 using a synthetic data approach.

Is insensitivity to detailed PE input ingrained in usual rainfall-runoff models?

Determining whether if rainfall-runoff models are truly insensitive to PE inputs is a challenge. Indeed, uncertainties exist both in the structures and in the inputs of rainfall-runoff models. In this section, we propose a method to test the capacity of rainfall-runoff models to handle time-varying PE. The method uses synthetic streamflow data generated by a rainfall-runoff model, using time-varying PE inputs, and denoted Q^* . The approach with synthetic data aims at isolate the impact of model input errors from the errors due to the model structure. Hence, there is no uncertainty on the validity of PE input, which was questionable in section 5.1.

For each catchment, a first simulation is run with PE data, in order to obtain the synthetic streamflow time series. Then, the obtained synthetic streamflow time series is used to calibrate the rainfall-runoff models on calibration periods and assess them on validation periods with both PE and mean PE. A scheme of the entire procedure is presented in Figure 7.

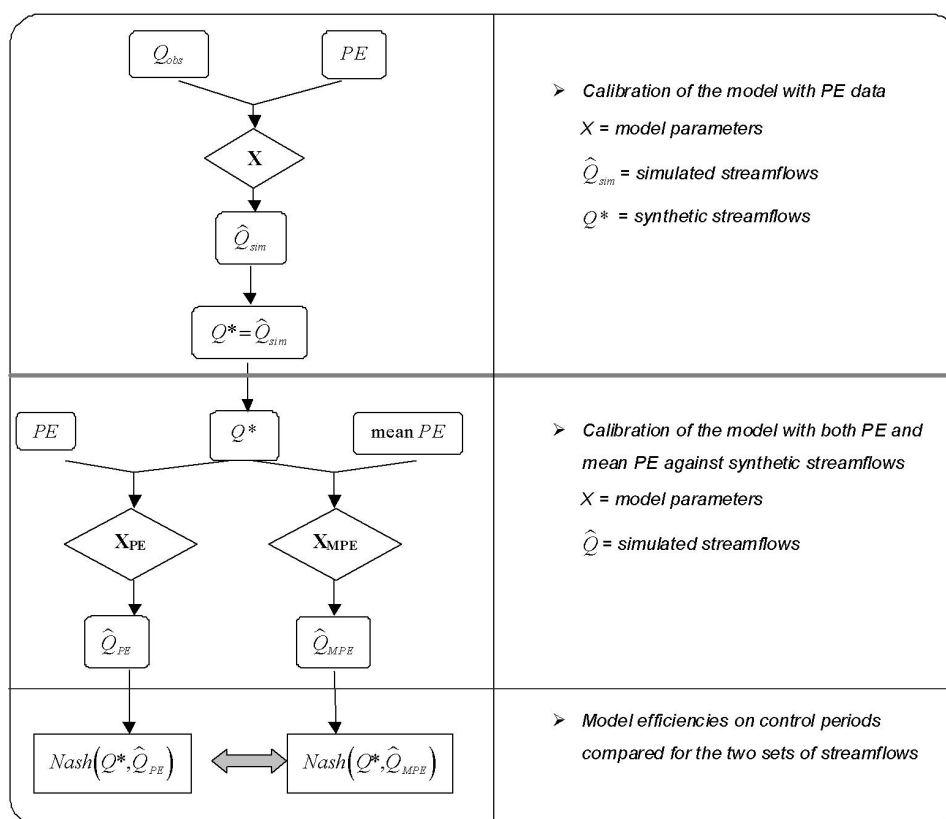


Figure 7 – Schematic representation of the method used to assess the ability of rainfall-runoff models to exploit time-varying PE.

What results can be expected? As the hypothetical streamflow time series were obtained with time-varying PE, rainfall-runoff models should reproduce these streamflows perfectly with PE but should encounter difficulties when attempting to reproduce them with mean PE. Hence, the expected result is a significant improvement in the simulations obtained using PE (with a Nash criterion near 100%), compared to those simulations using mean PE.

Table 4 – Rainfall-runoff models performance with actual data and long-term data. Median of criteria obtained in validation mode over 2498 validation periods using synthetic streamflow.

Models	Assessment criteria	Median of criteria with PE (%)	Median of criteria with mean PE (%)	Differences (%)
GR4J	Na (Q)	100.0	98.6	1.4
	Na (\sqrt{Q})	100.0	98.4	1.6
	CB	100.0	98.4	1.6
HBV0	Na (Q)	100.0	98.4	1.6
	Na (\sqrt{Q})	100.0	97.5	2.5
	CB	100.0	98.1	1.9
IHAC	Na (Q)	100.0	99.1	0.9
	Na (\sqrt{Q})	100.0	99.2	0.8
	CB	100.0	98.9	1.1
TOPMO	Na (Q)	100.0	98.2	1.8
	Na (\sqrt{Q})	100.0	98.1	1.9
	CB	100.0	98.0	2.0

Table 4 suggests a slight degradation in rainfall-runoff model efficiency with mean PE, but the possible median gap in criteria assessment does not exceed 2.5%. The differences shown in Table 4 are slightly more pronounced than those already shown in Table 3, because of the use of synthetic data: the performance of rainfall-runoff models with PE is optimal (assessment criteria equal to 100%) and mean PE necessarily yields worse simulations.

The limited differences between two PE inputs clearly confirms the rainfall-runoff models in their sensitivity to PE: mean PE yields as satisfactory results as PE, even for an ideal modelling situation, in which streamflows are known to be mathematically derived from PE.

These results confirm that rainfall-runoff models are poorly sensitive to observed classical Penman PE input. One could put the blame on the lumped models: they are so poor in describing the rainfall-runoff transformation that feeding them with correct PE inputs is not useful. However, some authors have pointed out that the catchment could behave as a filter to atmospheric data, absorbing the temporal variability of the climatic input (Bras, 1979; Bras and Rodriguez-Iturbe, 1976; Storm et al., 1989). Hence, we may be dealing with an inherent characteristic of the physical system, but it must be kept in mind that rainfall-runoff models are far from being perfect, and it remains hazardous to translate our modelling results into conclusions on the physical system. Note also that these lumped models have been developed with the Penman PE model; and if this is the wrong PE input, it is not surprising that the way they treat this erroneous information is to use as little as possible.

CONCLUSION

This study originated from the disturbing findings that mean PE seemed as good as time-varying PE in terms of rainfall-runoff models.

The first step of our study consisted in confirming this suspicion over a large and climatically varied catchment sample, as well as for several representative rainfall-runoff models. The conclusion is that looking for daily observed PE data as inputs into a rainfall-runoff model is not necessary: a long-term average regime curve will serve as well. One of the purposes of this article was to generalize previous results found in the literature and our conclusions substantiate these findings.

The second step confirmed that the four rainfall-runoff models considered here do not significantly benefit from PE. This is quite disconcerting from a modelling point of view, because a better streamflow simulation is expected when using a more relevant evaporative demand. Rainfall-runoff models are poorly responsive to observed classical Penman PE input. They only need long-term values, which are sound derivations of the true climatic information. As this previous study was based on the recommended Penman PE estimates, a further interrogation arises: Could other PE models be more relevant than Penman-types models at the catchment scale? This question is addressed in the companion article (Oudin et al., this issue) using the same catchment and rainfall-runoff model sample, but with 27 different PE models.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the two anonymous reviewers for their suggestions, which helped to improve the text. The authors thank Dr Ross James at the Bureau of Meteorology of Australia for providing data sets of the Australian catchments and Dr Qingyun Duan for US data of the MOPEX database. Streamflow data sets were obtained on the US Geological Survey web site (<http://waterdata.usgs.gov/nwis>). Precipitation data were supplied by the CDIAC, USDA and ARS databases. For French catchments streamflow data were provided by the HYDRO database of the French Ministry for the Environment. Special thanks is extended to Jean-Paul Goutorbe and Bruno Rambaldelli of Météo France for the French climatic data. Funding from the Programme National de Recherche en Hydrologie and Région Ile-de-France are also acknowledged.

REFERENCES

- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I. and Lavabre, J., 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 250(1-4): 206-223.
- Bergström, S. and Forman, A., 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nordic Hydrology*, 4: 147-170.
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1): 43-69.

- Beven, K.J., Lamb, R., Quinn, P., Romanovicz, R. and Freer, J., 1995. TOPMODEL. In: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., pp. 627-668.
- Bouchet, R.J., 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle - Signification climatique. IAHS Publ. n° 62: 134-142.
- Bras, R.L., 1979. Sampling of interrelated random fields: the rainfall-runoff case. *Water Resources Research*, 15(6): 1767-1780.
- Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I., 1976. Network design for the estimation of areal mean of rainfall events. *Water Resources Research*, 12(6): 1185-1195.
- Burnash, R.J.C., 1995. The NWS river forecast system - catchment modeling. In: V.P. Singh (Editor), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands ranch, CO., pp. 311-366.
- Calder, I.R., 1983. An objective assessment of soil-moisture deficit models. *Journal of Hydrology*, 60: 329-355.
- Edijatno, 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Ph.D. Thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 242 pp.
- Edijatno, Nascimento, N., Yang, X., Makhlof, Z. and Michel, C., 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2): 263-278.
- Fowler, A., 2002. Assessment of the validity of using mean potential evaporation in computations of the long-term soil water balance. *Journal of Hydrology*, 256(3-4): 248-263.
- Jakeman, A.J., Littlewood, I.G. and Whitehead, P.G., 1990. Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments. *Journal of Hydrology*, 117: 275-300.
- Jensen, M.E., Burman, R.D. and Allen, R.G., 1990. *Evapotranspiration and water requirements*. ASCE Manual 70, New York, USA, 332 pp.
- Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrologic simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1): 13-24.
- Morton, F.I., 1969. Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. *Journal of Hydrology*, 5(6): 1244-1255.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282-290.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, 193: 120-145.
- Perrin, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Ph.D Thesis, INP, Grenoble, France, 530 pp.
- Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242: 275-301.
- Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289.
- Schaake, J.C., Duan, Q.-Y., Koren, V.I. and Hall, A., 2001. Towards improved parameter estimation of land surface hydrology models through the Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX). In: A.J. Dolman et al. (Editors), *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large-Scale Hydrological Models*. Proc. of the 6th IAHS Scientific Assembly. IAHS Publication n°270, Maastricht, The Netherlands, pp. 91-97.
- Schaake, J.C., Duan, Q.-Y., Smith, M. and Koren, V.I., 2000. Criteria to select basins for hydrologic model development and testing, Conference on Hydrology AMS, Long Beach, CA, pp. 4.
- Storm, B., Høgh Jensen, K. and Refsgaard, J.C., 1989. Estimation of catchment rainfall uncertainty and its influence on runoff prediction. *Nordic Hydrology*, 19: 77-88.
- Wu, W., Geller, M.A. and Dickinson, R.E., 2002. The response of soil moisture to long-term variability of precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 3: 604-613.

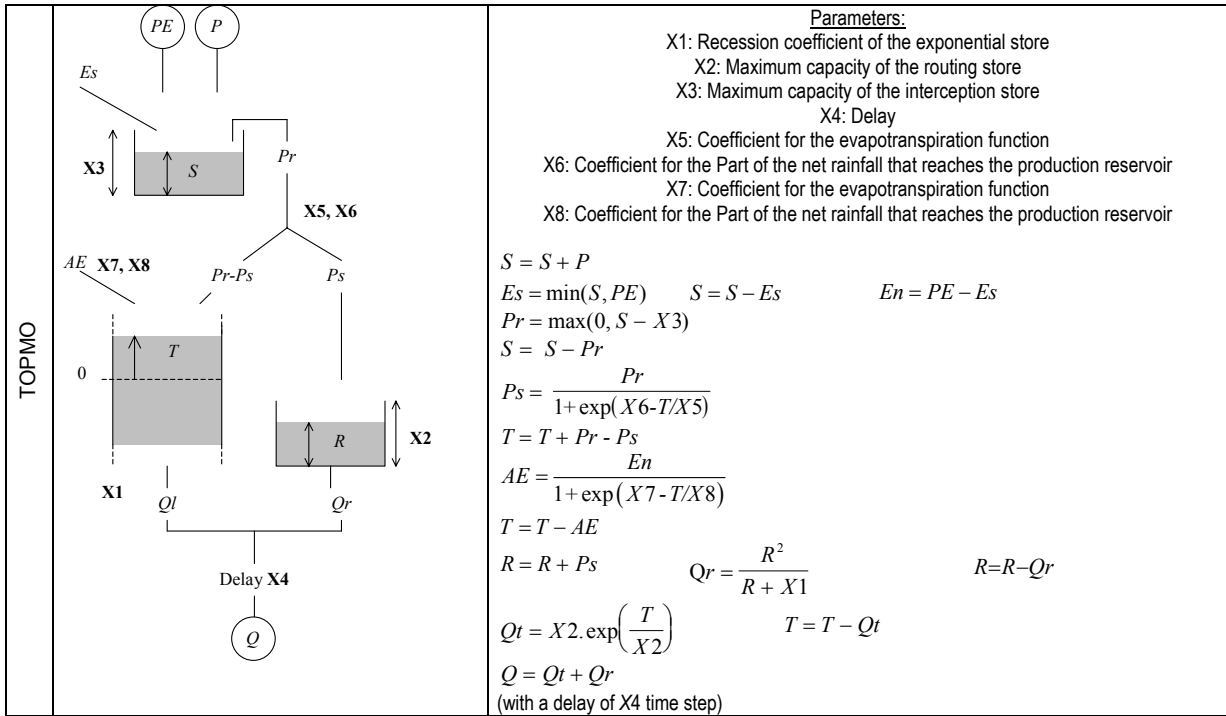
APPENDIX: BACKGROUND OF RAINFALL-RUNOFF MODELS

Notations for components of the production function

- P = Rainfall
- PE = Potential evapotranspiration
- En = Net evapotranspiration capacity
- AE = Actual evapotranspiration
- Pn = Net rainfall
- Ps = Part of the net rainfall that reaches the production reservoir
- S = Water content of the production reservoir
- X = Model parameters

Sequence and nature of model operations

GR4J		<p style="text-align: center;"><u>Parameters:</u></p> <p>X1: maximum capacity of the production store X2: Groundwater exchange coefficient X3: Maximum capacity of the routing store X4: Time constant of unit hydrograph</p> <p>if $P \geq PE$, $Pn = P - PE$, $En = 0$, if $P < PE$, $En = PE - P$, $Pn = 0$</p> $Ps = \frac{X1 \left(1 - \left(\frac{S}{X1} \right)^2 \right) \tanh \left(\frac{Pn}{X1} \right)}{1 + \frac{S}{X1} \tanh \left(\frac{Pn}{X1} \right)}$ $AE = \frac{S \left(2 - \frac{S}{X1} \right) \tanh \left(\frac{En}{X1} \right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X1} \right) \tanh \left(\frac{En}{X1} \right)}$ $Perc = S - \left(S^{-4} + \left(\frac{9}{4} \cdot X1 \right)^{-4} \right)^{-\frac{1}{4}}$ $S = S - Perc$ $0 \leq j \leq X4, \quad SH1(j) = \left(\frac{j}{X4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad j > X4, \quad SH1(j) = 1$ $0 \leq j \leq X4, \quad SH2(j) = \frac{1}{2} \left(\frac{j}{X4} \right)^{\frac{5}{2}}$ $X4 < j \leq 2 \cdot X4, \quad SH2(j) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{j}{X4} \right)^{\frac{5}{2}}$ $j > 2 \cdot X4, \quad SH2(j) = 1$ <p>(Unit hydrograph: $UH(j) = SH(j) - SH(j-1)$)</p> $F = X2 \cdot \left(\frac{R}{X3} \right)^{\frac{7}{2}}$ $Qd = \max(0, Q1 + F)$ $R = \max(\varepsilon, R + Q9 + F)$ $Qr = R - \left(R^{-4} + X3^{-4} \right)^{-\frac{1}{4}} \quad R = R - Qr$ $Q = Qr + Qd$
------	--	--



Annexe 8 Article 2 : Sensibilité des modèles à la formulation de l'ETP

Accepté pour publication dans Journal of Hydrology

Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model?

Part 2 – Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling

Ludovic Oudin¹, Frédéric Hervieu¹, Claude Michel¹, Charles Perrin¹, Vazken Andréassian¹, François Anctil² and Cécile Loumagne¹

¹Cemagref, Hydrology and Water Quality Research Unit, P.B. 44, 92163 Antony Cedex, FRANCE

²Université Laval, Québec, Qc, CANADA G1K7P4

Corresponding author. E-Mail: ludovic.oudin@cemagref.fr

ABSTRACT

This research sought to identify the most relevant approach to calculate potential evapotranspiration (PE) for use in a daily rainfall-runoff model, while answering the following question: How can we use available atmospheric variables to represent the evaporative demand at the basin scale? The value of 27 PE models was assessed in terms of streamflow simulation efficiency over a large sample of 308 catchments located in France, Australia and the United States. While trying to identify which atmospheric variables were the most relevant to compute PE as input to rainfall-runoff models, we showed that the formulae based on temperature and radiation tend to provide the best streamflow simulations. Surprisingly, PE approaches based on the Penman approach seem less advantageous to feed rainfall-runoff models. This investigation has resulted in a proposal for a temperature-based PE model, combining simplicity and efficiency, and adapted to four rainfall-runoff models. This PE model only requires mean air temperature (derived from long-term averages) and leads to a slight but steady improvement in rainfall-runoff model efficiency.

Key words :

Rainfall-runoff modelling, sensitivity analysis, potential evapotranspiration, parsimony.

INTRODUCTION

For engineers who wish to use a rainfall-runoff model in a catchment study, how to represent the evaporative demand introduced into a model often poses a dilemma. Rainfall-runoff models often use potential evapotranspiration (PE), which is mainly an agronomic concept that lacks a clear definition at the catchment or regional scale. Here, we are interested in finding the most adequate PE input to lumped conceptual rainfall-runoff models with the sole purpose of providing better streamflow simulations.

The hydrological literature contains a wealth of PE models, each with different data requirements: as Brutsaert (1982) points out, "in the case of evaporation beside sampling, there is also the problem of simply determining it at a point location." In operational situations, where meteorological stations are scarce, hydrologists often

hesitate: should they use a formula with large data requirements (and possibly a poor spatial representation) or a simpler formula, thus providing a better spatial representation of catchment-scale evaporative demand?

In the companion article, Oudin et al. (this issue) showed that rainfall-runoff models are poorly responsive to actually observed classical Penman PE input. They require only mean values, which are sound derivations of the true climatic information. As this previous study was based on the recommended Penman PE estimates, a further interrogation arises: Could other PE models be more relevant than Penman-type models at the catchment scale? Indeed, if rainfall-runoff models are particularly insensitive to PE input, could a different and possibly simpler PE model (i.e. less data-demanding) than Penman be used?

To answer this question, we chose to compare several PE models found in the literature and then assess their respective merits as input to rainfall-runoff models. In section 2, we first review some of the literature relevant to the use of Penman PE models within rainfall-runoff models. Section 3 mentions the data detailed in the companion article and presents the method. In section 4, we assess the efficiency of rainfall-runoff models using each PE model with daily data and mean daily values. Then we discuss relevance of PE models for rainfall-runoff modelling. Last, section 5 proposes a PE model, combining simplicity and efficiency, for the four rainfall-runoff models used in this study.

RELEVANT LITERATURE

One of the first studies of sensitivity to errors in potential evapotranspiration input was published by Parmele (1972). The author used three models and a sample of nine catchments to assess the impact of PE errors on model efficiency. He compared streamflows simulated with erroneous PE to ideal synthetic streamflow, obtained with "true" PE. He found that an estimate of PE accurate to better than $\pm 20\%$ may not be necessary. Other sensitivity analysis studies such as those by Paturel et al. (1995) and Nandakumar and Mein (1997) found that compared to errors in rainfall, PE errors induced much smaller output errors.

To observe model sensitivity to the type of PE formulation, many studies also attempted to replace the Penman formula with simpler or more sophisticated methods.

Andersson (1992) compared the effect of seven different methods of PE computation on the output of the HBV rainfall-runoff model, including: Penman PE values, mean monthly Penman PE values and the temperature-based PE model developed by Thornthwaite. He used the same set of calibrated parameters in each case, only allowing the precipitation correction factor to compensate for PE over- or under-estimation to obtain the same total runoff amount for all formulae over the calibration period. Differences between methods, expressed in terms of model efficiency, were marginal: the inclusion of temperature slightly improved the performance of the model while mean Penman PE values yielded better results than time-varying Penman PE.

Lindroth (1993) and Joukainen (2000) also used the HBV model and modified the routine computing actual evapotranspiration (AE) from PE, to better take into account interception by trees and snowmelt, adding several new parameters to the model. They found a very slight improvement in calibration, even though they had largely increased the number of model parameters. Clearly, HBV is not sensitive to such refinements of its AE computation routine.

Evans (2003) tested several regional climate models associated with the CMD-IHACRES model on an experimental site in central USA. He found that the best results were produced by a regional climate model using only precipitation and evapotranspiration determined simply with temperature as a surrogate for PE. This study is another example of the crudeness of the climatic inputs that seems to be favoured by rainfall-runoff models.

Andréassian et al. (2004) used a sample of 62 mountainous catchments and two rainfall-runoff models to test the impact of a regionalized Penman PE on the performance of rainfall-runoff models. They found that in both models, a very simple assumption on PE input (the same average input for all catchments) yields the same results as a more accurate input obtained from regionalization.

All these studies raise an important question: is the Penman model the most relevant PE model for catchment modelling? Doubts on this topic had already been raised by Morton (1994) - probably the most critical about the use of Penman's approach in rainfall-runoff modelling - who stated: "It seems likely that the use of the Penman-Monteith equation to estimate evaporation from hydrologically significant areas has no real future, being merely an attempt to force reality to conform to preconceived concepts derived from small wet areas." Trying to approve

or to refute this statement, we can also put forward a further question: does a relevant and self-contained PE model exist for rainfall-runoff modelling?

DATA AND METHODS

The data and the model comparison methods used for this research are similar to those used in the companion article. In this section, we briefly mention the main characteristics of the testing framework. For more detailed information, refer to Oudin et al. (this issue).

- A sample of 308 catchments located in Australia, France and the United States was used for this study. Four simple, reliable, continuous daily lumped rainfall-runoff models were used: GR4J, HBV0, IHAC, TOPMO.
- To study the impact of different PE models on rainfall-runoff model efficiency, we followed the split-sample test procedure recommended by Klemeš (1986): for each catchment, data time-series were split into two to six independent (non-overlapping) sub-periods. Then the model was calibrated on each sub-period and tested in validation mode on all the other sub-periods. The periods vary between 4 and 6 years and a total of 2498 validation periods were identified on the 308 catchments.
- The validation criteria used to assess streamflow simulations were the Nash and Sutcliffe (1970) criterion applied to streamflows $N_a(Q)$ and root-square-transformed streamflows $N_a(\sqrt{Q})$, and a water balance criterion CB . Equations and details of these criteria are given in the companion article (Oudin et al., this issue).

COMPARISON OF 27 PE MODELS

Selected PE models

There is a wealth of methods for estimating PE. Overviews of many of these methods can be found in the hydrological literature (Brutsaert, 1982; Jensen et al., 1990; Morton, 1994; Xu and Singh, 2002). These methods can be grouped into several categories, including: empirical, mass transfer, combination, radiation, temperature and measurements. The number of equations and the wide range of data types needed make it difficult to select the most appropriate evaporation method.

The combination method (Penman, 1948) is usually considered as the most physically satisfying by many hydrologists (Jensen et al., 1990; Shuttleworth, 1993; Beven, 2001). The sample of formulae tested in the present study embodies a wide range of methods and conceptions and make it possible to test the Penman formula versus simpler ones. We also tested ten formulae, which are simple associations of meteorological variables, allowing a comparison with the efficiency of other classical PE models. The 27 formulae used in this study are presented in Table 1.

Table 1 - PE formulae selected for the study

Classification	Common method name	Data needed	Reference
Simple associations of meteorological variables	PE α Tmax	T	
	PE α Tmin	T	
	PE α T	T	
	PE α U	U	
	PE α D	D	
	PE α Re	Re	
	PE α T*D	T, D	
	PE α (1-RH)	RH	
	PE α (1-RH) *U	RH, U	
	PE α (1-RH) * U * D	RH, U, D	
Combination	Penman	RH, T, U, D	(Penman, 1948)
	Penman-Monteith	RH, T, U, D	(Monteith, 1965)

	Priestley-Taylor	T, D	(Priestley and Taylor, 1972)
	Kimberly-Penman	RH, T, U, D	(Wright, 1982)
	Thom-Oliver	RH, T, U, D	(Thom and Oliver, 1977)
Temperature	Thornthwaite	T	(Thornthwaite, 1948)
	Blaney-Criddle	T, D	(Blaney and Criddle, 1950)
	Hamon	T, D	(Hamon, 1961)
	Romanenko	RH, T	(Xu and Singh, 2001)
	Linacre	RH, T	(Linacre, 1977)
Radiation	Turc	RH, T, D	(Xu and Singh, 2001)
	Jensen-Haise	T	(Jensen and Haise, 1963)
	McGuinness-Bordne	T	(McGuinness and Bordne, 1972)
	Hargreaves	T	(Hargreaves and Samani, 1982)
	Doorenbos-Pruitt (FAO-24)	RH, T, U, D	(Jensen et al., 1990)
	Abtew	RH, T, D	(Abtew, 1996)
	Makkink	T	(Makkink, 1957)

T = Temperature; U = Wind Speed; D = Insulation / Radiation; RH = Relative Humidity; Re = Extraterrestrial radiation (depending on the latitude and Julian day)

Several studies have dealt with the search for the best formula to compute PE (Jensen et al., 1990; Amatya et al., 1995; Xu and Singh, 2002). Many of these studies chose the Penman approach as reference, as it seems to give PE estimates of highest adequacy with lysimeter measurements. However, this approach was not possible in our case, since we placed our PE study within a rainfall-runoff perspective, i.e. we wish to judge the value of a PE model based on the quality of the streamflow simulations it yields. In other words, our assessment of a PE model lies only in its capacity to allow the rainfall-runoff models to make better predictions.

The 27 PE formulations used in this study are detailed in the appendix. Last, it should be mentioned that the computation of all weather data required for the several PE computations followed the method and procedure given in Appendix C of Morton's article (1983).

Scaling of PE estimates to avoid systematic biases

Most PE models listed in Table 1 give mean accumulated PE values different from those given by the original Penman formula. These under- or over-estimations may yield systematic errors on streamflow simulations. In order to achieve similar accumulated PE values over the tested periods, we chose to apply a scaling factor for each formula and for each basin in order to fit the annual mean Penman PE value. The scaling factor is given by:

$$PE^*_{formula}(j) = \left(\frac{\sum_j PE_{Penman}}{\sum_j PE_{formula}} \right) PE_{formula}(j) \quad Eq (5)$$

where $\sum_j PE_{Penman}$ is the sum of the daily Penman PE, and $\sum_j PE_{formula}$ is the sum of the daily PE values computed with the tested formula.

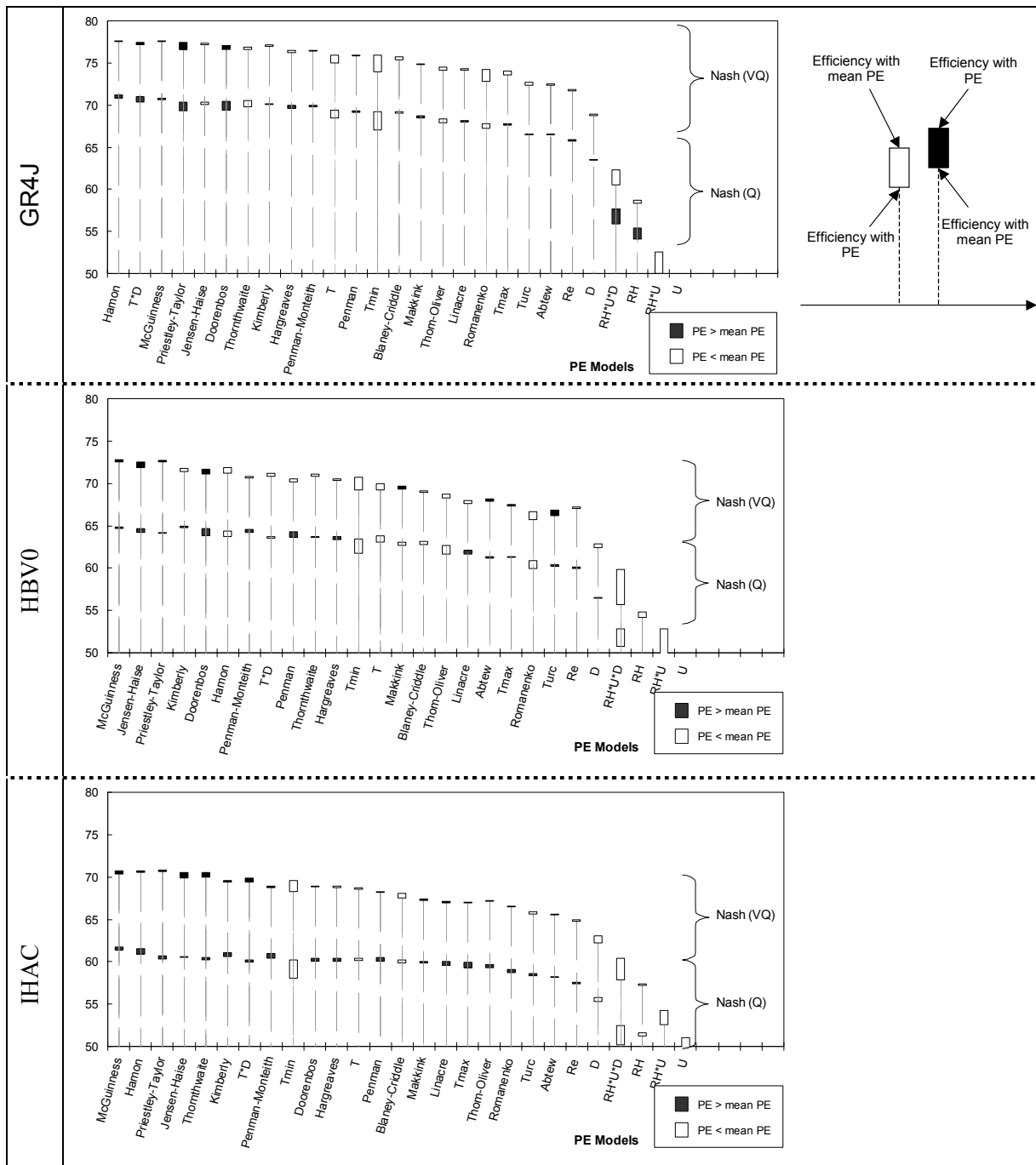
Hence, all the scaled PE formulae estimates used to feed the four rainfall-runoff models considered here had exactly the same long-term mean as the original Penman values. By introducing this scaling factor, we aimed to test only the relative importance of PE fluctuations over the tested period for each PE formula, and thus to identify which atmospheric parameters would lead to the best temporal fluctuations of the catchment evaporative demand. The scaling factor is similar in its effect to using mean Penman PE as evaporative demand amount, as done by Oudin et al. (this issue), except that the seasonal cycle is captured differently. Hence, this factor allows focusing on the seasonal cycle of each formula, thus avoiding the effects of systematic biases on PE amounts, which were recently assessed in Andréassian et al. (2004).

Testing PE data versus mean PE

In the companion article, we investigated the validity of using mean Penman PE instead of PE. The results suggested that rainfall-runoff models were insensitive to time-varying PE information. As the tests were carried out only with the Penman model, we extended the tests to the 27 PE formulae in this section.

PE values were computed with daily observed meteorological variables. Then, using the four rainfall-runoff models, a systematic test with all the PE formulae was done on the catchment sample to compare model efficiency (in validation mode) when fed with PE or mean PE.

Figure 1 presents the results obtained with both options for each rainfall-runoff model. The results for each PE model are summarized using the median Nash criterion over the 2498 validation periods (a more detailed examination of the distributions of Nash criteria will be made in section 4.4). Two assessment criteria are presented on Figure 1 but similar results were obtained for the CB criterion.



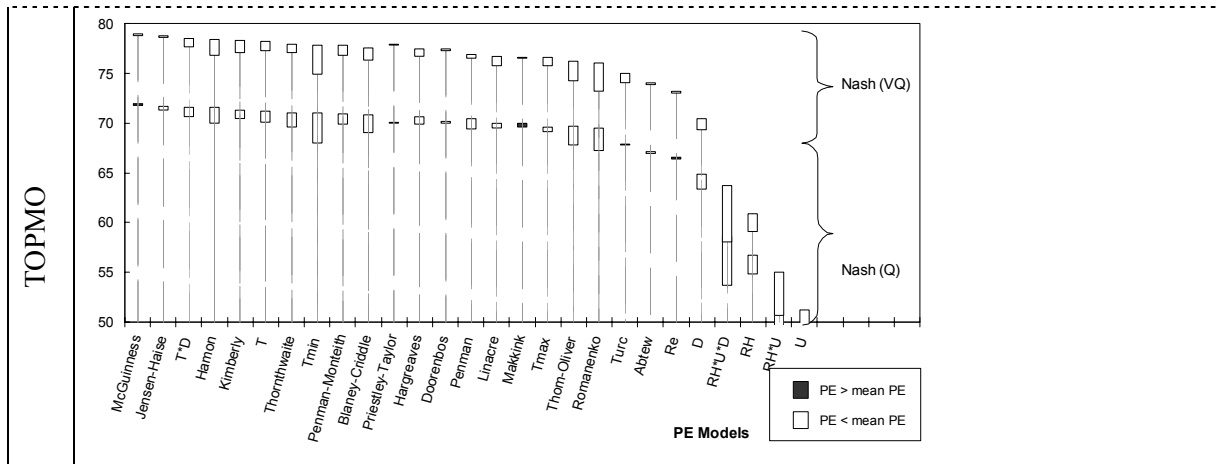
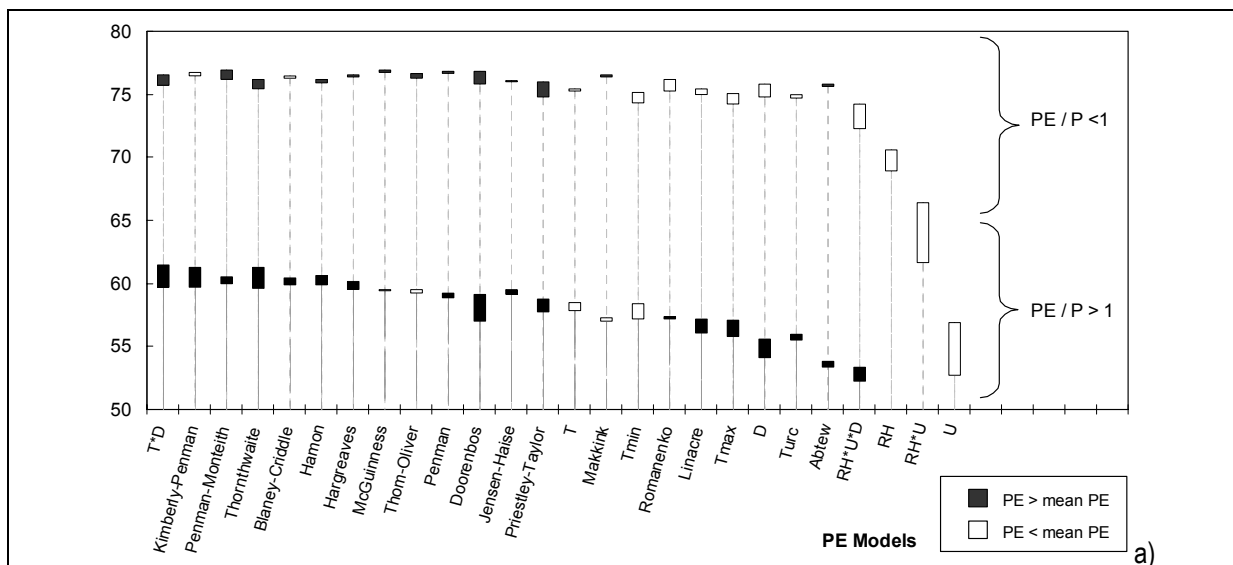


Figure 1 – Differences in rainfall-runoff model performance when using PE and mean PE values for (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC and (d) TOPMO. Median of Nash (Q) and Nash (\sqrt{Q}) criteria over the 2498 validation periods and sorted in the decreasing order of the median value of Nash criteria.

Figure 1 confirms that PE time series generally do not obtain better results than mean PE values. The possible gain is slight and rarely exceeds 1% of the Nash criterion for the 27 PE formulations proposed here. These results confirm those obtained by Oudin et al. (this issue): using PE does not allow yielding significantly better streamflow simulations than with mean PE. Thus, time varying data will not be considered hereafter, since they do not improve the efficiency of rainfall-runoff models compared with mean values.

Results were relatively homogenous between the four rainfall-runoff models. None of the rainfall-runoff models presented systematic degradation when using mean PE. However, note that TOPMO seems to have benefitted little from actual daily PE. This is all the more surprising as this model has the most sophisticated routine to compute actual evapotranspiration from PE. This may indicate an overparameterization of the loss module in this model. Moreover, TOPMO has two reservoirs (the interception and production reservoirs) in its evapotranspiration treatment, and it is likely that these two reservoirs contribute to the filtering of the differences between PE and mean PE.

Figure 2 presents the previous results for GR4J in terms of the aridity index and catchment area. The investigation was not limited to the GR4J model and similar results (not shown here) were obtained for other models and criteria. The catchment sample was split into four groups: the first group was made of catchments with area less than 150 km², and the second was made of catchments with an area greater than 150 km². Then each group was also split into two sub-groups according to the aridity index (greater or less than 1) of the catchments.



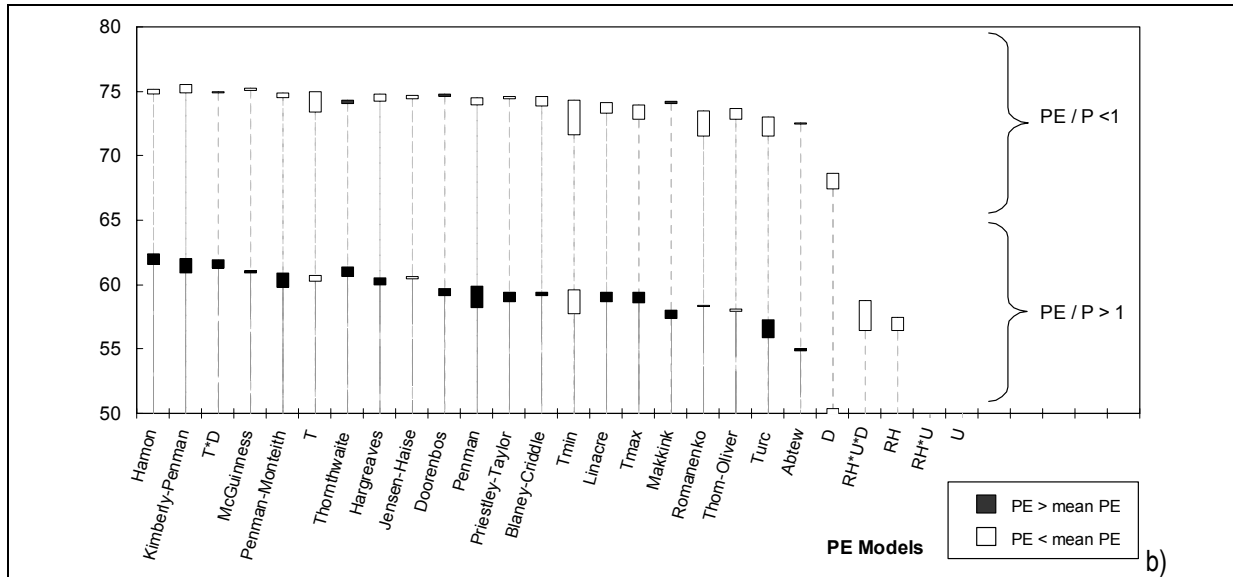
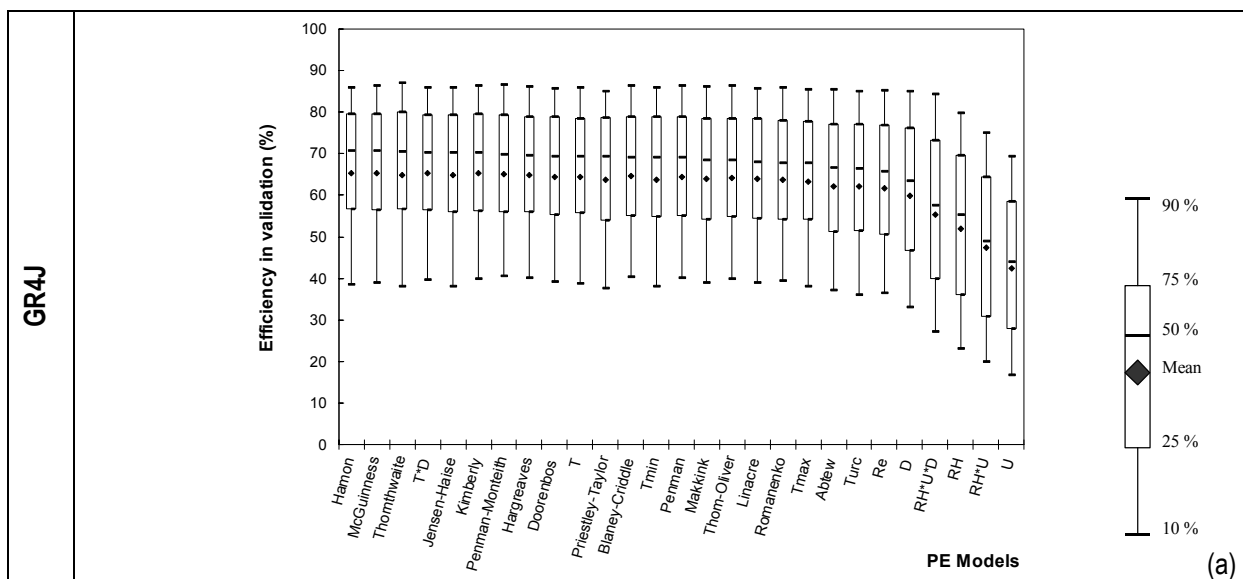


Figure 2 – Differences in GR4J model performance when using PE and mean PE values for (a) catchments with area less than 150 km², and (b) catchments with area greater than 150 km². Median of Nash (Q) for two groups depending on aridity index, over the 2498 validation periods and sorted in the decreasing order of the median value of Nash criteria.

Figure 2 shows that for arid catchments ($PE/P \geq 1$) there was a slight improvement when using actual PE instead of mean PE for almost all PE formulae. Figure 2 also shows that overall small catchments produced a larger gain than large catchments. However, the improvements observed for arid catchments remained very small and never exceeded 2%; these results confirm and generalize previous results (Calder, 1983; Edijatno, 1991; Fowler, 2002) obtained for other climates. Moreover, note that on these catchments, the performance of the four models was significantly altered compared to other catchments and it is therefore difficult to compare the two groups objectively.

Relevance of the 27 tested PE formulae for rainfall-runoff modelling

For each PE model, we extracted the mean PE values and tested them as inputs to the four rainfall-runoff models considered in this study. Figure 3 presents average performance over all validation periods together with representative percentiles (0.10, 0.25, 0.50, 0.75 and 0.90) for the Nash (Q) criterion, with the four tested rainfall-runoff models. PE models are ranked in decreasing order of median Nash criterion over all basins.



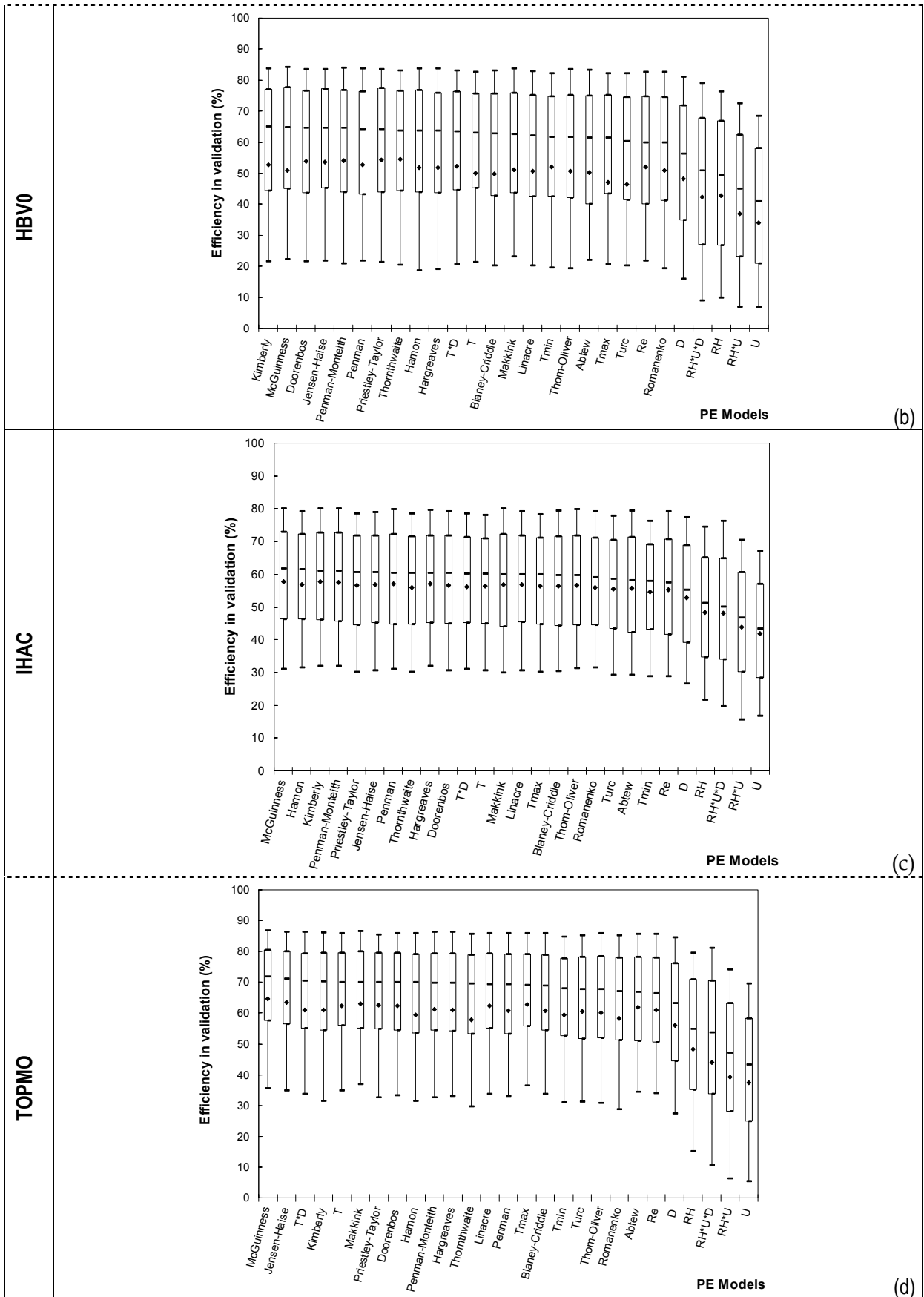


Figure 3 – Average and 0.10, 0.25, 0.50, 0.75 and 0.90 percentiles of Nash (Q) criteria obtained by 27 PE models in validation mode for GR4J model (a), HBV0 (b), IHAC (c) and TOPMO (d). Results are

obtained on 2498 validation periods and PE models are sorted in decreasing order of median Nash criterion.

It can be noted that performance was strikingly similar for most PE formulae; confirming results of previous studies that indicated a lack of sensitivity of rainfall-runoff models to PE inputs (Parmele, 1972; Andersson, 1992). Nash criteria appear to be very close for most of the PE formulations used: median efficiencies vary less than 5% for half of the sample of PE formulae. Moreover, distributions of the performance of different models are also similar, suggesting that PE models yield a similarly high or low performance on a number of basins. The small differences between formulae in terms of streamflow calculations give a hint of the lack of accuracy required for PE input to the model since the seasonal cycle of many PE formulae can strongly differ.

Figure 4 shows the performance obtained by the GR4J model assessed with the two other criteria. Note that the overall ranking of PE formulae and the conclusions on the value of PE formulae for streamflow simulations are similar for all criteria.

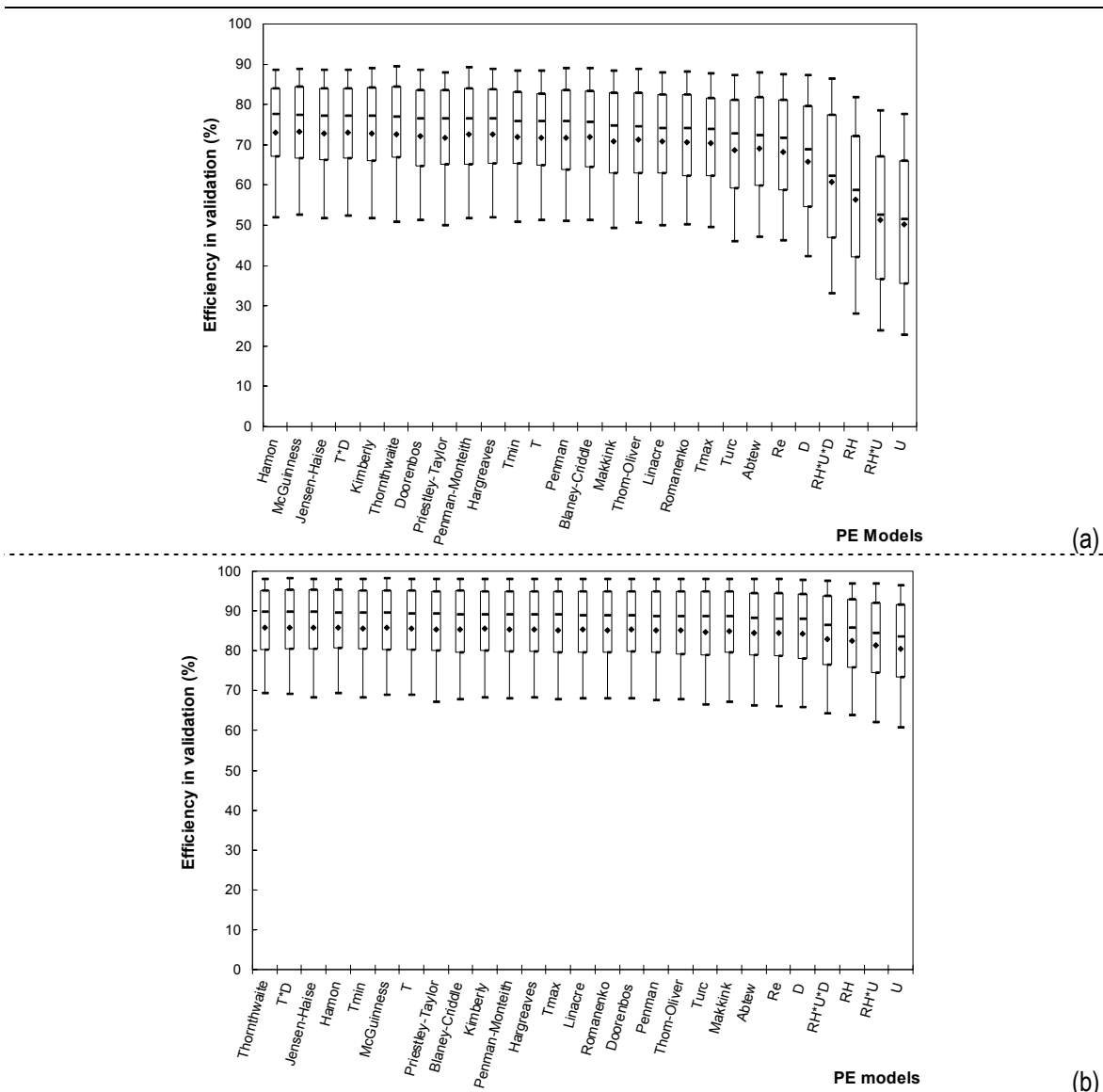


Figure 4 – Average and 0.10, 0.25, 0.50, 0.75 and 0.90 percentiles of Nash (\sqrt{Q}) and CB criteria obtained by 27 PE models in validation mode for GR4J model. Results are obtained on 2498 validation periods and PE models are sorted in decreasing order of median Nash criteria.

Aerodynamic parameters such as wind speed and relative humidity are far from being as efficient as energy-based parameters: the lowest-performance PE formulae are all based on wind speed and/or relative humidity, without energy-based parameters. In contrast, when PE is represented by air temperature, the performance is

acceptable. This is probably due to the poor representation of the seasonal cycle of aerodynamics-based formulations. Note also that the Priestley-Taylor formula, which represents the energy-based term of the Penman formula, appears slightly more efficient in a rainfall-runoff context than the latter.

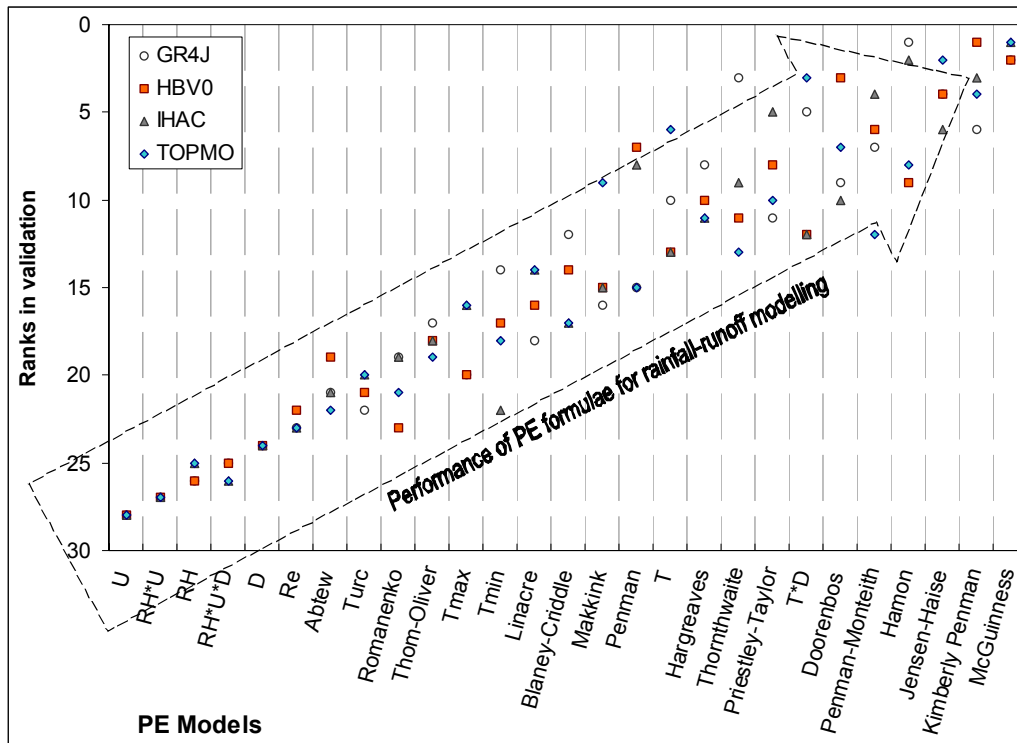


Figure 5 – PE model ranking for the four rainfall-runoff models in validation mode. Results are obtained with the median Nash (Q) criterion over the 2498 validation periods (PE models, scaled to Penman PE, were ranked in this figure by order of decreasing mean efficiency for the four rainfall-runoff models).

Figure 5 summarizes the ranks obtained by the 27 PE models in validation mode for the four rainfall-runoff models. Figure 3 and Figure 5 show that there is good albeit not complete agreement in PE model ranking for the four rainfall-runoff models. This is a key point because it suggests that we can propose a PE model that improves the efficiency of all rainfall-runoff models. Figure 5 also shows that temperature- and radiation-based PE models tend to be more efficient than the others particularly combination PE models. Here, radiation relies only on latitude and Julian day. Thus, the McGuinness or Jensen-Haise models, for example, can be considered more relevant for rainfall-runoff modelling than Penman-type models, which use four climatic parameters. However, it must be kept in mind that all PE formulae are scaled to the Penman PE mean, and so they are not independent; tests without a scaling factor will be performed on specific formulae in section 5.

From the operational side, these results are very useful because one can quite easily obtain mean monthly temperatures at many locations. Thus, it will be much easier to obtain catchment-scale representative PE estimates with temperature-based methods than with Penman-type methods, for which values are often extrapolated from distant meteorological stations.

ASSESSMENT OF A SIMPLE AND EFFICIENT PE MODEL

In section 4, we showed that from an operational point of view, the commonly used Penman model does not appear to be the most relevant PE model since it requires four climatic variables and provides no better streamflow simulations than other less data-demanding models. Even if some authors focused on the physically based Penman model, we believe that the choice of the PE model to be used for applications of conceptual rainfall-runoff models should be made in terms of efficiency, and in the case of similar efficiency, in terms of simplicity. In section 4, we have shown that temperature- and radiation-based models give the most valuable seasonal cycle of PE for rainfall-runoff models. However, the PE models used in section 4 were constrained to yield the same long-term average as the Penman model. In this section, we have attempted to propose simple

PE models for the four rainfall-runoff models. The PE models take the form of a radiation-based method, with two adjustment factors, using only mean (long-term averages) climatic data. One of these adjustment factors refers to the scaling factor presented in section 4.2, which we now wish to define independently of the Penman formulation.

Adjusting a simple PE model based on mean temperature data

From the pool of the top ten PE formulae identified in section 4, we chose to focus our research on two of them, the Jensen-Haise and McGuinness models, which give as satisfactory results as more data-demanding models such as the Kimberly-Penman or the Penman-Monteith models. The Jensen-Haise and McGuinness models only need the climatological mean daily air temperature and extra-terrestrial radiation. They take the following generalized form:

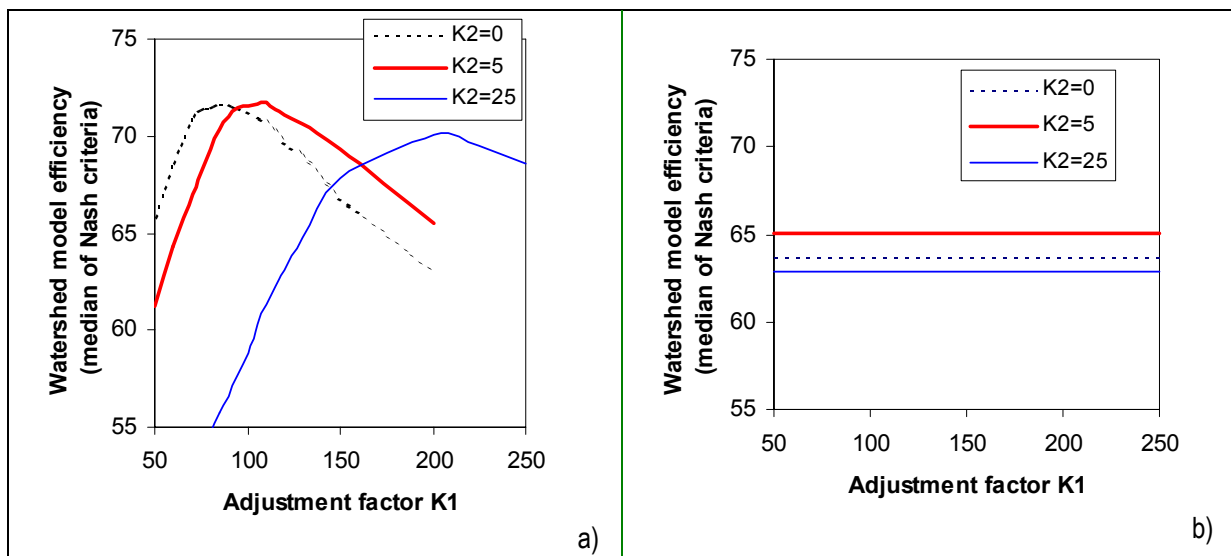
$$PE = \frac{R_e}{\lambda \rho} \frac{T_a + K_2}{K_1} \quad \text{if } T_a + K_2 > 0$$

$$PE = 0 \quad \text{otherwise}$$
Eq(6)

where PE is the rate of potential evapotranspiration (mm day^{-1}), R_e is extraterrestrial radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), depending only on latitude and Julian day, λ is the latent heat flux (taken equal to 2.45 MJ kg^{-1}), ρ is the density of water (kg m^{-3}) and T_a is the mean daily air temperature ($^{\circ}\text{C}$), which is therefore a single function of the Julian day for a given location. K_1 ($^{\circ}\text{C}$) and K_2 ($^{\circ}\text{C}$) are new constants to adjust over the catchment sample for each rainfall-runoff model. Clearly, K_1 is the scaling factor, now independent of Penman PE values, and K_2 is the factor making it possible to vary the threshold for air temperature, i.e. the minimum value of air temperature for which PE is not zero. Note that K_1 and K_2 are fixed model parameters since they are adjusted over the whole catchment sample and not specifically calibrated for each catchment. Hereafter, the term “adjusted PE model with mean air temperature” will refer to the PE model described in Equation 6.

To adjust the two constants, we tested several values of K_1 and K_2 for each rainfall-runoff model and kept the association (K_1, K_2) that gives the best streamflow simulations over the catchment sample. In the Jensen-Haise and McGuinness models, (K_1, K_2) are equal to $(40, 0)$ and $(68, 5)$, respectively. Note that the adjustment procedure of K_1 is not applicable for IHAC and HBV0 rainfall-runoff models because they already have a scaling parameter for PE, which is optimized during the calibration phase. So for the HBV0 and IHAC models, we have adjusted only the constant K_2 .

Figure 6 summarizes the results obtained when using the adjusted PE model with mean air temperature for the four rainfall-runoff models. Median model efficiency for several values of K_2 is plotted against the value of the adjustment factor K_1 , in order to give some perspective on the models' sensitivity to these factors.



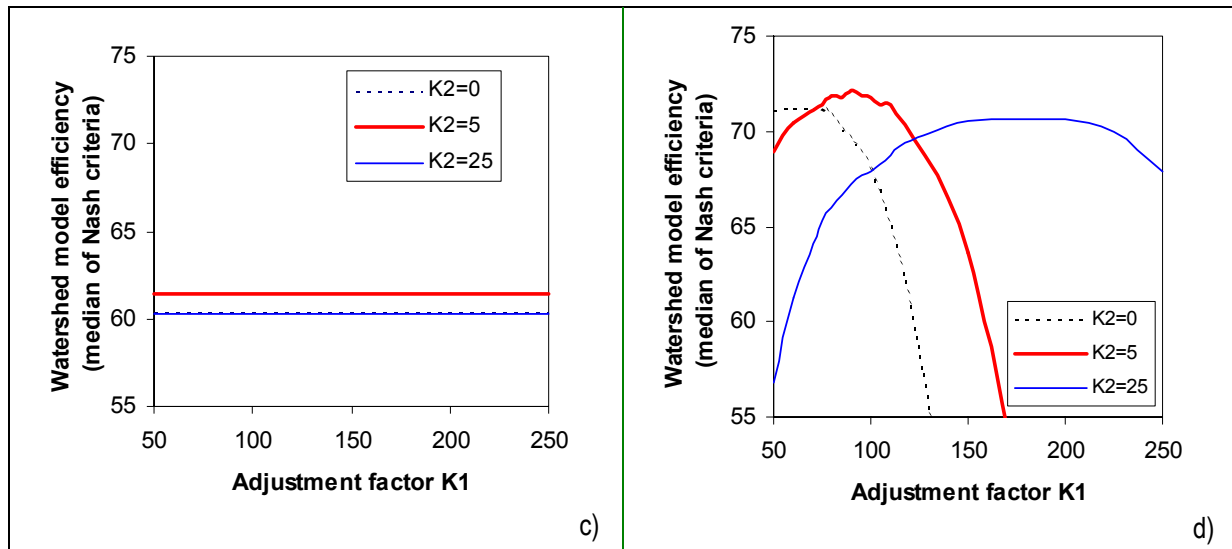


Figure 6 – Variations of rainfall-runoff models efficiency when adjusting factors for a model based on mean temperature and extraterrestrial radiation data. Results obtained with (a) GR4J model, (b) HBV0 model, (c) IHAC model and (d) TOPMO model.

First, it should be noted that rainfall-runoff models are sensitive to the scaling divisor K_1 . Scaling factors K_1 are larger than 68 for the TOPMO and GR4J models, suggesting that the original McGuinness model overestimated PE in a rainfall-runoff context. This corroborates the frequent statement found in the hydrological literature about over-estimation of the evaporative demand at the catchment scale by classical PE formulae (Morton, 1983).

The adjustment of the translation factor K_2 generally improves the model by less than 2% for the median of Nash criteria. The optimal value of K_2 is often intermediate (5 or 6). This may be due to the influence given to negative values of air temperature, which are not taken into account when $K_2 = 0$. On the other hand, when K_2 increases, the relative weight of the temperature term of the equation decreases and the equation does not fully take into account the range of air temperature fluctuations.

Though it appears that the adjusted factors are linked to the structure of rainfall-runoff models, a common formula can be proposed, which yield results close to the optimum (with a possible decrease less than 0.5% from the maximum value of the Nash criterion). Hence, the values taken by K_1 are between 90 and 115 for GR4J and between 75 and 110 for TOPMO. So the value of K_1 , which gives quite satisfying results for both the four rainfall-runoff models, is between 90 and 110. Finally, we can propose a simple formula according to the following equation:

$$PE = \frac{R_e T_a + 5}{\lambda \rho 100} \quad \text{if } T_a + 5 > 0 \quad \text{Eq(7)}$$

$$PE = 0 \quad \text{otherwise}$$

where PE is the rate of potential evapotranspiration (mm day^{-1}), R_e is extraterrestrial radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), λ is the latent heat flux in (MJ kg^{-1}), ρ is the density of water (kg m^{-3}) and T_a is mean daily air temperature ($^{\circ}\text{C}$), derived from long-term average.

Model efficiencies obtained with the proposed PE model versus Penman model

Table 2 presents the comparison of streamflow simulation efficiencies in validation mode for two different approaches (the Penman and adjusted PE model). We have used daily computed data for the Penman model because this option is often preferred by hydrologists when daily data are available. For the adjusted PE models, mean data were used since we consider that they do not affect efficiency of rainfall-runoff models compared with daily data.

Table 2 – Rainfall-runoff model performance with Penman and adjusted PE models – Nash (Q), Nash (\sqrt{Q}) and CB criteria (%) obtained in validation mode (results obtained over 2498 validation periods)

Rainfall-runoff models	PE input option	Median of Na(Q) (%)	Median of Na(\sqrt{Q}) (%)	Median of CB (%)
GR4J	Penman PE	69.1	75.9	88.9
	Adjusted model with mean air temperature	71.9	78.2	89.9
HBV0*	Penman PE	64.3	70.2	89.0
	Adjusted model with mean air temperature	65.0	71.8	89.7
IHAC*	Penman PE	60.5	68.4	87.2
	Adjusted model with mean air temperature	61.4	70.3	87.3
TOPMO	Penman PE	69.4	76.6	88.0
	Adjusted model with mean air temperature	72.0	78.8	90.0

* IHAC and HBV0 models have their own optimized K_1 adjustment factor during the calibration phase; only K_2 was adjusted.

The median value of the three criteria obtained over the 2498 validation periods are used to summarize the efficiencies of the rainfall-runoff models.

Model efficiencies can be slightly improved with the proposed PE equations, leading to an improvement ranging from 0.7 to 2.8% (median of Nash criteria on streamflow), depending on the rainfall-runoff model used. This is even more remarkable since proposed PE equation data requirements are much lower than Penman model data requirements.

Figure 7 illustrates the shape of obtained distributions over the 2498 validation periods of Nash criterion values obtained by the rainfall-runoff models, with the Penman PE model and the adjusted PE model.

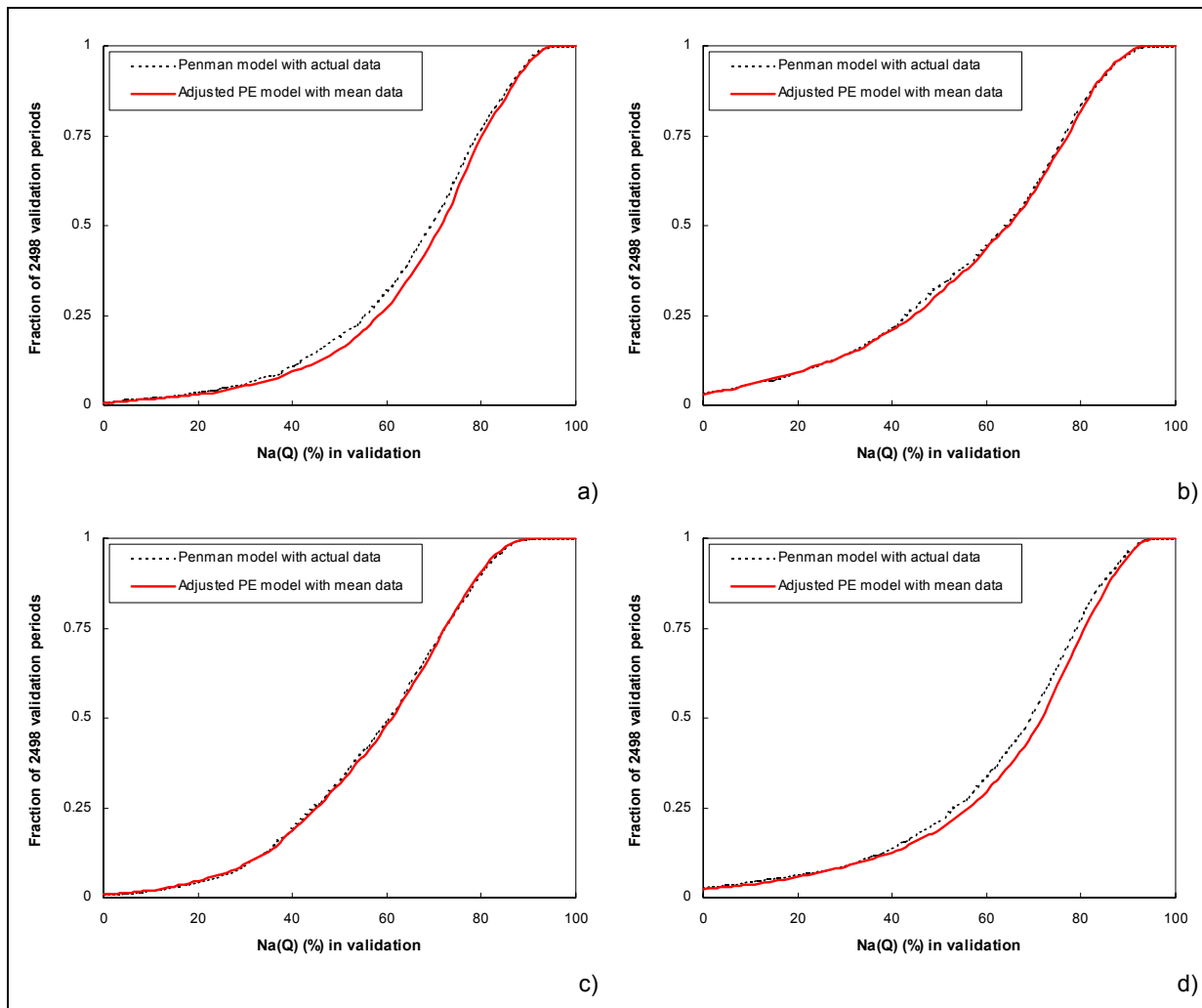


Figure 7 - Distributions of performance per catchment (over the 2498 validation periods) obtained in validation with Nash (Q) criterion with (a) GR4J, (b) HBV0, (c) IHAC and (d) TOPMO using proposed PE model and Penam PE.

These results confirm those shown in Table 2. Compared to the Penman model, the adjusted PE models are indeed equivalent for HBV0 and IHAC and slightly more efficient for GR4J and TOPMO.

CONCLUSION

The objective of this study was to investigate the main strategies to input PE into a rainfall-runoff model and to assess their impacts on streamflow simulation efficiency. A 27-formulae sample was tested against data from 308 catchments within a wide range of climate zones.

The main result of this study is that very simple models relying only on extraterrestrial radiation and mean daily temperature are as efficient as more complex models such as the Penman model and its variants. The comparison made of 27 tested formulae showed that the McGuinness model can be used instead, without loss of efficiency, for rainfall-runoff modelling, and using average data at that. This is rather convenient from an operational point of view since hydrological studies are often limited by the incompleteness of climate data.

Finally, we found that rainfall-runoff model efficiency can be improved even by using simple temperature-based PE models, which require only mean daily temperature data. Although the adjustment factors to be used could possibly change with the rainfall-runoff model into which PE is inputted, we decided on a single formula.

Overall, we consider these results as encouraging and we hope that this article will stimulate further work on PE model development for use in rainfall-runoff models and/or at the catchment-scale, and encourage the use of a simple PE model. After all, if a simple temperature-based PE estimation works as well as a Penman-type model, why not using a simpler model with lower data requirements?

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the two anonymous reviewers for their suggestions, which helped to improve the text. The authors thank Dr Ross James at the Bureau of Meteorology of Australia for providing data sets of the Australian catchments and Dr Qingyun Duan for US data of the MOPEX database. Streamflow data sets were obtained on the US Geological Survey web site (<http://waterdata.usgs.gov/nwis>). Precipitation data were supplied by the CDIAC, USDA and ARS databases. For French catchments streamflow data were provided by the HYDRO database of the French Ministry for the Environment. Special thanks is extended to Jean-Paul Goutorbe and Bruno Rambaldelli of Météo France for the French climatic data. Funding from the Programme National de Recherche en Hydrologie and Région Ile-de-France are also acknowledged.

REFERENCES

- Abtew, W., 1996. Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in south Florida. *Water Resources Bulletin*, 32(3): 465-473.
- Amatya, D.M., Skaggs, R.W. and Gregory, J.D., 1995. Comparison of methods for estimating REF-ET. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 121(6): 427-435.
- Andersson, L., 1992. Improvement of runoff models. What way to go? *Nordic hydrology*, 23: 315-332.
- Andréassian, V., Perrin, C. and Michel, C., 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286(1-4): 19-35.
- Beven, K.J., 2001. *Rainfall-Runoff Modelling - The Primer*. John Wiley & Sons, 360 pp.
- Blaney, H.F. and Criddle, W.D., 1950. Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. Technical Paper n°96, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington D.C.
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer, Dordrecht, 299 pp.
- Calder, I.R., 1983. An objective assessment of soil-moisture deficit models. *Journal of Hydrology*, 60: 329-355.

- Edijatno, 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Ph.D. Thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 242 pp.
- Evans, J.P., 2003. Improving the characteristics of streamflow modeled by regional climate models. *Journal of Hydrology*, 284(1-4): 211-227.
- Fowler, A., 2002. Assessment of the validity of using mean potential evaporation in computations of the long-term soil water balance. *Journal of Hydrology*, 256(3-4): 248-263.
- Hamon, W.R., 1961. Estimating potential evaporation. In: J.o.H. Division (Editor), *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, pp. 107-120.
- Hargreaves, G.H. and Samani, Z.A., 1982. Estimating potential evapotranspiration. *Technical Note Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 108(3): 225-230.
- Jensen, M.E., Burman, R.D. and Allen, R.G., 1990. *Evapotranspiration and water requirements*. ASCE Manual 70, New York, USA, 332 pp.
- Jensen, M.E. and Haise, H.R., 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 89(LR4): 15-41.
- Joukainen, S., 2000. Improving the calculation of potential evapotranspiration of the HBV model: application to the Ounasjoki watershed. In: T. Nilsson (Editor), *Nordic hydrological conference 2000*. Nordic Hydrological Programme report. Swedish Hydrological Council, Uppsala, pp. 347-354.
- Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrologic simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1): 13-24.
- Linacre, E.T., 1977. A simple formula for estimating evaporation rates in various climate, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18: 409-424.
- Lindroth, A., 1993. Potential Evaporation - a Matter of Definition. *Nordic Hydrology*, 24(5): 359-364.
- Makkink, G.F., 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Instn Wat. Engrs*, 11: 277-288.
- McGuinness, J.L. and Bordne, E.F., 1972. A comparison of lysimeter-derived potential evapotranspiration with computed values. *Technical Bulletin 1452, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.*
- Monteith, J.L., 1965. *Evaporation and the environment, The state and movement of water in living organisms, XIXth symposium*. Cambridge University Press, Swansea, pp. 205-234.
- Morton, F.I., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66(1-4): 1-76.
- Morton, F.I., 1994. Evaporation research - A critical review and its lessons for the environmental sciences. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 24(3): 237-280.
- Nandakumar, N. and Mein, R.G., 1997. Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology*, 192: 211-232.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282-290.
- Parmele, L.H., 1972. Errors in output of hydrologic models due to errors in input potential evapotranspiration. *Water Resources Research*, 3(2): 348-359.
- Paturel, J.E., Servat, E. and Vassiliadis, A., 1995. Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data - case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, 168: 111-125.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, 193: 120-145.
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat fluxes and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100: 81-92.
- Shuttleworth, W.J., 1993. Evaporation. In: D.R. Maidment (Editor), *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill, New-York.
- Thom, A.S. and Oliver, H.R., 1977. On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 103: 345-357.

- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 55-94.
- Wright, J.L., 1982. New evapotranspiration crop coefficients. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 108(IR2): 57-74.
- Xu, C.Y. and Singh, V.P., 2002. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resources Management*, 16(3): 197-219.
- Xu, C.-Y. and Singh, V.P., 2001. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 15(2): 305-319.

APPENDIX: BACKGROUND FOR PE CALCULATION

Weather data notations and units

PE	=	Potential evapotranspiration (mm d^{-1})
Δ	=	Slope of vapor pressure curve ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
λ	=	latent heat of vaporization (MJ kg^{-1})
ρ	=	water density ($= 1000 \text{ kg L}^{-1}$)
γ	=	psychrometric constant ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
$e_s(T_a)$	=	saturation vapour pressure (kPa)
$e_a(T_d)$	=	actual vapour pressure (kPa)
r_a	=	aerodynamic resistance (s m^{-1})
r_s	=	surface resistance of reference crop ($= 69 \text{ s m}^{-1}$)
U	=	wind speed 2 meters above soil surface (m s^{-1})
T_a	=	air temperature ($^\circ\text{C}$)
T_d	=	dew point temperature ($^\circ\text{C}$)
R_e	=	extraterrestrial radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)
R_g	=	global short-wave radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)
R_n	=	net solar radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)
DL	=	Day length (hours d^{-1})
D	=	Bright sunshine (hours d^{-1})
α	=	surface albedo
J_D	=	Julian day

PE Computations

Penman (1948)	$PE = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)W}{\lambda\rho(\Delta + \gamma)}$	with $W = 2.6(1 + 0.536U)$
Penman-Monteith (1965)	$PE = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)W}{\lambda\rho \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]}$	with $W = \frac{1500}{r_a}$ and $r_a = \frac{208}{U}$
Priestley-Taylor (1972)	$PE = \frac{\alpha_{pt}\Delta R_n}{\lambda\rho(\Delta + \gamma)}$	with $\alpha_{pt} = 1.26$

Kimberly-Penman (1982)	$PE = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)W}{\lambda\rho(\Delta + \gamma)}$ <p>with: $W = \left[0.4 + 0.14 \exp\left(-\left(\frac{J_d - 173}{58}\right)^2\right) \right] + \left[0.605 + 0.345 \exp\left(-\left(\frac{J_d - 243}{80}\right)^2\right) \right] \cdot U$</p>
Thom-Oliver (1977)	$PE = \frac{\Delta R_n + 2.5\gamma(e_a - e_d)W}{\lambda\rho \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]}$ <p>with $W = 2.6(1 + 0.536U)$</p>
Thornthwaite (1948)	$PE = \frac{4}{3}DL \left(\frac{10T_m}{I} \right)^K$ <p>with $K = 0.49 + 1.8(I/100) - 0.77(I/100)^2 + 0.67(I/100)^3$, $I = \sum_{k=1}^{12} \left(\frac{T_k}{5} \right)^{1.51}$ where T_k is the mean monthly temperature.</p>
Blaney-Criddle (1959)	$PE = k \cdot D \cdot (0.46T_a + 8.13)$ <p>With k varying from 0.45 to 1.2 according to season and vegetation type (here, $k = 0.82$)</p>
Hamon (1961)	$PE = \left(\frac{DL}{12} \right)^2 \exp\left(\frac{T_a}{16} \right)$
Romanenko (1961)	$PE = 4.5 \left(1 + \frac{T_a}{25} \right)^2 \left(1 - \frac{e_d}{e_a} \right)$
Linacre (1977)	$PE = \frac{500T_h + 15(T_a - T_d)}{(100 - A) \cdot 80 - T_a}$ <p>with: A: latitude of the station $T_h = T_a + 0.006 h$ where h is the altitude (m)</p>
Turc (1961)	$PE = 0.027 \left(\frac{T_a}{T_a + 15} \right) (R_g \cdot (1 - \alpha) + 24) y$
Jensen-Haise (1963)	$PE = \frac{R_e}{\lambda\rho} \cdot \frac{T_a}{40}$
McGuinness-Bordne (1972)	$PE = \frac{R_e}{\lambda\rho} \cdot \frac{T_a + 5}{68}$
Hargreaves (1975)	$PE = 0.0023 \frac{R_e}{\lambda\rho} \cdot (T_{\max} - T_{\min})^{1/2} \cdot (T_a + 17.8)$
Doorenbos-Pruitt (1977) (FAO-24)	$PE = -0.3 + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_g}{\lambda\rho} \cdot (1 - \alpha) \cdot W$ <p>with: $W = 1.066 - 0.13 \frac{RH}{100} + 0.045U - 0.02 \frac{RH}{100} U - 3.15 \left(\frac{RH}{100} \right)^2 - 0.0011U$</p>
Abtew (1996)	$PE = 0.53 \frac{R_g}{\lambda\rho} (1 - \alpha)$
Makkink (1957)	$PE = \frac{1}{\lambda\rho} \left(\frac{0.63R_g\Delta}{\Delta + \gamma} + 14 \right)$

Annexe 9 Article 3 : Impact d'utilisation de données erronées de l'ETP sur la performance et l'estimation des paramètres du modèle GR4J

Soumis pour publication éventuelle dans Journal of Hydrology

A comprehensive study on the impacts of input errors on watershed model efficiency and parameter uncertainty

Ludovic Oudin, Thibault Mathevet, Vazken Andréassian, Charles Perrin and Claude Michel

Cemagref, Hydrology and Water Quality Research Unit, P.B. 44, 92163 Antony Cedex, FRANCE

Corresponding author. E-Mail: ludovic.oudin@cemagref.fr

ABSTRACT

In this paper, we use a sample of twelve watersheds to investigate the influence of both random and systematic data errors on the performance of a daily rainfall-runoff model, GR4J. Our analysis covers model efficiency, optimized parameter value and parameter uncertainty. The main conclusions are: (1) random errors in precipitation data, when great enough, significantly affect model performance; (2) systematic errors in precipitation data have a lesser impact than random errors because the model retains the capacity to adapt its parameters to some extent to compensate for biased rainfall; (3) systematic and random errors in potential evapotranspiration do not substantially affect model performance compared to errors in rainfall, but systematic biases yield a significant modification of the set of calibrated parameters; and (4) parameter uncertainty is relatively insensitive to both random and systematic data errors.

Keywords: rainfall-runoff modelling, parameter uncertainty, sensitivity analysis, MOPEX, GR4J.

INTRODUCTION

In hydrological modelling, knowing the impact of data errors is crucial, but frequently neglected (Paturel et al., 1995). In particular, for calibration and validation of rainfall-runoff models, errors in historical input data may affect (1) model performance and (2) model parameter estimation. The first type of impact has been widely investigated in the past (see for example Ibbitt, 1972; Troutman, 1985; Paturel et al., 1995), but the relative disparity of the results remains puzzling. The second type of impact has remained relatively ignored by hydrologists and we do not usually know to what extent data errors affect model calibration in terms of model parameter values and parameter uncertainty. Indeed, as pointed out some time ago by Mein and Brown (1978), "it does not necessarily follow that if a model is giving good results, then its parameters must have been determined precisely for the watershed concerned."

In this paper, we restrict our investigation to the errors that can affect the two main inputs of watershed models: rainfall and potential evapotranspiration (PE). These errors may have multiple causes and be either systematic or random. They can affect either model performance or model parameters. Rainfall-runoff model sensitivity studies published to date do not provide an overall picture of the input data error impact: they have focused on one type of input data error and on one type of error impact (model performance or model parameter values), and they generally study a limited number of watersheds. We believe that an extensive and exhaustive overview, encompassing all sorts of data errors and all levels of impact, is needed in order to provide a relative assessment of the impact of each type of error.

The present paper aims at providing hydrologists with an overview of the influence of data errors on rainfall-runoff model performance and model parameter determination. We chose to focus on a simple four-parameter daily

rainfall-runoff model, GR4J (Perrin et al., 2003), in order to avoid the numerical problems that come with overparametrization (in particular, multiple equivalent optima) and we use a sample of twelve watersheds provided by the Model Parameter Estimation EXperiment (MOPEX) (Schaafe et al., 2001).

In Section 2, we present a review of the hydrological literature dealing with the influence of input errors on watershed modelling. Section 3 gives a quick overview of the twelve watersheds and presents the methods applied in this study. In section 4, we assess the impacts of several types of data error in terms of model efficiency (4.1), parameter values (4.2) and parameter uncertainty (4.3). Last, we summarize and discuss the results in section 5, and examine their implications for future developments in the field of rainfall-runoff modelling.

RELEVANT LITERATURE

Sensitivity analysis is viewed by many hydrologists as one of the most fundamental components of modelling. In its broader sense, it studies how the variation in the output of a model can be apportioned, qualitatively or quantitatively, to different sources of variation. Sensitivity analysis aims at ascertaining how the model depends on the information fed into it (Saltelli et al., 2000). The present study is concerned with the sensitivity of watershed models to the quality of hydrological information available to calibrate them. In this section, we will first review the hydrological literature investigating errors in rainfall, then the literature on errors in PE, and last, we will attempt to synthesize the approaches in sensitivity analysis to input data used to date, and to propose a generalized classification of sensitivity studies.

Watershed model sensitivity to rainfall input

To our knowledge, the studies on the impact of random or systematic errors in rainfall data on watershed model efficiency and parameter uncertainty are few and far between. Most of the existing studies investigate the effect of rainfall variability on streamflow simulations, with no emphasis on parameter uncertainty.

Dawdy and Bergmann (1969) investigated the effect of a bias in the estimation of effective basin rainfall, using a synthetic runoff record. They concluded that bias in basin rainfall estimates can be compensated by model parameter adjustment with no substantial increase in parameter uncertainty. They also stated that, for model performance, random rainfall errors are the most detrimental kind of errors.

Ibbitt (1972) was one of the first to investigate the effect of random data errors on parameter values. He used a synthetic runoff record and assessed the impacts of an increasing random error on model performance and model calibration. He found that mean parameter values obtained with corrupted data do not differ significantly from the reference values. He added that "for precipitation records the effects of the random errors were damped out by the storage components of the model and absorbed into the calculation of actual evaporation."

Troutman (1982, 1983), using a stochastic rainfall model and a Green-Ampt infiltration equation, found that systematic errors in rainfall are transferred to the model as uncertainties in the parameters and that, because of the recalibration of its parameters, the model's performance was not greatly different with biased rainfall data.

Xu and Vandewiele (1994) investigated the sensitivity of a monthly rainfall-runoff model to random and systematic errors in rainfall on eighty-five Belgian and six Chinese watersheds. They found that random errors in rainfall data proportionally affected the model's performance, with a tolerance on rainfall random errors depending on the climate. However, they also found that the impacts of systematic errors were smaller than random ones and that watershed models were able to adjust parameters in order to compensate bias in rainfall.

Paturel et al. (1995) also investigated the sensitivity of a monthly rainfall-runoff model to errors in input data, on five watersheds of the Ivory Coast. They found that the relative runoff error varied almost as a linear function of the relative rainfall random error. However, the watershed model tested was more sensitive to overestimation (the runoff relative error was one to ten times the rainfall relative errors) than underestimation (the runoff relative error was one to two times the rainfall relative errors). They also pointed out that systematic errors could have a cumulative effect on the runoff relative error on some watersheds. They tested the effect of random errors and stated that there is no correlation between random rainfall errors and the relative runoff error. Nevertheless, they added that positive biases led to greater amplification of runoff errors than negative biases.

Nandakumar and Mein (1997) tested the impact of systematic rainfall errors on the performance of a monthly rainfall-runoff model, studying five Australian forested watersheds. They found that the bias in the mean annual predicted runoff showed a linear relationship (slope 1) with the input bias in rainfall.

Andréassian et al. (2001) tested the impact of imperfect rainfall knowledge of three French watersheds on the efficiency and the parameters of three watershed models. They concluded that models were able to cope with imperfect rainfall input estimates and that parameter variability decreased as rainfall estimation improved.

Watershed model sensitivity to PE input

As for rainfall, the sensitivity of watershed models to PE errors also seems to be a neglected area of research. One can, however, find many studies investigating the sensitivity of watershed models to different methods used to compute PE or actual evapotranspiration (Edijatno, 1991; Andersson, 1992; Joukainen, 2000; Kokkonen and Jakeman, 2001; Andréassian et al., 2004; Oudin et al., 2004a; b). All these studies showed the ability of watershed models to cope with imperfect knowledge of PE, and especially with its short-term variations.

Parmele (1972) was one of the first to study the impact of random and systematic errors in PE on model efficiency and parameter uncertainty. The author tested three watershed models on nine watersheds in the USA. He stated that the impact of random PE errors on model efficiency was small when compared to biased PE. He also added that the impact of an underestimated PE was significantly greater than an overestimated PE. Finally he recognized that "the non-uniqueness of model parameters" would lead a hydrologist to find a set of parameters able to cope with biased PE estimates.

Paturel et al. (1995) found that watershed models were relatively sensitive to biases in PE estimates (same range of errors in PE and predicted runoff) and stated that watershed models are structurally less sensitive to errors in PE estimates than errors in rainfall.

Nandakumar and Mein (1997) also investigated the effect of random and systematic PE errors on model efficiency. They stated that random PE errors could lead to significant runoff errors, but that the sensitivity of watershed models depended on the dominant hydrological processes. They also stated that bias in PE showed a linear relationship with bias in the predicted runoff. They added that bias in PE had a lower effect than bias in rainfall and their results showed that the impact of an underestimation of PE seemed greater than an overestimation of PE.

Andréassian et al. (2004) studied the impact of imperfect PE knowledge on model efficiency and parameters. They tested the impact of five improved spatial estimations of PE on the efficiency and the parameters of two rainfall-runoff models on 62 French watersheds. They found that model efficiency had very little sensitivity to PE input, as calibration allowed for the parameters compensating for most of PE biases. Only the most extreme under- and overestimation scenarios had a detrimental effect on model efficiency.

A possible explanation for the apparent disagreements between sensitivity studies




The overall conclusion of the studies cited above at first sight seems exceedingly confusing. For instance, Nandakumar and Mein (1997) found a clear dependence of model performance on PE inputs (a 10% relative PE error yielded a 10% relative runoff error), whereas Andréassian et al. (2004) found only very little effect when applying a strong bias on PE (roughly 30%). A likely explanation for this apparent disagreement is the lack of clear consensus on the testing scheme used to assess the impacts of data errors on model performance and parameter determination. Moreover, the kind of models used, the number and type of watersheds studied, and the ranges of random error or systematic bias tested in the input data were quite different. The classification made by Andréassian et al. (2004) can give a number of clues to help understand the differences between sensitivity studies. They consider that two groups of sensitivity studies exist:

1. Static sensitivity studies are those that explore model sensitivity to inputs by first obtaining a calibration considered to be optimal and then leaving it unchanged. Model sensitivity is assessed by comparing flows simulated with 'erroneous' inputs and flows simulated with 'perfect' inputs.

2. Dynamic sensitivity studies involve a reference calibration (and a corresponding reference streamflow simulation), using a reference input. But model recalibration is allowed with erroneous input, and the reference simulation is then compared to the flow simulated with the recalibrated watershed model.

Among the studies cited in the review above, some exclusively authors follow approach (1) (e.g. Parmele, 1972; Nandakumar and Mein, 1997). Hence they implicitly consider that the true parameters are determined with no decisive influence from the climatic input data, and therefore the impact of erroneous data on model calibration is usually not assessed. These studies generally conclude that data errors lead to proportional degradation of model performance. By comparison, authors that follow approach (2) (Dawdy and Bergmann, 1969; Troutman, 1982; 1983; Xu and Vandewiele, 1994; Andréassian et al., 2001; 2004) find that model performance is only slightly affected by data errors because they are able to adjust their parameters in order to compensate for input errors within a reasonable range. Figure 1 summarizes the results of the studies cited above.

	Authors	Type of studies	PE		Rainfall	
			Random errors	Systematic errors	Random errors	Systematic errors
Model performance	Dawdy and Bergmann (1969)	Dynamic				
	Ibbitt (1972)	Dynamic				
	Troutman (1982, 1983)	Dynamic				
	Xu and Vandewiele (1994)	Dynamic				
	Andréassian et al. (2001, 2004)	Dynamic				
	Parmele (1972)	Static				
	Paturel et al. (1995)	Static				
	Nandakumar and Mein (1997)	Static				
Parameter values	Dawdy and Bergmann (1969)	Dynamic				
	Ibbitt (1972)	Dynamic				
	Troutman (1982, 1983)	Dynamic				
	Xu and Vandewiele (1994)	Dynamic				
	Andréassian et al. (2001, 2004)	Dynamic				
Parameter Uncertainty	Dawdy and Bergmann (1969)	Dynamic				
	Troutman (1982, 1983)	Dynamic				

Figure 1: Classification of the studies concerning the impact of the four types of error introduced in data records. Three levels of impact are identified:  no significant impact,  moderate impact and  high impact. Blanks mean that the type of error has not been investigated

Note that none of these studies comparatively investigated all the types of errors, and we believe that our testing framework may fill this gap. Moreover, this figure underlines the differing conclusions between static and dynamic studies.

We believe that the disparity in published results by the two groups of sensitivity studies comes primarily from their philosophy: where the model is viewed as a potentially exact, physical representation of the real world, a static sensitivity study will make sense, as a 'true' (i.e. physical) set of parameters potentially exists; but where the model is viewed as a conceptual or empirical representation of the real world, there is no reason that a 'true' parameter set can exist independently from the calibration data, and only a dynamic sensitivity study will make sense. A more detailed discussion of the sensitivity analysis of watershed models is not within the scope of this paper. We believe that both approaches are acceptable if their underlying hypotheses are recognized. But obviously, our approach falls within the domain of dynamic studies.

DATA AND METHODS

Study watersheds

We used a sample of twelve watersheds situated in the United States, which were the test sites of the second MOPEX Workshop held in Tucson, Arizona, in 2002. The data requirements of the rainfall-runoff models tested here were limited: as inputs they only needed rainfall and potential evapotranspiration series. Daily streamflow

series were used to calibrate and assess the models. These data were assembled from several sources: the NWS Hydrology Laboratory processed the precipitation, PE was based on NOAA Evaporation Atlas (Farnsworth et al., 1982) and streamflow was obtained from the USGS National Water Information System (NWIS). The PE data were long-term average values, meaning that the same PE series was repeated every year.

Watersheds are spread over nine states in the southeastern part of the USA. Varied hydrologic and climatic conditions were well represented in the test sample, where basins ranged from semi-arid to very wet (Table 1).

Table 1: Main characteristics of the twelve watersheds used in this study (data of the MOPEX Tucson workshop). Period covered by the time series: 1960–1998.

Code	Basin name	Area (km ²)	Mean annual rainfall (mm)	Mean annual flow (mm)	Mean annual PE (mm)
1	1608500 South Branch Potomac River near Springfield, WV	3810	1040	341	762
2	1643000 Monogacy River at Jugde Bridge near Frederick, MD	2116	1038	421	898
3	1668000 Rappahannock River near Fredericksburg, VA	4134	1028	378	921
4	3054500 Tygart Valley River at Phillipi, WV	2372	1163	736	711
5	3179000 Bluestone River near Pipestem, WV	1021	1015	417	741
6	3364000 East Fork White River at Columbus, IN	4421	1011	378	856
7	3451500 French Broad River at Asheville, NC	2448	1380	800	820
8	5455500 English River at Kalona, IA	1484	891	270	995
9	7186000 Spring River near Waco, MO	3015	1073	299	1095
10	7378500 Amite River near Denham Springs, LA	3315	1562	610	1074
11	8167500 Guadalupe River near Spring Branch, TX	3406	762	116	1529
12	8172000 San Marcos River at Luling, TX	2170	824	179	1449

Basin size ranged from 1021 km² to 4421 km², and runoff yield ranged from 15 to 63%. This database was particularly interesting for this study, as it allowed working on varied hydro-climatic regimes. We believe that the number and the diversity of the watersheds is a prerequisite to ensure the robustness of our conclusions.

The GR4J model

We chose to focus on a simple four-parameter daily rainfall-runoff model, GR4J, in order to avoid numerical problems that come with overparametrization and that could lead to misinterpretation on the changes in parameter values with input errors. The GR4J model belongs to the family of soil moisture accounting models. A schematic diagram of the model is shown in Figure 2 and full details of the mathematical formulation can be found in Perrin et al. (2003).

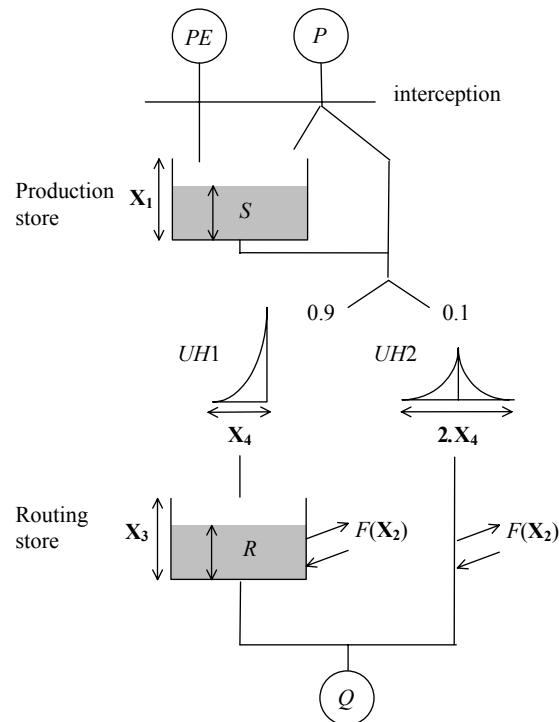


Figure 2: Scheme of the GR4J rainfall-runoff model (PE : potential evapotranspiration; P : rainfall; Q : streamflow, all values expressed in mm/day)

Like all other rainfall-runoff models, GR4J has production and routing components. Its production components include an interception of raw rainfall by potential evapotranspiration, a soil moisture accounting procedure to calculate effective rainfall and a water exchange term (F) to model water losses or gains with deep aquifers. Its routing module includes two flow components with constant volumetric split (10%–90%), two unit hydrographs UH1 and UH2, and a nonlinear routing store. Its four parameters are indicated in Table 2.

Table 2: List and meanings of the parameters of the GR4J rainfall-runoff model

Parameter	Function	Unit
X_1	Capacity of the production store	(mm)
X_2	Groundwater exchange coefficient	(mm)
X_3	Capacity of the non-linear routing store	(mm)
X_4	Unit hydrograph time base	(day)

Method for model calibration and estimation of parameter uncertainty

The optimization technique used to calibrate model parameters is that presented by Edijatno et al. (1999). It is a local optimization algorithm that uses a gradient search procedure to evolve step by step in the parameter space towards the optimum parameter values. The objective function used for calibration was the Nash and Sutcliffe (1970) criterion calculated on root-square transformed streamflows, and the model performance analyzed in the next sections refers to the Nash and Sutcliffe (1970) criterion value on the validation period.

Several methods can provide a measurement of parameter estimation uncertainty: see Duan et al. (2002) and Zin (2002) for a review. Previous research (not reported here) showed that even if uncertainty estimates differ depending on the method used, the patterns of uncertainty dependence on errors were not modified. To study the impact of different errors in data on model parameter values and their associated uncertainties, we followed a data resampling procedure involving calibrations on a large number of random samples, similar to the procedure proposed by Zhao et al. (1997), who applied this method to quantify the uncertainties of a multiple-storm unit hydrograph over a watershed in Taiwan. Here, the method was adapted to continuous rainfall-runoff modelling

(see Perrin and Michel, 1999) by randomly drawing a number of days within the available time series and calibrating the model each time against this sample of discharge values.

Introduction of errors into input time series

Random errors

To assess the impact of random PE input errors on the value and the uncertainty of GR4J parameters, we corrupted the measured input by applying a random noise to PE time series. In order to mimic the inertia of PE behavior, the random noise was applied on a monthly basis and not on a daily one, with the following procedure:

$$PE_j = PE_j^* \exp(\sigma \cdot \eta_m) \quad \text{Eq. 1}$$

where PE_j and PE_j^* are, respectively, the corrupted and original PE at the day j , η_m is a Gaussian error applied for all the days of the month m , and σ is the random error intensity coefficient, the parameter which makes it possible to test the effects of an increasing error on PE. When σ was equal to zero, there was no corruption of the PE time series. Figure 3 gives a graphic representation of this approach for two values of σ . It can be seen that for $\sigma=0.5$, the PE time series was strongly affected by the random error.

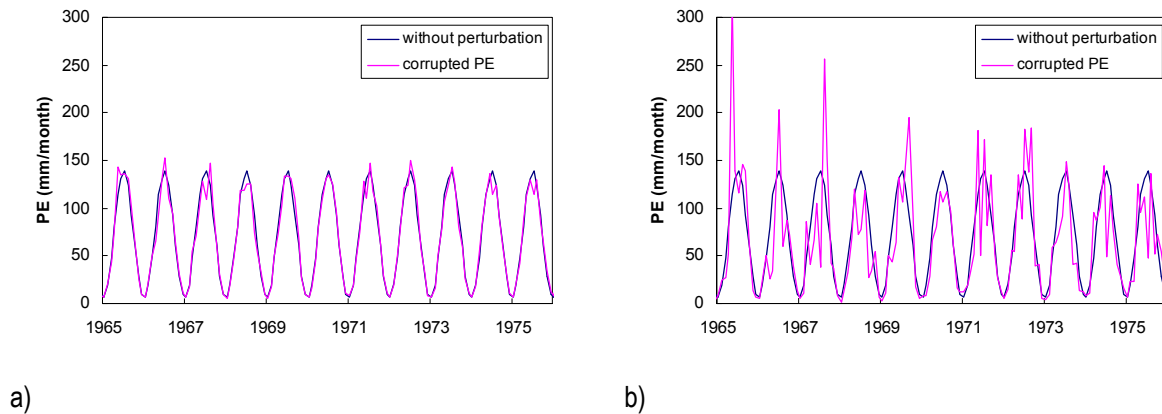


Figure 3: Illustration of the methods used to corrupt potential evapotranspiration (PE) time series by introducing a random noise: a) error weight $\sigma=0.1$ and b) error weight $\sigma=0.5$ (example from watershed 6)

Hereafter, we tested increasingly corrupted PE time series, with σ ranging from 0 to 0.8, for the twelve basins in our sample. As we aimed here to test only the relative importance of random PE fluctuations, all the corrupted PE time series used to feed the model were made to have exactly the same long-term mean as the original time series.

The corruption of rainfall was dealt with in a similar way: we introduced a random noise, changing every day instead of every month (Eq. 2):

$$P_j^* = P_j \cdot \exp(\sigma \cdot \eta_j) \quad \text{Eq. 2}$$

where P_j and P_j^* are, respectively, the original (measured) and corrupted rainfall at the day j , η_j is a Gaussian error and σ is the random error intensity coefficient (which makes it possible to test several levels of errors). In the tests performed here, we varied σ from 0 to 0.5. The chosen range for σ values was linked with the decrease in model efficiency. We stopped at $\sigma=0.5$, because at this point the Nash and Sutcliffe efficiency already dropped below 50% for most watersheds. For lower efficiency ratings, we believe that parameters have little hydrological meaning. Like PE, we scaled the precipitation time series in order to yield the same accumulated amount over the recorded period.

Figure 4 gives a graphical representation of this approach for two values of σ . It can be seen that for $\sigma=0.2$, which yielded a correlation coefficient between observed rainfall and corrupted rainfall equal to 0.94, the rainfall time series was almost the same as the initial one. But with $\sigma=0.5$, which yielded a sharp drop in the correlation

coefficient to 0.72, the rainfall time series was substantially affected by the random error. For example, on Figure 4 b many new heavy rainfall events can be seen, which was not the case for the initial rainfall time series.

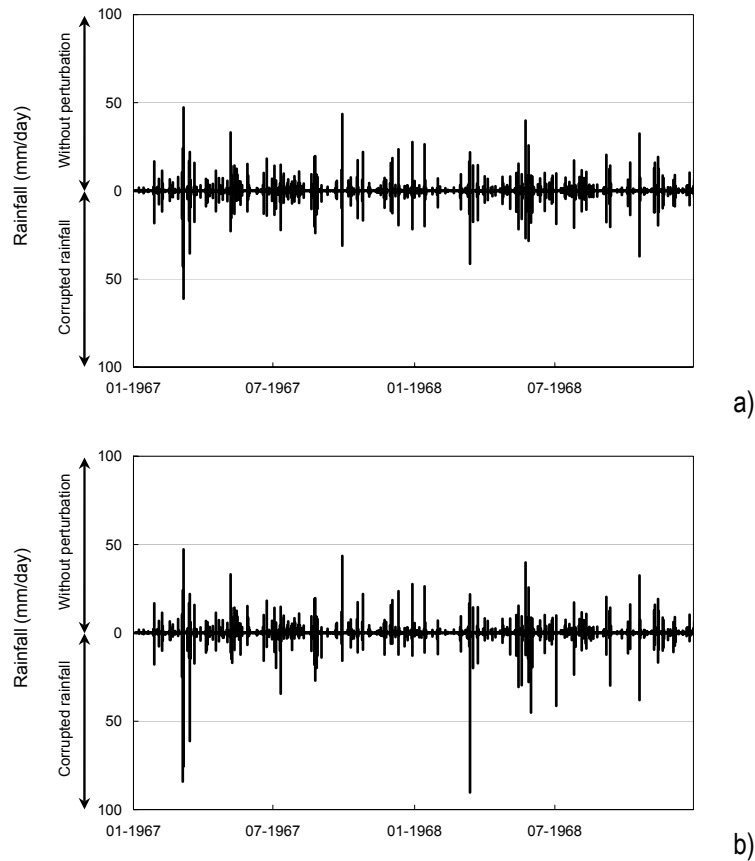


Figure 4: Illustration of methods used to corrupt rainfall time series by introducing a random noise: a) error weight $\sigma=0.1$ and b) error weight $\sigma=0.5$ (example from watershed 1)

Systematic errors

To assess the impact of systematic PE input errors on the value and the uncertainty of GR4J parameters, we corrupted the measured input of the twelve watersheds used in this study by applying a multiplicative bias on PE time series. This multiplicative bias affected all the days of the recorded period.

$$PE_j = k \cdot PE_j^* \quad \text{Eq. 3}$$

where k is a coefficient enabling testing of several systematic under- or over-estimations of PE. When k was equal to unity, there was no corruption on PE time series. Hereafter, we tested several corrupted PE time series, with k ranging from 0.5 (half PE) to 1.9 (almost twice PE), for the twelve basins in our sample. We used the same type of errors for rainfall.

RESULTS

Impact of input errors on model efficiency

Figure 5 presents the impact of the four types of data errors tested in this research.

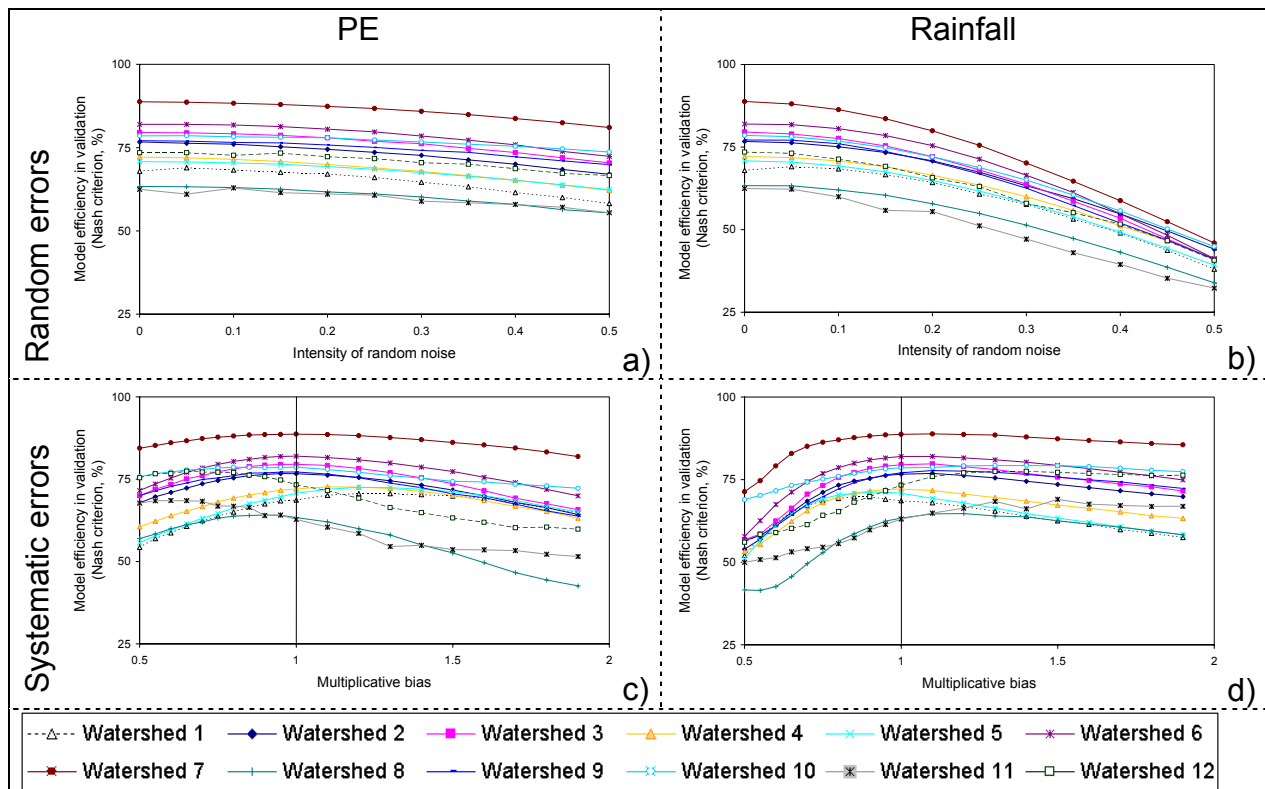


Figure 5: Impact of increasing data errors on the efficiency of the GR4J model over the twelve basins. Data errors are (a) PE random errors, (b) rainfall random errors, (c) PE systematic errors and (d) rainfall systematic errors.

For each type of error, the results were quite homogeneous over the twelve watersheds. But there were substantial differences between the error types in terms of model performance degradation.

Random errors

The impacts of random errors are presented in Figure 5-a and Figure 5-b. Increasing random PE errors yielded a slight but steady decrease in model efficiency. The mean decrease in the Nash-Sutcliffe criterion for all the watersheds was about seven points from an error-free PE to a substantially corrupted PE. These results confirm previous results that brought out the relatively poor sensitivity of watershed model efficiency to random errors on PE (Parmele, 1972; Paturel et al., 1995; Andréassian et al., 2004; Oudin et al., 2004a).

By contrast, there was a sharp decrease in model efficiency when random rainfall errors increased. The mean decrease in the Nash-Sutcliffe criterion for all the watersheds was approximately 35% from an error-free rainfall to a heavily corrupted rainfall ($s=0.5$). This result is not surprising since the rainfall input is a key climatic forcing input, compared to PE, and the temporal distribution of corrupted precipitation was considerably modified.

Systematic errors

The impacts of systematic errors are presented in Figure 5-c and Figure 5-d. The Nash-Sutcliffe criterion generally decreased when inputs were under- or over-estimated. Compared to results obtained with random errors on PE, the systematic errors in PE data had a somewhat more substantial impact on the estimation of river flow. This tends to show that the overall estimation of the total PE amount is more important than month-to-month precision on PE estimates. Interestingly, Figure 5-c shows that model performance was generally more affected when PE was over-estimated than when PE was under-estimated. The rainfall-runoff model seems to cope better with a lesser quantity of PE, which is supported by both theoretical (Morton, 1983) and modelling investigations (Oudin et al., 2004a).

The effects of systematic rainfall errors were similar to those of systematic PE errors: with a multiplicative bias in precipitation from 0.75 to 1.9, the Nash-Sutcliffe criterion decreased slightly, with a loss of about 5%. By comparison, when rainfall was roughly under-estimated, with a multiplicative bias in precipitation between 0.5 and 0.75, the Nash-Sutcliffe criterion dropped sharply, with a loss of about 20%. These results confirm those obtained

with systematic PE errors: GR4J is able to cope with an over-estimation of the water reaching its reservoirs, but suffers from an under-estimation of moisture input (either through rainfall decrease or PE increase). Probably, adapting to a lack of water is more difficult for the model, because the soil moisture accounting store capacity has a lower bound.

Impact of input errors on model parameters

Random errors

Figure 6 presents the changes in the GR4J model's four parameters with increasing noise in PE. Parameter values were not affected by random errors on PE, except for watersheds 11 and 12. Note that these two watersheds are located in Texas and present semi-arid characteristics, with a low runoff yield. They exhibited a particular behavior, with significant variations for parameters X2 (groundwater exchange coefficient) and X3 (capacity of the routing store).

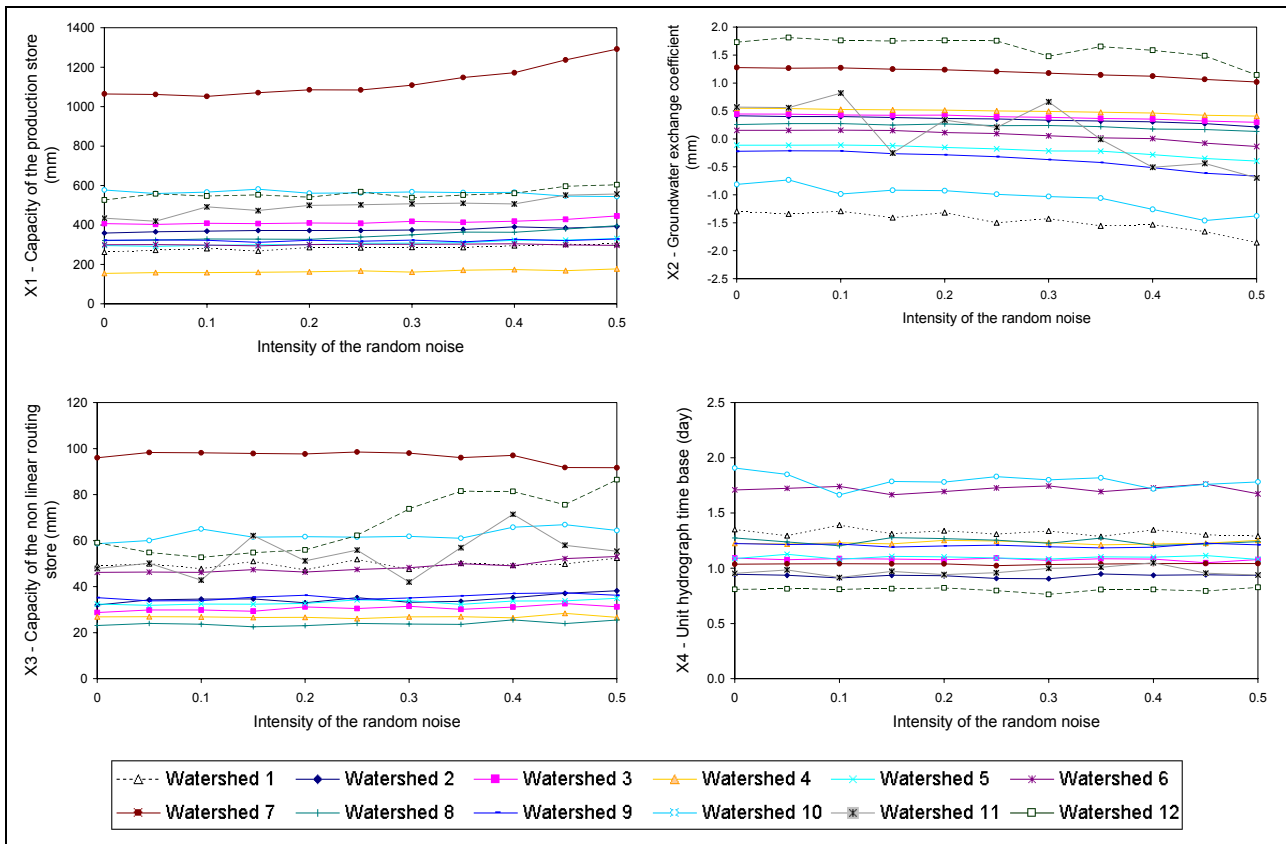


Figure 6: Impact of an increasing random error in potential evapotranspiration input on the value of the four parameters of the GR4J model over the twelve watersheds.

Figure 7 presents the changes in GR4J parameters with increasing noise in precipitation. The four parameters reacted differently to increasing noise in rainfall data. Two parameters were generally unchanged (parameters X2 and X4) and the values of the two others increased when the noise increased. X2 parameter values were not modified by random errors on rainfall, except on watershed 11, which still exhibited a particular behavior. X3 parameter values were slightly affected by random errors on rainfall, with an increase in its values when random errors increased. The X1 parameter (capacity of the production store) was the most affected by random errors, with a clear increase in its values when random errors increased. The production store and to a lesser extent the routing store, by increasing their capacities, had a certain capacity to buffer unexpected extreme rainfall events of the corrupted time series.

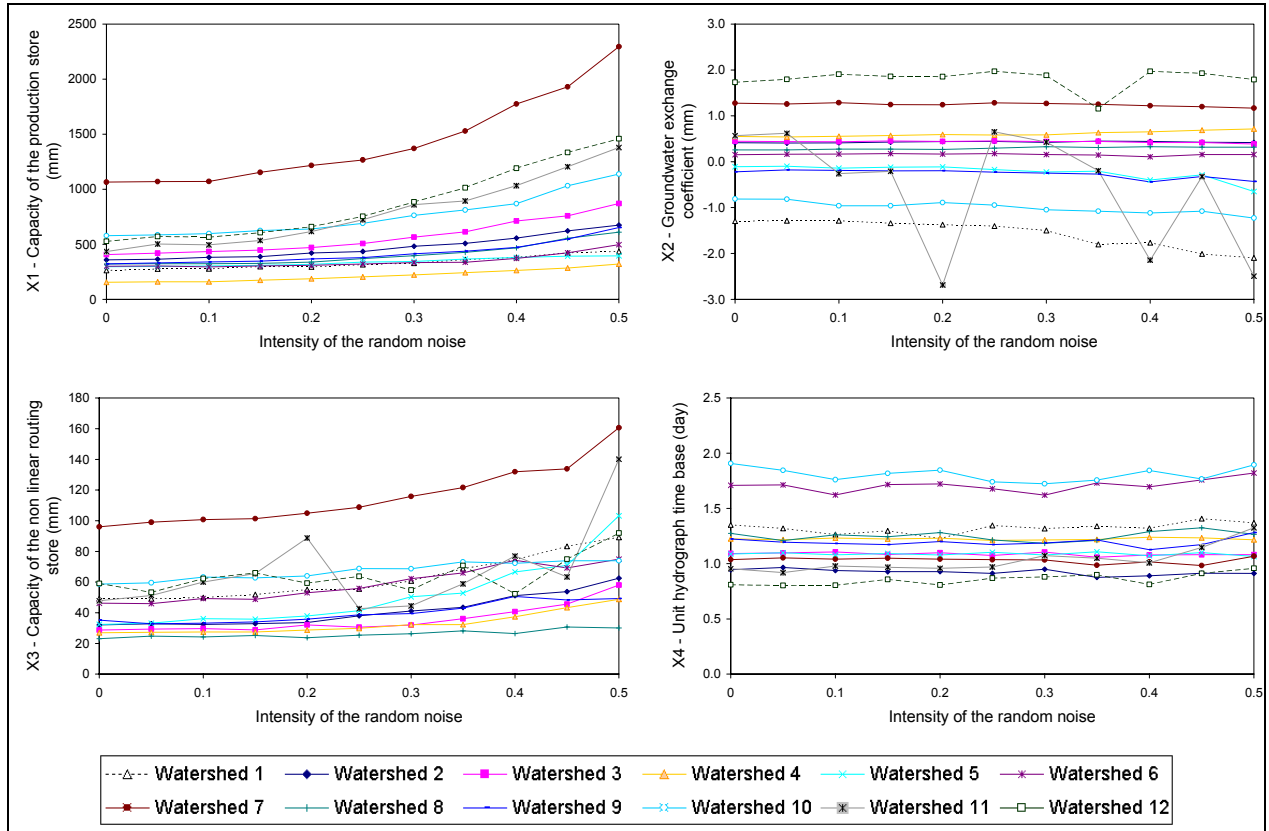


Figure 7: Impact of an increasing random error in precipitation input on the value of the four parameters of the GR4J model over the twelve watersheds.

Systematic errors

Figure 8 presents the changes in the GR4J model's four parameters with varying systematic errors on PE. Parameter values generally adapted to the bias introduced on the PE record. A systematic increase in PE often resulted in a decrease in X3 (capacity of routing reservoir) and an increase in X2 (water exchange coefficient). The increase in X2 is logical since increasing incoming groundwater compensates an over-estimation of PE. However, note that the variations in X2 were much more pronounced for under-estimation of PE than for over-estimation: the variations in the parameter X2 appear to have maintained reasonable model efficiency when PE is under-estimated. This underlines the model's ability to adapt to systematic bias on PE, and in particular for under-estimation of PE.

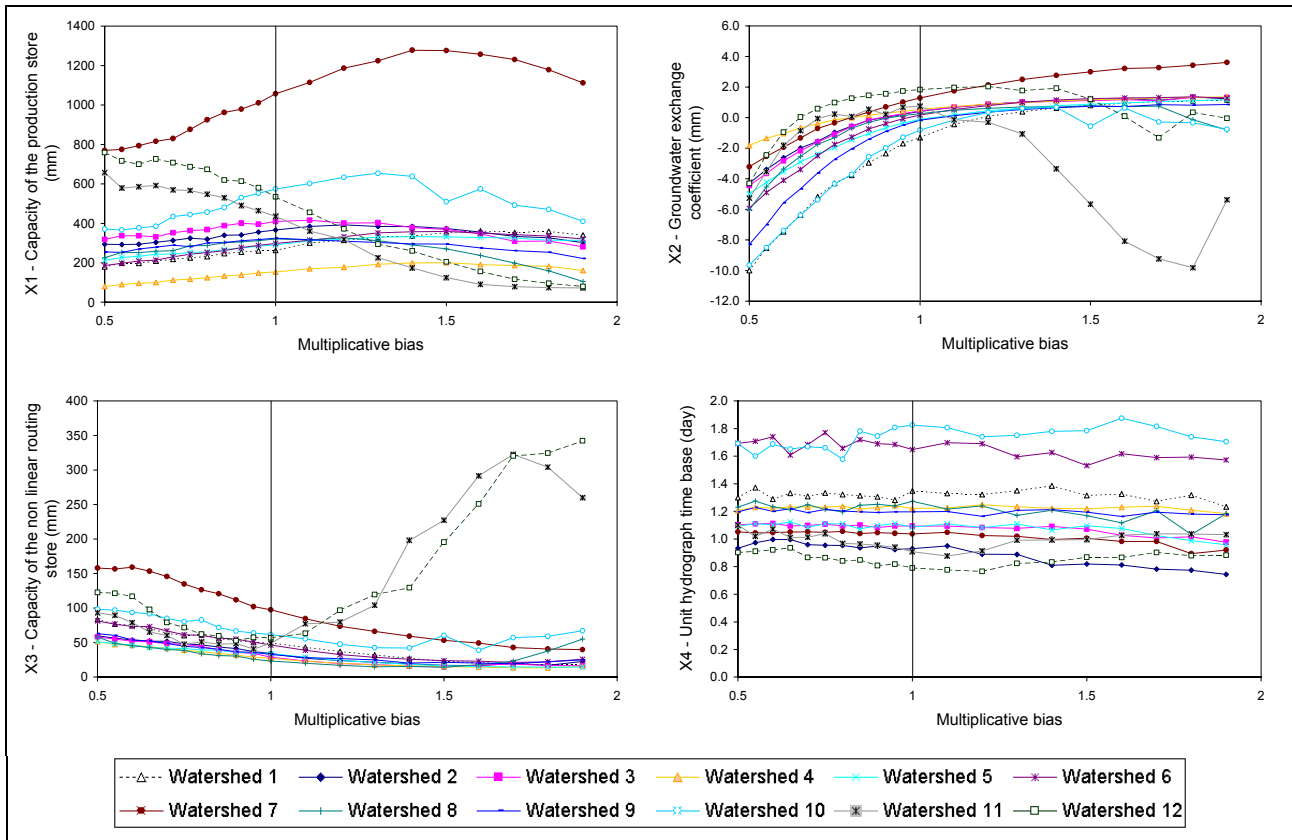


Figure 8: Impact of an increasing multiplicative bias in potential evapotranspiration input on the value of the four parameters of the GR4J model over the twelve watersheds

Figure 9 presents the changes in GR4J's four parameters with varying systematic error on rainfall. X1, X2 and X3 parameter values were generally modified, while X4 was left unchanged. X1 (capacity of the production store) was the most affected parameter. When a systematic overestimation of rainfall was made, X1 and X3 (capacity of the routing store) parameter values sharply increased and X2 parameter values considerably decreased. This behavior seems logical: the model adapted to an over-estimation by increasing its storage capacities in order to better buffer the excess of water. At the same time, X2 decreased in order to increase groundwater losses. Concerning underestimation of rainfall, its influence on parameter values was less dramatic because the capacity of both stores (X1 and X3) has a lower bound (i.e. zero capacity), which may explain the corresponding drop in model performance. Again, note the original behavior of semi-arid watersheds 11 and 12, for which X3 increased and X2 remained unchanged for under-estimation of rainfall. The values of the unit hydrograph time base (X4) were not affected by multiplicative bias in the precipitation, because the chronology of rainfall events remained unchanged when errors were introduced.

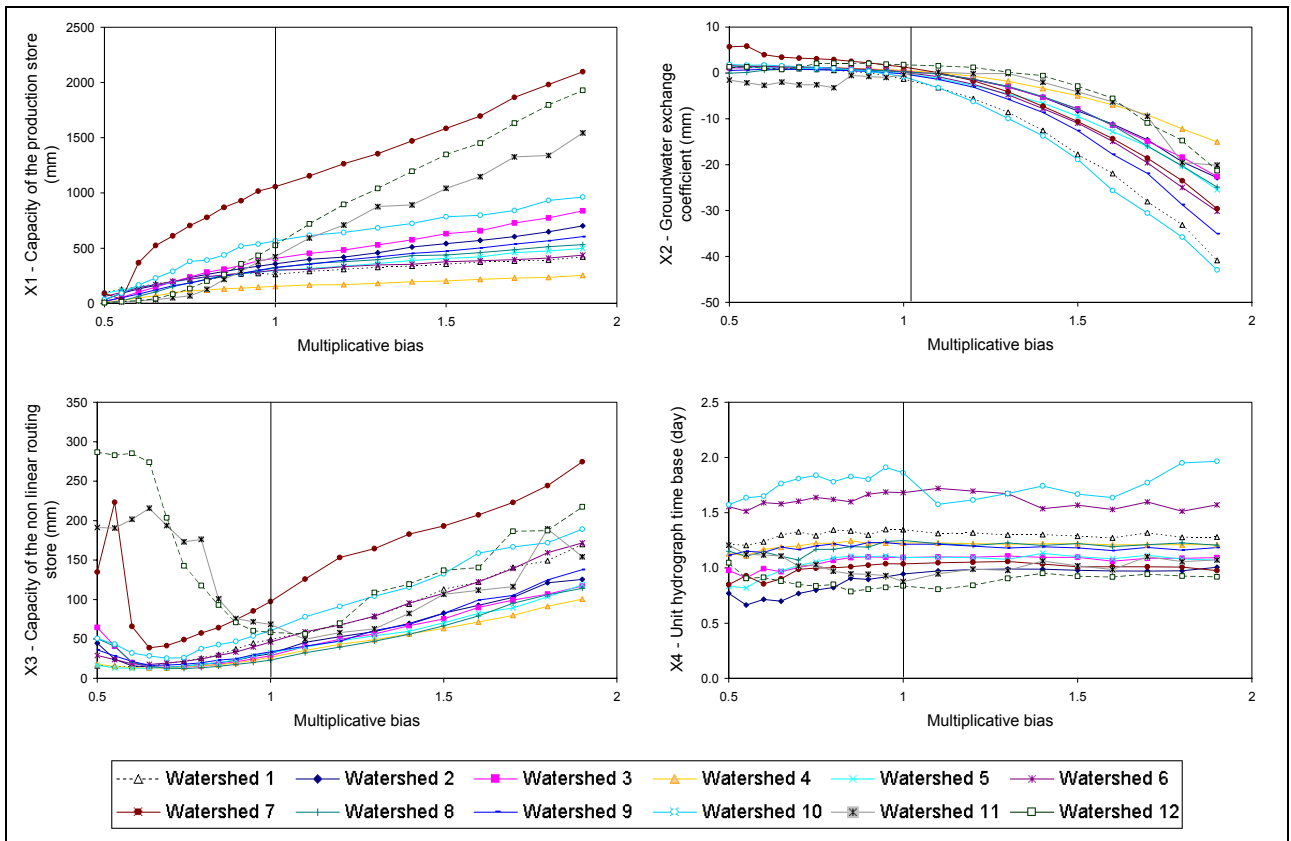


Figure 9: Impact of an increasing multiplicative bias in precipitation input on the value of the four parameters of the GR4J model over the twelve watersheds.

Impact of input errors on parameter uncertainty

Random errors

Figure 10 presents the changes in parameter uncertainty with increasing random errors on PE. The overall results are quite surprising since a strong corruption of PE did not affect parameter uncertainty a great deal. X4 (unit hydrograph time base) appears to be the parameter that was the best estimated even with heavily corrupted PE. Apart from semi-arid watersheds 11 and 12, X2 (ground water exchange) and X3 (capacity of the production store), parameter estimations were not affected by random error on PE. X1 (capacity of the production store) estimation presented a slight increase in uncertainty, compared to the other parameters. This may be due to the preponderant role of X1 in water losses from the production reservoir, which is driven partly by PE.

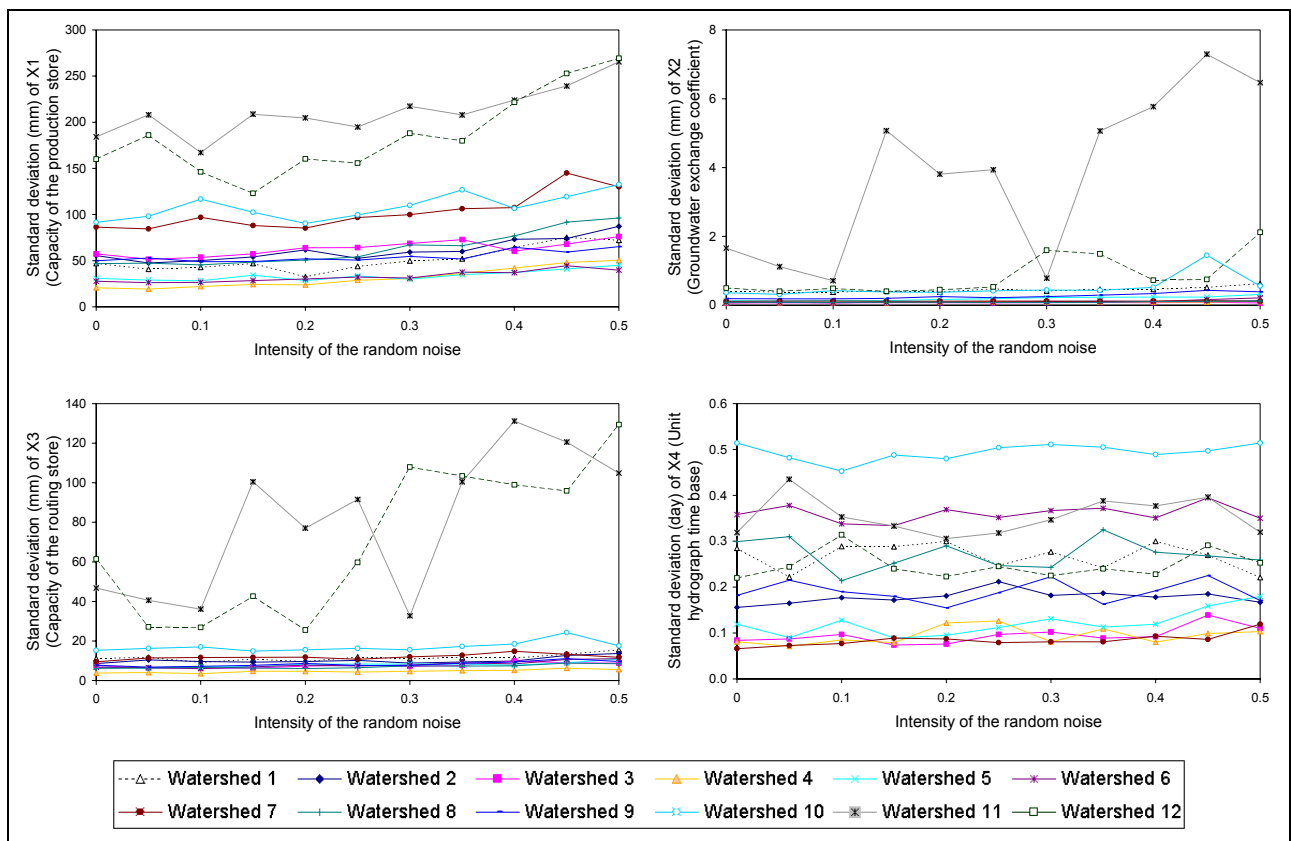


Figure 10: Impact of an increasing random error in potential evapotranspiration input on the uncertainty of the four parameters of the GR4J model over the twelve watersheds

Figure 11 presents the changes in parameter uncertainty with increasing random errors on rainfall. The overall results are less surprising than with PE random errors since a strong corruption of rainfall affected the reliability of parameters determination. X1 (capacity of the production store) was the most affected, while the uncertainty of X2, X3 and X4 parameter estimations was slightly affected by random errors on rainfall. The increase in the uncertainty on X1 was probably related to the increase in its value, i.e. the coefficient of variation was steady.

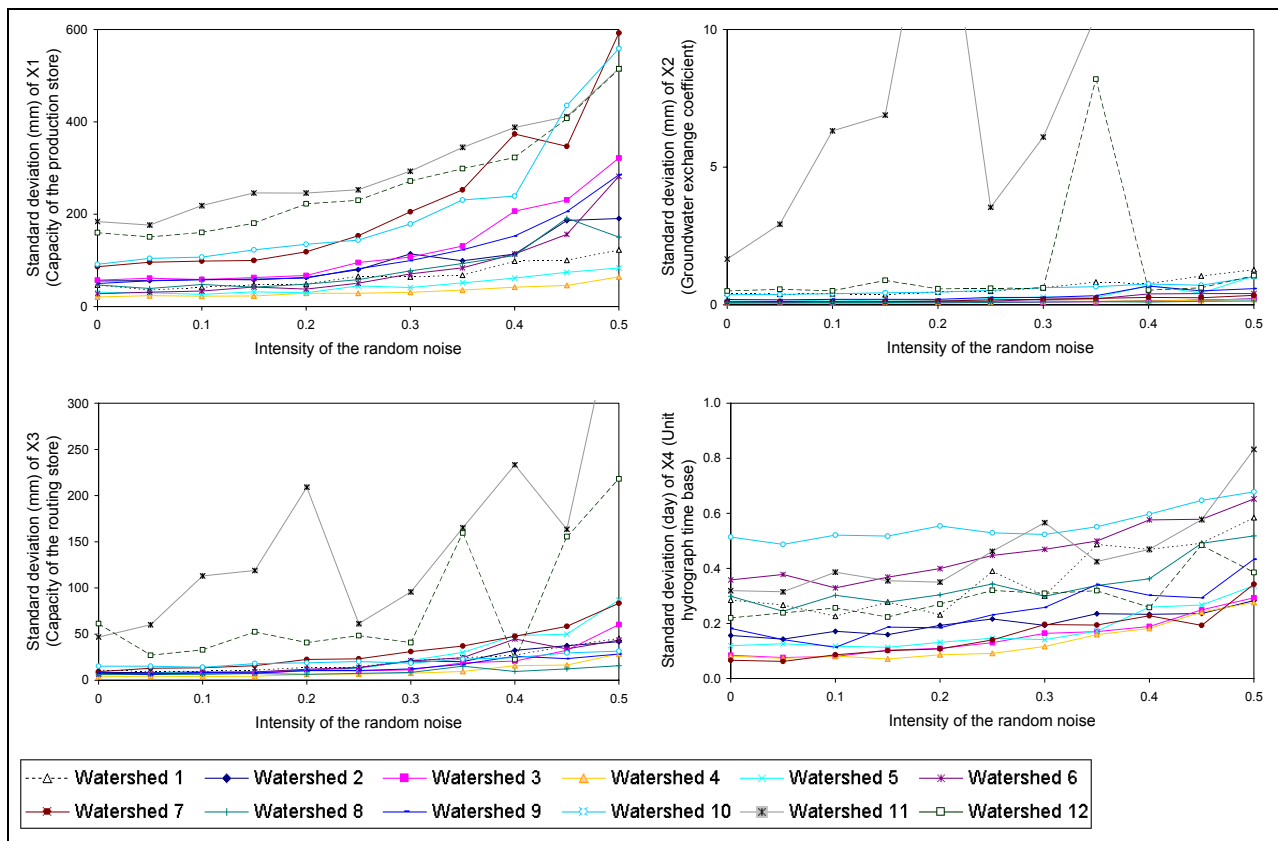


Figure 11: Impact of an increasing random error in precipitation input on the uncertainty of the four parameters of the GR4J model over the twelve watersheds

Systematic errors

Figure 12 presents the changes in parameter uncertainty with varying systematic errors on PE. Results are similar to those obtained with random errors on PE: an increasing bias led to increasing parameter uncertainty. However, standard deviations of the four parameters were rather low compared to variations observed on model parameter values. Hence, even if we observe clear modifications in the model parameters, their estimation remains relatively precise.

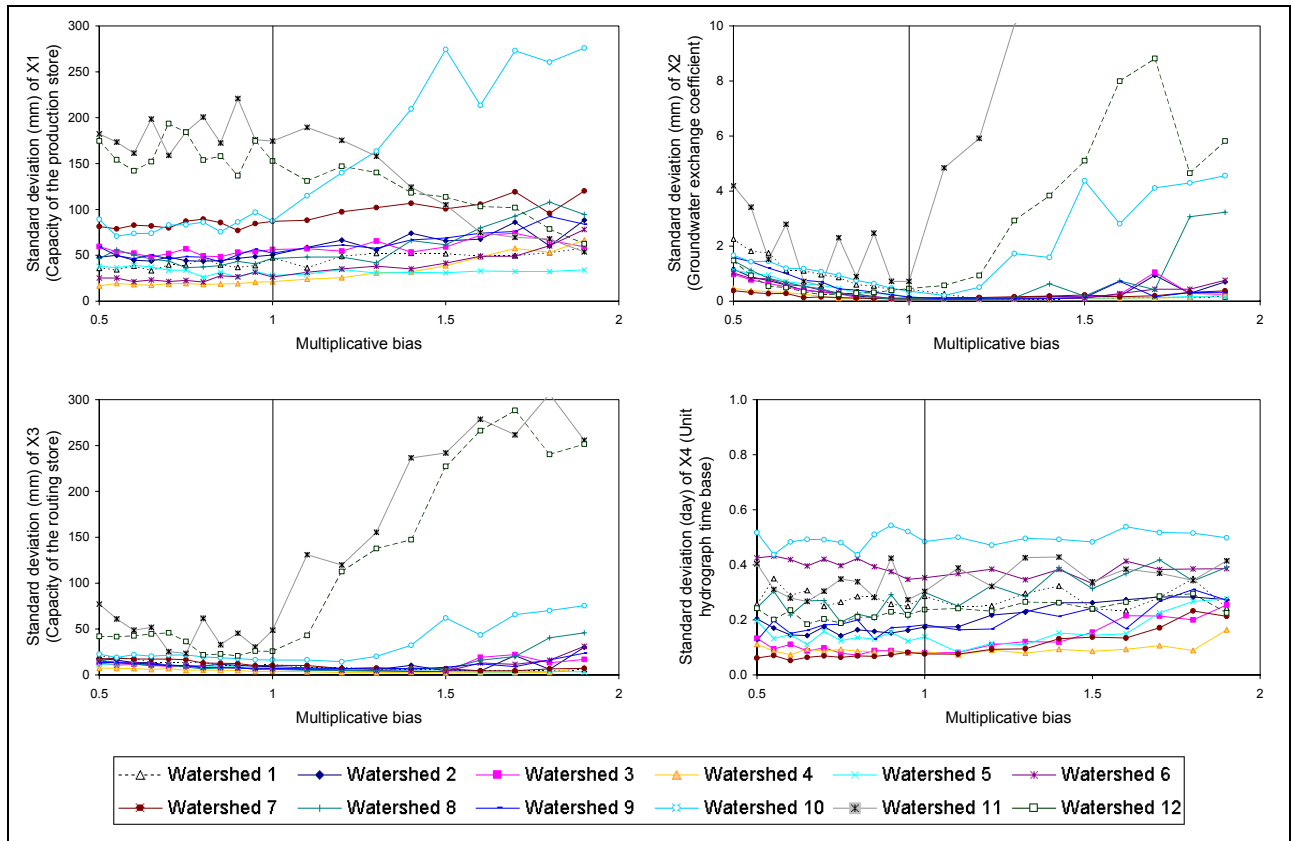


Figure 12: Impact of an increasing multiplicative bias in potential evapotranspiration input on the uncertainty of the four parameters of the GR4J model over the twelve watersheds

Figure 13 presents the changes in parameter uncertainty with systematic bias on rainfall. For X1, X2 and X3, results are similar to those obtained with random errors: an increasing overestimation led to increasing parameter uncertainty. For a systematic over-estimation, X1 was the most sensitive parameter. For a systematic under-estimation, parameter uncertainty generally remained unchanged or decreased slightly. For both kinds of bias, one can still note the original behavior of semi-arid watersheds 11 and 12, for which X1, X2 and X3 parameter uncertainty was greater than for other watersheds.

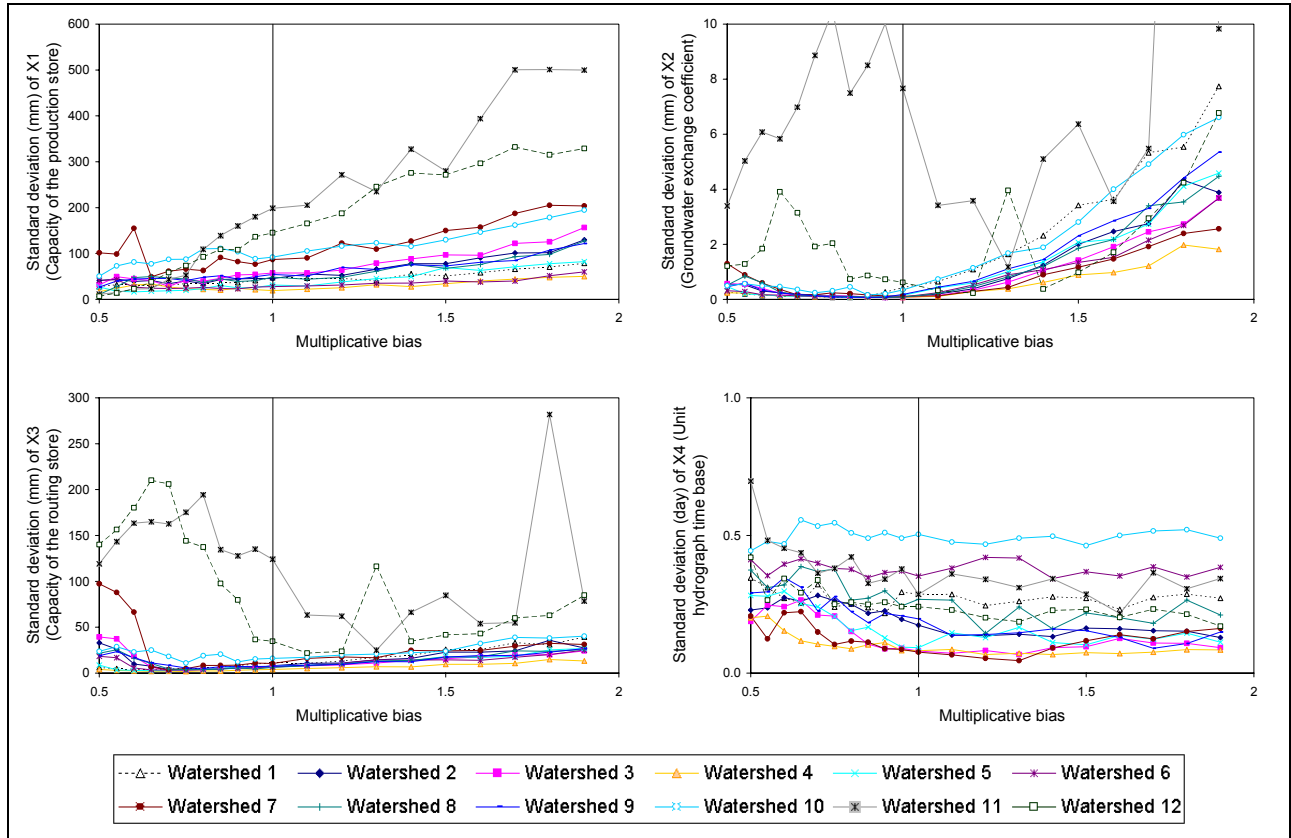





Figure 13: Impact of an increasing multiplicative bias in precipitation input on the uncertainty of the four parameters of the GR4J model over the twelve watersheds

SUMMARY AND CONCLUSION

The objective of this study was to investigate two sorts of data errors that can affect both performance and estimation of the parameters of the daily rainfall-runoff model GR4J. The main advantage of this extensive investigation, based on twelve watersheds representative of a wide range of climates, is that it compares the relative impacts of several data errors. To our knowledge, this study is the first to investigate the impact of all the types of input error on model efficiency and parameter uncertainty. Figure 14 synthesizes the results obtained for each type of error. Note that our conclusions generally corroborate and broaden the results of previous dynamic studies presented in Figure 1.

		PE		Rainfall	
		Random errors	Systematic errors	Random errors	Systematic errors
Model Performance					
Parameter Values	X1				
	X2				
	X3				
	X4				
Parameter Uncertainty	X1				
	X2				
	X3				
	X4				
X1: Capacity of the production store; X2: Groundwater exchange coefficient; X3: Capacity of the non linear routing store; X4: Unit hydrograph time base					

Figure 14: Impact of the four types of errors introduced in data records. Three levels of impacts are identified:  no significant impact,  moderate impact and  high impact.

Concerning the impact of random data errors on GR4J model performance and estimation of its parameters, it was found that, compared to errors on rainfall, random errors on PE do not significantly affect model performance. This disparity between the two inputs is a widely recognized fact (Paturol et al., 1995; Nandakumar and Mein, 1997), and the apparent reason for it is that the production (soil moisture accounting) store of the model seems to act as a buffer for PE, absorbing random errors of PE, even if they represent large amounts. By comparison, rainfall random errors significantly degrade model performance since part of the rainfall by-passes the production store and directly impacts the output of the model. Apart from the maximum capacity of the production store (X1), other model parameter values are less affected by random errors in the input data record. The precision of parameter estimation is generally not affected by random PE errors. This is quite surprising since one would expect that errors in data might contaminate the parameter estimation.

Concerning the impact of systematic data errors on GR4J model performance and estimation of its parameters, it was found that the model is able to adapt to systematic errors in rainfall, and thus, model performance is much less affected by systematic errors than by random errors on rainfall. This corroborates the results presented by Xu and Vandewiele (1994). The adaptation of the model to systematic errors is achieved by sizable modifications of parameters values: the groundwater exchange coefficient X2 is particularly affected by systematic errors and attempts to adjust to the erroneous amount of water brought to the model. However, this parameter is less able to adapt to a systematic underestimation of incoming water (due to underestimated rainfall or overestimated PE), and further research is needed to understand the reasons for this asymmetry. The capacities of the two stores of the model (X1 and X3) are also modified for rainfall, and to a lesser extent for PE biases. Interestingly, our investigation has found that even if data errors yield great parameter variations, the uncertainty on the estimation of the parameter remains unchanged.

As usual, low-yielding catchments exhibit special behavior and problems for rainfall-runoff modelling (Ye et al., 1997). Even if their performance is somewhat good, their parameter values and associated uncertainty can be considerably affected by introduced errors, even in small errors. This original behavior still remains puzzling and may be the result of the lack of information content of the streamflow time series of ephemeral catchments (low number of non-zero data), which often leads to calibration problems.

In conclusion, it appears that the influence of input errors is lower in the case of GR4J than it is for other watershed models. We believe that the reason for this robustness lies in the extreme parsimony of GR4J, which deals with the rainfall-runoff transformation at the daily time-step with only four free parameters.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank the MOPEX group, in particular John Schaake and Qingyun Duan for making available the data sets used in this study.

REFERENCES

- Andersson, L., 1992. Improvement of runoff models. What way to go? *Nordic hydrology*, 23: 315-332.
- Andréassian, V., Perrin, C. and Michel, C., 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286(1-4): 19-35.
- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I. and Lavabre, J., 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 250(1-4): 206-223.
- Burnash, R.J.C., 1995. The NWS river forecast system - catchment modeling. In: V.P. Singh (Editor), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands ranch, CO., pp. 311-366.
- Dawdy, D.R. and Bergmann, J.M., 1969. Effect of rainfall variability on streamflow simulation. *Water Resources Research*, 5(5): 958-966.
- Duan, Q.-Y., Gupta, H., Sorooshian, S., Rousseau, A. and Turcotte, R., 2002. *Calibration of Watershed Models*. American Geophysical Union, Washington, DC, 346 pp.
- Edijatno, 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Ph.D. Thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 242 pp.
- Edijatno, Nascimento, N., Yang, X., Makhlof, Z. and Michel, C., 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2): 263-278.
- Farnsworth, R.K., Thompson, E.S. and Peck, E.L., 1982. *Evaporation atlas for the contiguous 48 United States*, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, NOAA technical report NWS n°33, Washington, D.C.
- Ibbitt, R.P., 1972. Effects of random data errors on the parameter values for a conceptual model. *Water Resources Research*, 8(1): 70-78.
- Joukainen, S., 2000. Improving the calculation of potential evapotranspiration of the HBV model: application to the Ounasjoki watershed. In: T. Nilsson (Editor), *Nordic hydrological conference 2000*. Nordic Hydrological Programme report. Swedish Hydrological Council, Uppsala, pp. 347-354.
- Kokkonen, T.S. and Jakeman, A.J., 2001. A comparison of metric and conceptual approaches in rainfall-runoff modeling and its implications. *Water Resources Research*, 37(9): 2345-2352.
- Mein, R.G. and Brown, B.M., 1978. Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resources Research*, 14(2): 299-303.
- Morton, F.I., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66(1-4): 1-76.
- Nandakumar, N. and Mein, R.G., 1997. Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology*, 192: 211-232.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282-290.
- Oudin, L. et al., 2004a. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? - Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. Submitted to *Journal of Hydrology*.
- Oudin, L., Michel, C. and Anctil, F., 2004b. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? - Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? Submitted to *Journal of Hydrology*.
- Parmele, L.H., 1972. Errors in output of hydrologic models due to errors in input potential evapotranspiration. *Water Resources Research*, 3(2): 348-359.
- Paturel, J.E., Servat, E. and Vassiliadis, A., 1995. Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data - case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, 168: 111-125.

- Perrin, C. and Michel, C., 1999. Comparison of parameter uncertainty analysis methods using a simple hydrological model, MOPEX Workshop on Regionalization of parameters of hydrological and atmospheric landsurface models, Symposium IUGG, Birmingham, United Kingdom.
- Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242: 275-301.
- Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289.
- Saltelli, A., Chan, K. and Scott, E.M., 2000. *Sensitivity Analysis*. John Wiley, 504 pp.
- Schaake, J.C., Duan, Q.-Y., Koren, V.I. and Hall, A., 2001. Towards improved parameter estimation of land surface hydrology models through the Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX). In: A.J. Dolman et al. (Editors), *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large-Scale Hydrological Models*. Proc. of the 6th IAHS Scientific Assembly. IAHS Publication n°270, Maastricht, The Netherlands, pp. 91-97.
- Troutman, B.M., 1982. An analysis of input errors in precipitation-runoff models using regression with errors in the independent variables. *Water Resources Research*, 18(4): 947-964.
- Troutman, B.M., 1983. Runoff prediction errors and bias in parameter estimation induced by spatial variability of precipitation. *Water Resources Research*, 19(3): 791-810.
- Troutman, B.M., 1985. Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modeling. 2. Case study. *Water Resources Research*, 21(8): 1214-1222.
- Xu, C.-Y. and Vandewiele, G.L., 1994. Sensitivity of monthly rainfall-runoff models to input errors and data length. *Hydrological Sciences Journal*, 39(2): 157-176.
- Ye, W., Bates, B.C., Viney, N.R., Sivapalan, M. and Jakeman, A.J., 1997. Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, 33(1): 153-166.
- Zhao, B., Tung, T.-K., Yeh, K.-C. and Yang, J.-C., 1997. Storm resampling for uncertainty analysis of a multiple-storm unit hydrograph. *Journal of Hydrology*, 194(1-4): 366-384.
- Zin, I., 2002. *Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique*. Ph.D Thesis, INPG, Grenoble, France, 200 pp.

Annexe 10 Article 4 : Suivi de la sensibilité des modèles pluie-débit au sein de leur structure

Accepté pour publication dans Water Resources Research

Locating the sources of low-pass behavior within rainfall-runoff models

Ludovic Oudin¹, Vazken Andréassian¹, Charles Perrin¹ and François Anctil²

¹Cemagref, Hydrology and Water Quality Research Unit, P.B. 44, 92163 Antony Cedex, FRANCE

²Université Laval, Québec, Qc, CANADA G1K7P4

Corresponding author. E-Mail: ludovic.oudin@cemagref.fr

Running Title: Low-pass behavior of rainfall-runoff models

ABSTRACT

The reasons why most rainfall-runoff models appear relatively insensitive to potential evapotranspiration (PE) inputs, compared with rainfall inputs, are investigated. To this aim, a methodology is presented providing detailed tracking of the treatment of PE input by two rainfall-runoff models. Since uncertainties affect both the structures and the inputs of rainfall-runoff models, the analysis is based on synthetic flow data. Standard synthetic streamflow series were generated using a standard PE input. Then, the PE series were corrupted successively by random and autocorrelated errors and the propagation of these errors through the models' state variables is followed. For comparison, the same methodology was applied to rainfall data. The analysis is focused on two lumped rainfall-runoff models (the GR4J model and a lumped version of TOPMODEL) over a large sample of 308 watersheds. The investigation shows that perturbation errors in the potential evapotranspiration are absorbed by the model's production (soil moisture accounting) reservoir, which controls the water losses from the model. Given the slow variations in the soil moisture accounting reservoir, rainfall-runoff models behave like low-pass filters, absorbing high-frequency variations of PE inputs. In contrast, the models tested here do not smooth the rainfall perturbation.

Keywords: temporal variability, rainfall-runoff modeling, potential evapotranspiration, sensitivity analysis, soil moisture, input perturbation

INTRODUCTION

Watershed models' insensitivity to PE: a widely recognized behavior

The fact that watershed models are quite insensitive to potential evapotranspiration (PE) is not new. Calder [1983] compared the performance of soil models using different levels of sophistication and complexity in the treatment of PE and soil hydrology at six grassland experimental sites in the United Kingdom. Results showed that including sophisticated evaporation equations gave no improvement in model prediction over a simple PE formulation requiring no direct meteorological measurements. This insensitivity has also been stressed by a number of authors, especially as far as temporal variability in PE is concerned. Indeed, Burnash [1995] pointed out that "in many areas an average annual evapotranspiration curve appears to be as meaningful as any readily available discrete information." Fowler [2002] investigated the validity of using long-term average PE in a daily model and concluded that even for quite extreme years, there was no appreciable difference between simulation using either mean or time-varying PE input. Oudin et al. [2004a; b] exhaustively compared several formulations of PE inputs within a rainfall-runoff perspective. They compared 27 PE formulations and showed that there was no

significant difference between the streamflow simulations obtained. These results are puzzling and many questions remain unanswered.

This article investigates and seeks to explain why most rainfall-runoff models appear quite insensitive to PE inputs, by focusing not only on the inputs and output of the models, but also on their internal state variables. Several reasons can be put forward to explain this insensitivity:

- It could be a natural phenomenon that rainfall-runoff models convey rather faithfully.
- It may be an artifact of the model, which would require questioning the structure of the model, particularly the part handling evaporation.
- The traditional PE formulae may be inappropriate for rainfall-runoff modelling, or the way point values are interpreted to yield a lumped input is flawed.

Which of the previous three points is the actual cause of the insensitivity of rainfall-runoff models to PE inputs? Reviewing the rainfall-runoff modeling literature, it is quite difficult to come to a conclusion. Only very few authors have investigated the causes of this insensitivity of rainfall-runoff models to PE in depth. Parmele [1972] was one of the first to assess the sensitivity of rainfall-runoff models to PE input. He attributed the watershed models' insensitivity to PE to the fact that the soil moisture reservoir behaves as a regulator, with feedback, to reduce the variability of initial PE to a lesser variability adapted to streamflows. Paturel et al. [1995], using the monthly GR2M model, stated that the low sensitivity of the model to the structure of PE input (in comparison to rainfall input) results from the evapotranspiration affecting the runoff calculation only indirectly through the production (soil moisture accounting) reservoir level. Andréassian et al. [2004] assessed the impact of improved estimates of areal potential evapotranspiration (PE) on the results of two rainfall-runoff models. They found that very simple assumptions on watershed PE input yield the same results as more accurate input obtained from regionalization. They demonstrated the adaptability of the daily GR4J model to PE input. They noted in particular that the model is flexible enough to accommodate imperfect PE input and compensate for it. However, they also pointed out that uncertainties remain on the relevance of the very concept of PE at the watershed scale since it has been developed at the plot scale. The spatial variability of PE estimates can have its importance, but, as is generally the case for many hydrological studies, daily data were only available for one or a few meteorological stations per watershed. A detailed analysis on the watersheds where this information was available has been carried out, but is not detailed within this article.

How could the sources of watershed model insensitivity to PE be identified and quantified?

As PE affects primarily soil moisture variations, various hypotheses can be borrowed from soil hydrology. Indeed, the low-frequency nature of soil moisture variability over time has been acknowledged for some time [Bras, 1979; Delworth and Manabe, 1988]. In recent years, there have been comprehensive studies on the temporal and spatial variability of soil moisture. Entin et al. [2000] used a substantial database of 180 soil moisture stations located in the midlatitudes of the Northern Hemisphere to assess the observed temporal and spatial scales of soil moisture. They suggested that the variability in soil moisture over time is related to atmospheric forcing, with a time scale around 2 months. Wilson et al. [2004] analyzed temporal variability of soil moisture data over two watersheds in Australia and a further three in New Zealand. They found that seasonality is the major source of temporal variability at the three sites. Lauzon et al. [2004] used wavelet analysis to identify the time frequency relation between rainfall, runoff and the soil moisture profile observed over a French watershed.

These results lead us to believe that the low-pass filter characteristic of soil moisture is likely to be the cause of the insensitivity of rainfall-runoff models to PE. However, this remains to be demonstrated on a substantial number of watersheds.

To meet this goal, we based our approach on the use of synthetic streamflow: using synthetic (i.e., perfect) streamflow time-series for the calibration of watershed models makes it possible to simplify the analysis of model sensitivity to input errors considerably: it isolates the effects of model input errors from the effects of errors caused by an inappropriate model structure. Using synthetic flow records provides a standard to which simulations obtained with corrupted inputs can be compared. In our case, where we are attempting to understand where the low-pass behavior of watershed models originates, synthetic streamflow data also mean synthetic state

variable time-series, which can also be treated as error-free standards, to be compared with the time-series derived from corrupted inputs.

To assess the filtering nature of rainfall-runoff models, the impacts of two types of PE errors were studied: independent (i.e., daily random errors) and autocorrelated errors. The differences observed between the corrupted and synthetic series of model state variables are then interpreted using the R^2 performance statistic coefficient and a cumulative balance index (defined in section 3.4). This methodology provides a more detailed identification of the origin of low-pass behavior within rainfall-runoff models. Rainfall-runoff models are, by their very structure, more sensitive to rainfall than to PE since rainfall partly bypasses the production (soil moisture accounting) reservoir of the models. At the end of this article, we provide a comparative assessment of the impact of erroneous rainfall input, in order to identify and quantify the role of each model component in absorbing rainfall and PE errors.

DATA AND MODELS

So that our conclusions could be more widely generalized, we conducted a systematic test using a large watershed sample. Hydro-meteorological data sets were collected for many watersheds worldwide. The test conditions are given below:

- The test sample consists of 308 watersheds located in Australia, France and the United States, representing different climatic conditions (see Table 1), from semi-arid to temperate and tropical humid.

Table 1: Ranges in size and hydro-climatic characteristics of the watershed sample

Country	Australia	France	United States
Number of basins	8	221	79
Number of PE stations	7	31	40
Basin area (km ²)	166 - 4159	5 - 9387	64 - 9060
Range of mean annual Penman PE (mm)	1015 - 1960	690 - 1340	995 - 1870
Range of mean annual streamflow (mm)	32 - 601	23 - 1937	80 - 1140
Range of mean annual precipitation (mm)	310 - 1280	617 - 1942	670 - 2025

- PE values were calculated with daily data from meteorological stations located within or near the watersheds. In this article, PE was calculated with the formulation developed by Penman [1948], which is recommended by many hydrologists (e.g. Jensen et al., 1990) because of its good agreement with lysimeter estimates. Note that the choice of the PE formulation was not of great importance in this study since we followed a synthetic data approach.

- Two daily, continuous lumped rainfall-runoff models were used: the four-parameter GR4J model is presented in detail by Perrin et al. [2003] and an eight-parameter lumped version (using a parameterized analytical expression of the soil-topographic index distribution) of TOPMODEL [Beven and Kirkby, 1979; Beven et al., 1995], here called TOPMO, the mathematical procedures of which are detailed by Michel et al. [2003].

Both model structures were used in a lumped mode and fed with the same data, i.e., rainfall time-series and potential evapotranspiration estimates. Using these two model structures makes it possible to test different modeling approaches, in order to reach more general conclusions on model behavior:

- In the GR4J model, the first operation was the subtraction of PE from rainfall to determine either a net rainfall P_n or a net evapotranspiration capacity E_n (remaining of PE after the interception step). This operation was computed as if there were an interception storage of zero capacity. When E_n is not zero, an actual evapotranspiration rate was then determined as a function of the water level in the soil moisture accounting reservoir (depending on one calibrated parameter).

- In the TOPMO model, there is an interception storage of a capacity determined by one parameter, which determines the evapotranspiration from the interception store, E_t . Then a function adjusted with two calibrated parameters was used to determine actual evapotranspiration from the remainder of PE and the level of the soil moisture accounting reservoir.

Thus, the evapotranspiration procedure in GR4J depends on one parameter, while there are three for TOPMO.

A METHODOLOGY TO TRACK THE SENSITIVITY OF WATERSHED MODELS THROUGH THEIR STRUCTURE

Why use synthetic streamflow data?

Following the PE inputs within rainfall-runoff models is quite a challenge but is necessary to understand why there is so little insensitivity to its high-frequency variations. In order to retain any uncertainties on inputs, synthetic streamflow data have been widely used in the past (i) to test the procedures of model parameter estimation [Ibbitt, 1972; Sorooshian and Dracup, 1980; Gupta and Sorooshian, 1985], (ii) to observe certain model functions in detail [Gupta and Sorooshian, 1983; Sorooshian and Gupta, 1985], and (iii) to introduce errors in these data and to interpret the impacts of these errors on model simulations [Ibbitt, 1972; Parmele, 1972; Sorooshian and Dracup, 1980; Nalbantis et al., 1995; Paturel et al., 1995]. We followed approach (iii): synthetic data were used to assess the impacts of a corrupted input on several of the models' inner states.

Note that using synthetic data does not mean that we should work on a single watershed: in order to obtain general results, we need to generate time-series representing a wide range of watershed and climatic conditions.

Generation of synthetic records

We used the Ibbitt [1972] technique to produce synthetic data: a set of parameters was assigned to the model and real input data were used to generate a synthetic (or a standard) streamflow record. To obtain these time-series, we used the set of parameters obtained by calibration on observed streamflow time-series over the entire record period.

We wished to generate standard runoff time-series but also standard time-series for intermediate-state variables simulated by the models such as computed actual evapotranspiration, net rainfall, water contents of soil moisture accounting and routing reservoirs, etc. Thus, when generating standard streamflow time-series, the time-series of the model's internal state variables were also recorded. All these time-series were recorded so they could be used as standards in the comparison with corrupted inputs. The chosen state variables of each rainfall-runoff model are indicated in Figure 1.

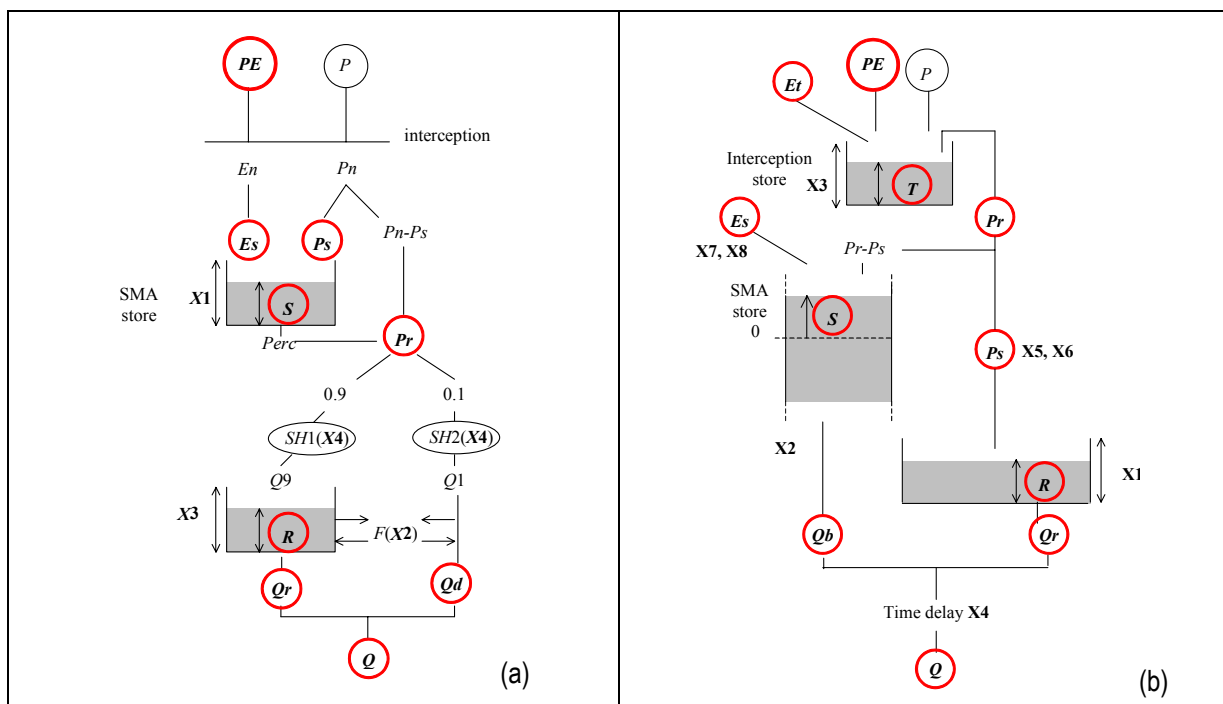


Figure 1: Intermediate state variables (encircled) chosen to track the source of the sensitivity to PE inputs of a) GR4J and b) TOPMO models.

Introduction of errors into the input data

To assess the effects of input errors on the behavior of the model, we applied an error on PE time-series, attempting to mimic the inertia of PE behavior:

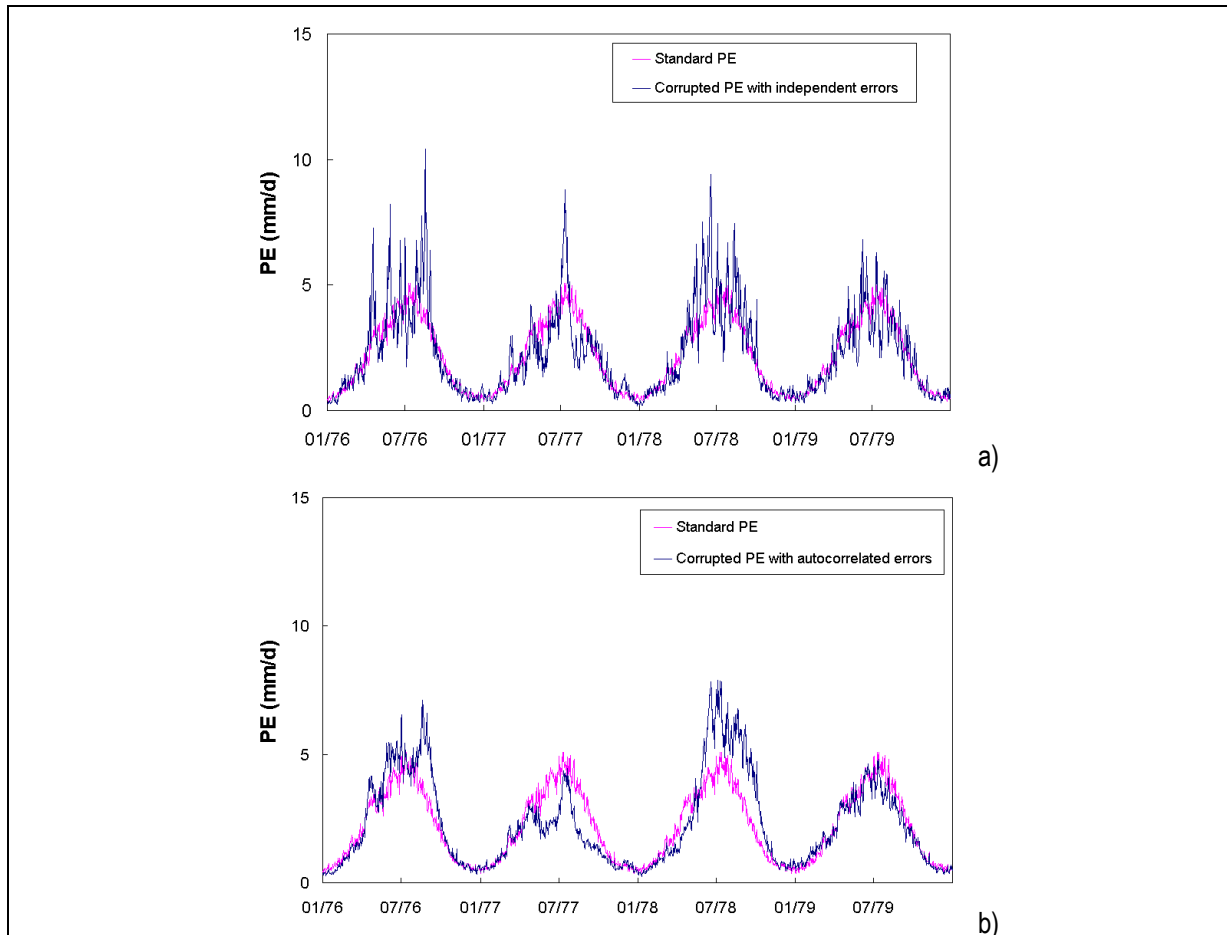
$$PE_j^* = PE_j \cdot \exp\left(\chi_j - \frac{\sigma^2}{2}\right) \quad (1)$$

with:

$$\chi_j = \rho \cdot \chi_{j-1} + \sqrt{1 - \rho^2} \cdot \sigma \cdot \eta_j \quad (2)$$

where χ_j is an autocorrelated variable, PE_j and PE_j^* are, respectively, the synthetic and corrupted PE at day j , η_j is the standard Gaussian/normal deviate and σ is a parameter that defines an increasing random error on PE input. When σ is equal to zero, there is no corruption on PE time-series. The ρ coefficient tested several persistences of the introduced error: when ρ was close to 1, introduced errors remained over a long period, but the weight of daily random errors decreased.

Figure 2 gives graphic representations of the relative impacts of σ and ρ . It can be seen that for σ equal to 0.5, the PE time-series is strongly affected by random errors. Hereafter, we test increasingly corrupted PE time-series, with σ ranging from 0.1 to 0.9. By comparison, the impact of ρ on the day-to-day fluctuations of PE time-series is less obvious: increasing ρ increasingly modified the seasonal cycle.



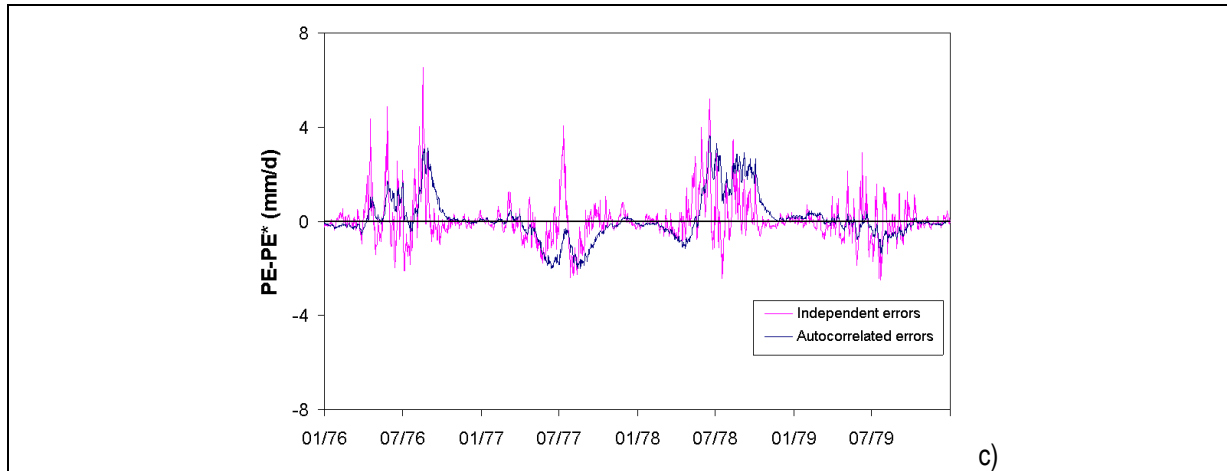


Figure 2: Independent (a) and autocorrelated (b) errors on PE records with (σ, ρ) equal to $(0.5; 0)$ and $(0.5; 0.955)$, and deviation (c) from error-free PE records at the Limoges (France) station.

In section 4.4, we also implement (for the sake of comparison) the same methodology to follow rainfall errors through the model. The errors applied to rainfall input are based on a simple model of random error, without autocorrelation:

$$P_j^* = P_j \cdot \exp\left[\sigma \cdot \eta_j - \frac{\sigma^2}{2}\right] \quad (3)$$

where P_j and P_j^* are, respectively, the synthetic and corrupted rainfall at day j , η_j is a Gaussian variate error and σ is a parameter that makes it possible to test several numbers of errors.

Note that in Equations (1) and (3), the term $\frac{\sigma^2}{2}$ was used so that all the PE and rainfall time-series used to feed the two rainfall-runoff models had the same long-term mean as the original observed values since we aimed to test only the relative importance of PE fluctuations over the tested period for each PE input option.

Assessing the differences between synthetic and perturbed simulations

In the analysis of the impact of PE input errors, synthetic (or standard) records from the model were considered as the “true” rainfall-runoff response. Errors were then introduced in PE or rainfall time-series and new simulations were run, by leaving the other inputs and parameters unchanged. Note that the results would have been different if the model's parameters were recalibrated with erroneous data, because as shown by Andréassian et al. [2004], to a certain extent watershed models are able to adapt their parameter set to imperfect inputs. Therefore, the present situation can be considered as the worst possible situation, emphasizing the impacts of the erroneous data.

Two criteria were used to judge model efficiency:

- a classic performance statistic coefficient R^2 , also referred to as the Nash and Sutcliffe [1970] criterion:

$$R^2 = 100 \left(1 - \frac{\sum_j (Q_{obs,j} - Q_{sim,j})^2}{\sum_j (Q_{obs,j} - \bar{Q})^2} \right) \quad (4)$$

where $Q_{obs,j}$ and $Q_{sim,j}$ are the observed and simulated streamflows on day j and \bar{Q} is the mean observed streamflow over the record period,

- a cumulative balance index CB (also used by Perrin et al., 2001), which measures the ability of the model to correctly reproduce streamflow volumes over the study period.

$$CB(\%) = 100 \left[1 - \left| 1 - \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \right| \right] \quad (5)$$

Both criteria vary in the interval $[-\infty, 100]$, 100 meaning a perfect agreement. In our work, the synthetic series played the role of observed series. Note that the above criteria can also be used to judge the similarity between series of variables other than streamflow so that we can compute a goodness-of-fit between the synthetic inner state series and series obtained with corrupted inputs for the different models' internal variables. A value of 100 means that the mean of the simulated time-series with erroneous data is the same as the synthetic one.

APPLICATION OF THE METHODOLOGY WITH TWO RAINFALL-RUNOFF

MODELS OVER 308 WATERSHEDS

In this section, we successively present three tests, summarized in Table 2.

Table 2: Summary of the tests performed with different levels of model input corruption

Section	Tested input	Type of corruption	Values of ρ and σ in Equation (2)
4.1	PE	Independent daily random errors	$\rho = 0$ (no autocorrelation) σ Varying from 0.1 to 0.9
4.2	PE	Autocorrelated errors	ρ Varying from 0.8 to 0.99 $\sigma = 0.5$
4.4	Rainfall	Independent daily random errors	$\rho = 0$ (no autocorrelation) σ Varying from 0.1 to 0.9

We compare the relative impacts of independent (section 4.1) and autocorrelated (section 4.2) PE errors to determine how the models are able to absorb high-frequency (independent errors) and low-frequency (autocorrelated errors) PE fluctuations. The last test (section 4.4) concerns rainfall and aims at demonstrating the preponderant role of this input for rainfall-runoff modeling compared to PE.

Impact of independent PE errors on the behavior of watershed models

In this section, we test the impact of independent PE errors, i.e., with the parameter r in Equation (2) set to zero. We test an increasingly erroneous PE input with s varying from 0.1 to 0.9. The more this coefficient increases, the more the daily PE values are corrupted. The median values of the two criteria were chosen to synthesize the results over the 308 watersheds. Indeed, since the two criteria vary from $-\infty$ to 100, mean values of the two criteria could be overly influenced by a few high negative values.

Figure 3 presents the median values of the R^2 criterion obtained for inner state variables and streamflow simulations when PE is corrupted by daily random errors.

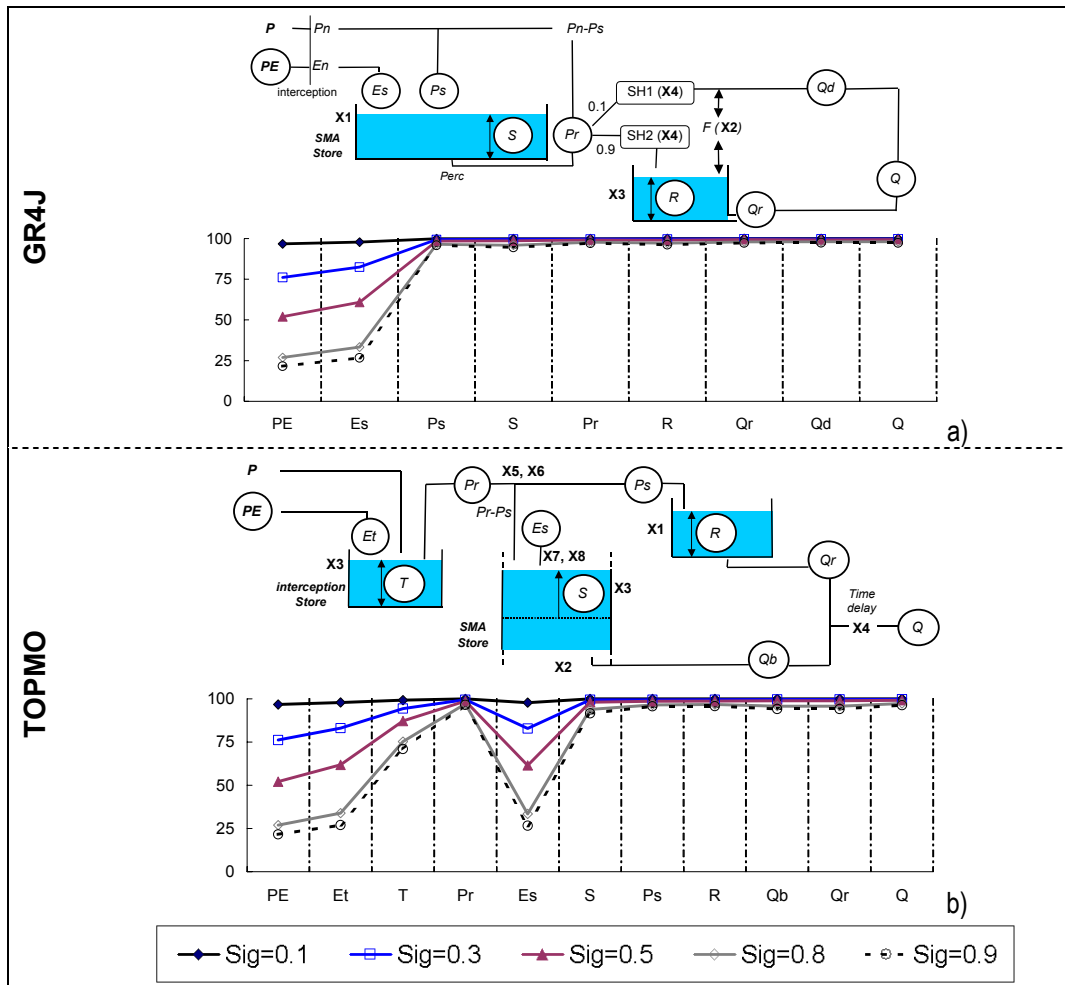


Figure 3: Median values of R^2 criterion with increasing independent PE errors for (a) GR4J and (b) TOPMO.

First, very limited effects on the main model output (streamflow) are observed, confirming previous results obtained by several authors [Parmele, 1972; Paturel et al., 1995]. Then, starting from streamflows and going back up the model structures, very little difference can be observed with standard variables until one reaches the production (soil moisture accounting) modules:

- In the case of the GR4J model, actual evapotranspiration rates E_s computed after production and interception functions differ a great deal from the reference rates (the median value of the R^2 criterion drops to less than 25% for the largest perturbation) and the levels S and R in the reservoirs are also modified, but to a lesser extent;
- In the case of the TOPMO model, PE directly affects two reservoirs: interception and soil moisture accounting. Thus, the absorption of differences is handled in two steps: the level T of the first reservoir (interception) is significantly modified (the median values of the R^2 criterion drops to less than 70% for the largest perturbation) while the second reservoir S (soil moisture accounting) is only slightly involved.

Figure 4 shows the median values of the CB criterion for the same model variables of the two models.

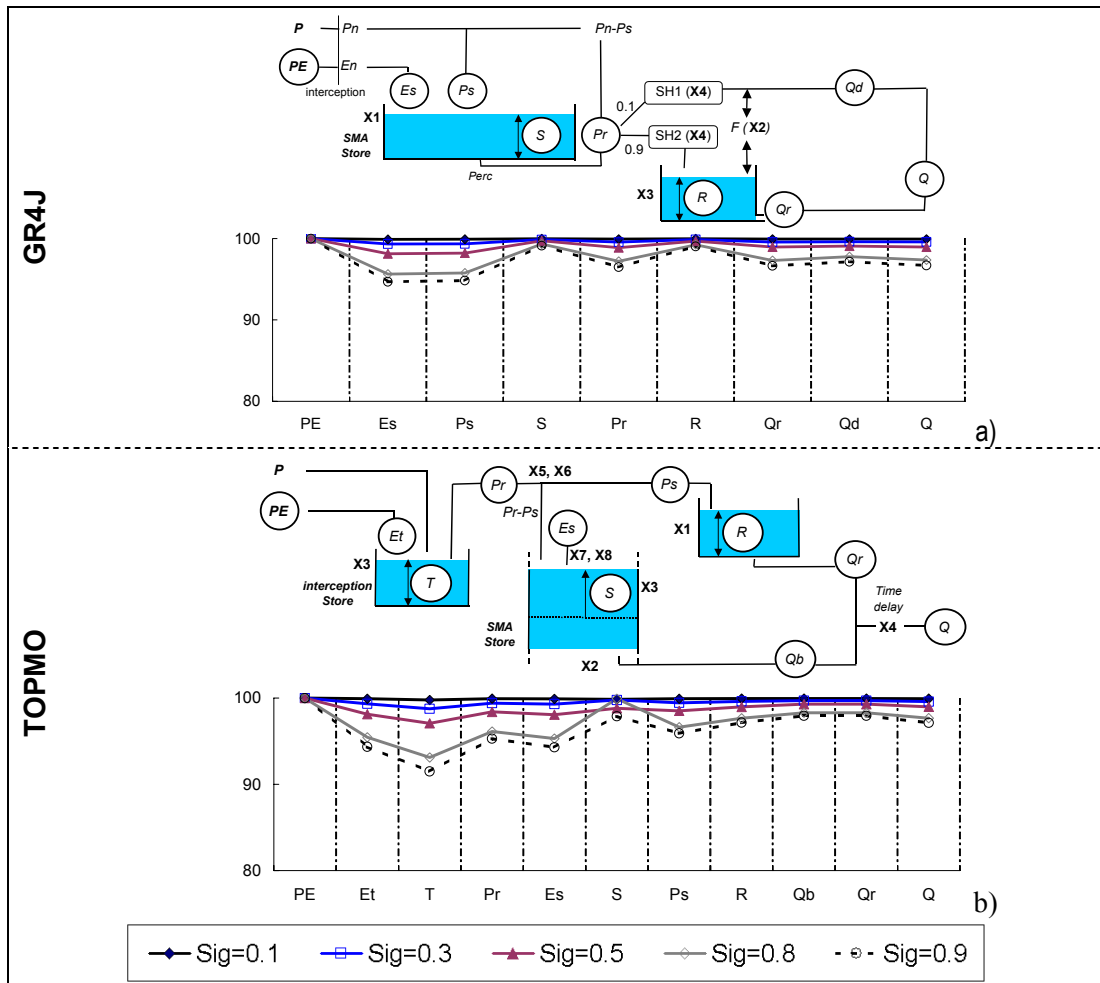


Figure 4: Median values of CB criterion with increasing independent PE errors for (a) GR4J and (b) TOPMO.

Note that CB, which uses cumulative errors, is equal to 100 for all the PE inputs (same overall amount over the record period) and can decrease as much as 90% after the soil moisture accounting reservoirs. This means that errors on the inputs are mainly contained in the absolute value of the water content of the soil moisture accounting reservoir.

An example of the role of the soil moisture accounting reservoir is given in Figure 5 for GR4J.

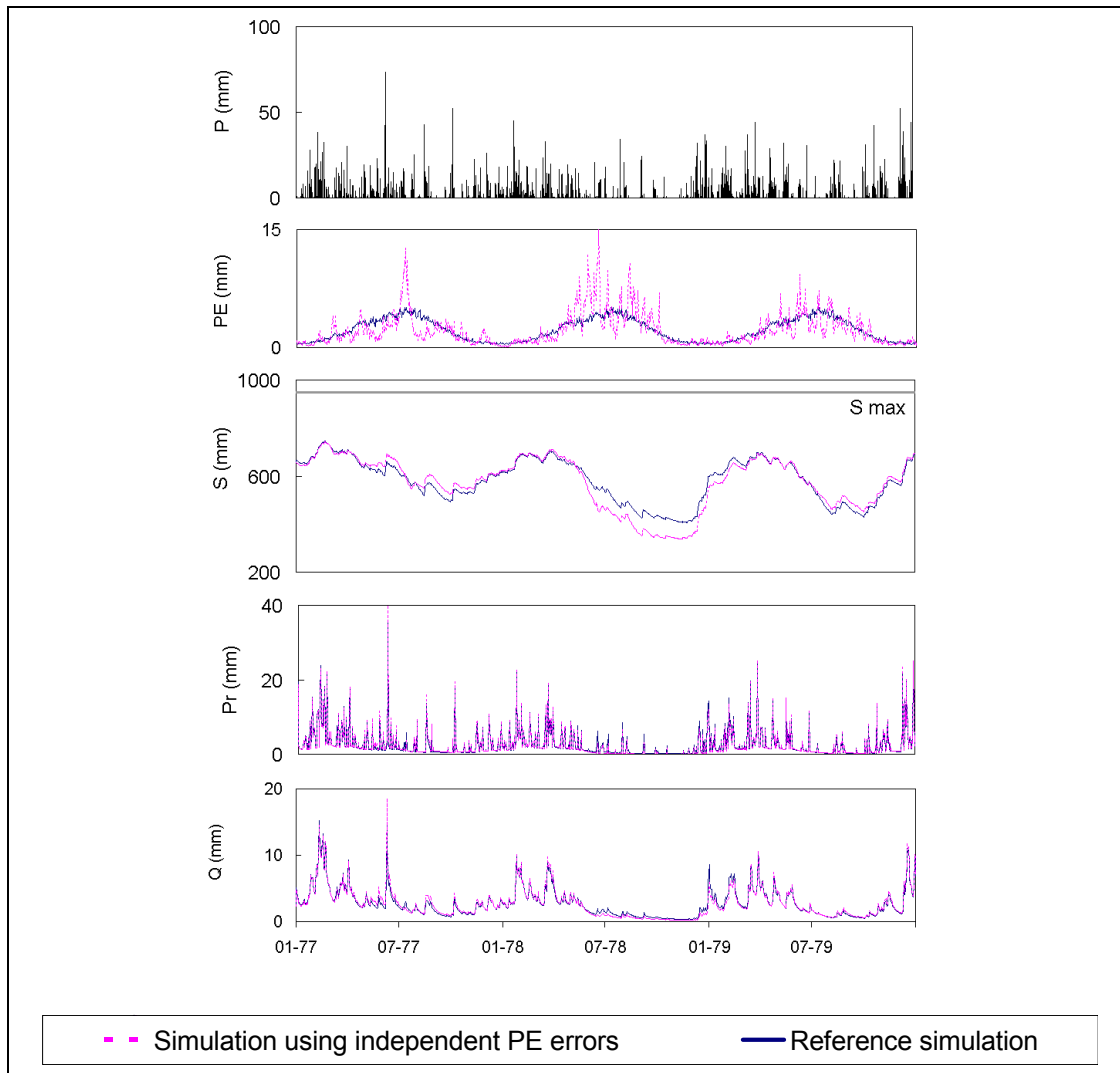


Figure 5: Time-series of several GR4J model components with or without independent PE errors.

It can be seen that differences between the PE inputs result in differences in soil moisture accounting reservoir capacity. However, these differences remain limited compared to the maximum capacity of the soil moisture accounting reservoir. Hence, the amount of water Pr (effective rainfall) that reaches the transfer function with PE input is similar to the amount with corrupted PE.

The overall result of this section is that the insensitivity of rainfall-runoff models to high-frequency PE variations is almost entirely explained by the treatment of PE through the production functions. Indeed, the criteria of fit applied on the model variables located just after the soil moisture accounting reservoirs are almost the same as those applied on streamflows. This is all the more remarkable since the results are quite similar for the two rainfall-runoff models, although the models are quite different in the way they treat PE. In order to test lower frequency for PE errors, in the next section we propose to vary the coefficient r in Equation (2).

Impact of autocorrelated PE errors on the behavior of watershed models

The previous results clearly pointed out the insensitivity of rainfall-runoff models to daily PE perturbations. To extend the investigation, we studied the behavior of rainfall-runoff models when input errors affect longer periods. Hence, in this section, the r coefficient varies from 0.8 to 0.99 in Equation (2), while the s coefficient was set equal to 0.5. Figure 6 presents the R^2 criteria obtained for intermediate state variables and streamflow simulations with increasingly autocorrelated PE errors.

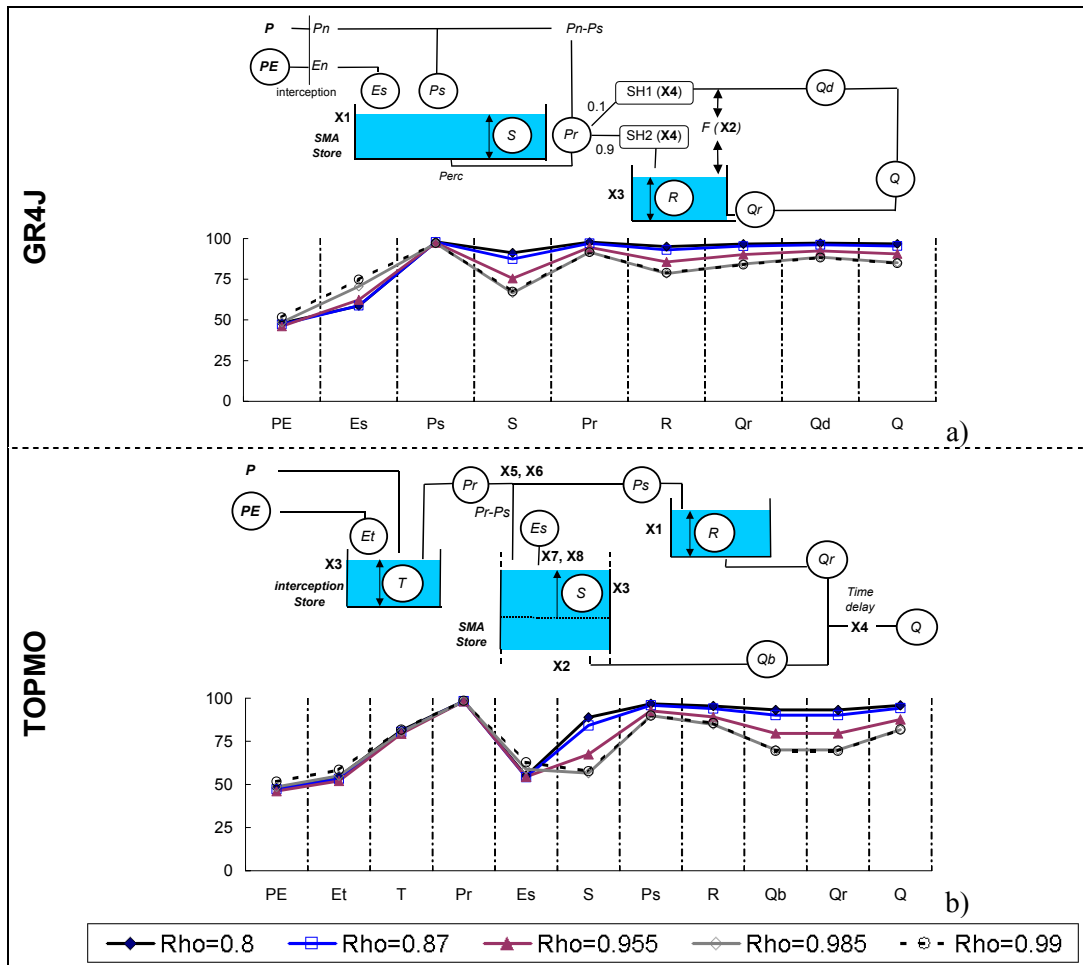


Figure 6: Median values of R^2 criterion with increasing autocorrelated PE errors for (a) GR4J and (b) TOPMO ($\sigma = 0.5$).

The results are rather different from those presented before in that the differences in inputs are less pronounced for autocorrelated errors than for independent errors. Thus, the values of R^2 criteria applied on PE are very similar when r increases. However, low-frequency fluctuations of PE yield different simulations of the water content of the soil moisture accounting reservoir, and from this point, increasing r yields a degradation of R^2 criteria. Thus, compared to independent errors, autocorrelated errors have relatively significant impacts on streamflow simulation, and on simulations of inner states from the soil moisture accounting reservoir. Indeed, the models cannot cope with such differences in the simulation of water content of the soil moisture accounting reservoir. However, it is necessary to emphasize that errors obtained on streamflows remain relatively weak, with the median values of R^2 criteria greater than 80%. The trends of intermediate CB criteria, shown in Figure 7, are similar to those for the R^2 criteria. Here again, low-frequency autocorrelated errors degrade the model simulation more than independent errors.

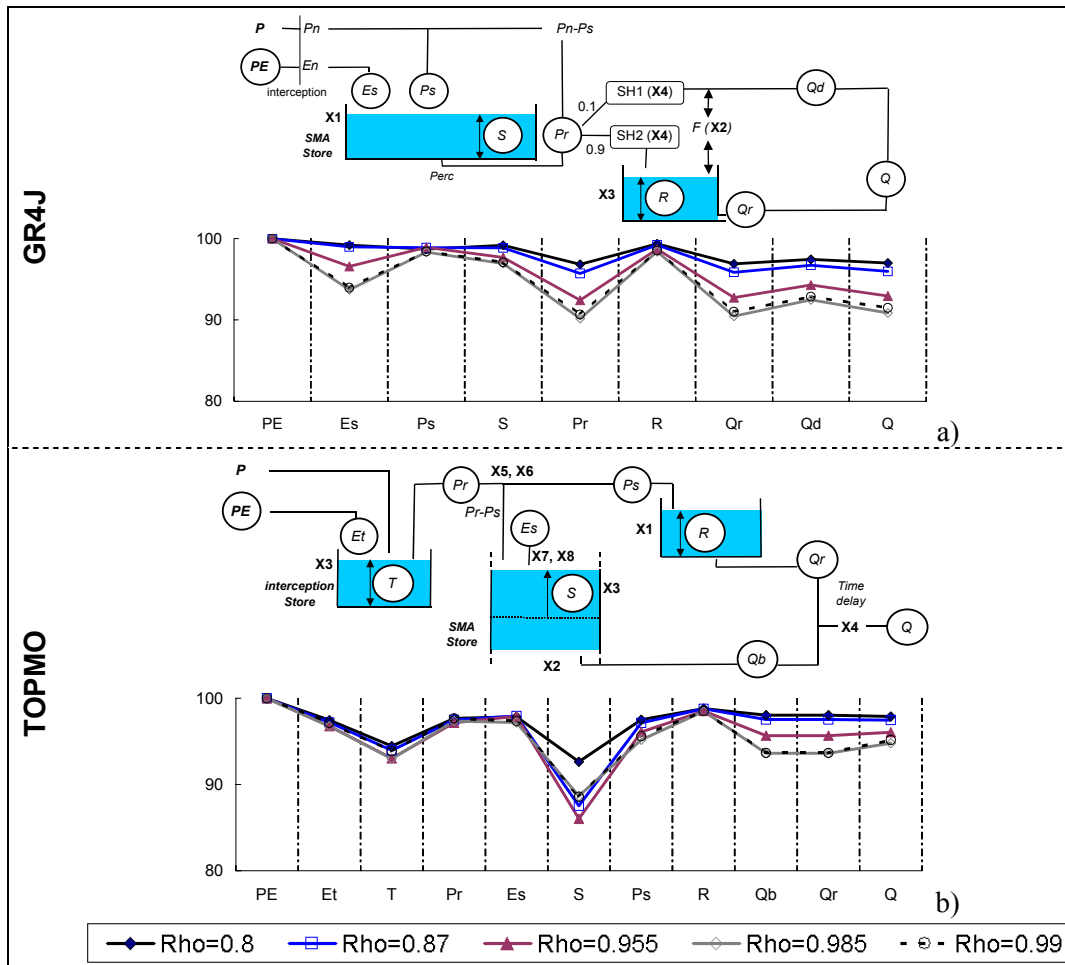
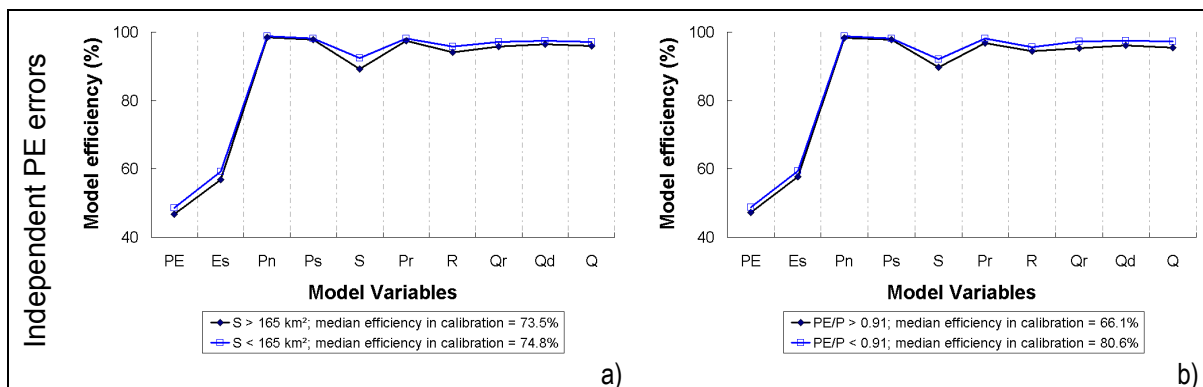


Figure 7: Median values of CB criterion with increasing autocorrelated PE errors for (a) GR4J and (b) TOPMO ($\sigma = 0.5$).

Dependency on basin type

The impacts of PE errors on watershed model behavior may depend on the climatic conditions and basin area. This issue can be addressed thanks to the large and climatically varied watershed sample. We present here only the results concerning the GR4J model and the R^2 criterion (the TOPMO model and CB criterion yield similar results). We focused on two hydroclimatic characteristics of the basins: aridity index (PE/P) and basin area (km^2). For each characteristic, we split the sample into two groups using a threshold value corresponding to the median over the watershed sample (0.91 for aridity index and $165 km^2$ for basin area). Figure 8 presents the median values of the R^2 criterion obtained for the ten model variables and for four groups of watersheds determined by the basin area (panel a and c) or the aridity index (panel b and d).



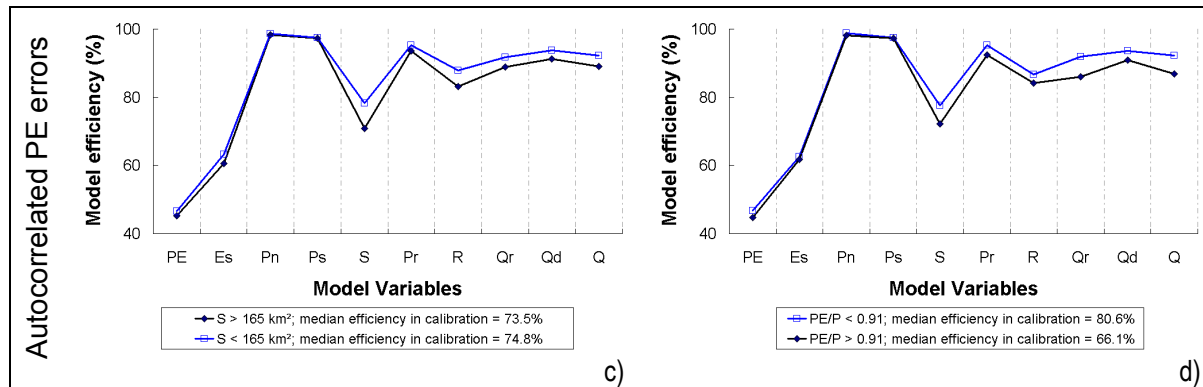


Figure 8: Median values of R^2 (GR4J) criterion obtained with independent ($\sigma=0.5$ and $\rho=0.$) and autocorrelated ($\sigma=0.5$ and $\rho=0.955$) PE errors in terms of basin area (panels a and c) and aridity index (panels b and d)

Concerning independent PE errors, on more arid ($PE/P \geq 0.91$) and larger (area $>165 \text{ km}^2$) watersheds, there was a slight degradation when using corrupted PE. The reasons for this are detailed in the next section. Similar conclusions can be drawn as for autocorrelated PE errors: for more arid watersheds ($PE/P \geq 0.91$) and larger watersheds (area $>165 \text{ km}^2$), there is a significant degradation when using corrupted PE, which corroborates results obtained with independent errors. At first sight, one could therefore argue that more detailed information on PE is needed on such watersheds. These results are not very surprising, when analyzing the relative impact of rainfall and PE on these watersheds:

- On more arid watersheds, rainfall amounts are low and PE is hence a key component of the water balance equation. Thus, PE errors might have a relatively greater impact on arid than on wet watersheds.
- On smaller watersheds, the response of the basin is quicker and more peaked than for larger watersheds. Thus on smaller watersheds, variance of streamflows is comparatively greater and the R^2 is higher on average.

However, in interpreting the results in terms of watershed characteristics, an important caveat must be raised on the ability of the model to represent the rainfall-runoff transformation on semi-arid watersheds. Indeed, on these watersheds, the R^2 performance of the two rainfall-runoff models is significantly lower than other watersheds and it is therefore difficult to compare the results objectively in terms of the aridity index. Hence, the calibrated parameters used to generate synthetic streamflow data can be questioned, making it difficult to conclude: is the relative sensitivity of semi-arid watersheds related to physical characteristics, or is it an artefact stemming from the particular form of the R^2 criterion.

Relative assessment of rainfall and PE error impact

Results concerning the impact of random PE errors on rainfall-runoff model behavior are puzzling since they suggest that one can use erroneous data almost as well as theoretically perfect daily data. The previous sections also suggest that the soil moisture accounting reservoir is mainly responsible for this insensitivity since the role of PE is smoothed by its integration in the large production (soil moisture accounting) reservoir. In the case of rainfall errors, one can expect to observe a stronger effect since net rainfall is directly influenced by rainfall errors in addition to the modification water content of the soil moisture accounting reservoir. In this section, we propose to assess and explain the impact of rainfall errors on rainfall-runoff model behavior. To this aim, we focused the tests on increasingly daily perturbations of rainfall, and the corresponding impact in terms of R^2 criteria for intermediate state variables computed by the model.

Figure 9 demonstrates how highly dependent the quality of streamflow simulation is on the quality of rainfall data.

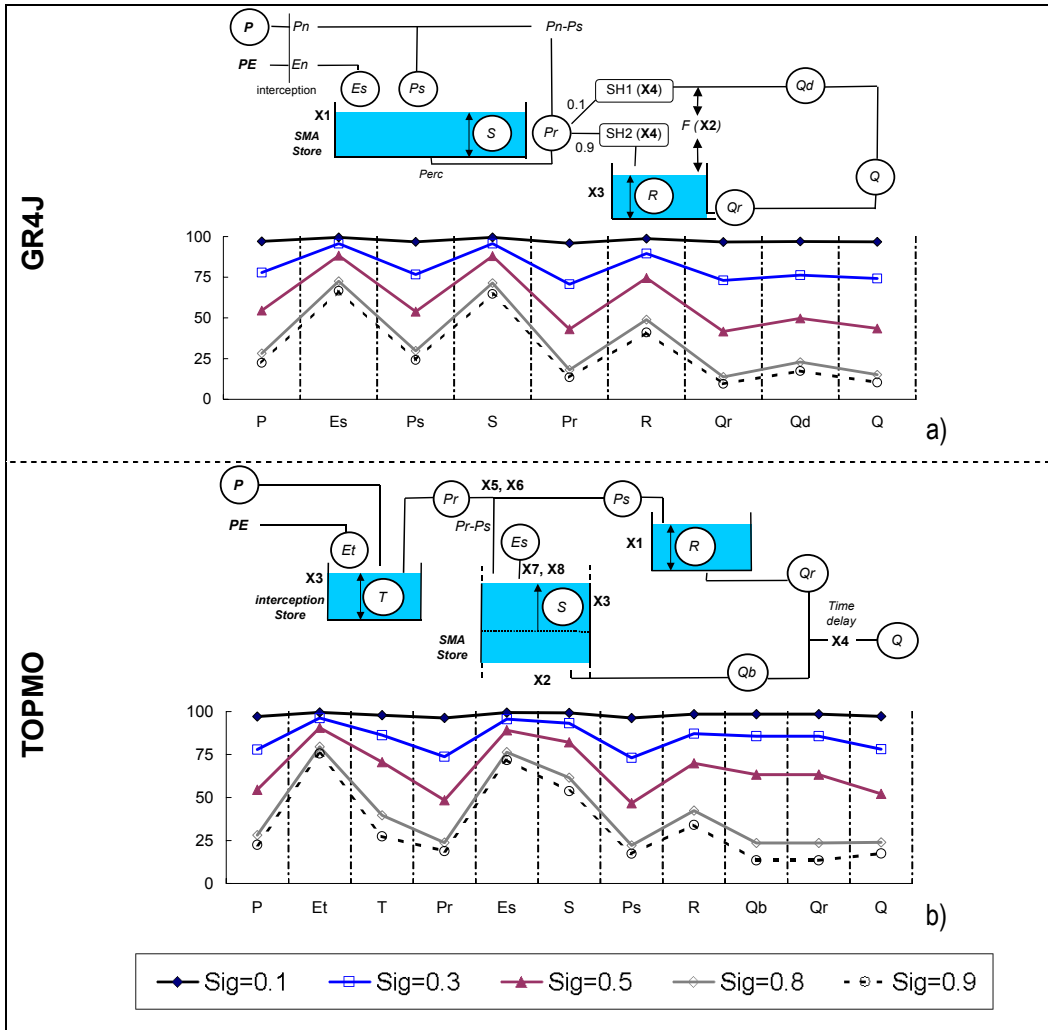


Figure 9: Median values of R^2 criterion with increasing independent rainfall errors for (a) GR4J and (b) TOPMO.

The degree of error introduced on rainfall input seems to be entirely conveyed to the streamflow simulation, given that the errors introduced in raw rainfall affect all the model functions because effective rainfall (the part of raw rainfall that reaches routing functions) is still corrupted by errors. In contrast, the influence of PE is limited to this soil moisture accounting reservoir. However, as shown on Figure 10, R^2_Q are highly variable among the watersheds in a way that is independent of R^2_P variations for a given value of σ .

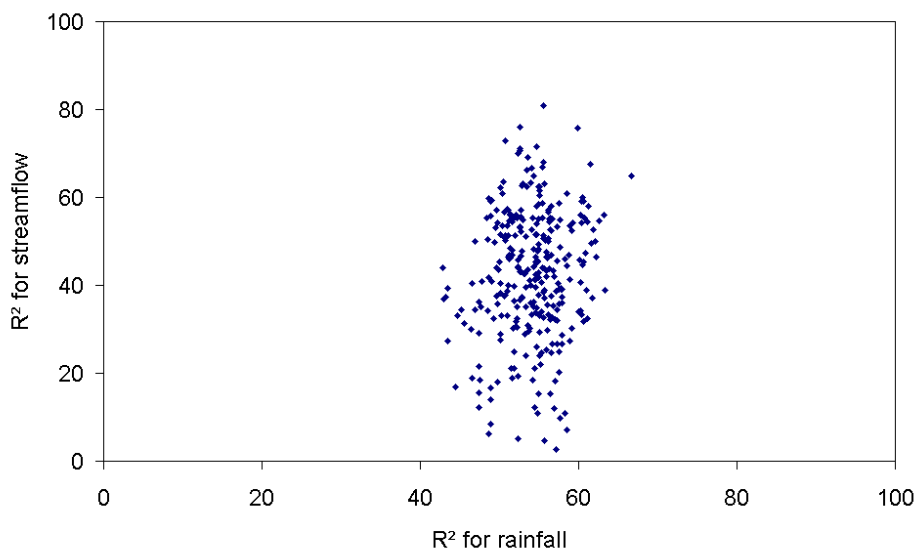


Figure 10: Links between the R^2 on rainfall and the obtained R^2 on streamflow on each watershed, with ($\sigma = 0.5$).

DISCUSSION AND CONCLUSION

The purpose of this research was to present and test a methodology to locate the origin of low-pass behavior in terms of PE input within rainfall-runoff models. To this aim, we proposed a methodology that makes it possible to track the sources of the relative insensitivity of models to PE within their structure. We used a synthetic data approach, computing standard series with calibrated parameters; then we simulated modified series with corrupted inputs and calculated R^2 criteria to measure the difference between simulated and standard series on flow and several internal model variables. We used PE data increasingly corrupted by independent (random) and autocorrelated errors. Results confirmed the high insensitivity of rainfall-runoff models to PE and showed that this insensitivity is first explained by the fact that the soil moisture accounting reservoirs of the models act as low-pass filters, smoothing the effect of daily PE fluctuations. Finally, the comparison with rainfall data shows the different impacts of the two inputs on the models' behavior. Daily perturbations on rainfall data greatly affect the simulations of streamflow and all the other state variables of the model. Rainfall perturbation directly affects streamflows since the net rainfall bypasses the soil moisture accounting reservoir.

Three hypotheses were possible to explain the insensitivity of watershed models to PE inputs. As the pattern of the results would appear to apply to two models with very different structures, this would suggest that questioning the structure of the model, particularly the part handling evaporation, is unlikely to solve the problem. Perhaps it is more appropriate to question the validity of Penman PE formulation at the watershed scale. At this scale, there are complex feedback mechanisms between soil moisture and the atmosphere, and watersheds seem to absorb climate fluctuations over long periods. However, Oudin et al. [2004a; b], using several PE formulations as input to rainfall-runoff models, found similar results.

Thus, the first hypothesis proposed appears to be the most plausible explanation for the insensitivity of rainfall-runoff models to PE, i.e. the basins are actually insensitive to the PE variability because of the buffering effect of soil moisture. In the past, several observational [Entin et al., 2000; Wu et al., 2002; Lauzon et al., 2004; Wilson et al., 2004], theoretical and computational [Delworth and Manabe, 1988] studies have investigated how the soil layer acts as an integrator of short time-scale atmospheric anomalies. Our conclusions substantiate these findings and therefore contribute to the hypothesis that the insensitivity of model to erroneous PE would only be the reflection of the inherent characteristics of the actual watershed system. The research presented in this paper tends to show that daily rainfall-runoff models can absorb even persistent errors of PE, which corroborates the results by Entin et al. [2000] obtained on 180 soil moisture stations.

APPENDIX: NOTATIONS FOR COMPONENTS OF WATERSHED MODELS

GR4J	TOPMO
Model inputs:	
P: Rainfall	P: Rainfall
PE: Potential evapotranspiration	PE: Potential evapotranspiration
Internal state variables:	
Es: Actual evapotranspiration	Et: Evaporation during the interception phase
Ps: Part of the net rainfall that reaches the production reservoir	T: Water content of the interception reservoir
S: Water content of the soil moisture accounting reservoir	Pr: Effective rainfall after interception
Pr: Amount of water that reaches the transfer function	Es: Evaporation from soil moisture accounting reservoir
R: Water content of the routing reservoir	S: Water content of the soil moisture accounting reservoir
Qr: Outflow from the routing reservoir	Ps: Amount of water that reaches the routing reservoir
Qd: Quick flow component	R: Water content of the routing reservoir
Q: Streamflow	Qb: Percolation flow from the soil moisture accounting reservoir
	Qr: Outflow from the routing reservoir
	Q: Streamflow
Model parameters:	
X1: Capacity of the nonlinear routing reservoir (mm)	X1: Capacity of the quadratic routing reservoir (mm)
X2: Capacity of the production reservoir (mm)	X2: Outflow parameter of the exponential store
X3: Water exchange coefficient (mm)	X3: Capacity of the interception reservoir (mm)
X4: Unit hydrograph time base (day)	X4: Pure time delay (day)
	X5, X6: Parameters defining the distribution curve of the topographic index
	X7, X8: Actual evaporation computation coefficients

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank Dr. Ross James at the Bureau of Meteorology of Australia for providing data sets of the Australian watersheds and Dr. Qingyun Duan for providing US data of the MOPEX database. American streamflow data sets were obtained on the US Geological Survey web site (<http://waterdata.usgs.gov/nwis>). American precipitation data were compiled from the CDIAC, USDA and ARS databases. Streamflow data on French watersheds were provided by the HYDRO database of the French Ministry for the Environment. The authors are also grateful to Jean-Paul Goutorbe and Bruno Rambaldelli of Météo France for the French climatic data. Funding from the Programme National de Recherche en Hydrologie and Région Ile-de-France is also acknowledged.

REFERENCES LIST

- Andréassian, V., C. Perrin, and C. Michel, Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models, *Journal of Hydrology*, 286 (1-4), 19-35, 2004.
- Beven, K.J., and M.J. Kirkby, A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Bulletin*, 24 (1), 43-69, 1979.
- Beven, K.J., R. Lamb, P. Quinn, R. Romanovicz, and J. Freer, TOPMODEL, in *Computer Models of Watershed Hydrology*, edited by V.P. Singh, pp. 627-668, Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO., 1995.
- Bras, R.L., Sampling of interrelated random fields: the rainfall-runoff case, *Water Resources Research*, 15 (6), 1767-1780, 1979.
- Burnash, R.J.C., The NWS river forecast system - catchment modeling, in *Computer models of watershed hydrology*, edited by V.P. Singh, pp. 311-366, Water Resources Publications, Highlands ranch, CO., 1995.
- Calder, I.R., An objective assessment of soil-moisture deficit models, *Journal of Hydrology*, 60, 329-355, 1983.
- Delworth, T., and S. Manabe, The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate, *Journal of Climate*, 1, 523-547, 1988.
- Entin, J.K., A. Robock, K.Y. Vinnikov, S.E. Hollinger, S. Liu, and A. Namkhai, Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics, *Journal of Geophysical Research*, 105 (D9), 11,865-11,877, 2000.
- Fowler, A., Assessment of the validity of using mean potential evaporation in computations of the long-term soil water balance, *Journal of Hydrology*, 256 (3-4), 248-263, 2002.
- Gupta, V.K., and S. Sorooshian, Uniqueness and observability of conceptual rainfall-runoff model parameters: the percolation process examined, *Water Resources Research*, 19 (1), 269-276, 1983.
- Gupta, V.K., and S. Sorooshian, The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models, *Journal of Hydrology*, 81, 57-77, 1985.
- Ibbitt, R.P., Effects of random data errors on the parameter values for a conceptual model, *Water Resources Research*, 8 (1), 70-78, 1972.
- Jensen, M.E., R.D. Burman, and R.G. Allen, *Evapotranspiration and water requirements*, 332 pp., ASCE Manual 70, New York, USA, 1990.
- Lauzon, N., F. Ancil, and J. Petrinovic, Characterization of soil moisture conditions at temporal scales from a few days to annual, *Hydrological Processes*, in press, 2004.
- Michel, C., C. Perrin, and V. Andréassian, The exponential store: a correct formulation for rainfall-runoff modelling, *Hydrological Sciences Journal*, 48 (1), 109-124, 2003.
- Nalbantis, I., C. Obled, and J.Y. Rodriguez, Unit Hydrograph and effective precipitation identification, *Journal of Hydrology*, 168 (1-4), 127-157, 1995.
- Nash, J.E., and J.V. Sutcliffe, River flow forecasting through conceptual models. Part I - a discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282-290, 1970.
- Oudin, L., F. Hervieu, C. Michel, C. Perrin, V. Andréassian, F. Ancil, and C. Loumagne, Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? - Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling, *Journal of Hydrology*, in Press, 2004a.
- Oudin, L., C. Michel, and F. Ancil, Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? - Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs?, *Journal of Hydrology*, in Press, 2004b.
- Parmele, L.H., Errors in output of hydrologic models due to errors in input potential evapotranspiration, *Water Resources Research*, 3 (2), 348-359, 1972.
- Paturel, J.E., E. Servat, and A. Vassiliadis, Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data - case of the GR2M model, *Journal of Hydrology*, 168, 111-125, 1995.
- Penman, H.L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. R. Soc. London*, 193, 120-145, 1948.
- Perrin, C., C. Michel, and V. Andréassian, Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments, *Journal of Hydrology*, 242, 275-301, 2001.
- Perrin, C., C. Michel, and V. Andréassian, Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, *Journal of Hydrology*, 279 (1-4), 275-289, 2003.

- Sorooshian, S., and J.A. Dracup, Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: correlated and heteroscedastic error cases, *Water Resources Research*, 16 (2), 430-442, 1980.
- Sorooshian, S., and V. Gupta, The analysis of structural identifiability: theory and applications of conceptual rainfall-runoff models, *Water Resources Research*, 21 (4), 487-495, 1985.
- Wilson, D.J., A.W. Western, and R.B. Grayson, Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations, *Water Resources Research*, 40 (2), 2004.
- Wu, W., M.A. Geller, and R.E. Dickinson, The response of soil moisture to long-term variability of precipitation., *Journal of Hydrometeorology*, 3, 604-613, 2002.

Annexe 11 Article 5 : Prise en compte de la relation de Bouchet en modélisation pluie-débit

Accepté pour publication dans Hydrological Processes

Should Bouchet's hypothesis be taken into account in rainfall-runoff modelling? An assessment over 308 catchments.

Ludovic Oudin¹, Claude Michel¹, Vazken Andréassian¹, François Anctil² and Cécile Loumagne¹

¹Cemagref, Hydrology and Water Quality Research Unit, P.B. 44, 92163 Antony Cedex, FRANCE

²Université Laval, Québec, Qc, CANADA G1K7P4

Corresponding author. E-Mail: ludovic.oudin@cemagref.fr

ABSTRACT

An implementation of the complementary relationship hypothesis (Bouchet's hypothesis) for estimating regional evapotranspiration within two rainfall-runoff models is proposed and evaluated in terms of streamflow simulation efficiency over a large sample of 308 catchments located in Australia, France and the United States. Complementary relationship models are attractive approaches to estimating actual evapotranspiration because they rely solely on climatic variables. They are even more interesting since they are supported by a conceptual description underlying the interactions between the evapotranspiring surface and the atmospheric boundary layer, which were highlighted by Bouchet (1963). However, these approaches appear to be in contradiction with the methods prevailing in rainfall-runoff models, which compute actual evapotranspiration using soil moisture accounting procedures. The approach adopted in this article is to introduce the estimation of actual evapotranspiration provided by complementary relationship models (Complementary Relationship for Areal Evapotranspiration and Advection Aridity) into two rainfall-runoff models. Results show that directly using the complementary relationship approach to estimate actual evapotranspiration does not give better results than the soil moisture accounting procedures. Last, we discuss feedback mechanisms between potential evapotranspiration and soil water availability, and their possible impact on rainfall-runoff modelling.

Key words:

Rainfall-runoff modelling, actual evapotranspiration, potential evapotranspiration, evapotranspiration model, catchments, complementary relationship models, Penman's equation, loss model.

INTRODUCTION

What is really known on catchment-scale evapotranspiration?

Evapotranspiration plays a key role in the redistribution of water and energy at the soil-vegetation-atmosphere interface. Evapotranspiration processes have been widely studied at the plot scale but the advances in estimating evapotranspiration at the catchment or regional scale are still rather limited. One reason is that it is extremely difficult to measure or estimate the rate of evapotranspiration at this scale (Brutsaert, 1982; Morton, 1983). There have been some successful attempts using remote sensing for the estimation of spatial patterns of evapotranspiration (e.g. Huang *et al.*, 1995), but the absolute values of the calculations may still be subject to large uncertainties (Franks and Beven, 1997).

To estimate actual evapotranspiration (AE) at the catchment scale, rainfall-runoff models often use potential evapotranspiration (PE), mainly an agronomic concept that lacks a clear definition at the catchment or regional scale.

The currently used conceptual technique assumes that PE is a forcing variable for AE, as demonstrated by Equation (1):

$$AE = PE \cdot f(SWA) \quad (1)$$

where f is a function of soil water availability (SWA).

However, at the catchment or regional scale, complex feedback mechanisms exist between the variations in PE and AE. These interactions between PE and AE were highlighted by Bouchet (1963) and led several authors to develop evapotranspiration models known as complementary models, putting the relationship proposed by Bouchet into equations.

Taking Bouchet's hypothesis into account

Bouchet's hypothesis (detailed in the next section) is particularly well adapted to the catchment scale and provides an interesting perspective for rainfall-runoff modelling (Nash, 1989; Dooge, 1992). Indeed, traditional PE inputs to rainfall-runoff models do not take into account the feedback mechanisms between AE and PE. However, despite a wealth of theoretical articles on the development of models illustrating Bouchet's hypotheses (e.g. Morton, 1969; Brutsaert and Stricker, 1979; Parlange and Katul, 1992; Hobbins *et al.*, 2001a), few authors have tested this approach from a rainfall-runoff modelling perspective (Doyle, 1990; Chiew and McMahon, 1991; Barr *et al.*, 1997), with unequal success. This study aims at investigating the possibility of using the complementary relationship hypothesis within two rainfall-runoff models, which are both continuous, lumped and running at the daily time step. The first one is the GR4J model (Perrin *et al.*, 2003), and the second one is a modified lumped version of the HBV model (Bergström and Forman, 1973; Lindström *et al.*, 1997).

In this article, we first review the previous attempts published in the literature. Then we propose a methodology to take Bouchet's hypothesis into account within the rainfall-runoff models whereby we introduce AE estimates from two commonly used complementary models: the Complementary Relationship Areal Evapotranspiration (CRAE) model (Morton, 1969; 1983) and the Advection-Aridity (AA) model (Brutsaert and Stricker, 1979). The value of the proposed approaches is assessed in terms of streamflow simulation efficiency over a large sample of 308 catchments located in Australia, France and the United States. Last, the theoretical and practical aspects of considering interactions between PE and soil water availability within rainfall-runoff models are discussed.

RELEVANT LITERATURE

Bouchet's hypothesis and the complementary relationship models

Bouchet (1963) hypothesized that, under conditions of constant energy input to a given land-surface-atmosphere system, when water availability becomes limited, actual evapotranspiration falls below its potential rate, and a certain amount of energy becomes available. This energy excess, in the form of sensible heat or long-wave back radiation, increases temperature and humidity gradient of the overpassing air and leads to an increase in PE equal in magnitude to the decrease in AE (see Figure 1).

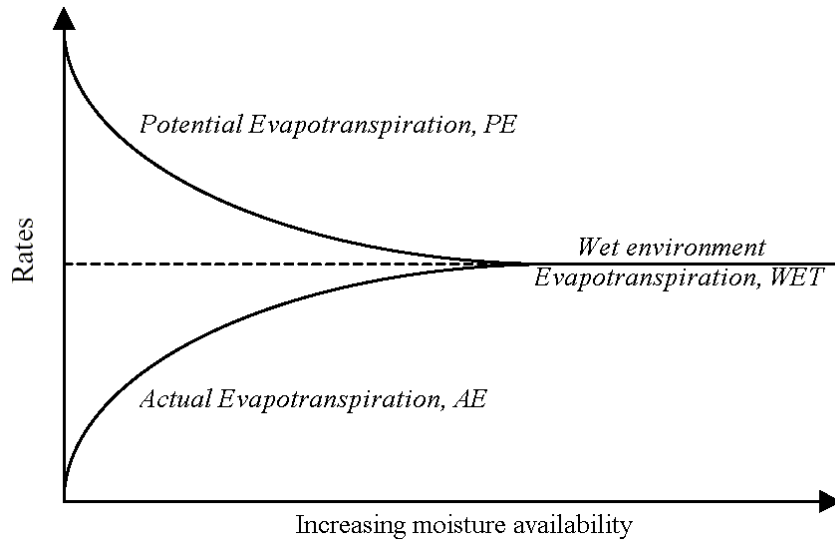


Figure 1: Schematic representation of the complementary relationship in regional evapotranspiration (adapted from Bouchet, 1963)

The relation derived from these assumptions is known as the complementary relationship between AE and PE, and is given by:

$$d(AE) + d(PE) = 0 \quad (2)$$

where $d(AE)$ is the change in AE caused by a change in the availability of soil water and $d(PE)$ is the change in PE caused by a change in AE. When the soil is dry, there is no water to evaporate ($AE=0$), and PE will take a maximum value PE_{max} :

$$PE = PE_{max} \quad \text{when } AE = 0 \quad (3)$$

When the soil is completely wet, the overlying air is completely saturated and under this advection-free condition:

$$AE = AE_{max} = PE = PE_{min} = WET \quad (4)$$

where AE_{max} is the maximum value of AE, PE_{min} is the minimum value of PE, and WET represents the wet environment evapotranspiration. From equations (2), (3) and (4), the general complementary relationship can be expressed as:

$$AE = 2 \cdot WET - PE \quad (5)$$

In order to compute actual evapotranspiration, PE and WET must be estimated. Morton (1969) and Brutsaert and Stricker (1979) continued Bouchet's work and proposed different formulations for PE and WET. These formulations are mainly empirical since the complementary relationship is essentially based on observations. However, they are supported by a conceptual description underlying the interactions between the evapotranspiring surface and the atmospheric boundary layer.

- Morton (1969, 1983) proposed the CRAE model. He derived a formulation of the WET term from a modified Priestley and Taylor (1972) PE equation:

$$WET_{CRAE} = \frac{1}{\lambda \rho} \left(b_1 + b_2 \frac{\Delta}{2\Delta + \gamma} R_n \right) \quad (6)$$

where WET is the rate of wet condition evapotranspiration (mm day^{-1}), R_n is the net radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), λ is the latent heat of vaporization (taken equal to 2.45 MJ kg^{-1}), ρ is the water density (1000 kg m^{-3}), Δ is the slope of vapour pressure/temperature curve at equilibrium temperature ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), γ is the psychrometric constant (taken equal to $6.6 \cdot 10^{-2} \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), b_1 and b_2 are empirical constants.

To estimate PE, Morton used Penman's equation (1948), where the wind function is replaced by an empirical constant f_a . So, PE is given by:

$$PE_{CRAE} = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)f_a}{\lambda\rho \cdot (\Delta + \gamma)} \quad (7)$$

Hence, combining Equations (5), (6) and (7), the Morton estimate of AE can be derived solely from radiation, temperature and relative humidity data.

Calibrating against climatic data in arid areas in various parts of the world, Morton (1983) obtained the values of f_a , b_1 and b_2 of $28 \text{ W m}^{-2} \text{ mbar}^{-1}$, 14 W m^{-2} and 1.20 , respectively.

- The Brutsaert and Stricker (1979) Advection-Aridity (AA) model used the Priestley and Taylor formulation for WET given by:

$$WET_{AA} = \frac{1.28 \Delta R_n}{\lambda\rho(\Delta + \gamma)} \quad (8)$$

while PE is estimated using Penman's (1948) equation:

$$PE_{AA} = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_d)f(U)}{\lambda\rho \cdot (\Delta + \gamma)} \quad (9)$$

where $f(U) = 0.35(1 + 0.54U)$, and U is the wind speed.

Though developed independently, AA and CRAE model formulations are very close since they are both based on the Priestley-Taylor and Penman formulae. However, the CRAE model does not use wind speed data, even though it incorporates global calibration of empirical parameters (Hobbins *et al.*, 2001b), which is not the case for the AA model.

During the past two decades, many articles dealing with the relationship proposed by Bouchet have been published. Several studies investigated the validity of the AA and CRAE formulations (e.g. Morton, 1983; Lemeur and Zhang, 1990; Hobbins *et al.*, 2001b). The assessment of the methods is generally based on catchment water balance studies at the annual or interannual time step. Indeed, for long-term water balance studies, AE can be estimated from annual precipitation and streamflow data, by ignoring changes in storage over an extended period with the hypothesis of low levels of leakage to the deep aquifers. These studies generally showed the validity of the complementary models for estimating annual or at least long-term actual evapotranspiration.

Attempts to implement the complementary relationship within rainfall-runoff models

Various authors have also assessed the validity of the complementary relationship models at a shorter time step. Using the complementary relationship within a rainfall-runoff model leads to some restructuring of its loss module. One can mention the following studies:

- Doyle (1990) compared two methods to estimate AE within a monthly lumped rainfall-runoff model: the CRAE method and a method based on a reduction of Penman PE using a soil moisture accounting approach (according to the formulation by Thornthwaite and Mather, 1955). The author compared the methods on an Irish basin and obtained results significantly better with the CRAE formulation; he interpreted this superiority as a proof that soil moisture accounting within rainfall-runoff models is too basic. However, he stressed the theoretical and practical difficulties in using the CRAE procedure in rainfall-runoff models at a shorter (i.e. daily) time step.
- Barr *et al.* (1997) evaluated three methods to estimate AE within the distributed SLURP rainfall-runoff model on a Canadian catchment: the CRAE model, an AE estimation from a re-examined Penman equation and a soil moisture-dependent method. The authors obtained the best daily streamflow simulations with the soil moisture accounting procedures.
- Xu and Li (2003) also compared three methods to estimate AE on two Japanese catchments: the CRAE and AA methods and a method based on a reduction of Penman PE thanks to a simple function depending on rainfall, temperature and wind speed. These three methods were tested at the daily, monthly and yearly time steps within a distributed hydrological model, and results showed that AE is underestimated by the Penman-

based method, and that the two other approaches gave fair results in terms of the catchment water balance budget.

From the attempts listed above, it is difficult to draw any firm conclusions about the value of using the complementary relationship from a rainfall-runoff perspective. This lack of clear consensus on the relevance of the complementary relationship hypothesis may come from the restricted number of catchments studied or from the way equations are introduced into rainfall-runoff models. To establish whether the complementary relationship hypothesis can actually make a valuable contribution to rainfall-runoff modelling, we conducted a systematic test over a large catchment sample, presented in the next section.

CATCHMENT SAMPLE AND MODELS

Catchment sample

Hydro-meteorological data sets were collected for 308 catchments located in Australia, France and the United States. Detailed daily meteorological data were used to compute PE inputs: they consisted of time-series of air temperature, relative humidity, solar radiation (or sunshine duration) and wind speed.

- Data for the eight Australian catchments were provided by the Australian Bureau of Meteorology and the Model Parameter Estimation EXperiment (MOPEX). They are located in Victoria (three basins), Queensland (two), New South Wales (one), Western Australia (one) and Northern Territory (one). The climate conditions on these catchments vary from tropical to semi-arid.
- The 221 French catchments are part of the sample used by Perrin et al. (2001) to discuss the problem of model complexity in rainfall-runoff modelling.
- Data for the 79 catchments in the USA were compiled from several sources: the MOPEX experiment, the United States Geological Survey (USGS), the Agricultural Research Service (ARS), the United States Department of Agriculture (USDA) and the Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC). Meteorological data were supplied by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). We used the criterion proposed by Schaake et al. (2000) to decide on the minimum number of rain gauges allowed per catchment. Catchments are spread over 18 states in the southeastern part of the country. Hence, the basins are fairly free of snow effects.

Table 1 presents a quick overview of the basins used in this study, with mean annual characteristics (Penman PE, rainfall and streamflow) of the basins in each country.

Table 1: Ranges in size and hydro-climatic characteristics of the catchment sample

Country	Australia	France	United States
Number of basins	8	221	79
Number of meteorological stations	7	31	40
Basin area (km ²)	166 - 4159	5 - 9387	64 - 9060
Mean annual Penman PE (mm)	1015 - 1960	690 - 1340	995 - 1870
Mean annual streamflow (mm)	32 - 601	23 - 1937	80 - 1140
Mean annual precipitation (mm)	310 - 1280	617 - 1942	670 - 2025

Basin size ranged from small (5 km²) to large (9,387 km²), with a median size of 142 km². Hydroclimatic conditions vary over a wide range, from temperate through semi-arid to tropical. Mean annual PE varies between 690 and 1960 mm, mean annual rainfall between 310 and 2025 mm and mean annual streamflow between 23 and 1937 mm. There was also great diversity in seasonal rainfall and streamflow regimes.

Rainfall-runoff models

Two rainfall-runoff models were selected for this study in order to obtain more general results. They were chosen because they are reliable, they have been widely tested and they use different approaches to compute actual evapotranspiration from PE values. Both of them are continuous, lumped and running at the daily time step:

- the four-parameter GR4J model is presented in detail by Perrin *et al.* (2003);
- an eight-parameter modified lumped version of HBV (Bergström and Forman, 1973; Lindström *et al.*, 1997), here called HBV0, without a snowmelt routine. The reduction of the number of parameters was necessary to maintain the same flexibility in either method of dealing with evapotranspiration. This new version of HBV is probably less efficient than the classic version.

A detailed discussion of model structures is not within the scope of this paper (see Perrin, 2000), but their structures are shown in Figure 2.

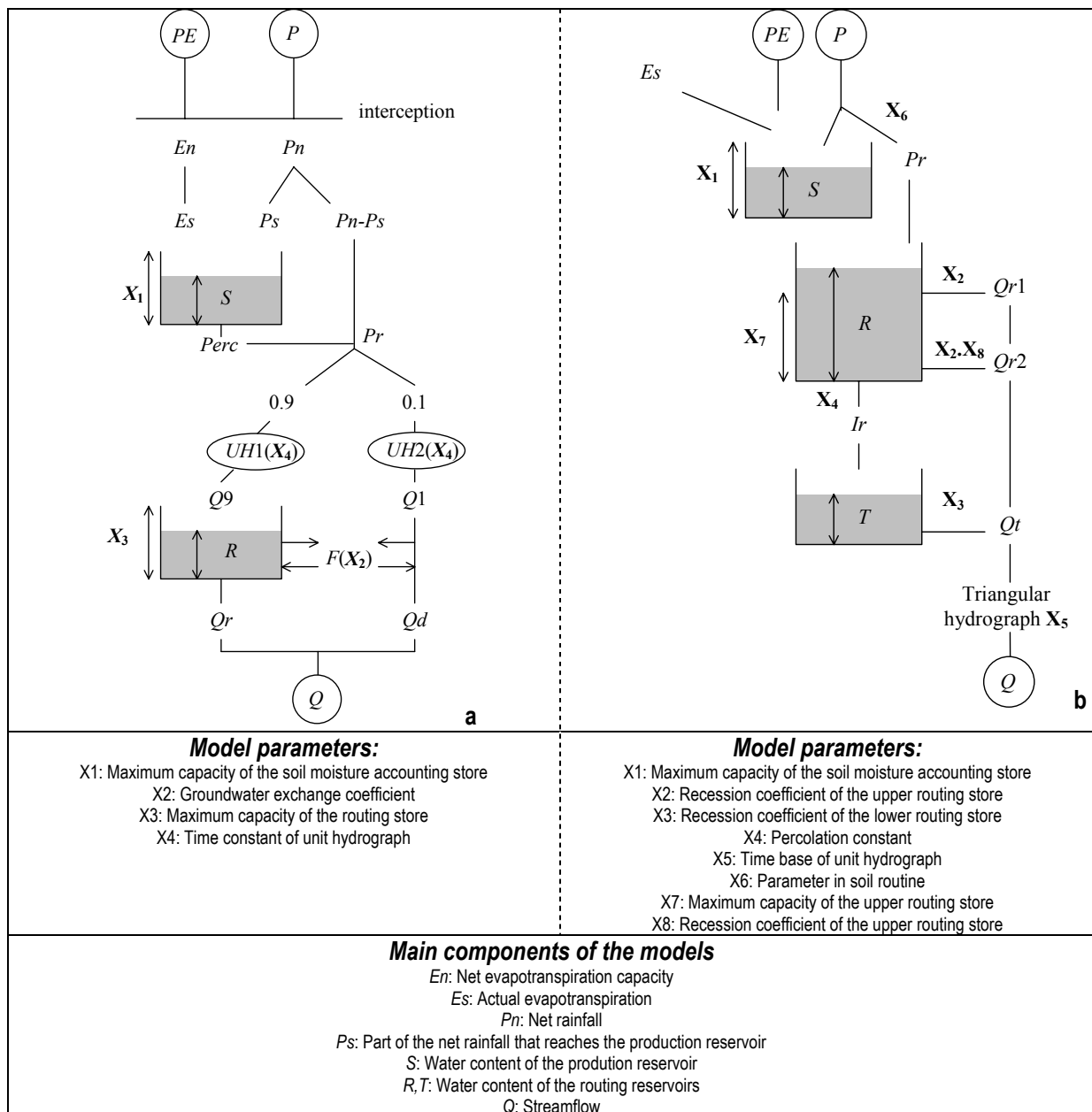


Figure 2: Diagram of the GR4J (a) and HBV0 (b) rainfall-runoff models

The soil moisture accounting procedure in GR4J and HBV0 is managed by one parameter. The two AE computation procedures are given below:

- Within the GR4J model, the first operation is the subtraction of PE from rainfall to determine either a net rainfall P_n or a net evapotranspiration capacity E_n . This operation is computed as if there were an interception storage of zero capacity. In case P_n is not zero, a part P_s of P_n fills the soil moisture accounting reservoir. The amount of P_s is determined as a function of the level S in the store. In the other case, when E_n is not zero, an actual evaporation rate E_s is determined as a function of the level in the production store:

$$E_s = S \frac{\left(2 - \frac{S}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (10)$$

where X_1 represents the maximum capacity of the soil moisture accounting reservoir. Therefore, total actual evapotranspiration is given by:

$$AE = \max(0, PE - P) + E_s \quad (11)$$

The amount of water Pr that reaches the routing part of the model is composed of P_s and a percolation from the soil store. Note also that the GR4J model has a groundwater exchange term F that acts on the water balance computation; this term uses one calibrated parameter.

Within the HBV0 model, AE is computed as a function of the soil moisture conditions and PE. A linear relationship between the ratio AE/PE and soil moisture is used:

$$E_s = \min\left(S, PE \frac{S}{X_1}\right) \quad (12)$$

where X_1 represents the maximum capacity of the soil moisture accounting reservoir. The effective rainfall Pr that will finally generate streamflow is computed as a power function of S and depends on the parameter X_7 .

Hereafter, actual evapotranspiration computed by the rainfall-runoff models will be denoted E_{SRR} , and the corresponding amount of water that reaches the routing function will be denoted $Pr(RR)$.

METHODOLOGY

Introduction of complementary AE estimates within the rainfall-runoff models

The proposed technique, which takes into account the AE estimated by complementary relationship models (AE_{CR}), differs from the classical approach in that E_s is computed, hereafter denoted E_{SCR} . There were many options available for introducing AE_{CR} within the rainfall-runoff models. We chose not to modify the structure of the models significantly. Thus, the soil moisture reservoirs were kept but the rate of actual evapotranspiration does not depend on the level of these reservoirs, except on the rare occasions when these reservoirs are empty.

- Within the GR4J model, E_{SCR} is taken as the remaining part of AE_{CR} after the interception step (see Figure 3). AE_{CR} is estimated solely from climatic input according to the AA or CRAE model:

$$\begin{cases} E_{SCR} = \min(S, AE_{CR} - P) & \text{if } AE_{CR} > P \\ E_{SCR} = 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (13)$$

- Within the HBV0 model, E_{SCR} is taken as AE_{CR} when the soil water content is sufficient:

$$E_{SCR} = \min(S, AE_{CR}) \quad (14)$$

Hence, these modifications should result in a modification of the quantity of water that reaches the routing function, hereafter called $P_r(CR)$.

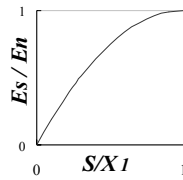

Model	Classical approach to compute actual evapotranspiration		Complementary approach to compute actual evapotranspiration	
	input	Es computation	input	Es computation
GR4J	PE	interception + 	AE _{CR}	interception + Extraction from soil moisture reservoir
		Soil moisture accounting procedure:		Extraction from soil moisture reservoir
HBV0	PE		AE _{CR}	Extraction from soil moisture reservoir
		Soil moisture accounting procedure:		

Figure 3: Alternative ways to compute AE within the GR4J and HBV0 models. X_1 represents the total capacity of the soil moisture accounting reservoir and S the level of the reservoir.

Assessment of model performance

The merits of the different AE computation procedures were assessed on the quality of the resulting simulated streamflows. To assess the performance of the two rainfall-runoff models, we used a split-sample test procedure, as recommended by Klemeš (1986): for each catchment, the available data record was split into several independent sub-periods, depending on the length of the records. Then the model was calibrated on each sub-period and tested in validation mode on all the other sub-periods. A total of 2498 control tests were done for the 308 basins. Table 2 shows the geographical distribution of control periods by country.

Table 2: Distributions of control periods by basin origin (with proportion of the total sample in brackets)

Country	Australia	France	United States	Total
Number of basins	8 (3%)	221 (72%)	79 (28%)	308 (100%)
Number of station-years of data	215	2646	1688	4549
Number of calibration periods	43	582	341	966
Number of control periods	192 (8%)	1080 (43%)	1226 (49%)	2498 (100%)

The objective function chosen for calibration was the Nash and Sutcliffe (1970) criterion calculated on root-square transformed streamflows:

$$N_a(\sqrt{Q}) = 100 \times \left(1 - \frac{\sum_j (\sqrt{Q_{obs,j}} - \sqrt{Q_{sim,j}})^2}{\sum_j (\sqrt{Q_{obs,j}} - \sqrt{\overline{Q_{obs}}})^2} \right) \quad (15)$$

where $Q_{obs,j}$ and $Q_{sim,j}$ are the observed and simulated streamflows on day j and $\sqrt{\overline{Q_{obs}}}$ is the mean of the root-square-transformed observed streamflow over the calibration period. This criterion provides a well-balanced calibration of the model parameters. The optimisation technique used was that presented by Perrin *et al.* (2003): the algorithm uses a gradient search procedure to evolve step by step in the parameter space toward the optimum parameter values. Due to the relatively low number of parameters, the GR4J model did not face optimisation problems. In the case of HBV0, with eight parameters, one could argue that a gradient procedure does not guarantee that the global optimum has been found (Duan *et al.*, 1992). There may indeed be problems,

but Perrin (2000) used an ensemble calibration method and compared it to the gradient procedure with the same version of HBV0. There was no significant difference in efficiency.

Two criteria were used to assess rainfall-runoff efficiency on the validation periods. The first one is the standard Nash and Sutcliffe criterion:

$$N_a(Q) = 100 \left(1 - \frac{\sum_j (Q_{obs,j} - Q_{sim,j})^2}{\sum_j (Q_{obs,j} - \bar{Q})^2} \right) \quad (16)$$

where \bar{Q} is the mean observed streamflow.

The second criterion is based on the mean Cumulative Balance (CB) error of the model, written in relative terms (balance error) by:

$$CB(\%) = 100 \left[1 - \left| 1 - \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \right| \right] \quad (17)$$

This formulation was chosen to assess water balance because it varies between $-\infty$ and 100%, like the Nash and Sutcliffe criterion. CB measures the ability of the model to correctly reproduce streamflow volumes over the studied period. Criterion CB is different from the first criterion in that it compensates among errors at each time-step of the simulation.

RESULTS

Introduction of complementary relationship methods within the rainfall-runoff model

We wanted to assess the possibility of estimating AE in the rainfall-runoff models using only the complementary relationship models. This corresponds to the case where E_s is computed solely as shown in Equations (13) and (14). Therefore, the resulting rainfall-runoff models no longer take the level of their production reservoir into account to estimate actual evapotranspiration: E_s is computed with climatic data and the entire amount of E_s is extracted from the reservoir (after the interception step for GR4J).

Figure 4 presents the cumulative frequency of the Nash-Sutcliffe and water balance CB criteria obtained with the original rainfall-runoff structure, and with the modified structures over the 2498 control periods (from the 308 catchments).

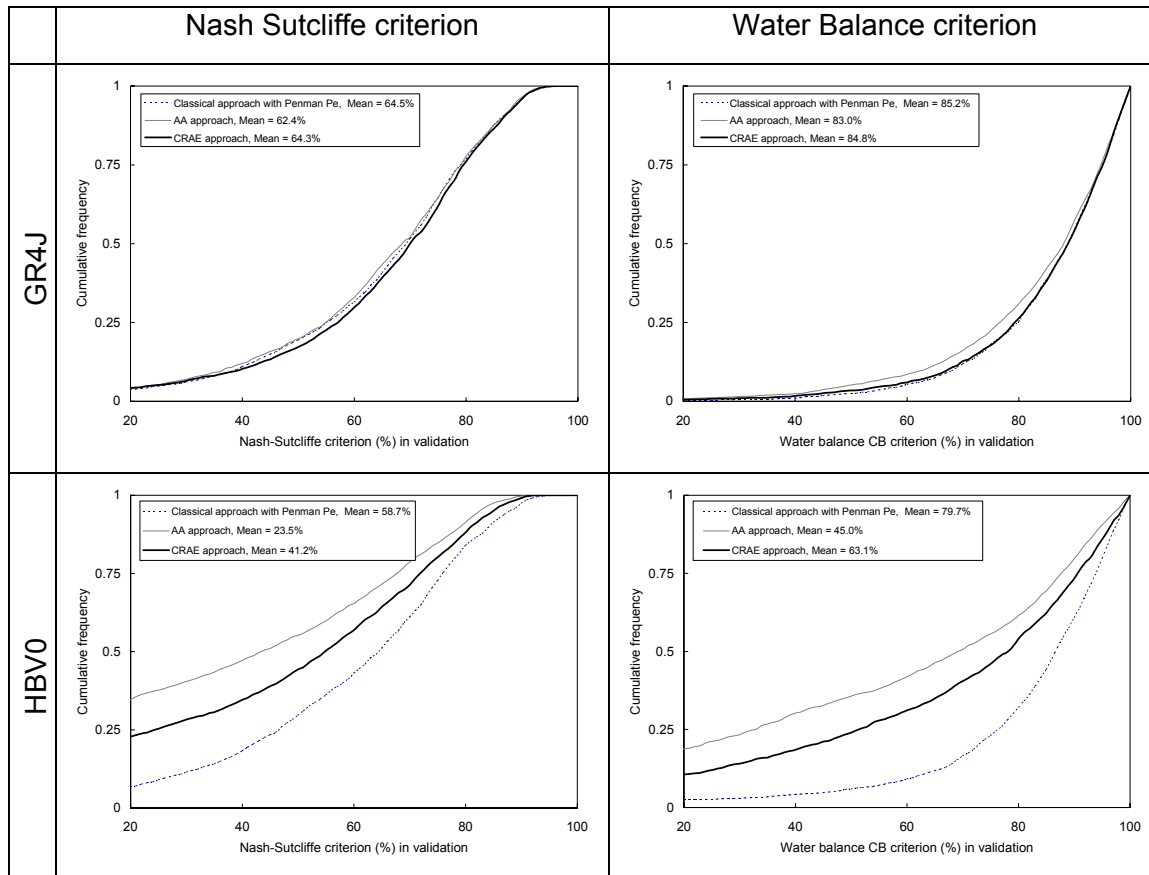


Figure 4: Distributions of mean performance per catchment (over the 2498 control periods) obtained in validation with the GR4J and HBV0 models. Comparison between Penman PE run with the original model, the AA approach to estimate AE within the model, and the CRAE approach to estimate AE within the model.

The performance obtained with the modified structures is altered when using the complementary relationship models within the HBV0 model. The loss in median Nash Sutcliffe criterion is greater than 5% for the CRAE model and higher than 14% for the AA model. For the water balance criteria, the degradation is also significant for the HBV0 model. Clearly, this means that complementary relationship models should not be implemented in the HBV0 model. For the GR4J model, the performance of the three approaches is similar, but the original structure appears slightly more robust, with a slightly better mean efficiency. The different behaviours of the two models could come from the different approaches to computing actual evapotranspiration:

- Using the complementary relationship approach in the HBV0 model yields an entire confidence on the climatic inputs during the evapotranspiration calculation procedure, emphasized by the absence of an interception step in the model structure,
- Using the complementary relationship approach in the GR4J model does not remove the interception step, which reduces the impact of replacing PE with AE_{CR} . Moreover, the model keeps its groundwater exchange term F , which may partially adjust the model water balance and reduce the impact of a modified estimation of Pr .

Concerning the differences between the two complementary relationship models, the CRAE model seems to be more efficient than the AA model for both HBV0 and GR4J models. This may suggest that wind speed data would not be as useful as other weather variables used in the complementary models, and that the simple empirical constant f_a is more relevant than the detailed wind function of the AA model.

Dependency on catchment type

The validity of using Bouchet's hypothesis may depend on the climatic conditions (Qualls and Gultekin, 1997) and area of the basin (Granger and Gray, 1990). This question can be addressed with the large and climatically varied catchment sample. To this aim, we focused on two hydro-climatic characteristics of the basins: the aridity index

(P/PE) and the basin area (km^2). Figure 5 and Figure 6 present the differences between the complementary approach and the classical approach in terms of Nash-Sutcliffe criterion calculated on streamflows. We present only the results concerning this criterion since the water balance criterion behaves in a similar manner. The differences are plotted against the two characteristics cited above: in these figures, we find no trend indicating a possible link between the optimal use of Bouchet's hypothesis and basin size or climate, i.e. there is no significant improvement in model performance when using the complementary approaches, even on large and arid catchments.

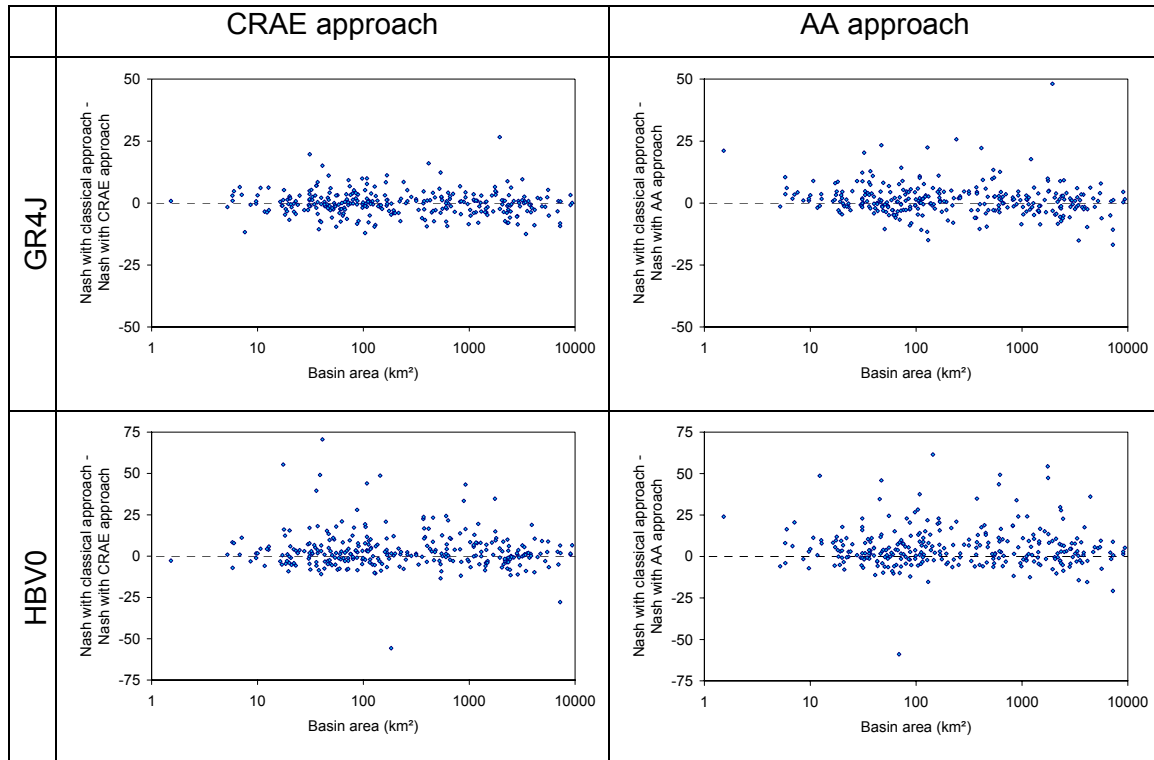


Figure 5: Differences between complementary approaches and classical approach to compute AE in terms of models efficiency and basin area

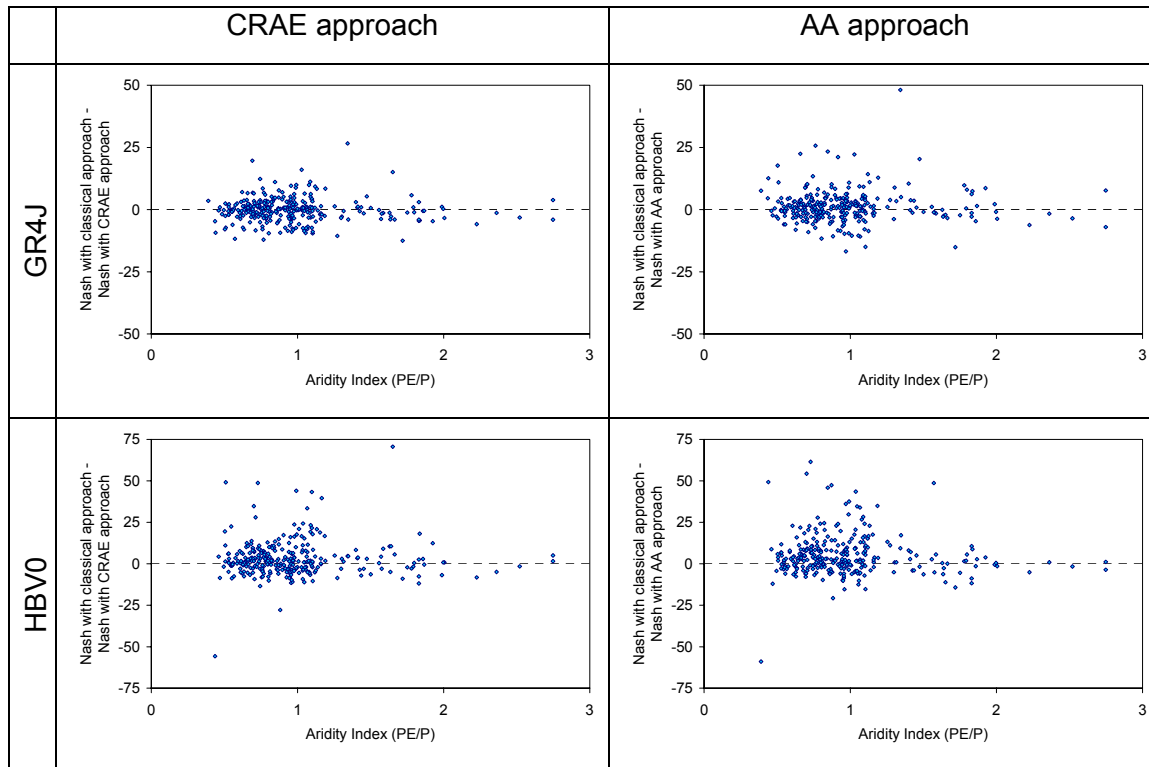


Figure 6: Differences between complementary approaches and classical approach to compute AE in terms of models efficiency and aridity index

DISCUSSION AND CONCLUSION

The feedback mechanisms issue and rainfall-runoff modelling

Morton (1994) stated that the current conceptual technique to estimate AE from PE as described by Equation (1) is based on unrealistic assumptions because the feedback mechanisms between PE and soil moisture availability do not allow one to use PE as if it were WET, i.e. a variable independent of soil moisture. This was also pointed out by Chiew and McMahon (1991) who stated: "Morton's WET is an estimate of evapotranspiration that would occur when water supply is not limiting, and is therefore a conceptually more correct representation of the upper limit of AE compared to Penman's PE".

Specifically, the current forcing function PE is suspected to depend on the magnitude of the moisture supply. If this were actually the case, rainfall-runoff modellers would ideally prefer to use a more correct representation of the upper limit of AE, i.e. WET. Hence, with this ideal input, which is independent of soil moisture availability, the correct form of Equation (1) could be:

$$AE = WET \cdot f_0(SWA) \quad (18)$$

where f_0 is a function of SWA.

Equations (18) and (1) are different since PE in Equation (1) is supposed to respond to the catchment moisture level. Therefore, PE can be written as a function of WET and soil water availability:

$$PE = WET \cdot g(SWA) \quad (19)$$

where g is a function of SWA. Note that the Bouchet-Morton additional hypothesis is that $f_0 + g \equiv 2$. Equations (18) and (19) can be combined into:

$$AE = PE \cdot \frac{f_0(SWA)}{g(SWA)} \quad (20)$$

The Equation (20) obtained is similar to the situation described by Equation (1), provided that the function f be taken as:

$$f(SWA) = \frac{f_0(SWA)}{g(SWA)} \quad (21)$$

Equation (20) shows that, even if one uses PE input ignoring feedback mechanisms from the soil moisture, a change in the loss module can accommodate the PE input, and makes Equation (1) correct. Consequently, the possible advantages of considering feedback mechanisms between PE and soil water availability in a rainfall-runoff model fade away from a theoretical point of view.

Moreover, Penman's PE has been and is still used to represent the upper limit of AE in the rainfall-runoff model. Hence, the function AE/PE has been developed by modellers to yield the best streamflow simulations, with this input. Therefore, it seems illusory to obtain a better-fitted function AE/PE with another PE input such as Morton's WET. Overall, the sole justification of using WET input, instead of PE, lies in a less data-demanding variable since Morton's WET does not require wind speed data.

Contribution of Bouchet's hypothesis to rainfall-runoff modelling

Complementary relationship models suggest that AE can be estimated solely with climatic data, without having to use soil moisture. Therefore, these approaches provide an interesting alternative (both theoretical and operational) to the classical soil moisture accounting procedure of most rainfall-runoff models.

Despite the apparent contradiction between this approach and the classical soil moisture accounting approach of most rainfall-runoff models, in this article we have proposed a technique that takes into account the AE estimated by the complementary relationship within two rainfall-runoff models. The comparison made over 308 catchments showed that using such an approach lessens the GR4J and HBV0 models' efficiency. Thus, our investigation suggests that soil moisture accounting methods are more efficient than complementary relationship methods in estimating actual evapotranspiration within rainfall-runoff models, even for large catchments, which are particularly effected by Bouchet's hypothesis.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the three anonymous reviewers for their wise suggestions, which helped to improve the text. The authors thank Dr Ross James at the Bureau of Meteorology of Australia for providing data sets of the Australian catchments and Dr Qingyun Duan for providing US data of the MOPEX database. American streamflow data sets were obtained on the US Geological Survey web site (<http://waterdata.usgs.gov/nwis>). American precipitation data were compiled from the CDIAC, USDA and ARS databases. Streamflow data on French catchments were provided by the HYDRO database of the French Ministry for the Environment. The authors are also grateful to Jean-Paul Goutorbe and Bruno Rambaldelli of Météo France for the French climatic data. Funding from the Programme National de Recherche en Hydrologie and Région Ile-de-France is also acknowledged.

APPENDIX: NOTATIONS AND UNITS

AE	=	Actual evapotranspiration (mm d ⁻¹)
PE	=	Potential evapotranspiration (mm d ⁻¹)
WET	=	Wet environment evapotranspiration (mm d ⁻¹)
Δ	=	Slope of vapour pressure curve (kPa °C ⁻¹)
λ	=	Latent heat of vaporization (MJ kg ⁻¹)
ρ	=	Water density (= 1000 kg m ⁻³)
γ	=	Psychrometric constant (kPa °C ⁻¹)
$e_s(T_a)$	=	Saturation vapour pressure (kPa)
$e_a(T_d)$	=	Actual vapour pressure (kPa)
U	=	Wind speed at 2 meters above soil surface (m s ⁻¹)
T_a	=	Air temperature (°C)

REFERENCES

- Barr AG, Kite GW, Granger R, Smith C. 1997. Evaluating three evapotranspiration methods in the SLURP macroscale hydrological model. *Hydrological Processes* 11: 1685-1705.
- Bergström S, Forman A. 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nordic hydrology* 4: 147-170.
- Bouchet RJ. 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle - Signification climatique. *IAHS Publ. n° 62*: 134-142.
- Brutsaert W. 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer: Dordrecht; 299.
- Brutsaert W, Stricker H. 1979. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research* 15: 443-450.
- Chiew FHS, McMahon TA. 1991. The applicability of Morton's and Penman's evapotranspiration estimates in rainfall-runoff modeling. *Water Resources Bulletin* 27: 611-620.
- Dooge JCI. 1992. Hydrologic-Models and Climate Change. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 97: 2677-2686.
- Doyle P. 1990. Modelling catchment evaporation: an objective comparison of the Penman and Morton approaches. *Journal of Hydrology* 121: 257-276.
- Duan Q, Sorooshian S, Gupta VK. 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research* 28: 1015-1031.
- Franks SW, Beven KJ. 1997. Estimation of evapotranspiration at the landscape scale: A fuzzy disaggregation approach. *Water Resources Research* 33: 2929-2938.
- Granger RJ, Gray DM. 1990. Examination of Morton's CRAE model for estimating daily evaporation from field-sized areas. *Journal of Hydrology* 120: 309-325.
- Hobbins MT, Ramirez JA, Brown TC. 2001a. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: An enhanced advection-aridity model. *Water Resources Research* 37: 1389-1403.
- Hobbins MT, Ramirez JA, Brown TC, Claessens LHJM. 2001b. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: The Complementary Relationship Areal Evapotranspiration and Advection-Aridity models. *Water Resources Research* 37: 1367-1387.

- Huang X, Lyons TJ, Smith RCG, Hacker JM. 1995. Estimation of land surface parameters using satellite data. *Hydrological Processes* 9: 631-643.
- Klemeš V. 1986. Operational testing of hydrologic simulation models. *Hydrological Sciences Journal* 31: 13-24.
- Lemieur R, Zhang L. 1990. Evaluation of three evapotranspiration models in terms of their applicability for an arid region. *Journal of Hydrology* 114: 395-411.
- Lindström G, Johansson B, Persson M, Gardelin M, Bergström S. 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology* 201: 272-288.
- Morton FI. 1969. Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. *Journal of Hydrology* 5: 1244-1255.
- Morton FI. 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology* 66: 1-76.
- Morton FI. 1994. Evaporation research - A critical review and its lessons for the environmental sciences. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology* 24: 237-280.
- Nash JE. 1989. Potential evaporation and the "complementary relationship". *Journal of Hydrology* 111: 1-7.
- Nash JE, Sutcliffe JV. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10: 282-290.
- Parlange MB, Katul GG. 1992. An Advection-Aridity Evaporation Model. *Water Resources Research* 28: 127-132.
- Penman HL. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London* 193: 120-145.
- Perrin C. 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative In Ecole Doctorale Terre, Univers, Environnement. INP: Grenoble, France;530.
- Perrin C, Michel C, Andréassian V. 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology* 242: 275-301.
- Perrin C, Michel C, Andréassian V. 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279: 275-289.
- Priestley CHB, Taylor RJ. 1972. On the assessment of surface heat fluxes and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100: 81-92.
- Qualls RJ, Gultekin H. 1997. Influence of components of the advection-aridity approach on evapotranspiration estimation. *Journal of Hydrology* 199: 3-12.
- Schaake JC, Duan Q-Y, Smith M, Koren VI. 2000. Criteria to select basins for hydrologic model development and testing In Conference on Hydrology AMS.: Long Beach, CA;4.
- Thornthwaite CW, Mather JR. 1955. The water balance. *Publ. Climatol. Lab. Climatol. Drexel. Inst. Techol.* 8: 1-104.
- Xu ZX, Li JY. 2003. A distributed approach for estimating catchment evapotranspiration: Comparison of the combination equation and the complementary relationship approaches. *Hydrological Processes* 17: 1509-1523.

Annexe 12 Article sur la méthode d'évaluation de l'incertitude liée à l'estimation des paramètres

Soumis pour publication dans Water Resources Research

A data resampling approach to assess parameter uncertainty in continuous watershed models

Charles Perrin*, Ludovic Oudin, Vazken Andréassian and Thibault Mathevet

Cemagref, Water Quality and Hydrology Research Unit, Parc de Tourvoie, BP 44, 92163 Antony cedex, France

Corresponding author (charles.perrin@cemagref.fr)

ABSTRACT

Many methods exist to estimate the uncertainty of calibrated parameters in watershed models. But most of the commonly used methods are parametric and as such they put strong (but seldom verified) assumptions on the distributions of model residuals. Many methods also focus on model structure problems that should preferably be addressed earlier in the model structure design phase. Last, very little attention has been devoted so far to the role of available calibration data as a source of parameter uncertainty.

In this article, we propose a distribution-free method based on a resampling technique to derive parameter uncertainty estimations by successive calibration on data sub-sets selected randomly in the available data record. The method is applied on a sample of twelve watersheds, using a four-parameter rainfall-runoff model (GR4J). Compared to a classic method of the first-order approximation type, the new method provides significantly larger standard deviations, which may indicate that the parameter uncertainty estimations provided so far have been overly optimistic. This may stem from the consequential assumptions made by parametric methods on the characteristics of model errors. Though logically sensitive to the available level of information, the method can provide reasonable estimations of parameter standard deviation even with quite short time-series.

Keywords: Rainfall-runoff modeling; parameter uncertainty; resampling

INTRODUCTION AND SCOPE

In water resource management, decisions based on the outputs of hydrological models are always made within an uncertain context, because of the many sources of uncertainty associated with the modeling activity (model structure, input-output estimations, model parameter values, etc.; see e.g. Bernier et al., 2000). Given the increasing impacts of extreme hydrological events and the consequent importance of decisions made by water managers, models should be used with an estimation of output uncertainties, to assess how confident one can be of the model's answers.

The confidence intervals on model outputs, which can be calculated in a number of ways, are the most useful tool to orientate the manager's decisions. But parameter uncertainty, though often not directly usable by the water manager, can also provide valuable information, for example in terms of sensitivity analysis and the analysis of model structure design. Given that the parameters of most existing watershed models must be calibrated, the estimation of parameter uncertainty is always conditional and will depend on several factors that correspond to the various possible sources of uncertainty affecting the modeling process. In fact, there is no true (or reference) value of parameter uncertainty since it will depend on the number of data at hand (the more data, the lower the

dispersion around the optimum parameter estimate) and the representativeness of the data sample. It is important, however, that the estimation of parameter uncertainty provide the right orders of magnitude.

Today, because of the difficulty in assessing parameter uncertainty, many different methods have been proposed. Most assign a key role to the structural characteristics of the model (mathematical formulation, links between parameters, etc.) and often put strong assumptions on the statistical structure of model residuals. But the data used to calibrate models may play a dominant role on parameter definition. This aspect has thus far been somewhat neglected and therefore the objectives of this article are to:

1. present a new approach to estimating parameter uncertainty based on input data resampling. It uses a method reminiscent of the bootstrap technique applied to the sampling of the information content used for parameter calibration;
2. compare the method to the more classic method of parameter uncertainty estimation proposed by Mein and Brown [1978];
3. discuss the importance of calibration data characteristics in the estimation of parameter uncertainty.

In section 2, we review the issue of parameter uncertainty estimation and existing methods. In section 3, we detail the principle of the data resampling approach. In section 4, we present the sample of 12 watersheds used here, the rainfall-runoff model used to apply the method, and the methodology followed for its assessment. In section 5, we present and discuss the results of the method on the study watersheds. Last, in section 6, we discuss its sensitivity to the length of available time-series.

RELEVANT LITERATURE

Sources of uncertainty in watershed modeling

Because watersheds are complex natural systems that are intrinsically difficult to study and understand, the rainfall-runoff modeling process is subject to various sources of uncertainty. Several authors, such as Kitanidis and Bras [1980] and O'Donnell and Canedo [1980], have listed the various origins of uncertainties: (i) the model structure, (ii) the input data, and (iii) the model parameter values and the related problems of parameter identification (objective function, optimization algorithm, etc.).

All these uncertainties beget approximations at each step of the modeling process and their effects on model simulations have been widely reported in the hydrological literature [see e.g. Sorooshian, 1985; Troutman, 1985; Yapo et al., 1996].

The parameter identification step is particularly subject to uncertainties, when the model is adapted to the specificity of each watershed by calibrating parameters against measured streamflow data. The objective of the parameter identification procedure actually consists in extracting the information on watershed behavior contained in data sets and transferring it to the model structure through parameter values that represent the watershed's "fingerprint". To be satisfactory, this transfer of information requires that:

1. *the model structure be reliable*, i.e., that it can represent the watershed's hydrological behavior as truly as possible, so that the model's parameters do not have to compensate for inconsistencies in the model's structural design;
2. *the level of model complexity be appropriate*, i.e., there must not be unnecessary functions and attached parameters in the model structure. This limits the occurrences of multi-modal equivalent optima and therefore makes the calibration process less tricky (note that these first two points are in fact closely related);
3. *the information used to calibrate models (typically hydro-meteorological time-series) be adequate*, both in quality and quantity.

Thus, the parameter identification phase is sensitive to several factors and parameter values integrate most of the uncertainty sources found in the rainfall-runoff modeling process.

Studying parameter uncertainty can help to better understand the influence of data and modeling defects on model efficiency and robustness. It may also highlight possible inconsistencies in the model structure, as uncertain parameters essentially mean that the modeled system is poorly defined. In the following, we will consider that the issue of structural ambiguities has been partly solved by the design of simple and parsimonious but still efficient model structures, as recommended by Jakeman and Hornberger [1993], Edijatno et al. [1999], and Perrin et al. [2001, 2003]. We believe that this may avoid many of the ill-posed problems encountered in

rainfall-runoff modeling and should clarify the problem of model parameter uncertainty that hydrologists face today.

Estimation of parameter uncertainty

In a Bayesian framework, model parameters can be considered as random variables, so their mean value, standard deviation and distribution can be calculated. There are many existing approaches that estimate these statistical properties of parameters. Melching [1995] and Zin [2002] give an overview of these methods, which can be roughly classified into two main categories:

- local methods, generally deterministic, that study the sensitivity of model output to changes in parameter values around an optimum. Different approaches exist, most of which use the Taylor series development of model output and are known as first-order variance estimation (FOVE) methods. In this category, can be found the methods proposed by Mein and Brown [1978], Troutman [1985], Kuczera [1988] and Melching [1992];
- global methods, often partly stochastic, mainly based on Monte-Carlo simulation procedures, which broadly explore the parameter space using various sampling techniques without a priori estimation of optimum values. One can mention in this category the approaches proposed by Beven and Binley [1992], Van Straaten and Keesman [1991] and Kuczera and Parent [1998].

The methods of the first group are generally fast and simple to use. They have been applied in a number of domains, for example in model reliability analysis [Yang and Parent, 1996]. However, these methods involve approximations of the mathematical expression around the optimum (truncation of the Taylor series).

The methods of the second group are generally much more computationally intensive and were proposed partly as a response to the structural problems encountered by the more complex models. Published comparative assessments of uncertainty estimation methods [see for example Scavia et al., 1981; Yeh and Tung, 1993] showed that the FOVE-type methods can provide valuable results (similar to those of global methods) as long as the non-linearity effects in the model are not too large.

Both local and global methods generally consider that the model's structural characteristics are a larger source of parameter uncertainty than the basin data used for calibration, probably because most existing models contain these structural weaknesses. However, it is often acknowledged that the quantity and quality of data used to determine model parameters do have an influence on parameter values. Moreover, the experience of many hydrologists seems to indicate that the impact of datasets available for parameter calibration may be much greater than expected. Therefore, we believe that to qualify parameter variability, we should try to take into account the different information contents of calibration time-series and study the corresponding distribution of parameter values.

A DATA RESAMPLING APPROACH TO PARAMETER UNCERTAINTY

ESTIMATION

Since watershed model parameters must be calibrated using the available data sets, it is well known that they will partially account for the errors contained in those data [see e.g. Andréassian et al., 2001, 2004]. Many hydrologists have noted that there is a relationship between the characteristics of the calibration data sample and parameter's optimized values. Model parameters are the integrators of the data information content. Therefore, different calibrations of a model on the same watershed but with different data samples are likely to provide quite or even very different optimum parameter sets, depending on whether the period is dry or wet for example, thus providing an estimation of parameter uncertainty. Here we come to Beven's point of view [1993], who states that "it is easy to show that if the same model is 'optimised' on two different periods of record, two different optimum parameter sets will be produced. Extension to multiple calibration periods, if the data were available, would yield multiple optimum parameter sets. The resulting parameter distributions would reflect the uncertainty in the parameter estimates and the interaction between the individual parameters."

The starting point for the development of our method stemmed from the rather common observation that the differences in parameters found by calibrating a model on two different periods are greater than the estimations of variability bounds predicted by FOVE-type methods in our opinion because the many assumptions made by these methods on model residuals (normal distribution, homoscedasticity, independence, etc.) are seldom verified in hydrological modeling; we therefore decided to investigate a distribution-free approach. Among these methods,

those based on resampling approaches appear particularly attractive, as they do not require any *a priori* assumption on the characteristics of the model's residuals distribution. These methods are widely used in hydrology for trend detection applications, for example [Robson et al., 2000; Andréassian et al., 2003]. Zhao et al. [1997] also used such a resampling technique known as the bootstrap technique [Efron and Tibshirani, 1993] to assess the uncertainty of the parameters of a multiple-storm unit hydrograph model. Their idea was to draw storm events randomly a number of times so as to calculate sets of model parameters and then derive uncertainty estimations from this sample of parameter sets.

Our approach here concentrates on continuous rainfall-runoff models; it has some similarities with the method proposed by Zhao et al. [1997] and is in line with the above-cited recommendation made by Beven [1993]. We measure parameter uncertainty by resampling the calibration flow time-series and calibrating the model on each data sub-sample in order to produce a distribution of likely parameter sets. The resampling approach we propose here involves the following steps:

- 1- Randomly selecting n time-steps (n days if the model works daily) within the available data record;
- 2- Calibrating the model on this data set, i.e., by optimizing an objective function using the model errors only on the selected time-steps;
- 3- Repeating steps 1 and 2 N times to get a significant sample of parameter sets;
- 4- Calculating the mean and the standard deviation for each parameter using the sample of N values. A distribution of possible values of the parameters can also be drawn, and a variance–covariance matrix computed.

This procedure can be applied to any continuous models that can be run over the entire calibration record (from the first to the last time-step drawn randomly). The flowchart of the method is illustrated in Figure 1.

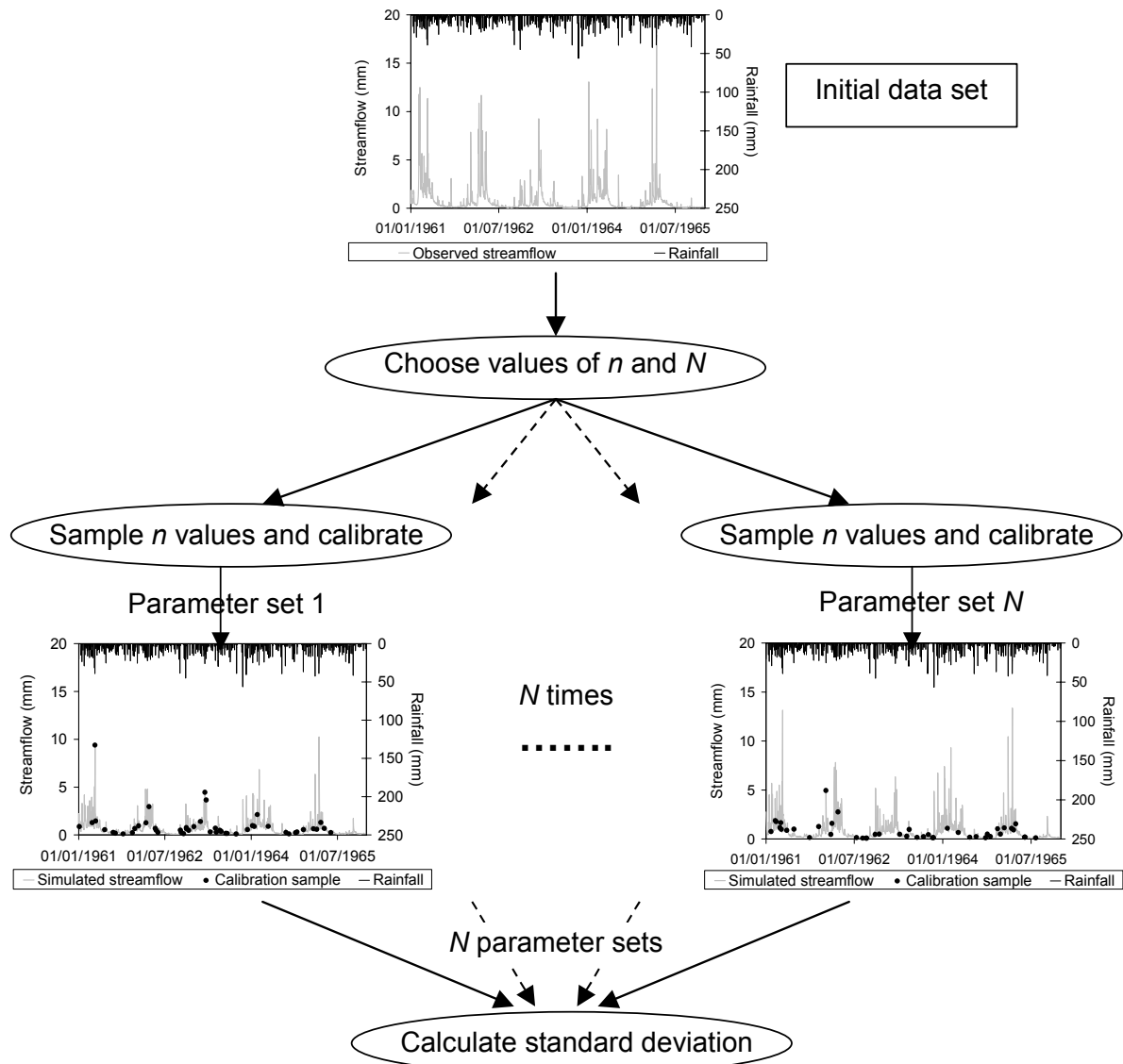


Figure 1: Schematic representation of the proposed resampling approach for parameter uncertainty assessment

The only difference with the classic bootstrap approach of Efron and Tibshirani [1993] is that here we allow a number n of time-steps to be drawn for calibrations that is different from the total number of available time-steps. The main advantage in randomly drawing time-steps within the entire data record is that one can maximize the information content of the calibration sample. Indeed, in a continuous period of n time-steps, the auto-correlation of flows creates substantial redundancy of information in the calibration data and only a fraction of these data effectively bring new information. For example, Nascimento (1995) showed that taking one every five days in a daily flow record was sufficient to estimate parameter uncertainty with a classic FOVE-type method, while diminishing the correlation of model residuals. Here, flow values drawn randomly are much more independent and indeed contribute new information on watershed behavior. We should therefore be able to calibrate the model successfully with a smaller number of time-steps than what is usually advised when using entire continuous calibration periods (Sorooshian et al., 1983; Allred and Haan, 1991; Yapo et al, 1996).

WATERSHEDS, MODEL AND TEST METHODOLOGY

To illustrate how the proposed method performs, tests were carried out on a sample of twelve watersheds, and results were compared with those of a FOVE-type approach.

Study watersheds

We used a sample of twelve watersheds situated in the United States, which were the test sites of the Second MOPEX Workshop held in Tucson, AZ, in 2002. The data requirements of the rainfall-runoff model tested here are limited: it only needs rainfall and potential evapotranspiration series as inputs, while daily streamflow series are used to calibrate and assess the models. These data were assembled from several sources. The precipitation data were processed by the NWS Hydrology Laboratory. The potential evaporation data (long-term averages) were derived from the NOAA Evaporation Atlas [Farnsworth et al., 1982]. Last, the streamflow data were obtained from the USGS National Water Information System (NWIS).

Watersheds are spread over several states in the southeastern United States. Varied hydrologic and climatic conditions are well represented in the test sample, where basins range from semi-arid to very wet (Table 1).

Table 1: Main characteristics of the twelve watersheds used in this study (data from the MOPEX Tucson workshop). Period covered by the time series: 1960–1998.

Code	Basin name	State	Area (km ²)	Min / Mean / Max annual rainfall (mm)	Min / Mean / Max annual flow (mm)	Mean annual PE (mm)	Mean annual yield (-)
1	1608500 South Branch Potomac River near Springfield	West Virginia	3810	805 / 1040 / 1530	147 / 341 / 795	762	0.33
2	1643000 Monogacy River at Jugde Bridge near Frederick Maryland		2116	758 / 1038 / 1538	197 / 421 / 945	898	0.41
3	1668000 Rappahannock River near Fredericksburg	Virginia	4134	763 / 1028 / 1453	135 / 378 / 759	921	0.37
4	3054500 Tygart Valley River at Phillipi	West Virginia	2372	908 / 1163 / 1639	481 / 736 / 1353	711	0.63
5	3179000 Bluestone River near Pipestem	West Virginia	1021	801 / 1015 / 1323	169 / 417 / 742	741	0.41
6	3364000 East Fork White River at Columbus	Indiana	4421	746 / 1011 / 1337	204 / 378 / 663	856	0.37
7	3451500 French Broad River at Asheville	North Carolina	2448	967 / 1380 / 1779	350 / 800 / 1264	820	0.58
8	5455500 English River at Kalona	Iowa	1484	483 / 891 / 1391	52 / 270 / 939	995	0.30
9	7186000 Spring River near Waco	Missouri	3015	596 / 1073 / 1490	62 / 299 / 726	1095	0.28
10	7378500 Amite River near Denham Springs	Louisiana	3315	1052 / 1562 / 2042	175 / 610 / 1081	1074	0.39
11	8167500 Guadalupe River near Spring Branch	Texas	3406	470 / 762 / 1070	13 / 116 / 381	1529	0.15
12	8172000 San Marcos River at Luling	Texas	2170	494 / 824 / 1180	45 / 179 / 507	1449	0.22

The variability of conditions from one year to another in each watershed can be quite high since the ratio of maximum and minimum annual rainfalls varies between 1.6 and 2.9, and the ratio of maximum and minimum annual flows varies between 2.8 and 28 over the twelve watersheds. Note that the interannual variability of flow and the yield coefficient are closely related: the basins with the largest variability of flow are also those with the lowest yield coefficient. Basin size ranges from 1021 km² to 4421 km², and runoff yield ranges from 15 to 63%. There were 39-year-long records over the period 1960–1998 available for each of the watersheds. We believe that the number and the diversity of watersheds and climatic conditions make it possible to draw more general conclusions.

The GR4J rainfall-runoff model

The approach proposed in this article can be implemented with any continuous rainfall-runoff model. However, as already pointed out in 1965 by Dawdy and O'Donnell, the increasing number of parameters in a conceptual model diminishes the sensitivity of each of them and may introduce convergence problems during the optimization phase. Therefore we would recommend avoiding model structures with excessive and perhaps unnecessary complexity that would needlessly complicate the task of parameter uncertainty assessment.

For the application to the case studies, we used the GR4J model, a daily lumped rainfall-runoff model with only four parameters to calibrate. It belongs to the family of soil moisture accounting models. A schematic diagram of the model is shown in Figure 2.

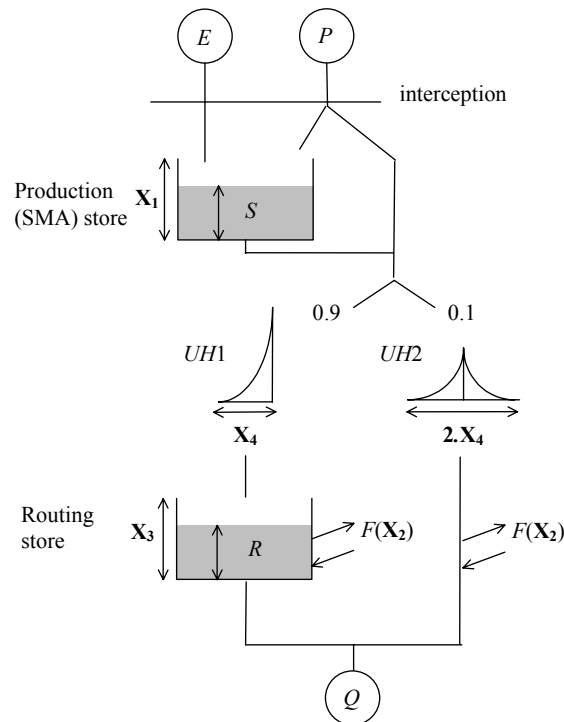


Figure 2: Scheme of the GR4J rainfall-runoff model (*E*: potential evapotranspiration; *P*: rainfall; *Q*: streamflow)

A detailed discussion of the model is beyond the scope of this paper but can be found in Perrin et al. [2003]. These authors showed that the GR4J model is as robust and reliable as other well-known model structures. Because of its low level of complexity, GR4J is well adapted to the daily time-scale, its problems of parameter identifiability are benign in comparison with the models having a larger number of parameters.

The four parameters of the GR4J model are:

- X1: maximum capacity of the production store (mm)
- X2: groundwater exchange coefficient (mm)
- X3: one-day ahead maximum capacity of the routing store (mm)
- X4: time base of unit hydrograph UH1 (day)

The first two parameters act in the water balance functions and the two others in the water transfer functions.

In the following, as parameter values vary within quite different ranges, we use transformed parameter values (taking $\ln(X1)$, $\sinh(X2)$, $\ln(X3)$ and $\ln(X4-0.5)$), which are also used by the calibration procedure to obtain similar variation ranges and a similar sensitivity on all parameters. Parameters are calibrated using a local search optimization algorithm described by Edijatno et al. (1999). The Nash and Sutcliffe [1970] criterion is used as an objective function, and one year of warm-up is used at the beginning of each simulation period to avoid errors caused by possibly erroneous initial conditions.

Test methodology

The data resampling method of parameter uncertainty assessment was applied to the GR4J model on the sample of twelve watersheds. For a comparative reference, we also applied the parameter uncertainty estimation method proposed by Mein and Brown [1978] on the same watersheds. It is a FOVE-type method, which is briefly described in Appendix. We computed the standard deviation of each model parameter with both methods.

In this comparison, given the long series available, we chose calibration periods made of $n=365$ days drawn randomly in the 38 years of data. No conditions were put on the distribution of these days throughout the year. One hundred calibration periods ($N=100$) were used in these tests. The numbers n and N were arbitrarily set to these apparently reasonable values, but the impact of n and N on the results of the method are discussed later in section 5. After each calibration, a validation test was performed on the remaining time-steps of the entire record (i.e., on 37 years).

RESULTS AND DISCUSSION

Model performance

When calibrating a model on a given watershed, a measure of model efficiency will give a first indication of how reliable parameters can be. Results in validation mode are particularly interesting since they underline the robustness of the model, i.e., its capacity to behave satisfactorily in conditions not encountered during calibration. Figure 3 shows the range in performance obtained for the 12 watersheds in calibration and in validation mode.

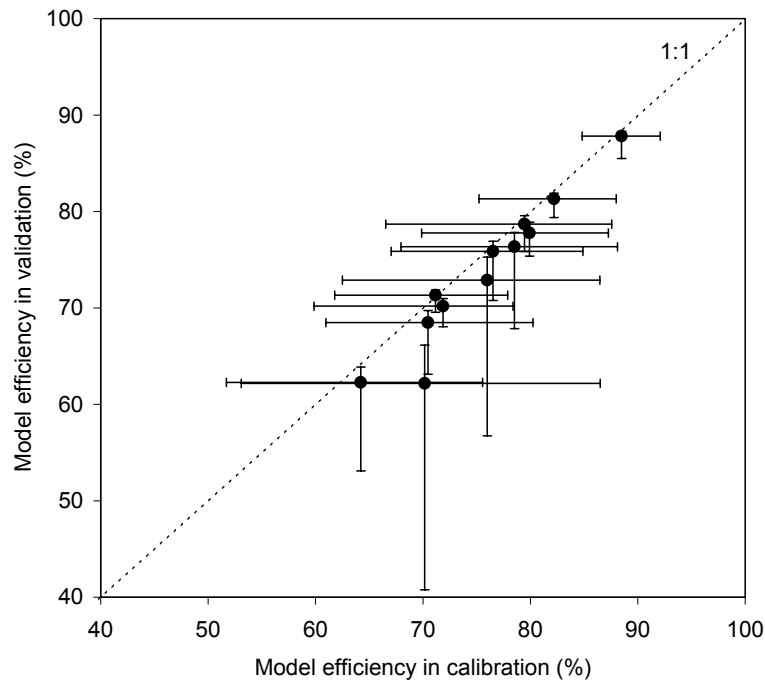


Figure 3: Ranges of Nash-Sutcliffe criteria (minimum, mean and maximum values) obtained in calibration and validation for the 12 watersheds (results based on 100 different calibration sub-samples)

The variability in performance in calibration mode can be quite high, but this comes primarily from the fact that calibration periods are short and can include very different climatic events. Looking at the results in validation mode, one can observe that the results are much less variable, with less dispersion around the mean value. Interestingly, there is no case of large model failure (negative efficiency). This indicates that parameters determined over the 365 days are quite robust and able to give a good representation of the characteristics of watershed behavior, though the available information for model calibration was limited. We believe that this robustness comes at first from the low number of free parameters in the GR4J model structure. Note however that for the watersheds with low runoff yield (e.g., watersheds 11 and 12 in Texas), the variability in performance in validation mode is greater. More generally, it seems that this variability decreases when watershed yield increases, as shown in Figure 4.

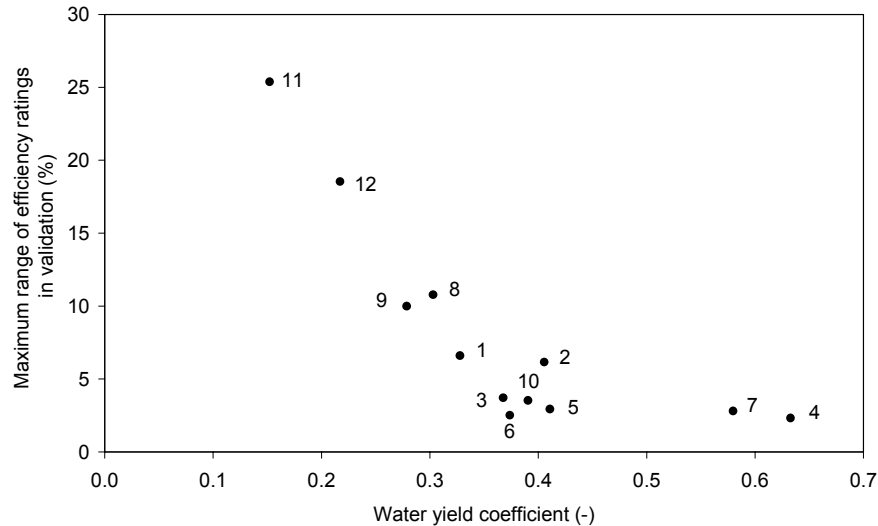


Figure 4: Relationship between watershed water yield (mean runoff divided by mean rainfall) and the maximum range of performance in validation mode for the 12 test watersheds

A possible explanation could be that the random data sampling on low-yield watersheds is less informative, given the many cases of almost zero streamflow and the low probability of having flood events in the calibration sample. In such a case, randomly drawing time-steps only in the non-zero flow value may diminish the variability of results.

We then compared the mean performance in validation mode over the 100 tests with the performance obtained in calibration over the entire period on record, hereafter called the reference period. Given that only 365 days are excluded from the reference period for validation, validation periods and the reference periods are very similar and therefore the performance obtained on each of them can be compared. Figure 5 shows that the mean efficiency in validation is very close to the efficiency in calibration obtained on the reference period. This confirms that in general, GR4J provides acceptable results even though a limited amount of information (only 365 days) is available for parameter calibration. Moreover, the maximum performance among the 100 tests is almost always equal to that found for the reference period. This indicates that as long as the 365 days are well chosen, they include enough information to obtain model parameters that can provide as satisfactory simulation results as with 38 years of record data.

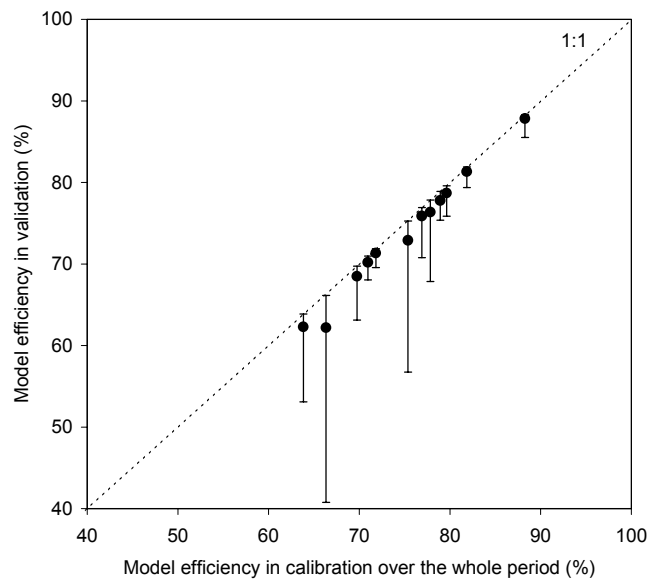


Figure 5: Comparison of the performance obtained by calibration over the entire data record and the mean performance obtained in validation for the 100 tests (with minimum and maximum values)

Parameters and standard deviations

Parameters obtained with the 100 calibration runs were first compared to those obtained by calibration on the whole period of record used as a reference. Figure 6 shows that median values are very close to the reference values.

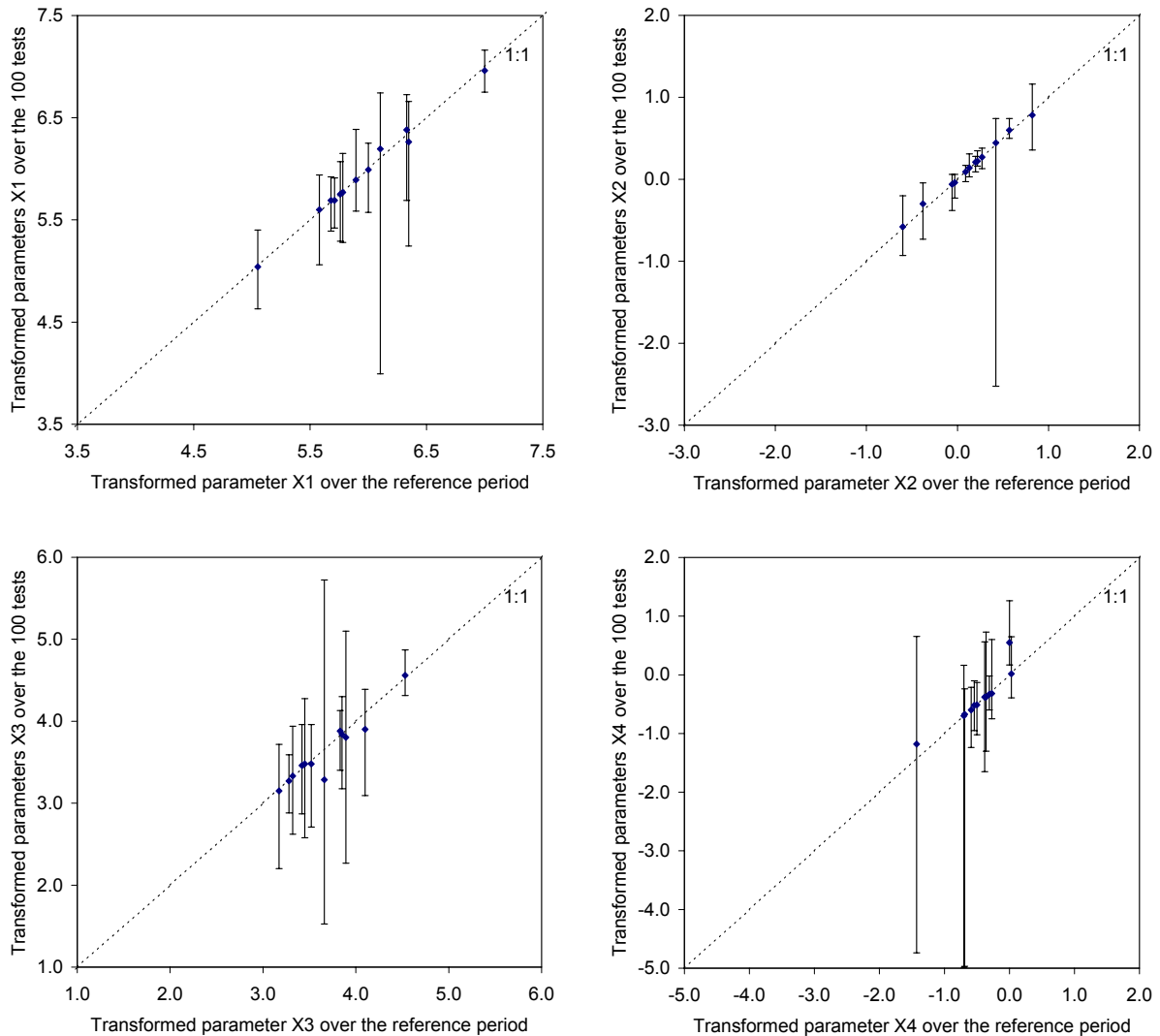


Figure 6: Comparison of transformed parameter values obtained by calibration on the reference period of the record (39 years) and median values obtained with the 100 calibration runs on 365 days for the 12 watersheds (with minimum and maximum values)

This indicates that on average the use of limited information does not bias the estimation of model parameters. But the variability of model parameters over the 100 calibration runs can be quite large on some watersheds: this confirms that parameter values depend on the available calibration data. However, given the steady mean efficiency ratings presented in section 4.1, it appears that on average this parameter variability does not greatly harm model robustness: with limited data the calibration phase manages to capture the main characteristics of watershed behavior.

Parameter standard deviations obtained with the data resampling approach and the Mein and Brown methods were then compared, as shown in Figure 7 for the 12 watersheds and the four parameters of the GR4J model.

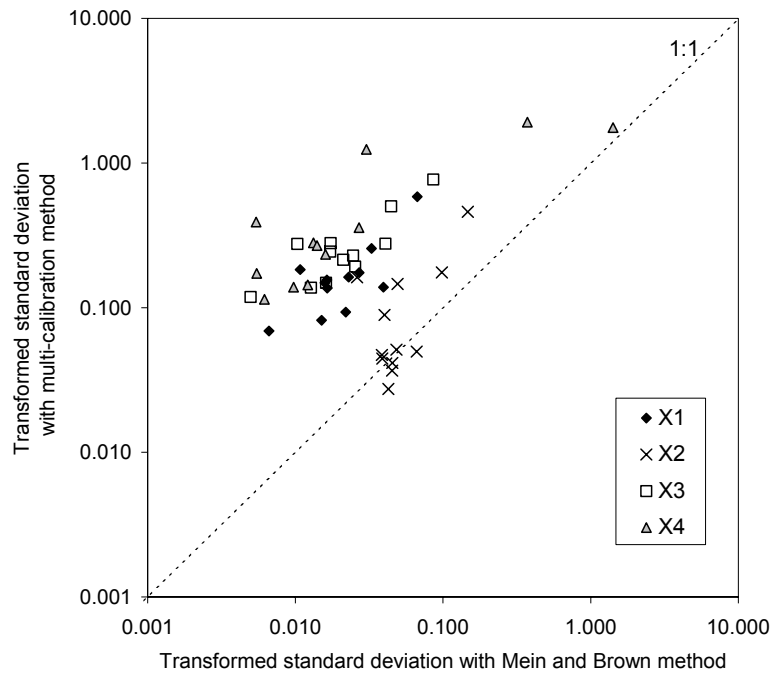


Figure 7: Comparison of the standard deviations obtained by the Mein and Brown and the data resampling approaches for the four GR4J model parameters (X1 to X4) over the 12 test watersheds

First, it can be seen that the general trend seems in agreement: the larger the standard deviations obtained with the Mein and Brown method, the larger with the multi-calibration method. However, the standard deviations obtained with the new method are generally much larger than with the classic method, an interesting result. Indeed, as stated in the introduction, one of the reasons we developed this nonparametric approach to parameter uncertainty assessment was that calibrating the same model on different sub-periods had shown that “classic” FOVE-type methods provided estimates that were too narrow (i.e., too confident).

Possible reasons why FOVE-type methods are overly optimistic

The apparent disagreement between the two means of parameter uncertainty assessment raises questions. In fact, if one takes the point of view of operational hydrological modeling, largely underestimating parameter uncertainty could lead to overly narrow confidence intervals for predictions, giving the manager a false feeling of security in decisions made.

One reason for that can be that classic methods excessively neglect the level of uncertainty that model inadequacies can bring about (the model is always a rough representation of the watershed), which can be hidden when working on a specified sample of data, and only reveal themselves when applying the model to a new sample. The inadequacies of the model's structure will then significantly influence parameters whose values also depend on data.

Another reason is that the FOVE-type methods implicitly assume that the general form of a model can be given by:

$$Y_i = P_i(X, \theta) + e_i \quad (1)$$

where at time-step i , Y_i is the observed variable, $P_i(X, \theta)$ is the simulated variable depending on input X and parameter vector θ , and e_i is the associated error. Equation 1 is frequently adopted in the literature because of its mathematical simplicity, although the additional splitting of the error cannot be assumed a priori, given the non-linearity that usually exists in rainfall-runoff models. More generally it should be written that the model error is an attribute of a function f whose form is not known a priori:

$$Y_i = f(P_i(X, \theta), e_i) \quad (2)$$

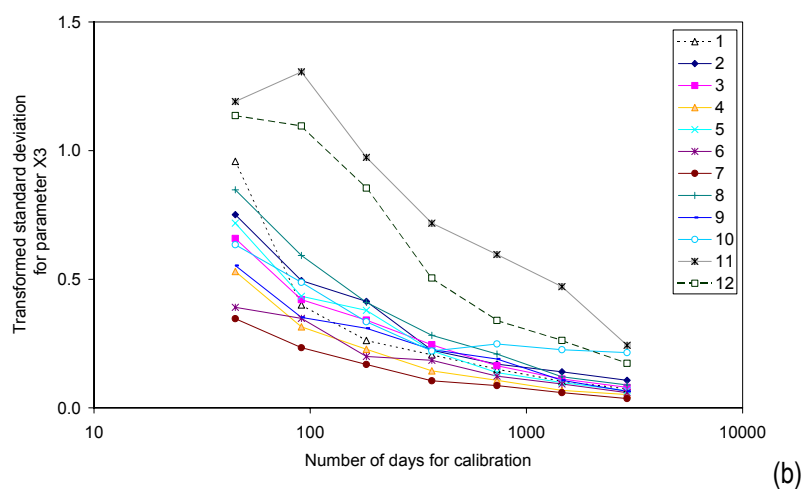
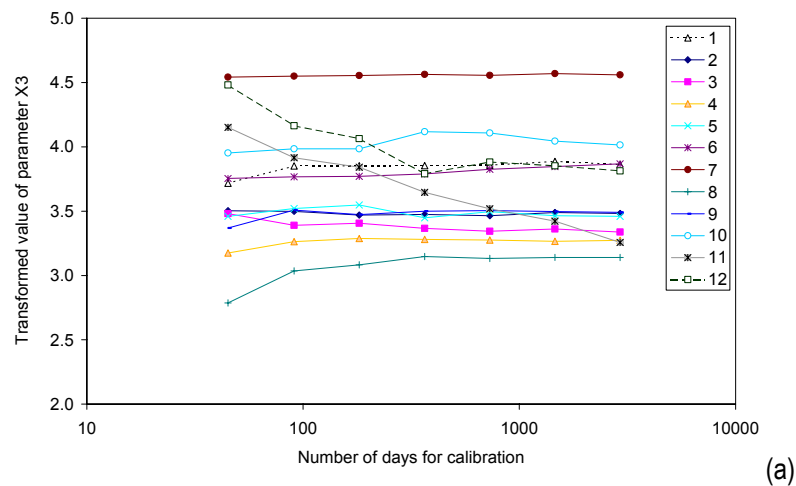
With this formulation, the additive property of model error becomes only a particular case, which we believe is probably rare in hydrological modeling, therefore damaging the validity of assumptions made in FOVE-type methods and leading to an unrealistic estimation of parameter uncertainty.

HOW SENSITIVE THE NEW METHOD IS TO THE AMOUNT OF INFORMATION AVAILABLE

The proposed method is distribution-free, i.e., it makes no assumption on the characteristics of model errors. However, a number of time-steps (n) and a number of calibration periods (N) must be specified. Though these numbers may be chosen simply based on data availability and statistical representativeness, in this section we investigate how sensitive the method is to these choices. We also analyze the influence of the length of the period from which data are drawn on the uncertainty estimates.

Impact of the number n of days used for calibration

The impact of the number of available data on the estimation of parameter standard deviations is mechanical and trivial: when the size of the data sample is multiplied by k , the standard deviation is divided by \sqrt{k} . This classic behavior was also observed for the proposed method by using different values of n , i.e., changing the level of available information used for parameter estimation. We gave the number of days drawn randomly the following values: 45, 91, 182, 365, 730, 1460 and 2920, i.e., go from 1/8 to 8 years. Each time, 100 calibration runs were carried out. An example of results is shown in Figure 18 for parameter X3 (capacity of the routing store), but similar results, not shown here for reasons of conciseness, were observed for the other parameters.



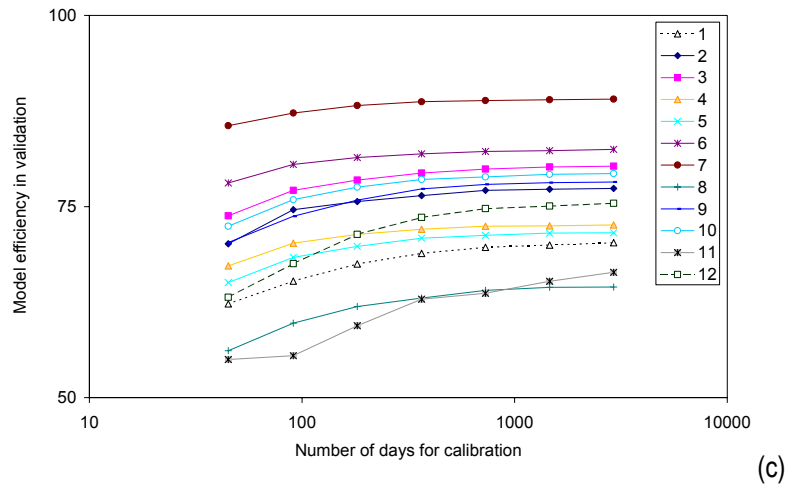


Figure 18: (a) Transformed values of parameter X3 (capacity of the routing store); (b) Transformed values of standard deviation for parameter X3 and (c) model efficiency in validation mode on the 12 watersheds for various numbers of days in the calibration period

Based on Figure 18a, it can be mentioned first that, except for the two low-yield watersheds whose peculiar behavior was discussed in the preceding section, the mean parameter value is quite stable and does not depend on the number of days in the calibration period. This is quite reassuring since it indicates that the optimization algorithm manages to identify quite stable parameters around a median value. In the mean time, Figure 18c shows that mean model performance slightly increases until reaching a plateau around 365 days. Therefore, it seems that this number of data can provide enough information to obtain robust results on average. It reinforces the idea discussed above that only a few independent time-steps can retrieve enough information for parameter calibration. Not surprisingly, parameter standard deviations (Figure 18b) increase when the number of days decreases. Basically, it can be observed that the distribution of parameter values is narrower around the median value with an increased amount of information, as exemplified for parameter X3 on watershed 3 (1668000) in Figure 19a (similar results were obtained for the other parameters and watersheds). This behavior also exists for the FOVE-type methods

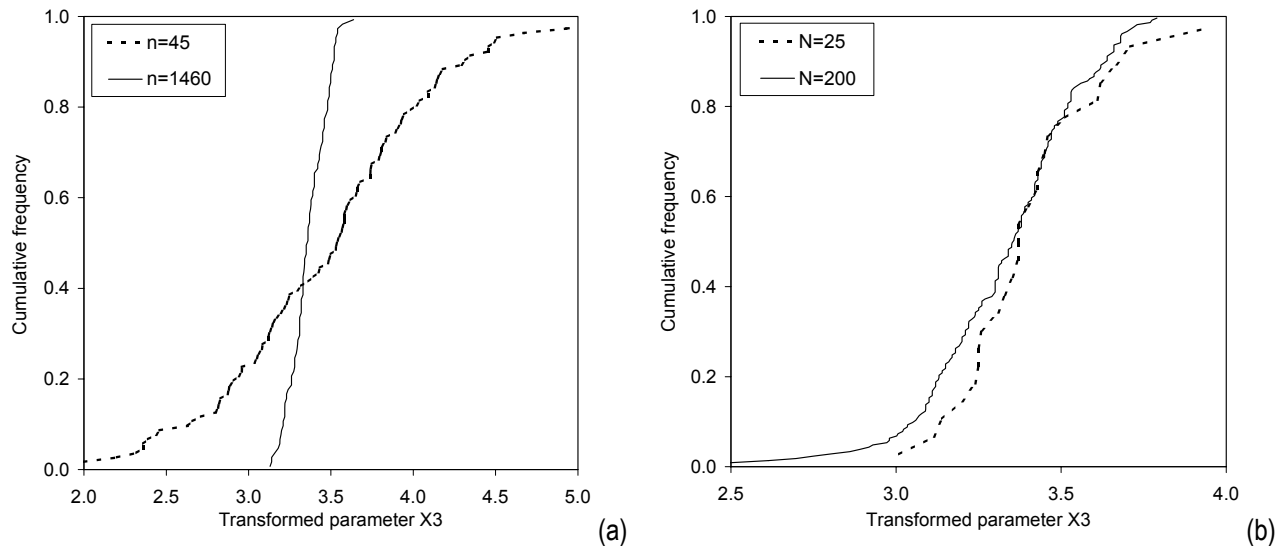


Figure 19: Example of distributions for parameter X3 on watershed 3 (Rappahannock River) for (a) two different numbers of days (n) in the calibration period (with 100 calibrations each time) and (b) two different numbers of calibration runs (N) (with 365 days each time)

Tests not reported here indicate that choosing a value of n equal to 365 (one year in total) gives reasonable results, i.e., comparable to those obtained by using continuous time-series in parameter uncertainty estimation.

Impact of the number of calibrations

Lumped models like GR4J are easy to optimize and the time required for a large number of calibration runs may not be a limitation in applying the method. However, to avoid unnecessary computations, we tested the impact of the number of calibration runs on the results of the method.

We tested values of N (number of calibrations) successively equal to 5, 10, 25, 50, 100, 200 and 500. Each time, the number of days drawn randomly was the same (set to 365). The results are shown in Figure 20.

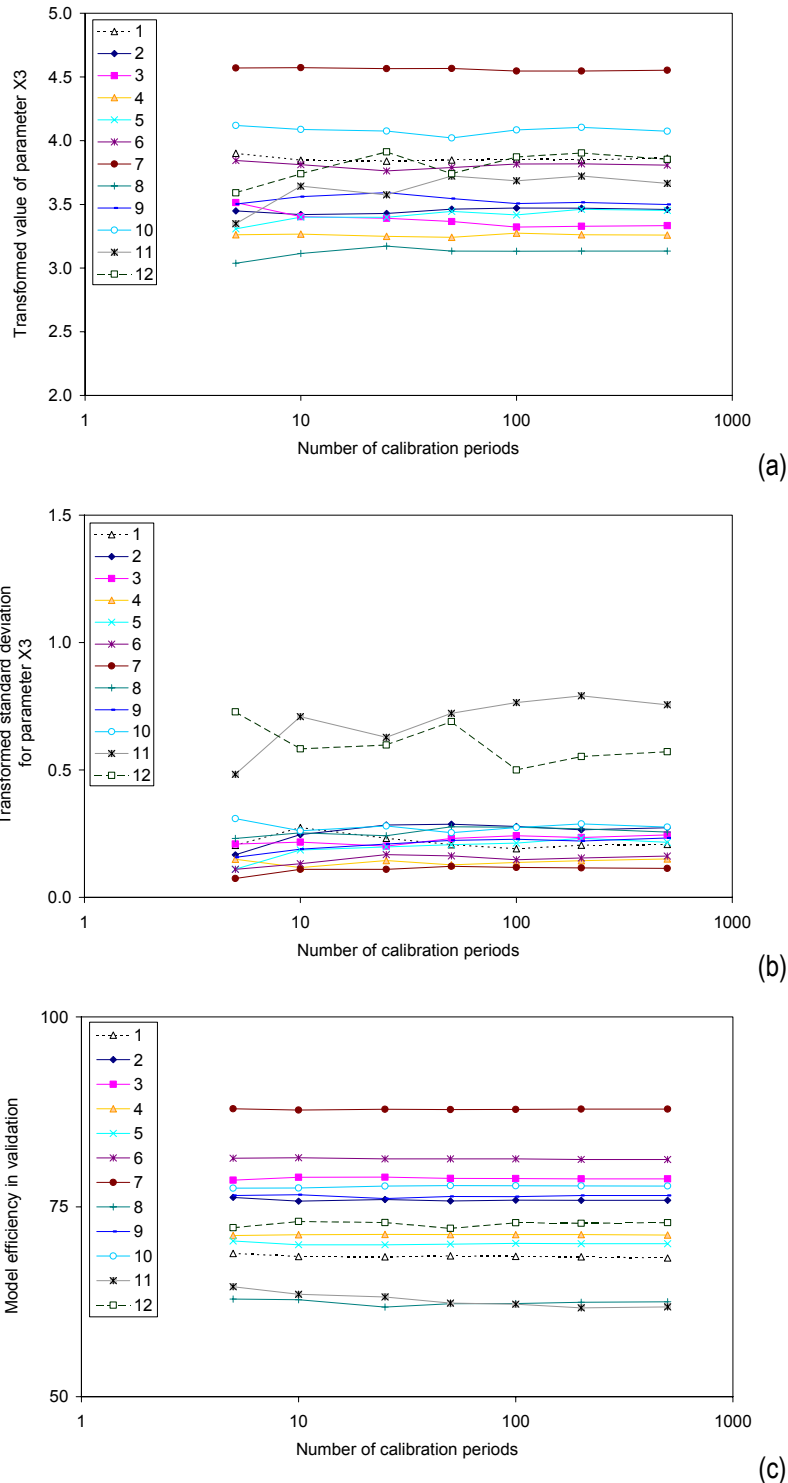


Figure 11: (a) Mean of parameter X3 value (capacity of the routing store); (b) Standard deviation of parameter X3 and (c) Mean model efficiency in validation mode on the 12 watersheds for various numbers of calibration runs

Generally speaking, a low sensitivity to the variations of N can be observed, though the standard deviations increase slightly up to 25–50 draws before reaching a plateau. This means that additional draws after this average value are superfluous. This is exemplified in Figure 19b on the same watershed as previously for parameter X3, with two different values of calibration runs ($N=25$ and 200). One can see that parameter distributions are very close (similar results were observed for the other parameters and watersheds). In fact, this value of 25–50 for N corresponds approximately to what is statistically required to calculate the first two moments of a variate.

Impact of the length of the resampling period

In the previous two sections, the period in which the time-steps were randomly drawn was fixed and equal to the entire available record (1960–1998 for the twelve watersheds), which is quite long. However, such long periods are not always available and we wished to investigate whether using shorter periods would modify the results. To analyze the role of the period length on the values of standard deviations provided by the method, we split the entire record into 2-, 3-, 4-, 5-, 7-, 9-, 13- and 19-year-long nonoverlapping sub-periods. On each of them, the method was applied with $n=365$ days and $N=100$ runs, hence keeping the same conditions for all the periods. Figure 21 presents the variability of standard deviations obtained for each period length for watershed 2.

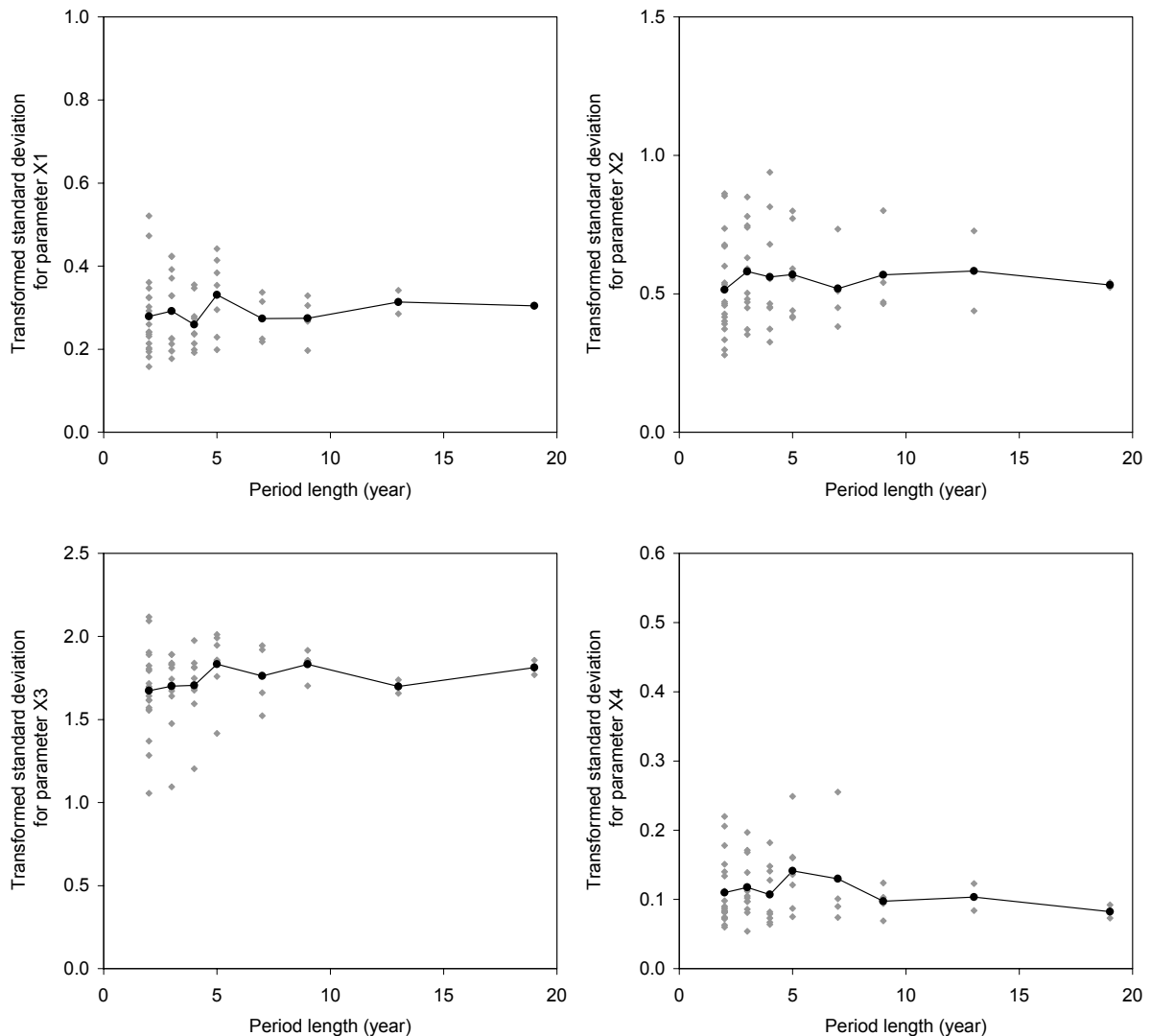
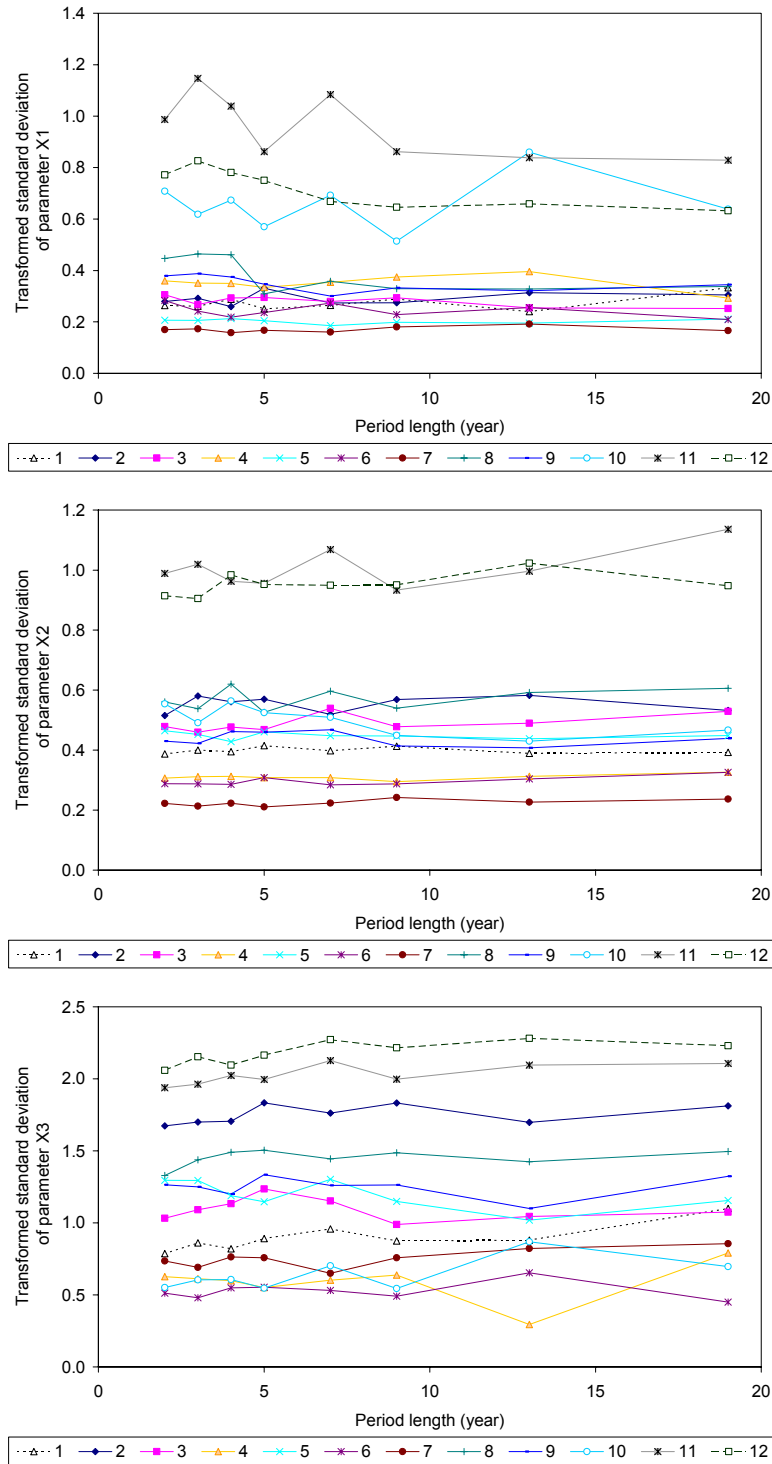


Figure 12: Transformed values of standard deviations for parameters X1 to X3 obtained on watershed 2 for different period lengths (the line links mean values)

From one period to another, the range of possible values increased a bit when the period length decreased. This is quite logical since the variability of standard deviations is linked to the variability of parameter values, which

can change from one period to another. Indeed, decreasing period length means that more redundant information is used in calibration to estimate the characteristics of watershed behavior.

However, on average, as can also be seen in Figure 22 for all the watersheds, the standard deviations obtained with the method are quite stable as soon as three to four years are available. With this long record, one avoids erratic cases where parameter standard deviations seem to be significantly under- or overestimated in comparison with the median estimation.



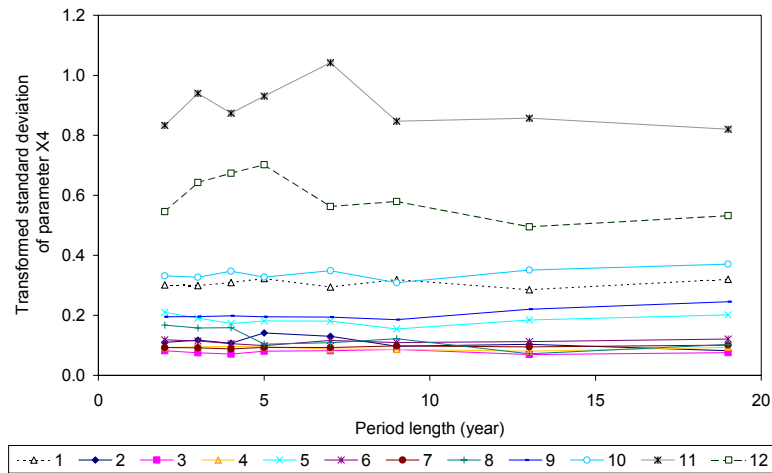


Figure 13: Average transformed values of standard deviations for parameters X1 to X4 obtained on the twelve watersheds for different period lengths

This result indicates that the method is applicable on quite short time-series to estimate sensitive parameter uncertainty measures, provided that randomly drawing the resampling procedure has some chance of finding on a representative variety of hydrological events. This can be linked to the conclusions of certain authors who investigated the impact of the length of the calibration period on parameter values. For simple models, quite short time-series (roughly four years long) provide most of the information needed for parameter estimation (see e.g., Anctil et al., 2004).

CONCLUSION

We presented a simple distribution-free method of parameter uncertainty estimation based on a data resampling technique. The main advantage of the method is its ease of use and implementation, its soundness and the absence of a priori assumptions on model residuals or model structure. A detailed assessment of the method specifications showed that this method can be applied with as little as five 5 years of streamflow data for calibration, in which samples of 365 days are drawn randomly.

Tested on a sample of 12 watersheds, it was shown that this approach provides parameter standard deviations significantly larger than a classic method based on linear approximation. We believe that this indicates that such classic methods are probably too optimistic in the results they provide on parameter uncertainty and that the proposed method is more realistic in this respect for watershed models.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank the MOPEX group, in particular John Schaake and Qingyun Duan for making the data sets used in this study available.

REFERENCES

- Allred, B., Haan, C.T., 1991. Variability of optimized parameter estimates based on observed record length. *Trans. of Amer. Soc. Agr. Eng.* 34(6), 2421-2426.
- Anctil, F., Perrin, C., Andréassian, V., 2004. Impact of the length of observed records on the performance of ANN and of conceptual parsimonious rainfall-runoff forecasting models. *Environmental Modelling & Software* 19(4), 357-368.
- Andréassian, V., Parent, E., Michel, C., 2003. A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior, *Water Resources Research*, 39 (9), 1252, 2003.
- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology* 1-4, 19-35.
- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I., Lavabre, J., 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology* 250, 206-223.

- Bernier, J., Parent, E., Boreux, J.J., 2000. Statistique pour l'environnement - Traitement bayésien de l'incertitude. Technique & Documentation (Ed.), Paris, 363 p.
- Beven, K.J., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources* 16, 41-51.
- Beven, K., Binley, A.M., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty in prediction. *Hydrological Processes*, 6: 279-298.
- Boyle, D.P., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 2000. Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research* 36(12), 3663-3674.
- Dawdy, D.R., O'Donnell, T., 1965. Mathematical models of watershed behavior. *American Society of Civil Engineers Proceedings* 91(HY4), 123-137.
- Edijatno, Nascimento, N.O., Yang, X., Makhlof, Z., Michel, C., 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal* 44(2), 263-277.
- Efron, B., Tibshirani, R., 1993. *An Introduction to the Bootstrap*. Chapman & Hall, New-York.
- Farnsworth, R.K., Thompson, E.S., Peck, E.L., 1982. *Evaporation atlas for the contiguous 48 United States*. NOAA technical report NWS n°33, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Washington, D.C.
- Jakeman, A.J., Hornberger, G.M., 1993. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model ? *Water Resources Research*, 29(8): 2637-2649.
- Kitanidis, P.K., Bras, R.L., 1980. Real-time forecasting with a conceptual hydrologic model. 1. Analysis of uncertainty. *Water Resources Research* 16(6), 1025-1033.
- Kuczera, G., 1988. On the validity of first-order prediction limits for conceptual hydrologic models. *Journal of Hydrology* 103, 229-247.
- Kuczera, G., Parent, E., 1998. Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual watershed models: the Metropolis algorithm. *Journal of Hydrology* 211, 69-85.
- Madsen, H., 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* 235, 276-288.
- Mein, R.G., Brown, B.M., 1978. Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resources Research*, 14(2): 299-303.
- Melching, C.S., 1992. An improved first-order reliability approach for assessing uncertainties in hydrologic modeling. *Journal of Hydrology* 132, 157-177.
- Melching, C.S., 1995. Reliability estimation. In: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Chapter 3. Water Resources Publications, pp. 69-118.
- Nascimento, N.O., 1995. *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant*. PhD Thesis, CERGRENE/ENPC, Paris, France 550 p.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 27(3), 282-290.
- O'Donnell, T., Canedo, P., 1980. The reliability of conceptual basin model calibration, *Proceedings of the Oxford Symposium on Hydrological Forecasting*, IAHS Publication n°129, pp. 263-269.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common watershed model structures on 429 watersheds. *Journal of Hydrology*, 242: 275-301.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279: 275-289.
- Robson, A., Bardossy, A., Jones, D., Kundzewicz, Z.W., 2000. Statistical methods for testing for change, in *Detecting trend and other changes in hydrological data*, WMO Technical Documents n°1013, edited by Z.W. Kundzewicz, and A. Robson, pp. 49-65, WMO, Geneva.
- Scavia, D., Powers, W.F., Canale, R.P., Moody, J.L., 1981. Comparison of first-order error analysis and Monte Carlo simulation in time-dependent lake eutrophication models. *Water Resources Research* 17(4), 1051-1059.
- Sorooshian, S., 1985. Synthesis of hydrologic and system sciences in the development of rainfall-runoff models. *Applied mathematics and Computation* 17, 279-298.
- Sorooshian, S., Gupta, V.K., Fulton, J.L., 1983. Evaluation of maximum likelihood estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: influence of calibration data variability and length on model credibility. *Water Resources Research* 19(1), 251-259.

- Troutman, B.M., 1985. Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modeling. 1. Theory. *Water Resources Research* 21(8), 1195-1213.
- Van Straten, G., Keesman, K.J., 1991. Uncertainty propagation and speculation in projective forecasts of environmental change: a lake-eutrophication example. *Journal of Forecasting* 10, 163-190.
- Yang, X., Parent, E., 1996. Reliability analysis in hydrological modeling: concepts and applications to the GR3 rainfall-runoff model. *Revue des Sciences de l'Eau*, 1, 31-49.
- Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 1996. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology* 181, 23-48.
- Yeh, K.C., Tung, Y.K., 1993. Uncertainty and sensitivity analyses of pit-migration model. *Journal of Hydraulic Engineering* 119, 262-283.
- Zhao, B., Tung, Y.K., Yeh, K.C., Yang, J.C., 1997. Storm resampling for uncertainty analysis of a multiple-storm unit hydrograph. *Journal of Hydrology* 194(1-4), 366-384.
- Zin, I., 2002. Incertitudes et ambiguïtés dans la modélisation hydrologique - Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche. PhD Thesis, Institut National Polytechnique / LTHE, Grenoble, France, 200 pp.

APPENDIX: DESCRIPTION OF THE REFERENCE METHOD TO ESTIMATE PARAMETER UNCERTAINTY

Among the various existing uncertainty analysis methods, the FOVE methods are widespread and widely applied, and take various forms. One of them, relying on sensitivity analysis, was proposed by Mein and Brown (1978) and later applied by Troutman (1985). The method assumes that the model error can be approximated by a linear formulation in the neighborhood of the optimum parameter set, by using a first-order approximation of the Taylor series development. To assess this development, one calculates the effects of a small variation on optimum model parameters $\alpha_{i,o}$ on the model output. Partial model residuals can thus be assessed and finally linked with model error, by:

$$Q - Q_0 = \sum_{i=1}^p (\alpha_i - \alpha_{i,o}) \frac{Q_i - Q_0}{\varepsilon} + \mu$$

where Q is the vector of observed flow, Q_0 the vector of simulated flow with the optimum parameter set, Q_i the vector of flows calculated with the optimum parameter vector $[\alpha_o]$ whose i -th component has been modified by a quantity ε , and μ is the error. The variance-covariance matrix of parameters $(\alpha_i - \alpha_{i,o})$ obtained this way is a first order approximation of the model parameters.

This method, based on a linear model, assumes a normal distribution of model residuals, with zero mean and finite variance, and their independence and homoscedasticity, characteristics that are seldom verified in hydrological modeling.

In addition, the linear approximation is quite strong. Melching (1995) states that limits of such methods can be encountered when the model shows a high degree of non-linearity. However, this method is computationally efficient and is widely used.