



INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

N° attribué par la bibliothèque

□□□□□□□□□□

THESE
pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'INPG

Spécialité: Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement
préparée dans l'Unité de Recherche Qualité et Fonctionnement Hydrologique
des Systèmes Aquatiques, *Cemagref*, Antony
dans le cadre de l'**Ecole Doctorale Terre, Univers, Environnement**
présentée et soutenue publiquement par

Charles Perrin
le 20 octobre 2000

**Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit
au travers d'une approche comparative**

ANNEXES

Directeur de thèse :
M. Jean-Michel Grésillon

JURY

M. Bruno Ambroise	Président
M. Claude Thirriot	Rapporteur
M. Eric Servat	Rapporteur
M. Jean-Michel Grésillon	Directeur de thèse
M. Claude Michel	Co-encadrant
M. Rémy Garçon	Examineur
M. Ian Littlewood	Membre invité
M. Thierry Leviandier	Membre invité

Annexe 1

Annexe 1

Description des modèles

Pour chacun des modèles utilisés au cours de ce travail, une fiche analytique a été rédigée pour présenter à la fois les caractéristiques des modèles originaux et les structures testées dans la thèse. Dans chaque cas, 18 rubriques ont été renseignées, en fonction des informations bibliographiques dont nous avons pu disposer. Nous ne prétendons pas fournir ici un descriptif ‘officiel’ des modèles aussi détaillé et pertinent qu’auraient pu en fournir les auteurs eux-mêmes, mais nous présentons les informations qui ont servi de base à l’utilisation de ces modèles dans notre travail. Elles doivent être considérées comme des supports de travail, dont l’exhaustivité a été fonction de la disponibilité de l’information. Certaines des rubriques ont été choisies en fonction des nécessités de notre étude (régionalisation, analyse de sensibilité, comparaisons). Les renseignements fournis sont les suivants:

1. **Nom du modèle**
2. **Auteurs - Première publication:** la première (ou l’une des premières) description(s) du modèle par son (ses) auteur(s) dans une revue internationale est mentionnée, ou à défaut le premier document présentant le modèle (pas toujours facilement disponible).
3. **Institut – Pays:** organisation et lieu où a été développé le modèle.
4. **Buts de modélisation et domaines d’application:** indique les objectifs de modélisation des auteurs lors de la proposition des modèles.
5. **Description du modèle:** descriptif de la structure tel qu’il est présenté par les auteurs, avec les équations mathématiques correspondantes.
6. **Schéma structurel:** représentation schématique de la structure originale.
7. **Paramètres:** détail des paramètres du modèle.
8. **Technique d’optimisation des paramètres:** on mentionne ici les procédures de calage utilisées dans les publications ayant testé le modèle, ou spécifiquement mises au point pour le modèle décrit. Les procédures de calage mentionnées ne correspondent cependant pas forcément à des recommandations des concepteurs de modèle.
9. **Module neige:** mentionne l’existence ou non d’un module neige, avec éventuellement une brève description.
10. **Données:** donne les besoins en données du modèle.
11. **Pas de temps:** pas de temps pour lequel le modèle a été développé initialement.
12. **Tests du modèle et applications:** répertorie (de façon non exhaustive) les cas d’étude testés et les applications mises en œuvre à partir du modèle.
13. **Analyse de sensibilité:** mentionne d’éventuels travaux d’analyse de sensibilité ou d’incertitude sur le modèle et/ou certains commentaires des auteurs sur la sensibilité de certains paramètres.
14. **Régionalisation:** mentionne d’éventuels travaux de régionalisation sur le modèle ou des commentaires sur l’interprétation physique des paramètres du modèle.
15. **Comparaisons avec d’autres modèles:** répertorie les comparaisons ayant été menées avec d’autres modèles.

- 16. Commentaires:** informations diverses, dont éventuellement le site Internet de l'institut qui suit les développements du modèle.
- 17. Références bibliographiques:** liste des documents ayant permis de réaliser les fiches et servi à l'analyse des modèles.
- 18. Description et schéma de la version retenue:** architecture et équations de la structure la plus satisfaisante parmi celles testées, avec éventuellement quelques variantes testées mais non retenues (les opérations mathématiques fournies pour la version choisie n'explicitent pas les précautions numériques qui doivent être prises dans certains cas). Les paramètres sont désignés par X_1, \dots, X_N , N étant le nombre de paramètres optimisés.

La liste des fiches analytiques est donnée dans le tableau ci-dessous.

N° Fiche	Modèle	Code structure
1	ABCD (Thomas, 1981)	ABCD
2	Arno (Todini, 1996)	ARNO
3	Modèle B (Bonvoisin et Boorman, 1992)	BOOB
3	Modèle C (Bonvoisin et Boorman, 1992)	BOOC
4	mSFB (Summer <i>et al.</i> , 1997)	BOUG
5	Bucket (Thorntwaite et Mather, 1955)	BUCK
6	CATPRO (Raper et Kuczera, 1991)	CATP
7	Cequeau (Girard <i>et al.</i> , 1972)	CEQU
8	CREC (Cormary et Guilbot, 1973)	CREC
9	Gardenia (Thiery, 1982)	GARD
10	Georgakakos and Baumer (1996)	GEOR
11	GR3J (Edijatno <i>et al.</i> , 1999)	GR3J
11	GR4J (Nascimento, 1995)	GR4J
11	GR3J à 4 paramètres (Edijatno <i>et al.</i> , 1999)	GR4K
11	GR3J (Edijatno, 1991)	- (*)
11	GR4J (Rakem, 1999)	- (*)
12	GR5J (Ma <i>et al.</i> , 1990)	GR5J
13	GRHUM (Loumagne <i>et al.</i> , 1996)	GRHU
14	Haan (1972)	HAAN
15	HBV (Bergström et Forsman, 1973)	HBV0
16	HMS (Morel-Seytoux, 1999)	HMS0
17	IHACRES (Jakeman <i>et al.</i> , 1990)	IHAC
18	Institute of Hydrology Lumped Model (Blackie et Eeles, 1985)	IHLM
19	Martine (Mazenc <i>et al.</i> , 1984)	MART
20	MHR (Leviandier, 1993)	MHR0
21	MODALP (Arikan, 1988)	MODA
22	MODGLO (Girard, 1974)	MODG
23	MODHYDROLOG (Porter et McMahon, 1971)	MODH
24	NAM (Nielsen et Hansen, 1973)	NAM0
25	Dawdy et O'Donnell (1965)	ODON
26	PDM (Moore et Clarke, 1981)	PDM0
27	Sacramento (Burnash <i>et al.</i> , 1973)	SACR
28	SDI (Langford et O'Shaughnessy, 1977)	SDI0
29	SIXPAR (Gupta et Sorooshian, 1983)	SIXP
30	SMAR (O'Connell <i>et al.</i> , 1970)	SMAR
31	TANK (Sugawara, 1979)	TANK
32	TMWAM (Bobba et Lam, 1985)	TMWA
33	TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979)	TOPM
34	Wageningen (Warmerdam <i>et al.</i> , 1997)	WAGE
35	Xinanijiang (Zhao <i>et al.</i> , 1980)	XINA

(*): non utilisé dans la comparaison

Fiche analytique n°1

1. Nom du modèle : ABCD

2. Auteurs - Première publication : Thomas (1981)

3. Institut - Pays : Water Resources Division, U.S. Geological Survey,
Reston, Virginia, Etats-Unis

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle de bilan, modèle simple pour prévision à long terme (pas de temps mensuel à annuel), pour la gestion de la ressource en eau et étude de l'évolution des régimes hydrologiques sur le long terme.

5. Description de la structure originale :

- Variables d'état :

Deux variables d'état W (eau disponible au début du pas de temps) et Y , somme de l'évaporation réelle et de l'humidité, sont définies en fonction de la pluie P , de l'humidité du sol S et de l'évapotranspiration réelle E :

$$W_i = P_i + S_{i-1}$$

$$Y_i = E_i + S_i$$

où i désigne le pas de temps. Y est calculée en fonction de W par la relation suivante :

$$Y_i(W_i) = (W_i + b)/(2a) - \{[(W_i + b)/(2a)]^2 - W_i \cdot b/a\}^{1/2}$$

où a et b sont des paramètres. Cette relation est une relation de lissage, qui permet d'éviter d'avoir un seuil de fonctionnement pour $W=b$. Elle assure une limite supérieure b à Y et on a toujours $Y \leq W$ (voir figure ci-dessous).

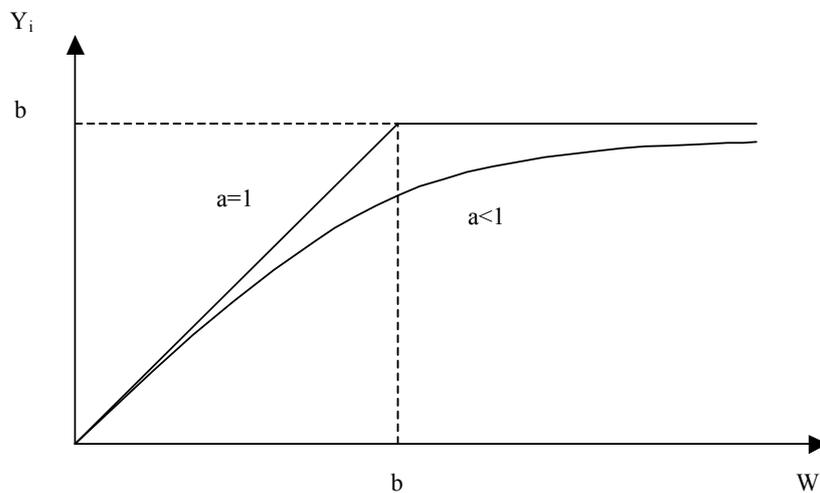


Figure: Evolution de Y en fonction de W

- Humidité du sol :

Le niveau dans le réservoir sol à la fin d'un pas de temps est exprimé par :

$$S_i = Y_i \cdot \exp(-PE_i/b)$$

où PE_i est l'évapotranspiration potentielle. La différence $(W_i - Y_i)$ définit la somme de la recharge de la nappe GR et du ruissellement de surface DR , dont les proportions relatives sont déterminées par le paramètre c :

$$GR_i = c \cdot (W_i - Y_i)$$

$$DR_i = (1 - c) \cdot (W_i - Y_i)$$

- Réservoir eau-souterraine :

Le réservoir reçoit GR et se vidange en un débit Q exprimé par :

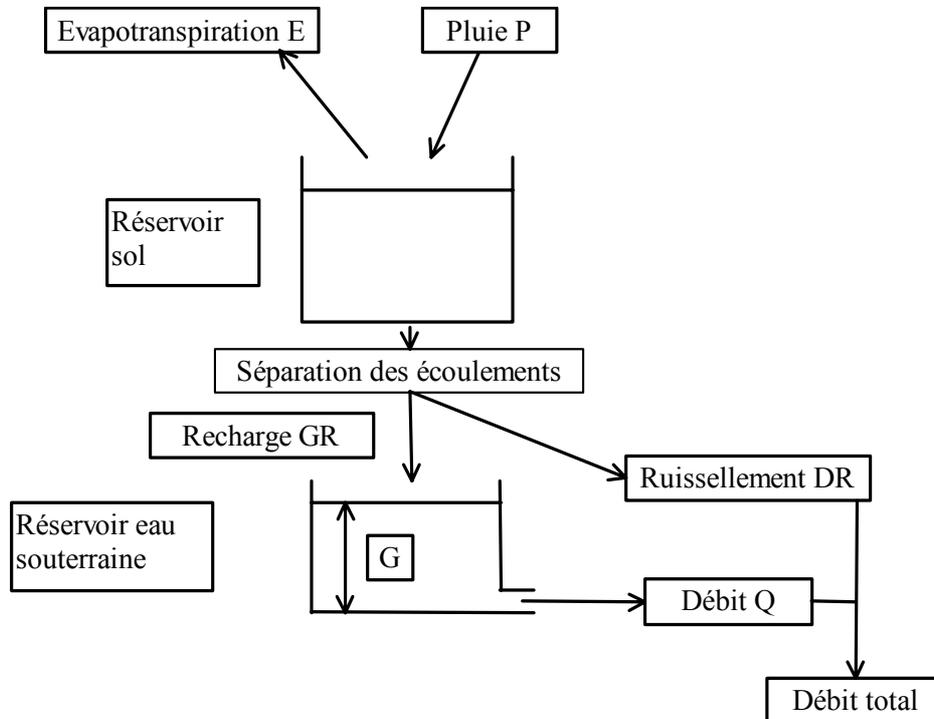
$$Q = d \cdot (G_i + GR_i)$$

où d est un paramètre et G le niveau du réservoir eau-souterraine dont les variations s'exprime par :

$$G_i = (GR_i + G_{i-1}) / (1 + d)$$

Le débit total est alors la somme du ruissellement et du débit Q.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

Quatre paramètres optimisés:

- a : capacité du sol à induire un ruissellement avant saturation ($0 < a \leq 1$). Des valeurs de $a < 1$ permettent d'avoir un ruissellement direct lorsque W_i est inférieur à b.
- b : limite supérieure de la somme de l'humidité du sol et de l'évapotranspiration
- c : fraction du débit moyen qui recharge la nappe
- d : constante de vidange du réservoir eau-souterraine

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Rosenbrock (Alley, 1984)

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, données de pluie et d'ETP (chronique de débit pour le calage des paramètres)

11. Pas de temps :

Le modèle a été développé initialement pour un fonctionnement au pas de temps mensuel

12. Test du modèle et applications :

Application à 10 bassins versants dans le New-Jersey aux Etats-Unis par Alley (1985) en prévision

13. Analyse de sensibilité :

Bilan en eau très sensible aux variations du paramètre a

14. Régionalisation :

Alley (1984) met en garde contre toute interprétation physique a priori sur les paramètres et les variables internes du modèle.

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

- Alley (1984) : comparaison sur 10 bassins versants américains avec les modèles mensuels de Thornthwaite et Mather, et de Palmer - Résultats équivalents pour les trois modèles (bons au pas de temps annuel, moyens au pas de temps mensuel)
- Makhoulf et Michel (1994) : Performances comparées des modèles ABCD, Thornthwaite and Mather, Vandewiele, GR2M et d'un modèle linéaire

16. Commentaires :

L'évapotranspiration réelle est toujours inférieure à l'ETP, même pour les mois où $P > ETP$. Possibilité également de décroissance de l'humidité du sol même si $P > ETP$ (on impose une limite supérieure (paramètre b) à la somme de l'évaporation et du contenu du réservoir sol plutôt qu'à ce seul contenu). Les paramètres a et b gèrent le bilan en eau.

La fonction de lissage de Thomas est utilisée dans la version initiale du modèle GRHUM.

17. Références bibliographiques :

Alley, W.M. (1984). On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resources Research*, **20**(8), 1137-1149.

Alley, W.M. (1985). Water balance models in one-month-ahead streamflow forecasting. *Water Resources Research*, **21**(4), 597-606.

Makhoulf, Z. et Michel, C. (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, **162**, 299-318.

Thomas, H.A. (1981). Improved methods for rational water assessment. *Report, Contract WR15249270, US Water Resources Council, Washington, DC, USA.*

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: ABCD

On introduit un délai en sortie sur les débits. On réalise un routage linéaire également pour la composante directe de l'écoulement. On a donc une version à 6 paramètres.

Paramètre X1 : Paramètre a

Paramètre X2 : Paramètre b

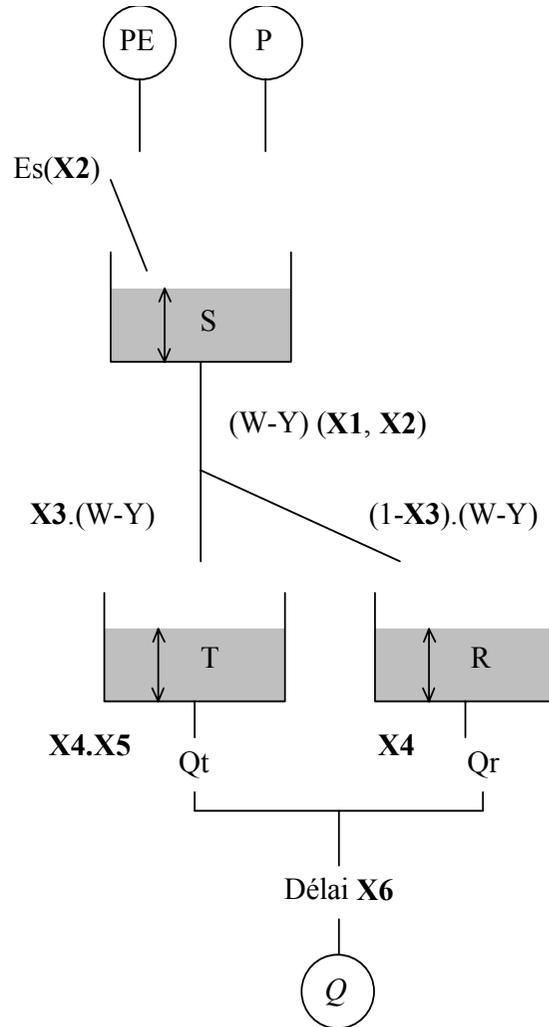
Paramètre X3 : Paramètre c

Paramètre X4 : Paramètre d

Paramètre X5 : Paramètre de vidange du réservoir de routage

Paramètre X6 : délai

Structure ABCD



$$W = S + P$$

$$Y = \frac{W + X2}{2.X1} - \sqrt{\left(\frac{W + X2}{2.X1}\right)^2 - W \cdot \frac{X2}{X1}}$$

$$S = Y \cdot \exp\left(\frac{-PE}{X2}\right)$$

$$T = T + X3.(W - Y)$$

$$R = R + (1 - X3).(W - Y)$$

$$Qt = \frac{T}{X4.X5}$$

$$Qr = \frac{R}{X4}$$

$$T = T - Qt$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de $X6$ pas de temps)

Fiche analytique n°2

1. Nom du modèle : ARNO

2. Auteurs - Première publication : Todini (1996)

3. Institut - Pays : Institute for Hydraulic Construction, University of Bologna, Bologna, Italie

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle simple pluie-débit pour applications hydrologiques variées; prédiction, prévision de crues en temps réel, effet de changements environnementaux. Développé initialement sur la rivière Arno en Italie

5. Description du modèle : (description sans module neige)

- Surfaces perméables et imperméables :

La surface totale du bassin S_T est divisée en deux parties par un coefficient de partage λ : l'une représentant la surface imperméable S_I et l'autre représentant la surface perméable S_P :

$$S_T = S_I + S_P$$

- Interception et débit de surface :

La pluie brute P est soumise à l'évapotranspiration :

• Si la pluie est plus grande que l'évapotranspiration potentielle ETP, alors l'évapotranspiration réelle E_a est égale à ETP et l'entrée du modèle M_e est constituée par la différence :

$$M_e = P - ETP$$

$$E_a = ETP$$

Le débit de surface R est la somme de deux termes d'écoulement : le premier représente le ruissellement sur les parties imperméables du bassin versant et le deuxième représente le débit produit par les surfaces perméables en fonction de l'état d'humidité du sol moyen W sur le bassin versant et en fonction du paramètre humidité à saturation W_m . R a pour expression générale :

$$R = M_e - \frac{S_T - S_I}{S_T} \left\{ (W_m - W) - W_m \left[\left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{1}{1+b}} - \frac{M_e}{(1+b)W_m} \right]^{b+1} \right\}$$

pour $0 < M_e < (b+1)W_m \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{1}{b+1}}$

$$R = M_e - \frac{S_T - S_I}{S_T} (W_m - W) \quad \text{pour } M_e \geq (b+1)W_m \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{1}{b+1}}$$

• Si la pluie brute P est inférieure à l'ETP, il n'y a pas de ruissellement de surface et l'évapotranspiration réelle E_a est alors égale à P plus une quantité qui dépend de M_e et du degré de saturation du sol :

$$E_a = P + (ETP - P) \frac{S_T - S_I}{S_T} \frac{\left(1 - \frac{W}{b \cdot W_m}\right) - \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{1}{1+b}}}{\left(1 + \frac{1}{b}\right) - \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{1}{1+b}}}$$

- Drainage :

Une fonction de drainage vide le réservoir sol suivant un débit D en fonction du taux d'humidité de ce réservoir :

$$D = D_{\min} \frac{W}{W_m} \quad \text{pour } W < W_d$$

$$D = D_{\min} \frac{W}{W_m} + (D_{\max} - D_{\min}) \left(\frac{W - W_d}{W_m - W_d} \right)^c \quad \text{pour } W \geq W_d$$

où D_{\min} et D_{\max} sont des paramètres de drainage à saturation, c est un exposant, et W_d est un seuil d'humidité du sol.

- Percolation :

L'autre composante de vidange du réservoir sol est l'infiltration I par percolation, qui alimente l'écoulement de base. Les infiltrations apparaissent à partir d'un seuil dans l'humidité du sol W_i et sont exprimées par :

$$I = 0 \quad \text{pour } W < W_i$$

$$I = a \cdot (W - W_i) \quad \text{pour } W \geq W_i$$

où a est une constante. Le routage de cette composante de base du débit total est assuré par une cascade de n réservoir linéaires (de constante k) pour donner le débit B. Dans cette cascade de Nash, il n'est pas fait usage de la fonction gamma : on suppose que la sortie B^i du $i^{\text{ème}}$ réservoir est proportionnelle au volume contenu dans le réservoir. On peut ainsi obtenir une expression explicite :

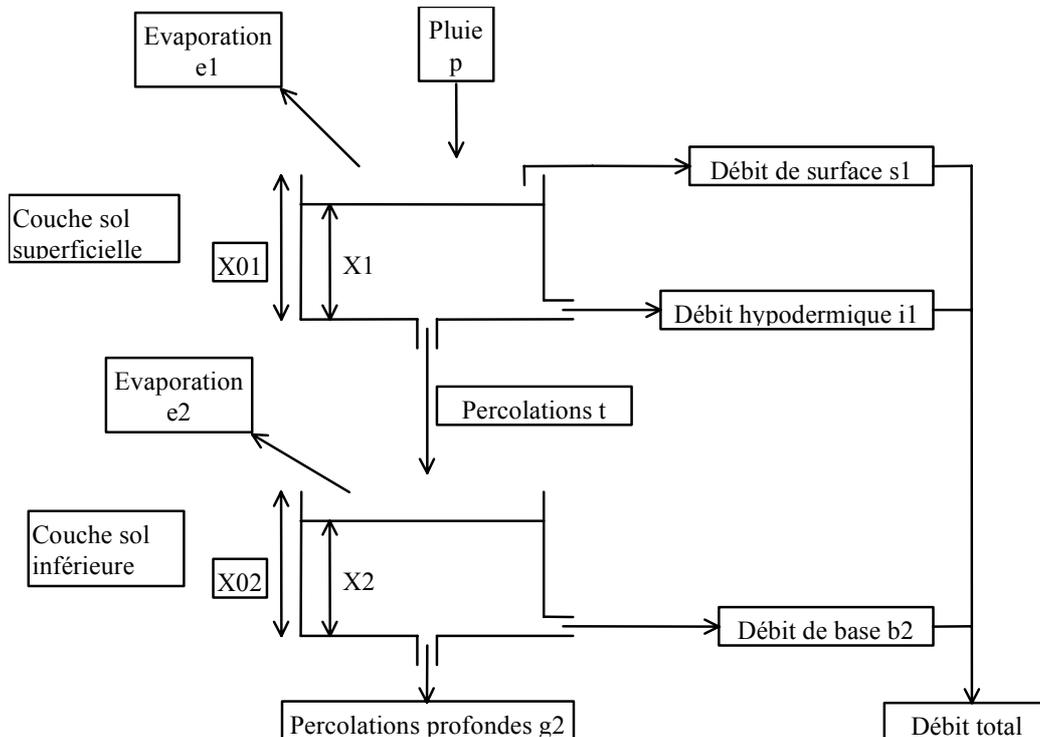
$$B_{t+Dt}^i = \frac{2k - Dt}{2k + Dt} B_t^i + \frac{Dt}{2k + Dt} (B_{t+Dt}^{i-1} + B_t^{i-1})$$

avec comme condition $B^0 = I$, le débit sortant du dernier réservoir représentant le débit de base B.

- Débit total :

C'est la somme du ruissellement de surface R, du drainage D et du débit de base B généré par les infiltrations.

6. Schéma structurel : (sans module neige)



7. Paramètres :

10 paramètres (sans module neige) :

- b , W_m : paramètres d'humidité
- λ : coefficient de partage zones perméables / zones imperméables
- D_{min} , D_{max} , c : paramètre de drainage
- W_i , a : paramètres d'infiltration
- n , k : paramètres de routage du débit de base

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Manuelle, en commençant par les paramètres de routage, l'information nécessaire pour caler automatiquement tous les paramètres n'étant pas suffisante, on se sert de la connaissance a priori du système.

Abdulla *et al.* (1999) ont appliqué des méthodes d'optimisation automatique (Simplex, Recuit Simulé, SCE-UA) pour l'optimisation des paramètres agissant sur le débit de base

9. Module neige :

Oui

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débit en calage) et ETP; Températures pour module neige

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Application au bassin de la rivière Arno en Toscane (Italie) (environ 4000 km²)

13. Analyse de sensibilité :**14. Régionalisation :****15. Comparaisons avec d'autres modèles :**

- Franchini et Pacciani (1991) : Comparaison avec les modèles Stanford, Sacramento, Tank, Apic, SSARR et Xinanjiang. Arno donne les meilleurs résultats

16. Commentaires :

Utilisation du modèle en mode semi-distribué avec division du bassin en sous-bassins. Dans ce cas, méthode de routage à l'intérieur des sous-bassins et entre sous-bassins par utilisation de solutions discrètes de l'équation d'advection-dispersion (module spécifique de propagation en mode semi-distribué utilisé dans le modèle)

Le modèle utilise les concepts de probabilité de distribution spatiale de l'humidité (comme dans le modèle Xinanjiang) et de zone contributive variable. Le fonctionnement du réservoir sol est comparable à celui du modèle Xinanjiang

Le modèle est présenté avec un module de calcul de l'ETP par méthode radiative

17. Références bibliographiques :

Abdulla, F.A., Lettenmaier, D.P. et Liang, X. (1999). Estimation of the ARNO model baseflow parameters using daily streamflow data. *Journal of Hydrology*, **222**, 37-54.

Franchini, M. et Pacciani, M. (1991). Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, **122**, 161-219.

Todini, E. (1996). The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, **175**, 339-382.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: ARNO

On utilise une version à neuf paramètres :

paramètre X1 : délai avant la sortie

paramètre X2 : constante de drainage inférieur

paramètre X3 : paramètre b

paramètre X4 : constante de drainage supérieur

paramètre X5 : paramètre Wm

paramètre X6 : constante de vidange pour infiltrations (a)

paramètre X7 : constante de routage linéaire des infiltrations

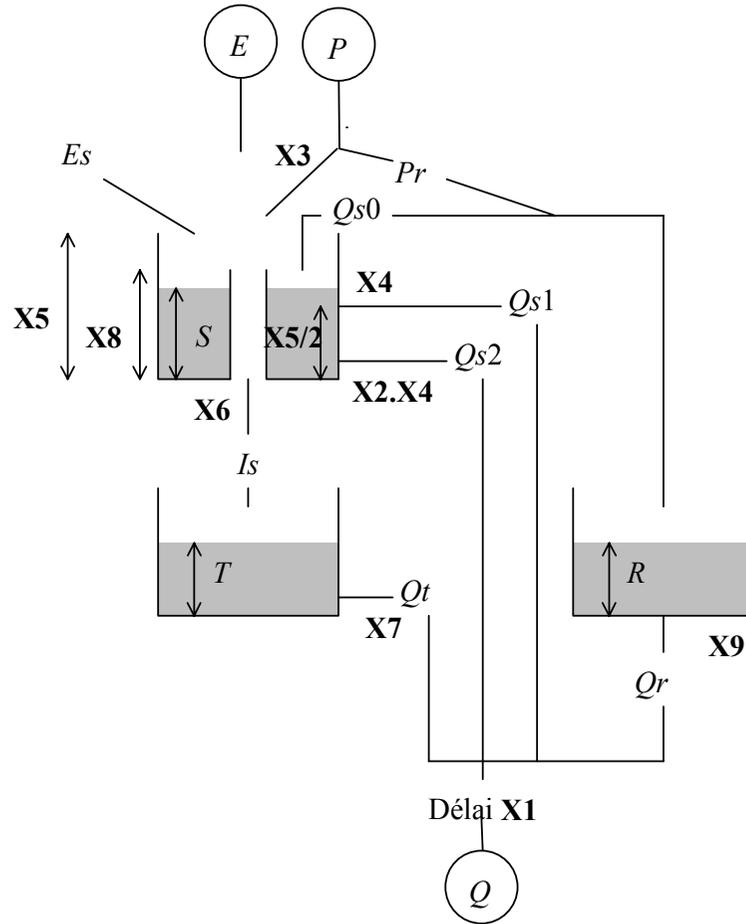
paramètre X8 : paramètre Wi seuil d'infiltration

paramètre X9 : constante de routage du ruissellement de surface

On simplifie la fonction de drainage en deux vidanges linéaires, l'une au dessus d'un seuil fixé à $Wm/2$ (on prend $c=1$). On fixe la surface imperméable à 1% de la surface totale du bassin. On réalise deux routages linéaires, l'un pour les infiltrations issues du réservoir sol (à la place d'une cascade de Nash), l'autre pour le ruissellement direct.

Autre variante testée: on prend le schéma de routage original avec $c=2$, $Dmin = \alpha.Dmax$ et $Wd = Wm/2$. On utilise un réservoir quadratique à la place de la cascade de Nash.

Structure ARNO



$$\text{si } P \geq E, Pn = P - E, \quad Es = E$$

$$\text{si } Pn < (1 + X3)X5 \left(1 - \frac{S}{X5}\right)^{\frac{1}{1+X3}}$$

$$Pr = Pn - (1 - XF1) \left\{ (X5 - S) - X5 \left[\left(1 - \frac{S}{X5}\right)^{\frac{1}{1+X3}} - \frac{Pn}{(1 + X3)X5} \right]^{X3+1} \right\}$$

$$\text{si } Pn \geq (1 + X3)X5 \left(1 - \frac{S}{X5}\right)^{\frac{1}{1+X3}}$$

$$Pr = Pn - (1 - XF1)(X5 - S)$$

$$\text{si } P < E, Pr = 0$$

$$Es = P + (E - P)(1 - XF1) \frac{\left(1 - \frac{S}{X3 \cdot X5}\right) - \left(1 - \frac{S}{X5}\right)^{\frac{1}{1+X3}}}{\left(1 + \frac{1}{X3}\right) - \left(1 - \frac{S}{X5}\right)^{\frac{1}{1+X3}}}$$

$$S = \max(0, S + P - Pr - Es)$$

$$Is = \max(0, S - X8) / X6$$

$$Qs1 = \max(0, S - X5/2) / X4$$

$$Qs2 = S / (X2 \cdot X4)$$

$$Qs0 = \max(0, S - X5)$$

$$R = R + Pr$$

$$T = T + Is$$

$$Q = Qt + Qr$$

$$S = S - Is$$

$$S = S - Qs1$$

$$S = S - Qs2$$

$$S = S - Qs0$$

$$Qr = R / X9$$

$$Qt = T / X7$$

$$Pr = Pr + Qs0$$

$$R = R - Qr$$

$$T = T - Qt$$

(avec translation dans le temps de X1 pas de temps)

$$(XF1 = 0,01)$$

Fiche analytique n°3

1. Nom du modèle : 'BOORMAN'

2. Auteurs – Première publication : Bonvoisin et Boorman (1992)

3. Institut - Pays : Institute of Hydrology,
Wallingford, UK

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Création d'une série de modèles pluie-débit à peu de paramètres

5. Description des modèles : (modèles B et C)

Modèle B :

- Couche supérieure du réservoir sol :

Elle reçoit la pluie brute P. Le niveau su est mis à jour par :

$$su_t = su_{t-1} + P$$

Le contenu du réservoir est soumis à une évapotranspiration potentielle.

Des infiltrations Q_i vers la couche inférieure du réservoir sol sont données par :

$$Q_i = \min(c_i, su_t)$$

où c_i est une constante. Les infiltrations se produisent dans la limite de la capacité maximale de la couche inférieure de sol. La couche supérieure du réservoir sol se vidange d'autre part de façon linéaire en un débit Q_o avec une constante de vidange K_1 :

$$Q_{o_t} = K_1 \cdot su_t$$

- Couche inférieure du réservoir sol :

La couche inférieure de sol reçoit les infiltrations Q_i dans la limite de la capacité maximale s_{max} de la couche inférieure. L'excédant d'infiltration reste dans la couche supérieure du réservoir sol. Le restant d'évapotranspiration PE' agit sur la couche inférieure à un taux commandé par le taux de remplissage du réservoir :

$$AE = (sl_t/s_{max}) \cdot PE'$$

où AE est l'évapotranspiration réelle et sl_t le niveau dans la couche inférieure du réservoir sol. Ce réservoir se vidange en un débit de base Q_b de façon linéaire avec une constante K_2 :

$$Q_{b_t} = K_2 \cdot sl_t$$

Une fraction de ce débit ($Q_b \cdot cl$) où cl est un coefficient compris entre 0 et 1 se perd en percolations profondes.

- Débit total :

Le débit total est la somme de Q_o et $(1 - cl) \cdot Q_b$.

Modèle C :

Il utilise un concept de distribution des capacités des réservoirs sol de zéro jusqu'à une valeur maximale.

- Interception :

La pluie brute P est soumise à l'évapotranspiration potentielle PE pour donner soit un restant de pluie P', soit un restant d'ETP PE'.

- Réservoirs sols :

Il s'agit d'une série de réservoir de capacité allant de 0 jusqu'à une capacité maximale s_{max} . Le contenu de tous les réservoirs scap est transféré dans le réservoir de capacité maximale s_{max} , dont le niveau sl est alors donné par :

$$sl_t = s_{max} - 2 \cdot scap_{t-1}$$

Les réservoirs sols reçoivent l'excédant de pluie P' . Si le sol est saturé, l'intégralité de cette pluie est transformée en débit de surface Q_0 . Si le sol est non saturé mais que la pluie est plus grande que le déficit, alors :

$$Q_0 = P' - 0.5 \cdot sl_t$$

Enfin, si le sol est non saturé est que la pluie est inférieure au déficit, alors :

$$Q_0 = 0.5 \cdot P'^2 / sl_t$$

Le volume contenu dans tous les réservoirs est alors donné par :

$$scap_t = scap_{t-1} + (P' - Q_0)$$

Dans le cas où il existe un résidu d'évapotranspiration PE' , celui-ci agit sur le réservoir sol par :

$$AE = PE' \cdot (s_{max} - sl_t) / s_{max}$$

où AE est l'évapotranspiration réelle extraite des réservoirs. Le volume contenu dans les réservoirs est alors mis à jour par :

$$scap_t = scap_t - AE$$

Le débit hypodermique Q_i est donné par :

$$Q_i = K1 \cdot scap_t^2$$

- Réservoir de routage :

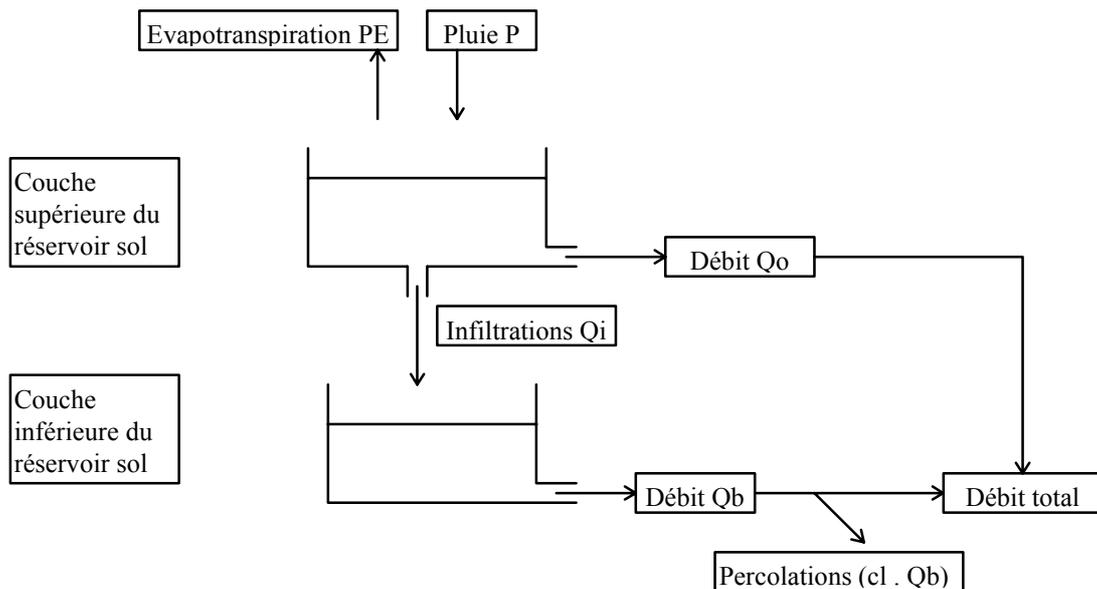
Le réservoir reçoit les débits Q_0 et Q_i et se vidange de façon linéaire pour donner le débit Q :

$$Q = K2 \cdot cs_t$$

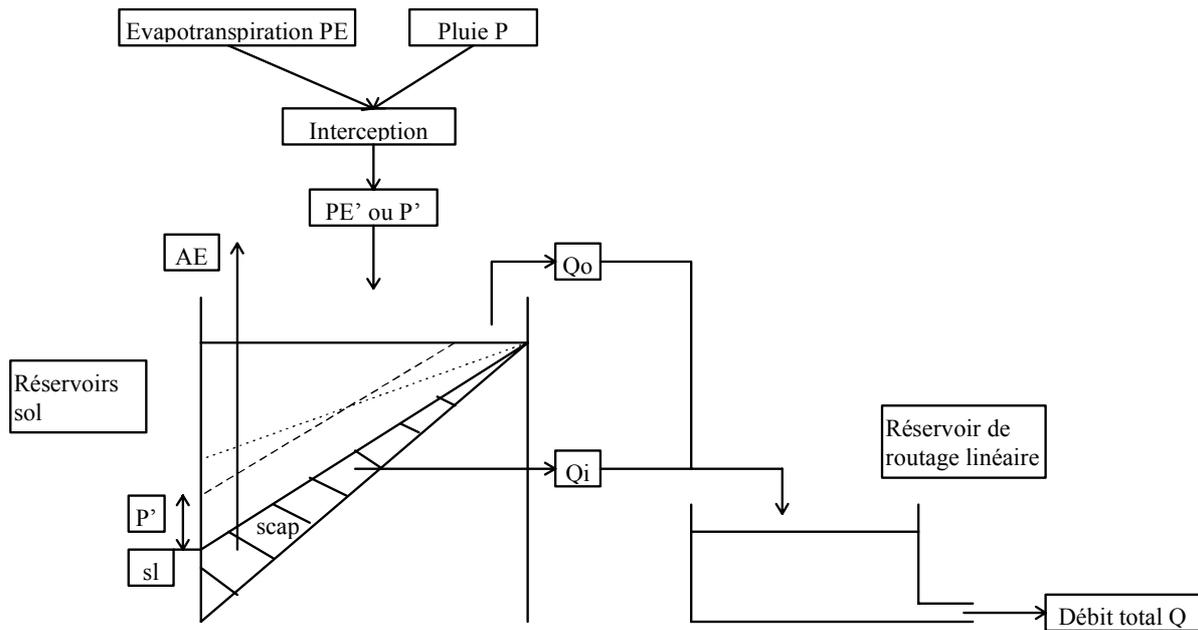
où $K2$ est une constante et cs_t est le niveau dans le réservoir.

6. Schémas structurels :

Modèle B :



Modèle C :



7. Paramètres :

Modèle B : 5 paramètres

- smax : capacité maximale de la couche inférieure de sol
- ci : constante d'infiltration
- K1, K2 : constantes de vidange
- cl : coefficient de partage pour percolations profondes

Modèle C : 3 paramètres

- smax : capacité maximale du réservoir sol
- K1, K2 : constantes de vidange

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Automatique (logiciel MIMIC)

9. Module neige :

-

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débits en calage); Evapotranspiration (mensuelle)

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test des modèles et applications :

Test sur 25 bassins versants au Royaume-Uni

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

- Houghton-Carr et Arnell (1994) et Houghton-Carr (1999) : comparaison avec PDM

16. Commentaires :**17. Références bibliographiques :**

Bonvoisin, N.J. et Boorman, D.B. (1992). Daily rainfall-runoff modelling as an aid to the transfer of hydrological parameters. *Report to MAFF, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.*

Houghton-Carr, H.A. (1999). Assessment criteria for simple conceptual daily rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, **44**(2), 237-261.

Houghton-Carr, H.A. et Arnell, N.W. (1994). Comparison of simple conceptual daily rainfall-runoff models. *Report to MAFF, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.*

18. Description et schéma des versions retenues :***Modèle B***

Symbole utilisé: BOOB

On retient une version à 6 paramètres en ajoutant un délai sur les débits, le reste étant inchangé.

Paramètre X1 : paramètre d'infiltration

Paramètre X2 : capacité de la couche inférieure du réservoir sol

Paramètre X3 : constante de vidange linéaire du réservoir sol

Paramètre X4 : constante de vidange du réservoir inférieur

Paramètre X5 : paramètres de percolations profondes

Paramètre X6 : délai

Modèle C

Symbole utilisé: BOOC

On garde la même fonction de production. On réalise un routage quadratique de Q_i , un routage linéaire de Q_o . L'introduction d'une fonction de perte sur ces deux écoulements permet une nette amélioration par rapport à la version initiales. On ajoute également un délai en sortie. On a donc une version à 5 paramètres.

Paramètre X1 : capacité du réservoir sol

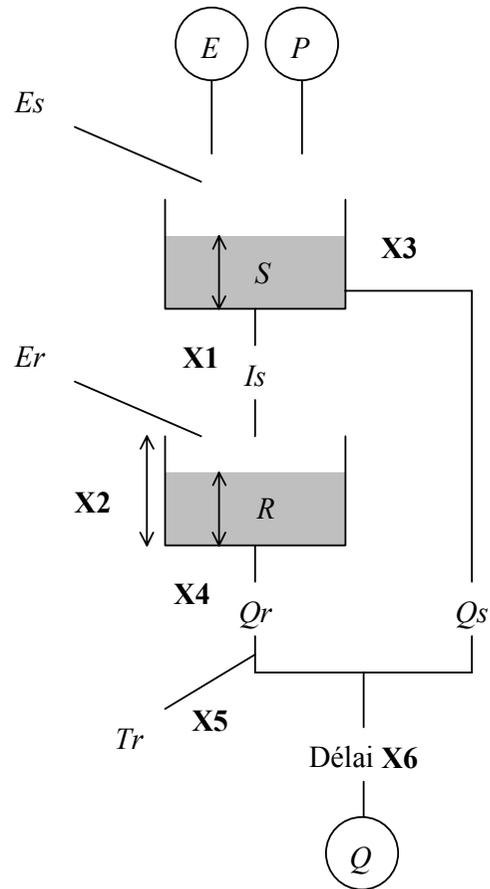
Paramètre X2 : paramètre de vidange quadratique du réservoir sol

Paramètre X3 : constante de vidange linéaire du réservoir de routage

Paramètre X4 : délai

Paramètre X5 : paramètres de percolations profondes

Structure BOOB



$$S = S + P$$

$$E_s = \min(E, S)$$

$$Q_s = S / X_3$$

$$I_s = \min(S, X_1)$$

$$R = R + I_s$$

$$E_r = \min\left(R, E' \cdot \frac{R}{X_2}\right)$$

$$Q_r = R / X_4$$

$$T_r = Q_r \cdot X_5$$

$$Q = Q_s + Q_r$$

$$E' = E - E_s$$

$$S = S - Q_s$$

$$I_s = \min(I_s, X_2 - R)$$

$$R = R - E_r$$

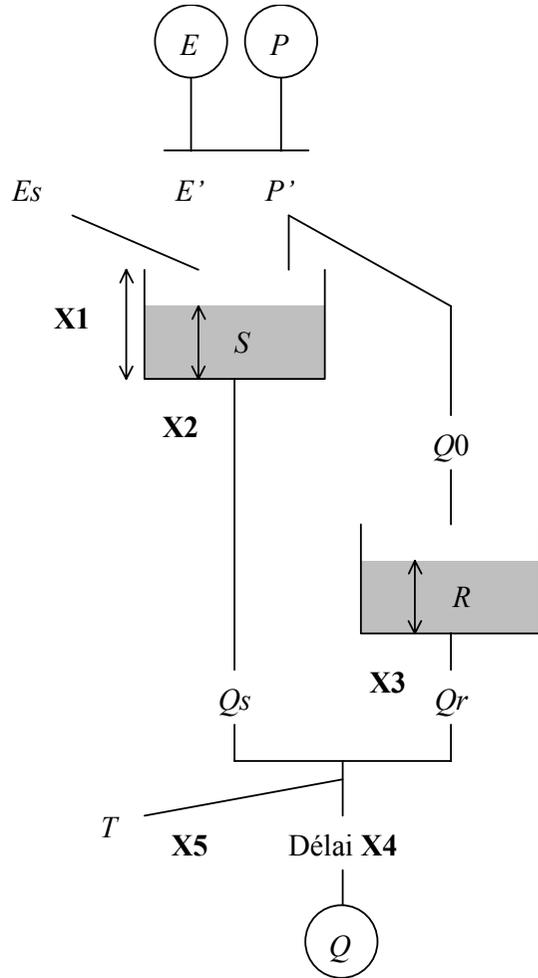
$$R = R - Q_r$$

$$Q_r = Q_r - T_r$$

$$S = S - I_s$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

Structure BOOC



$$E' = \max(0, E - P)$$

$$P' = \max(0, P - E)$$

$$S = X1 - 2 \cdot SC$$

$$\text{si } S \leq 0,$$

$$Q0 = P'$$

$$\text{si } S > 0 \text{ et } P' > S,$$

$$Q0 = P' - S / 2$$

$$\text{si } S > 0 \text{ et } P' \leq S,$$

$$Q0 = \frac{1}{2} \frac{P'^2}{S}$$

$$Es = E' \cdot \left(1 - \frac{S}{X1}\right)$$

$$SC = SC - Es$$

$$Qs = \frac{SC^2}{SC + X2}$$

$$SC = SC - Qs$$

$$R = R + Q0$$

$$Qr = R / X3$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = X5 \cdot (Qs + Qr)$$

(avec translation dans le temps de X4 pas de temps)

Fiche analytique n°4

1. Nom du modèle : modèle de Boughton, **SFB** (Surface storage – InFiltration – Baseflow), **mSFB** (modified SFB), **GSFB** (Generalized SFB)

2. Auteurs - Première publication : Boughton (1966)

3. Institut - Pays : Australian National University, Canberra
Australie

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modélisation pour petits bassins versants en conditions semi-arides ; Modélisation pour bassins non-jaugés; régionalisation

5. Description du modèle :

(voir aussi description dans Boughton, 1968)

- Réservoir sol :

Le réservoir sol (de capacité maximale S) est séparé en deux parties égales, l'une drainante, l'autre non. Le débordement EX du réservoir alimente le débit de surface qui peut être évalué par l'expression :

$$Q_{\text{surf}} = EX - F \cdot \tanh(EX/F)$$

où F est le taux d'infiltration.

L'évapotranspiration agit à un régime potentiel de la partie supérieure du réservoir. De la partie non drainante (quand $SM < S/2$), l'évapotranspiration réelle E_a est :

$$E_a = \min(8.9 \cdot SM/(S/2); ETP)$$

- Infiltration :

Le taux maximal d'infiltration du réservoir sol vers le réservoir eau souterraine est égal à F mais l'infiltration dépend de la disponibilité en eau dans la zone drainante du réservoir sol. Les infiltrations f sont donc :

$$f = \min(F; SM - S/2)$$

Dans certaines version, F peut varier entre deux limites suivant la loi :

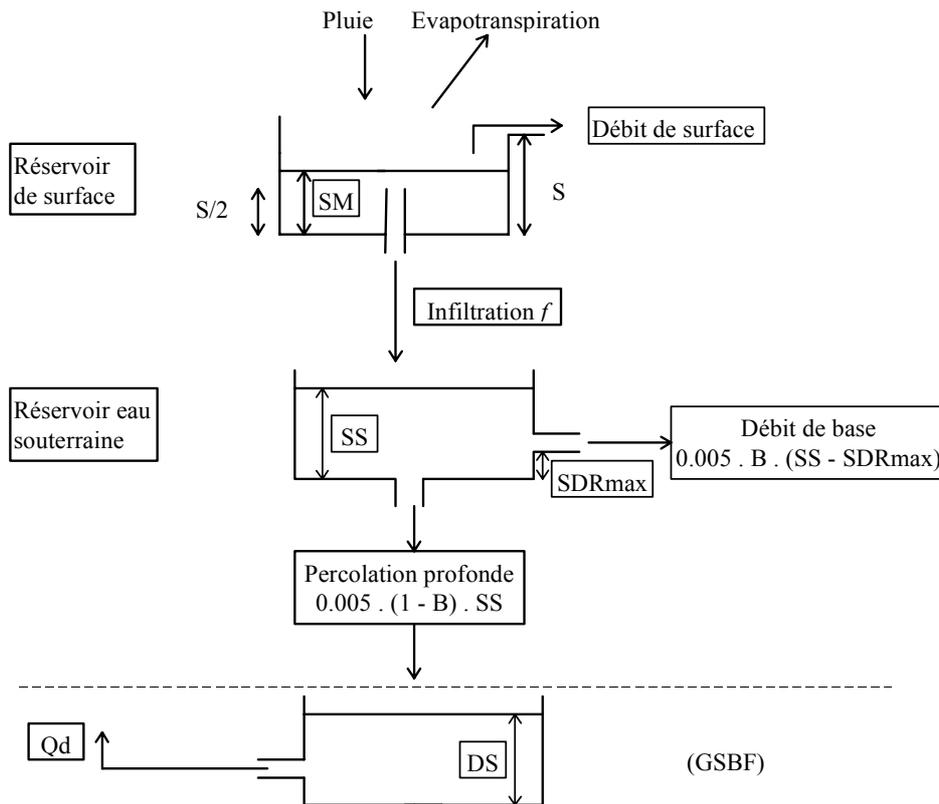
$$F = F_C + (F_0 - F_C) \cdot \exp(-K \cdot SS)$$

où F_C est la limite inférieure d'infiltration, F_0 la limite supérieure, K le coefficient de décroissance exponentielle et SS le niveau du réservoir eau profonde (modèle hortonien d'infiltration)

- Réservoir eau souterraine :

Le réservoir de capacité infinie se vide chaque jour de 0.5 % de son volume, une partie B alimentant le débit de base, l'autre (1 - B) représentant les infiltrations profondes. Il n'y a pas de débit de base si $SS < SDR_{\text{max}}$, SDR_{max} étant généralement fixé à 25.4 mm.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

version initiale à 3 paramètres (S, F et B) ; 3 à 8 paramètres selon les versions

- S : capacité du réservoir sol
- F : taux d'infiltration (ou F_0 , F_C , K)
- B : coefficient de génération du débit de base
- ndc : partage entre zone drainante et zone non drainante (dans GSBF)
- C : constante pour la détermination des débits du réservoir de collecte des percolations (GSFB)
- SDR_{max} : seuil de début d'écoulement du débit de base (généralement fixé à 25.4 mm)

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Test de différentes méthodes par Johnston et Pilgrim (1973, 1976); Méthode du Simplex, méthodes probabilistes (Kuczera, 1997; Thyer *et al.*, 1999), méthode du 'simulated annealing' (Summer *et al.*, 1997)

Travaux par Sefe et Boughton (1982) sur le choix des fonctions objectif

9. Module neige :

-

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débit en calage) et ETP

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Application au Pays-de-Galles (Murray, 1970); applications à 25 bassins versants australiens (Summer *et al.*, 1997); Application de trois versions de 3 à 6 paramètres en Irak (Abdulla et Al-Badranih, 2000)

13. Analyse de sensibilité :

Analyse par Pickup (1977); applications de l'analyse de sensibilité par Mein et Brown (1978); commentaires par Boughton (1984)

Proposition de certains paramètres fixes (Nathan et McMahon, 1990a; Nathan et McMahon, 1990b)

14. Régionalisation :

Travaux pour tenter de relier les paramètres du modèle aux descripteurs du bassin par Jones (1969)

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

Weeks et Hebbert (1980) : comparaison avec les modèles Sacramento, Stanford, Monash et un modèle boîte noire.

Moore et Mein (1975) : comparaison avec le modèle de Stanford et le modèle de Monash

Chiew *et al.* (1993) : comparaison avec MODHYDROLOG, IHACRES et trois modèles boîte noire.

Ye *et al.* (1997) : comparaison avec IHACRES et LASCAM

16. Commentaires :

Plusieurs versions modifiées existent : GSFb - Generalized SFB (Ye *et al.*, 1997) ou la version de McMahon et Mein (1973).

Dans la version plus générale (GSFB), deux paramètres supplémentaires sont ajoutés : un coefficient de partage ndc pour les deux zones du réservoir sol : ($ndc \cdot S$) pour la partie non drainante et $[(1 - ndc) \cdot S]$ pour la partie drainante; et une constante C utilisée pour déterminer le débit allant d'un réservoir supplémentaire collectant les eaux de percolation profonde vers le réservoir sol. Ce réservoir (de capacité infinie) a été ajouté pour assurer le bilan en eau du modèle et il est drainé par un débit Qd :

$$Qd = C \cdot DS \cdot (1 - MS/(ndc \cdot S))$$

Ce débit ne se produit que lorsque le niveau du réservoir se situe en-dessous de la limite de drainage située à ($ndc \cdot S$).

17. Références bibliographiques :

Abdulla, F. et Al-Badranih, L. (2000). Application of a rainfall-runoff model to three catchments in Iraq. *Hydrological Sciences Journal*, **45**(1), 13-25.

Boughton, W.C. (1966). A mathematical model for relating runoff to rainfall with daily data. *Civil Engineering Transactions*, **CE8**(1), 83-93.

Boughton, W.C. (1968). A mathematical catchment model for estimating run-off. *Journal of Hydrology*, **7**(2), 75-100.

Boughton, W.C. (1984). A simple model for estimating the water yield of ungauged catchments. *Civil Engineering Transactions*, **CE26**(2), 83-88.

Chiew, F.H.S., Stewardson, M.J. et McMahon, T.A. (1993). Comparison of six rainfall-runoff modelling approaches. *Journal of Hydrology*, **147**, 1-36.

Johnston, P.R. et Pilgrim, D.H. (1973). Australian Water Resources Council research project 68/1 - Analysis component (d). A study of parameter optimisation for a rainfall-runoff model, *Water Research Laboratory, The University of New South Wales, Manly Vale, N.S.W., Australia, Report n°131*.

Johnston, P.R. et Pilgrim, D.H. (1976). Parameter optimization for watershed models. *Water Resources Research*, **12**(3), 477-486.

Jones, J.R. (1969). The estimation of runoff from small rural catchments, *Water Research Laboratory, The University of South Wales, Manly Vale, N.S.W., Australia, Report n°109*.

- Kuczera, G. (1997).** Efficient subspace probabilistic parameter optimization for catchment models. *Water Resources Research*, **33**(1), 177-185.
- McMahon, T.A. et Mein, R.G. (1973).** Storage yield estimates with inadequate streamflow data. *Symposium on the design of water resources projects with inadequate data, Madrid, UNESCO/WMO/IAHS*, 355-367.
- Mein, R.G. et Brown, B.M. (1978).** Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resources Research*, **14**(2), 299-303.
- Moore, I.D. et Mein, R.G. (1975).** An evaluation of three rainfall-runoff models. *Hydrological Symposium, Sydney*, 75/3, 122-126.
- Murray, D.L. (1970).** Boughton's daily rainfall-runoff model modified for the Brenig catchment. *IAHS Publication n°96*, 144-161.
- Nathan, R.J. et McMahon, T.A. (1990a).** The SFB model. Part I - Validation of fixed model parameters. *Civil Engineering Transactions*, **CE32**(3), 157-161.
- Nathan, R.J. et McMahon, T.A. (1990b).** The SFB model. Part II - Operational considerations. *Civil Engineering Transactions*, **CE32**(3), 162-166.
- Pickup, G. (1977).** Testing the efficiency of algorithms and strategies for automatic calibration of rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Bulletin*, **XXII**(2), 257-274.
- Sefe, F.T. et Boughton, W.C. (1982).** Variation of model parameter values and sensitivity with type of objective function. *Journal of Hydrology*, **21**(2), 117-132.
- Summer, N.R., Fleming, P.M. et Bates, B.C. (1997).** Calibration of a modified SFB model for twenty-five Australian catchments using simulated annealing. *Journal of Hydrology*, **197**, 166-188.
- Thyer, M., Kuczera, G. et Bates, B.C. (1999).** Probabilistic optimization for conceptual rainfall-runoff models: a comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms. *Water Resources Research*, **35**(3), 767-773.
- Weeks, W.D. et Hebbert, R.H.B. (1980).** A comparison of rainfall-runoff models. *Nordic Hydrology*, **11**, 7-24.
- Ye, W., Bates, B.C., Viney, N.R., Sivapalan, M. et Jakeman, A.J. (1997).** Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, **33**(1), 153-166.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: BOUG

On choisit une version à 8 paramètres, proche de la formulation GSFB. On rajoute un délai en sortie. On prend un seuil nul pour la vidange du réservoir profond. On rajoute un réservoir de routage sur le débordement du réservoir sol. On laisse libre la proportion du seuil d'écoulement des infiltrations par rapport à la capacité du réservoir de surface.

Paramètre X1 : Capacité du réservoir de surface

Paramètre X2 : Constante de vidange du débit de base

Paramètre X3 : Paramètre d'évaporation

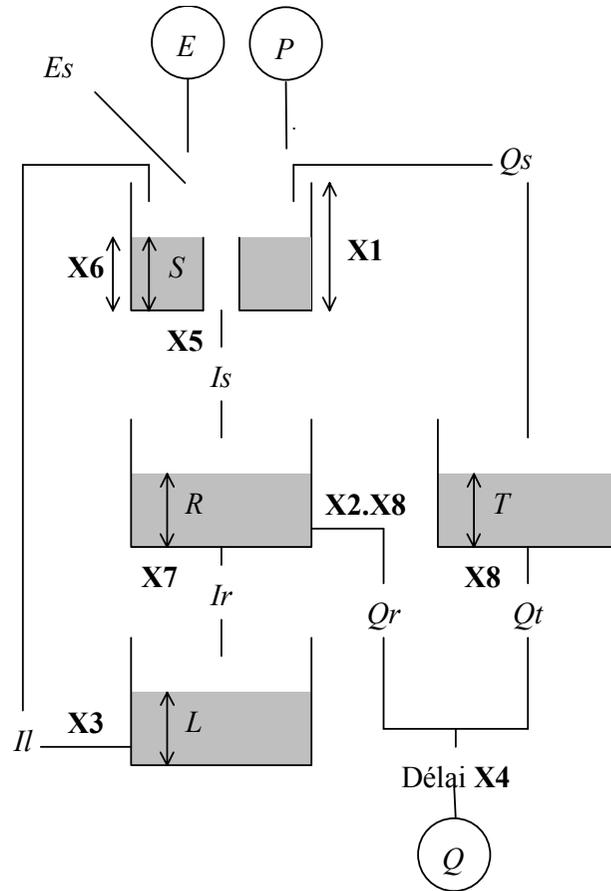
Paramètre X4 : Délai

Paramètre X5 : Paramètre d'infiltration

Paramètre X6 : Seuil d'écoulement des infiltrations

Paramètre X7 : Paramètre d'échanges souterrains

Paramètre X8 : Constante de vidange du réservoir de routage



$$\text{si } S > X6, \quad Es = \min(E, S)$$

$$\text{sinon} \quad Es = \min(\min(XF1.S / X6, E), S)$$

$$S = S - Es$$

$$\text{si } S > X1, \quad Qs = \max\left(0, S - X1 - X5 \cdot \tanh\left(\frac{S - X1}{X5}\right)\right)$$

$$\text{sinon} \quad Qs = 0$$

$$S = S - Qs \quad T = T + Qs$$

$$Qt = T / X8 \quad T = T - Qt$$

$$Is = \max(0, \min(X5, S - X6))$$

$$S = S - Is$$

$$R = R + Is \quad Qr = R / (X2 \cdot X8) \quad R = R - Qr$$

$$Ir = R / X7 \quad R = R - Ir$$

$$L = L + Ir \quad Il = L / X7 \quad L = L - Il$$

$$S = S + Il$$

(avec translation dans le temps de X4 pas de temps)

(avec XF1= 8.9)

Fiche analytique n°5

1. Nom du modèle : BUCKET

2. Auteurs - Première publication : Thornthwaite et Mather (1955)

3. Institut - Pays : Climatology Drexel Institute of Technology, Etats-Unis

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Gestion de la ressource en eau, impacts de changements environnementaux

5. Description du modèle :

- Séparation des écoulements :

La pluie brute P est divisée en deux composantes d'écoulement, l'une $P' = (1 - \alpha).P$ transitant par le réservoir sol, l'autre $(\alpha.P)$ représentant le ruissellement direct.

- Réservoir sol :

La partie P' de la pluie brute transite par un réservoir où elle est soumise à l'ETP. La quantité de pluie qui excède la capacité maximale S_{max} du réservoir se déverse dans le réservoir de routage. Les variations du niveau S du réservoir sol suivent le schéma :

$$\text{si } P' \geq ETP, \quad S_i = \min \{(P' - ETP) + S_{i-1}; S_{max}\}$$

$$\text{si } P' < ETP, \quad S_i = S_{i-1} \cdot \exp[-(ETP - P')/S_{max}]$$

Le débordement du réservoir sol contribue à l'écoulement :

$$\begin{aligned} \Delta Q &= (P' - ETP) + S_{i-1} - S_{max} && \text{si } P' > ETP \text{ et } S_i = S_{max} \\ \Delta Q &= 0 && \text{sinon} \end{aligned}$$

- Réservoir de routage :

Le réservoir de routage reçoit le surplus ΔQ . Celui-ci se partage entre une partie destinée à augmenter l'humidité du réservoir sol et une partie destinée à l'écoulement. Le débit du réservoir est donné par :

$$R = (1 - \lambda) \cdot (Q_{i-1} + \Delta Q)$$

tandis que le nouvel état d'humidité Q_i est donné par :

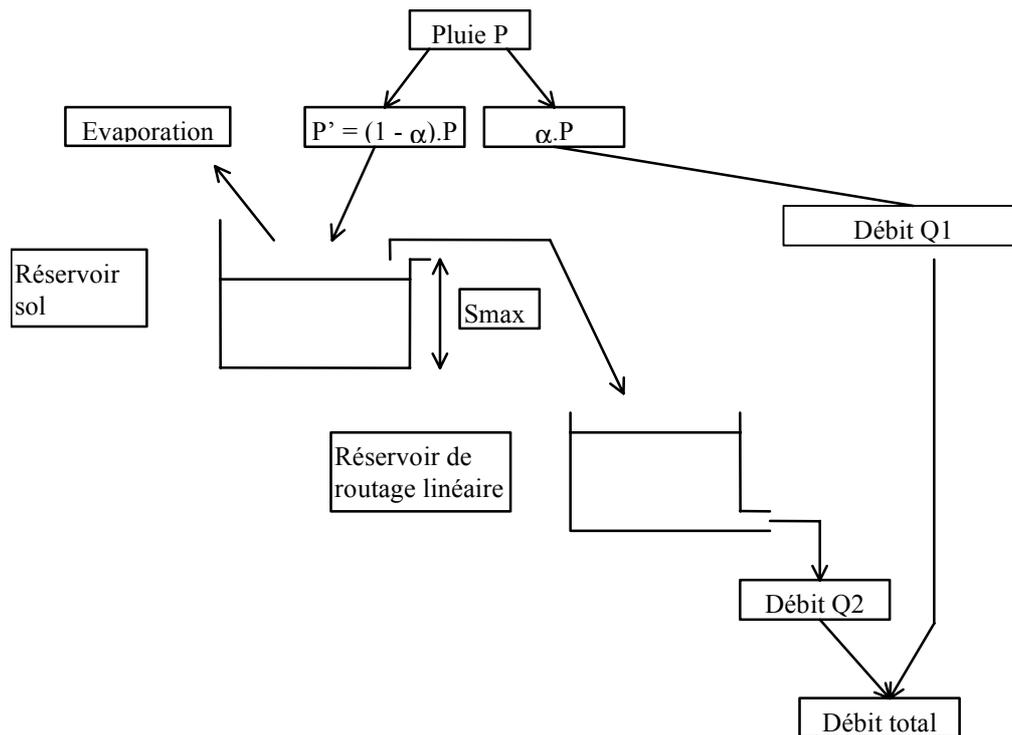
$$Q_i = \lambda \cdot (Q_{i-1} + \Delta Q)$$

où λ est un paramètre compris entre 0 et 1.

- Débit total :

Le débit total est la somme du ruissellement direct $(\alpha.P)$ et du débit du réservoir de routage.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

Trois paramètres :

- α : coefficient de séparation des écoulements
- S_{max} : capacité maximale du réservoir sol
- λ : constante de vidange du réservoir de routage

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Rosenbrock

9. Module neige :

-

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débits en calage); Evapotranspiration

11. Pas de temps :

Mensuel

12. Test du modèle et applications :

- Arnell (1992) : test sur 12 bassins en Grande-Bretagne, avec étude des effets des changements climatiques
- Alley (1984) : test sur 10 bassins américains (New-Jersey); en prévision par Alley (1985)

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

Alley (1984) : comparaison avec modèles de Thomas et de Palmer. Modèles à peu près équivalents

16. Commentaires :**17. Références bibliographiques :**

Alley, W.M. (1984). On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resources Research*, **20**(8), 1137-1149.

Alley, W.M. (1985). Water balance models in one-month-ahead streamflow forecasting. *Water Resources Research*, **21**(4), 597-606.

Arnell, N.W. (1992). Factors controlling the effects of climate change on river flow regimes in a humid temperate environment. *Journal of Hydrology*, **132**, 321-342.

Thorntwaite, C.W. et Mather, J.R. (1955). The water balance. *Publ. Climatol. Lab. Climatol. Drexel. Inst. Techol.*, **8**(1), 1-104.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: BUCK

On teste une version à 6 paramètres dans laquelle on ajoute un réservoir de routage linéaire destiné à router une partie des débordements et la partie de la pluie ne transitant pas par le réservoir de production. Le partage des débordements est réalisé par un coefficient de partage. On rajoute également un délai.

Paramètre X1 : capacité du réservoir sol

Paramètre X2 : constante de dissociation du débordement du réservoir sol

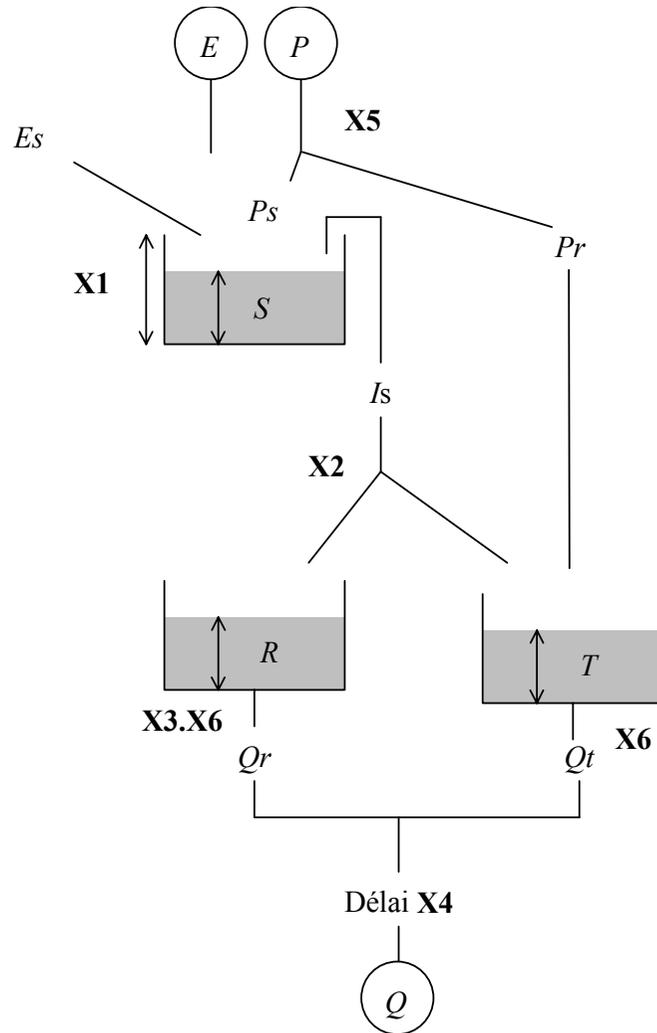
Paramètre X3 : constante de vidange du réservoir de routage

Paramètre X4 : délai

Paramètre X5 : coefficient de partition de la pluie

Paramètre X6 : constante de vidange du réservoir de routage

Structure BUCK



$$P_s = (1 - X_5) \cdot P$$

$$P_r = P - P_s$$

$$\text{si } P_s \geq E, \quad S = S + P_s - E$$

$$I_s = \max(0, S - X_1)$$

$$S = S - I_s$$

$$\text{si } P_s < E, \quad S = S \cdot \exp\left(\frac{P_s - E}{X_1}\right)$$

$$I_s = 0$$

$$R = R + I_s \cdot (1 - X_2)$$

$$Q_r = R / (X_3 \cdot X_6)$$

$$R = R - Q_r$$

$$T = T + P_r + I_s \cdot X_2$$

$$Q_t = T / X_6$$

$$T = T - Q_t$$

$$Q = Q_t + Q_r$$

(avec translation dans le temps de X_4 pas de temps)

Fiche analytique n°6

1. Nom du modèle : CATPRO (CATchment PROcess model)

2. Auteurs - Première publication : Raper et Kuczera (1991)

3. Institut - Pays : Department of Civil Engineering and Surveying,
University of Newcastle, Newcastle, Australie

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle destiné à modéliser l'hydrosalinité et les échanges nappes-rivières. Caractérisation des changements environnementaux

5. Description du modèle :

- Interception :

La pluie brute p_t est interceptée d'une part par la forêt et d'autre part par la végétation basse. On distingue donc la pluie non interceptée comme la somme du restant de la pluie thf_t non interceptée par la partie du bassin couverte par la forêt et du restant de pluie ths_t non interceptée par la partie du bassin couverte de végétation basse :

$$\begin{aligned} \text{avec} \quad th_t &= thf_t \cdot \text{farea} + ths_t \cdot (1 - \text{farea}) \\ thf_t &= \begin{cases} \text{THSLOPEF} \cdot p_t - \text{THINTF} & \text{si } \text{THSLOPEF} \cdot p_t > \text{THINTF} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \\ ths_t &= \begin{cases} \text{THSLOPES} \cdot p_t - \text{THINTS} & \text{si } \text{THSLOPES} \cdot p_t > \text{THINTS} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \end{aligned}$$

où farea est la part du bassin couverte par la forêt.

- Réservoir sol :

Le réservoir sol reçoit la pluie th_t non encore évaporée. Le réservoir sol représente une nappe perchée et peut être représenté par un réservoir incliné. Il a une capacité maximale S_{MAX} et la ligne d'eau est parallèle à la diagonale du réservoir. On considère une hauteur d'eau moyenne s_t dans le réservoir. Celle-ci permet de définir la fraction de la surface wet_t qui est saturée, ce qui permettra de déterminer la zone contributive au ruissellement de surface. On a :

$$\text{wet}_t = \begin{cases} 1 - \left(\frac{2(S_{MAX} - s_{t-1})}{S_{MAX}} \right)^{1/2} & \text{si } s_{t-1} \geq \frac{1}{2} S_{MAX} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

Un coefficient constant WETFRAC est ajouté à wet_t pour tenir compte des zones constamment saturées :

$$\text{wet}_t = \text{wet}_t + \text{WETFRAC}$$

La partie de la pluie qui ruisselle sof_t est donnée par :

$$\text{sof}_t = \text{wet}_t \cdot th_t$$

Le niveau du réservoir sol est actualisé par :

$$s_t = s_{t-1} + th_t - \text{sof}_t$$

avant que ne soient calculés la recharge de la nappe, l'évapotranspiration et l'écoulement hypodermique. L'écoulement hypodermique ssf_t s'exprime de la manière suivante :

$$\text{ssf}_t = \begin{cases} 0 & \text{si } s_{t-1} < 0 \\ \text{SSFMAX} \cdot \left(\frac{2s_{t-1}}{S_{MAX}} \right)^{1/2} & \text{si } 0 \leq s_{t-1} \leq \frac{1}{2} S_{MAX} \\ \text{SSFMAX} & \text{sinon} \end{cases}$$

où SSFMAX est le débit hypodermique maximum. La recharge de la nappe rge_t est donnée par :

$$\text{rge}_t = \begin{cases} 0 & \text{si } s_{t-1} < 0 \end{cases}$$

$$RGEMAX \cdot \left(\frac{2s_{t-1}}{SMAX} \right)^{1/2} \quad \text{si } 0 \leq s_{t-1} \leq \frac{1}{2} SMAX$$

$$RGEMAX \quad \text{sinon}$$

où RGEMAX est la recharge maximum. Le niveau du réservoir est de nouveau mis à jour de la façon suivante :

$$s_t = s_{t-1} - rge_t - ssf_t$$

- Réservoir eau souterraine :

Le réservoir eau-souterraine reçoit la recharge du réservoir sol et se vidange de façon linéaire en un débit de base bf_t suivant :

$$bf_t = KBF \cdot g_{t-1}$$

où KBF est la constante de vidange et g_{t-1} la hauteur d'eau dans le réservoir.

- Evapotranspiration :

Le modèle dissocie l'évapotranspiration de la forêt $petf_t$ et des prairies $pets_t$. Elles sont définies par :

$$pets_t = (1 - farea) \cdot ETMULTS \cdot evap$$

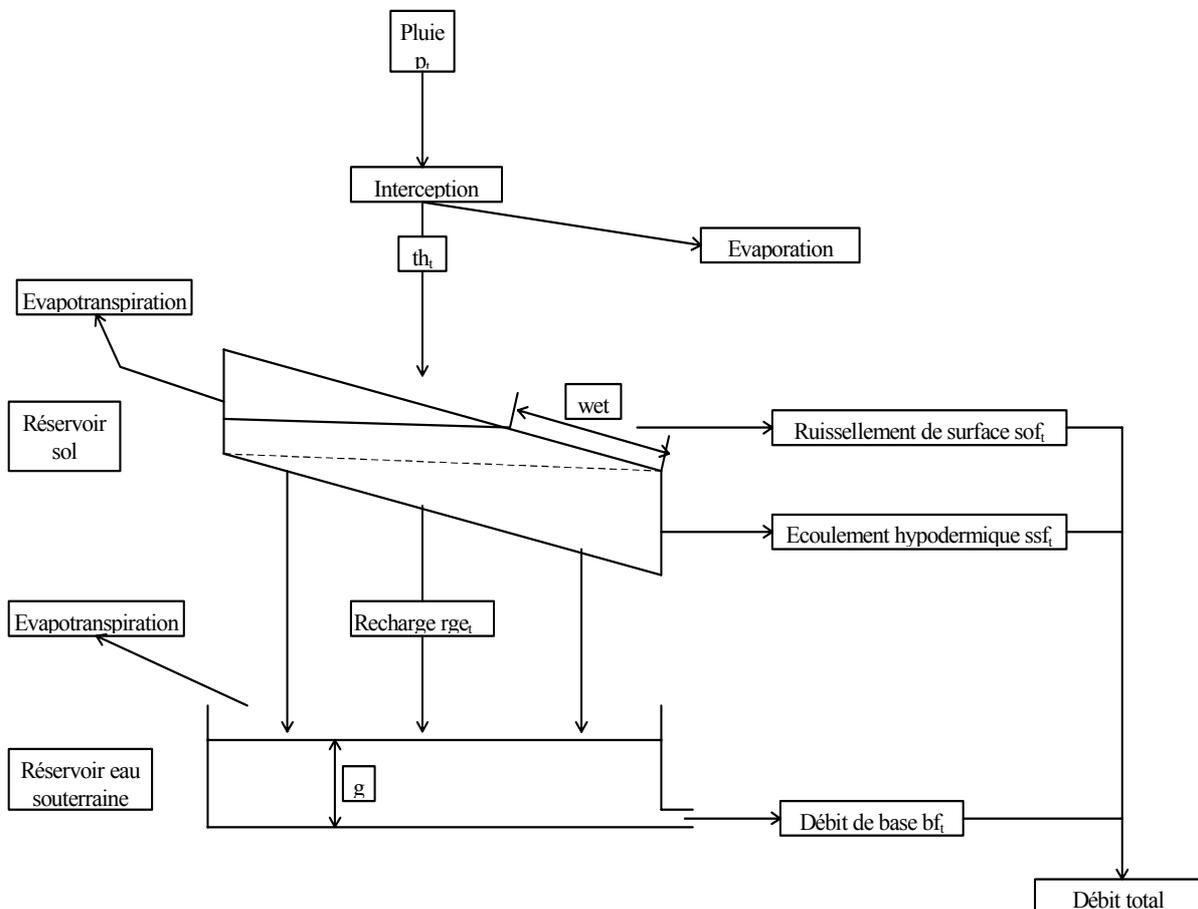
$$petf_t = farea \cdot ETMULTF \cdot evap$$

où farea est la proportion de la surface du bassin couverte par la forêt, ETMULTS et ETMULTF sont des constantes et evap est l'évapotranspiration potentielle. $pets_t$ agit sur le réservoir sol. $petf_t$ agit sur le réservoir eau-souterraine si celui-ci est suffisamment rempli; sinon, l'évapotranspiration non satisfaite agit sur le réservoir sol.

- Débit total :

Le débit total est la somme des trois composantes de l'écoulement : sof_t , ssf_t , bf_t .

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

12 paramètres optimisés:

- THSLOPEF, THSLOPES, THINTF, THINTS : paramètres d'interception
- farea : proportion du bassin couverte par la forêt
- SMAX : capacité maximale du réservoir sol
- SSFMAX : débit hypodermique maximum
- RGEMAX : recharge de la nappe maximum
- WETFRAC : paramètre de saturation constante
- KBF : constante de vidange du réservoir souterrain
- EMULTS, EMULTF : coefficient d'évapotranspiration

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Programme NLFIT utilisant une régression non-linéaire bayésienne (Kuczera, 1989)

9. Module neige :

-

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débits en calage); Evapotranspiration

11. Pas de temps :

Mensuel

12. Test du modèle et applications :

Test sur de nombreux bassins australiens. Tentative de validation multi-réponse du modèle (Mroczkowski *et al.*, 1997)

13. Analyse de sensibilité :

Kuczera et Mroczkowski (1998) : Certains paramètres sont peu identifiables

14. Régionalisation :**15. Comparaisons avec d'autres modèles :**

- Kuczera *et al.* (1993) : comparaison avec SDI dans le cas de la caractérisation des effets d'une évolution du couvert forestier. CATPRO donne des résultats plus satisfaisants que SDI.

16. Commentaires :

On peut se ramener à 8 paramètres si l'on regroupe les deux zones d'interception en une seule. L'intérêt de dissocier les deux zones permet de mettre en évidence l'influence de pratiques d'exploitation forestière.

17. Références bibliographiques :

- Kuczera, G. (1989).** An application of Bayesian nonlinear regression to hydrologic models. *Adv. Eng. Software*, **11**(3), 149-155.
- Kuczera, G. et Mroczkowski, M. (1998).** Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of multiresponse data. *Water Resources Research*, **34**(6), 1481-1489.
- Kuczera, G., Raper, G.P., Brah, N.S. et Jayasuriya, M.D. (1993).** Modelling yield changes after strip thinning in a mountain ash catchment: an exercise in catchment model validation. *Journal of Hydrology*, **150**, 433-457.
- Mroczkowski, M., Raper, G.P. et Kuczera, G. (1997).** The quest for more powerful validation of conceptual catchment models. *Water Resources Research*, **33**(10), 2325-2335.

Raper, G.P. et Kuczera, G. (1991). Groudwater recharge estimation using a lumped parameter catchment process model. *First International Hydrology and Water Resources Symposium, Perth., Inst. Eng. Aust., Canberra, Nat. Conf. Publ., 91/22, 563-568.*

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé CATP

On retient une version du modèle à 8 paramètres. On introduit un réservoir d'interception. On introduit un réservoir de routage des écoulements de surface. La prise en compte de l'évaporation est légèrement modifiée.

Paramètre X1 : capacité du réservoir d'interception

Paramètre X2 : constante de vidange du réservoir de routage

Paramètre X3 : capacité du réservoir de production

Paramètre X4 : délai

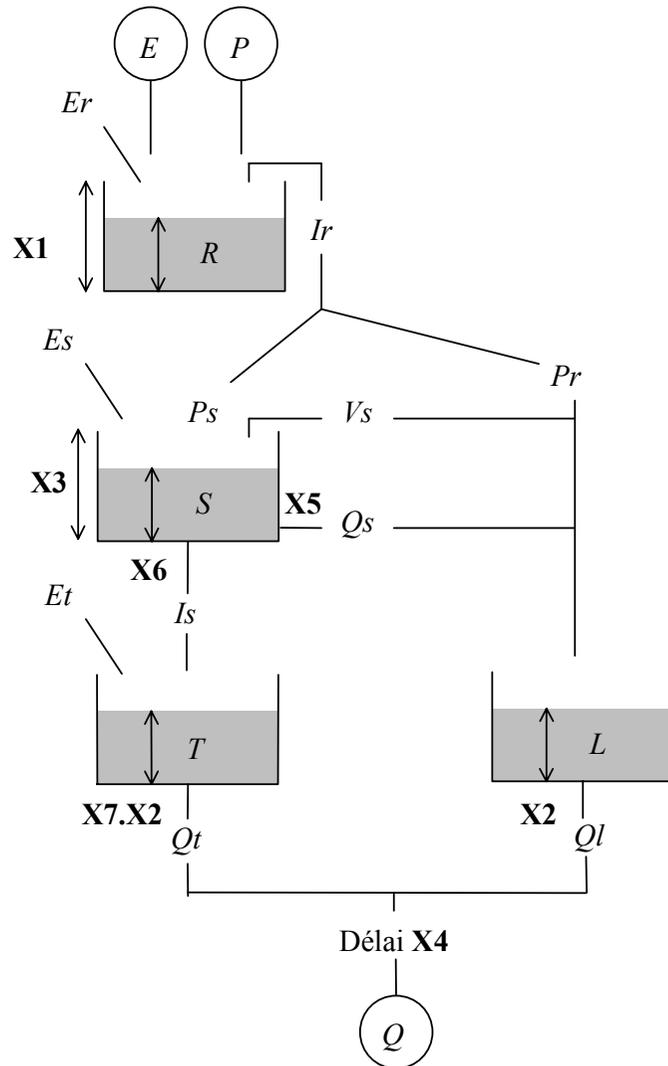
Paramètre X5 : coefficient de vidange latérale

Paramètre X6 : coefficient de vidange des infiltrations

Paramètre X7 : coefficient de vidange linéaire du réservoir profond

Paramètre X8 : coefficient de réduction de l'ETP

Structure CATP



$$R = R + P \qquad Er = \min(R, E) \qquad E' = E - Er$$

$$R = R - Er \qquad Ir = \max(0, R - X1) \qquad R = R - Ir$$

$$Fr = 1 - \left[2 \cdot \left(1 - \max\left(0.5, \frac{S}{X3}\right) \right) \right]^{1/2}$$

$$Pr = Fr \cdot P \qquad Ps = P - Pr$$

$$S = S + Ps$$

$$Vs = \max(0, S - X3) \qquad S = S - Vs \qquad Pr = Pr + Vs$$

$$Qs = \min\left(S, X5 \cdot \left(\min(1, 2 \cdot S / X3)\right)^2\right) \qquad S = S - Qs$$

$$Is = \min\left(S, X6 \cdot \left(\min(1, 2 \cdot S / X3)\right)^2\right) \qquad S = S - Is$$

$$Es1 = \min(\max(0, S - X3 / 2), E') \qquad E'' = E' - Es1$$

$$S = S - Es1$$

$$Es2 = \min(S, E'' \cdot X8) \qquad E''' = E'' - Es2$$

$$S = S - Es2$$

$$T = T + Is \qquad Qt = T / X2 \cdot X7 \qquad T = T - Qt$$

$$Et = \min(T, E''' \cdot X8^2) \qquad T = T - Et$$

$$L = L + Pr + Qs \qquad Ql = L / X2 \qquad L = L - Ql$$

$$Q = Ql + Qt$$

(avec translation dans le temps de X4 pas de temps)

Fiche analytique n°7

1. Nom du modèle : CEQUEAU (ancien nom de l'INRS-Eau)

2. Auteurs - Première publication : Girard *et al.* (1972)

3. Institut - Pays : Institut National de la Recherche Scientifique INRS-Eau
Québec, Canada

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modélisation pluie-débit conceptuelle distribuée à partir de bases de données physiographiques. Applications hydrologiques classiques.

5. Description du modèle : (description sans module neige)

- Réservoir sol :

La pluie brute P est dissociée en deux parties (à partir d'une certaine lame d'eau HRIMP) par un coefficient TRI, l'une ruisselant sur les zones imperméables, l'autre alimentant le réservoir sol. En dessous de HRIMP, il n'y a pas de ruissellement. Le réservoir sol de niveau HS et de capacité maximale HSOL reçoit la partie $(1 - TRI).P$. Le réservoir se vidange en trois sorties : l'une est une vidange linéaire à partir d'un seuil HINT suivant :

$$Q1 = CVSI \cdot (HS - HINT)$$

où CVSI est une constante de vidange ; la deuxième est également une vidange linéaire :

$$Q2 = CVSB \cdot HS$$

où CVSB est une constante de vidange ; la troisième représente les infiltrations I vers le réservoir eau-souterraine, qui ne se produisent qu'au dessus d'un seuil HINTF :

$$I = TOINF \cdot (HS - HINTF)$$

où TOINF est une constante. Le débordement du réservoir contribue à l'écoulement de surface. Le réservoir est soumis à l'évaporation E fonction de l'ETP :

$$\text{si } HS > HINT, E = ETP$$

$$\text{si } HS \leq HINT, E = ETP \cdot HS/HINT$$

- Réservoir eau-souterraine :

Il reçoit les infiltrations I du réservoir sol. De niveau HN, il se vidange de façon linéaire en deux sorties : un débit hypodermique $Q3$ au dessus d'un seuil HNAP avec une constante CVNH :

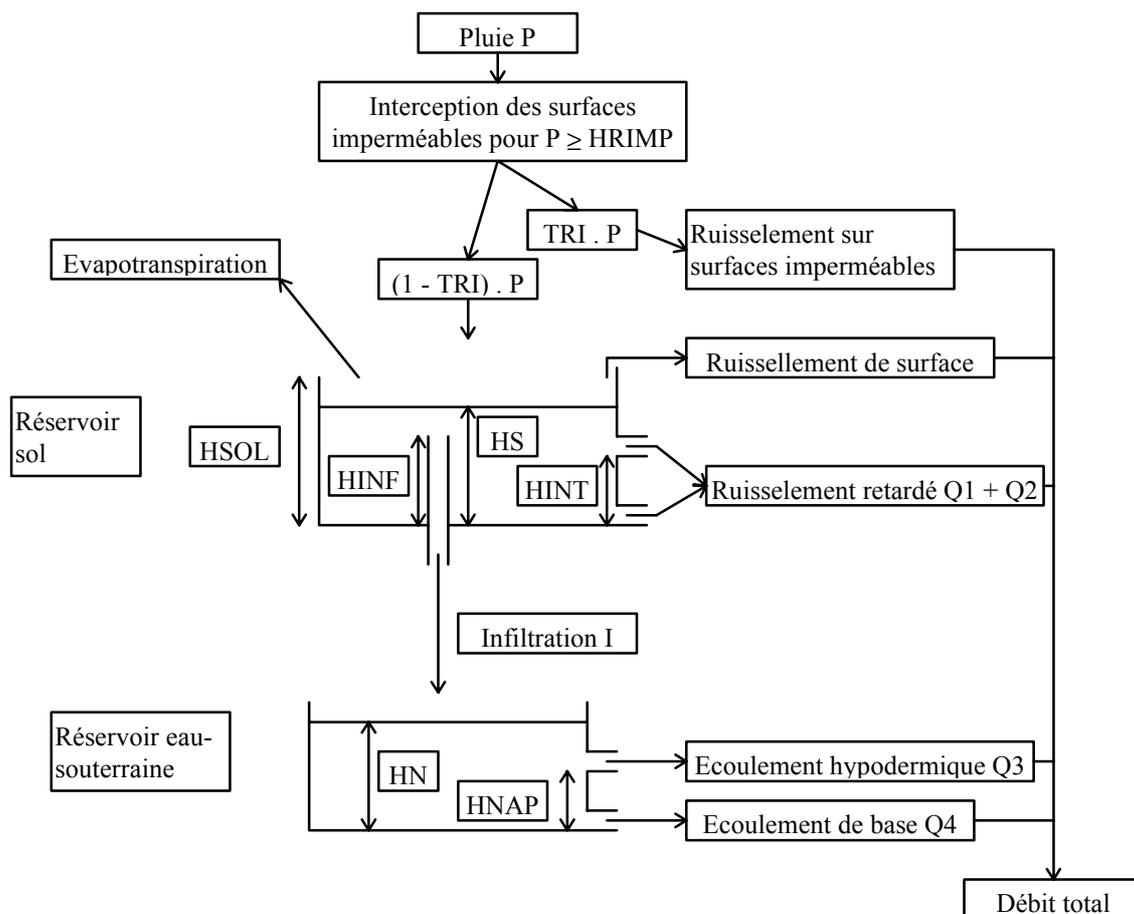
$$Q3 = CVNH \cdot (HN - HNAP)$$

et un débit de base plus lent avec une constante CVNB :

$$Q4 = CVNB \cdot HN$$

- Débit total :

Le débit total est la somme des débits de ruissellement et des débits $Q1$, $Q2$, $Q3$ et $Q4$.

6. Schéma structurel :**7. Paramètres :**

11 paramètres optimisés:

- TRI : coefficient de partage de la pluie
- HRIMP : seuil de début de ruissellement sur les surfaces imperméables
- HSOL : capacité maximale du réservoir sol
- HINF : seuil d'infiltration
- HINT, HNAP : seuils d'écoulement
- TOINF : constante d'infiltration
- CVSI, CVSB, CVNH, CVNB : constantes de vidange

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Méthode de Powell

9. Module neige :

oui, module neige à 7 paramètres

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débits en calage); Evapotranspiration

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Nombreuses applications, notamment au Canada avec des données météo radar pour la prévision (Fortin *et al.*, 1987); gestion de réservoirs artificiels (Morin *et al.*, 1975); simulation en climat semi-

aride en Mauritanie (Girard, 1975); évaluation de l'impact d'aménagements au Burkina Faso (Desconnets *et al.*, 1998); simulation en Tunisie (Ayadi et Bargaoui, 1998); modélisation de pollution agricole diffuse (Pinheiro, 1995); modélisation des flux exportés de matières en suspension (Kribèche, 1999)

13 Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

- WMO (1986) : Comparaison de modules neige
- WMO (1987, 1992) : Comparaison de simulations en temps réel

16. Commentaires :

Utilisation en mode maillé distribué, avec transferts de maille à maille
Possibilité de prendre en compte les zones lacustres (ajout de 3 paramètres)

Le modèle est disponible sous la forme d'un logiciel à l'INRS-Eau.

Site Internet : <http://www.inrs-eau.quebec.ca/cequeau/>

17. Références bibliographiques :

- Ayadi, M. et Bargaoui, Z. (1998).** Modélisation des écoulements de l'oued Miliane par le modèle CEQUEAU. *Hydrological Sciences Journal*, **43**(5), 741-758.
- Desconnets, J.C., Diallo, A., Traore, O., Chene, J.M. et Morin, G. (1998).** Exemple d'application du modèle CEQUEAU-ONU: évaluation de l'impact des aménagements sur les écoulements de la rivière Nakambé, Burkina Faso. *IAHS Publication n°252*, 375-385.
- Fortin, J.P., Proulx, H. et Bellon, A. (1987).** Utilisation des données d'un radar météorologique pour la simulation des écoulements en rivière à l'aide d'un modèle hydrologique matriciel. *Journal of hydrology*, **90**, 327-350.
- Girard, G. (1975).** Application du modèle à discrétisation spatiale à un bassin versant semi-désertique. *IAHS Publication n°115*, 104-114.
- Girard, G., Morin, G. et Charbonneau, R. (1972).** Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, **IX**(4), 35-52.
- Kribèche, R. (1999).** Facteurs physiques de l'érosion significatifs au niveau des flux exportés par les bassins versants. Identification par modélisation. *Thèse de Doctorat, Université Paris VI*, 210 p.
- Morin, G., Fortin, J.P. et Charbonneau, R. (1975).** Utilisation du modèle hydrophysiographique CEQUEAU pour l'exploitation des réservoirs artificiels. *IAHS Publication n°115*, 176-184.
- Pinheiro, A. (1995).** Un outil d'aide à la gestion de la pollution agricole: le modèle POLA. *Thèse de Doctorat, INP Toulouse*, 344 p p.
- WMO (1986).** Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report n° 23, WMO n°646, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*
- WMO (1987).** Real-time intercomparison of hydrological models. *Report of the Vancouver Workshop, 1987. Technical Report to Chy n° 23, WMO/TD n°255, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*
- WMO (1992).** Simulated real-time intercomparison of hydrological models. *Operational Hydrology Report n° 38, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: CEQU

- Coefficient de partage de la pluie TRI nul
- Ajout d'un paramètre δ de pur délai dans le temps juste avant la sortie du modèle
- Seuil d'évapotranspiration réelle fixé à la moitié de la capacité du réservoir de production

Paramètre X1 : seuil d'infiltration

Paramètre X2 : seuil de vidange du premier réservoir

Paramètre X3 : constante de vidange d'infiltration

Paramètre X4 : constante de vidange latérale supérieure du réservoir sol

Paramètre X5 : capacité maximum du réservoir sol

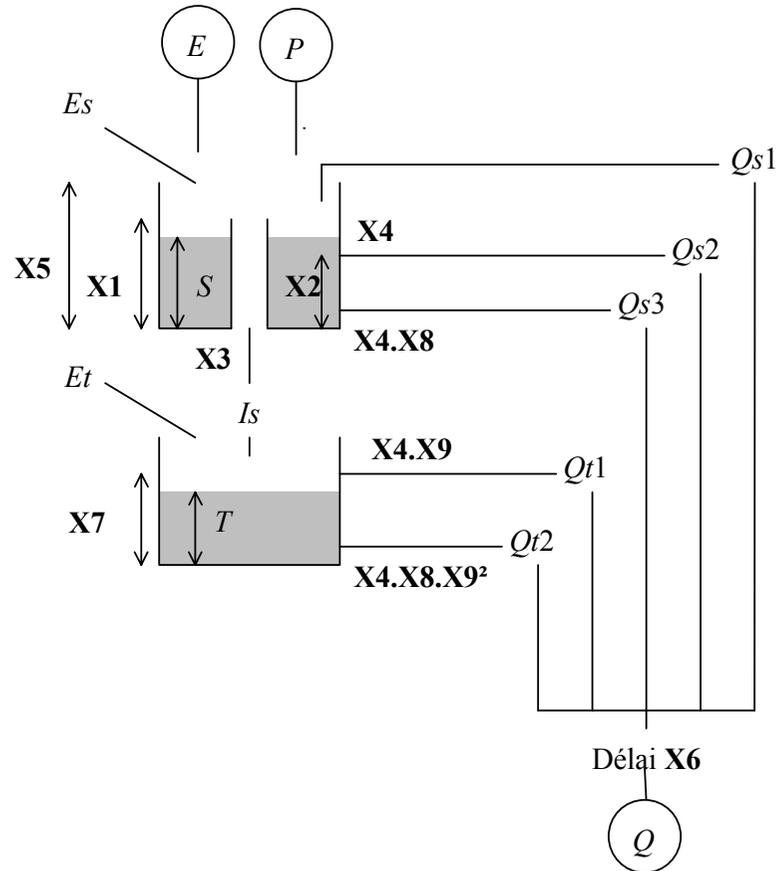
Paramètre X6 : délai

Paramètre X7 : seuil de vidange du réservoir souterrain

Paramètre X8 : constante de vidange latérale inférieure du réservoir sol

Paramètre X9 : constante de vidange inférieure du réservoir souterrain

Structure CEQU



$$S = S + P$$

$$Es = \min(S, E \cdot \min(1, 2 \cdot S / X5))$$

$$S = S - Es \quad E' = E - Es$$

$$Is = \max(0, S - X1) / X3 \quad S = S - Is$$

$$Qs2 = \max(0, S - X2) / X4 \quad S = S - Qs2$$

$$Qs3 = S / (X4 \cdot X8) \quad S = S - Qs3$$

$$Qs1 = \max(0, S - X5) \quad S = S - Qs1$$

$$T = T + Is$$

$$Qt1 = \max(0, T - X7) / (X4 \cdot X9) \quad T = T - Qt1$$

$$Qt2 = T / (X4 \cdot X8 \cdot X9^2) \quad T = T - Qt2$$

$$Et = \min(T, E' \cdot \min(1, T / X7))$$

$$T = T - Et$$

$$Q = Qs1 + Qs2 + Qs3 + Qt1 + Qt2$$

(avec translation dans le temps de $X6$ pas de temps)

Fiche analytique n°8

1. Nom du modèle : CREC (Centre de Recherches et d'Etudes de Chatou)

2. Auteurs - Première publication : Cormary et Guilbot (1973)

3. Institut - Pays : Laboratoire d'Hydrologie Mathématique, Université des Sciences,
et ORSTOM, Montpellier, France

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle conceptuel pluie-débit simple; prévision des débits, hydrologie de bassins non jaugés et régionalisation, application aux transferts de nitrates

5. Description du modèle : (versions à 5 et 10 paramètres)

Version réduite (5 paramètres) :

- Fonction de production :

Elle est assurée par un réservoir sol en cul-de-sac S et définit un coefficient de partage T sur la pluie brute P :

$$T = 1 / [1 + X3 \cdot (K/X3)^{(S/X4)}]$$

où X3 est une constante, X4 est la capacité maximale du réservoir, K est un coefficient régional variant de 5 à 25 et défini par $K = (PMOY_{HIVER} - ETPMOY_{HIVER}) / ETPMOY_{HIVER}$, et S est le niveau du réservoir sol. La partie (P · T) de la pluie rejoint le réservoir sol et la partie complémentaire est dirigée vers le réservoir de routage. Le contenu du réservoir sol est soumis à l'évapotranspiration réelle ETR, fonction de l'évapotranspiration potentielle ETP :

$$ETR_j = ETP_j \cdot [1 - \exp(-S_j \cdot 4/X4)]$$

- Fonction de transfert :

La pluie efficace (T · P_j) entre dans le réservoir de routage H, qui se vidange avec une loi quadratique :

$$Q_H = (X1 \cdot H_j)^2$$

où X1 est la constante de vidange et H le niveau du réservoir. Une autre sortie du réservoir alimente le réservoir eau-souterraine avec des apports ΔG correspondant à une vidange linéaire du réservoir sol :

$$\Delta G_j = (X1/X5) \cdot H$$

avec X5 constante de vidange.

- Réservoir eau-souterraine :

Il reçoit les apports ΔG et se vidange suivant un débit Q_G :

$$Q_{Gj} = X2 \cdot Q_{G(j-1)} + (1 - X2) \cdot \Delta G_j$$

où X2 est un paramètre.

- Débit total :

Le débit total est la somme des débits Q_H et Q_G.

Version complète (10 paramètres) :

- Capacité d'absorption :

Une capacité d'infiltration I permettant de séparer le ruissellement des infiltrations est déterminée à partir du niveau dans le réservoir en cul de sac S par :

$$I_j = X8 - X9 \cdot \sqrt{S_{j-1}}$$

où X8 et X9 sont des paramètres (éventuellement déterminés par observations sur le terrain). La partie infiltrée est séparée en deux parties, l'une ΔS_j étant dirigée vers le réservoir S, l'autre ΔH_j vers le réservoir H :

$$\Delta S_j = E_j / (X3 \cdot \exp (X4 \cdot S_{j-1}) + 1)$$

$$\Delta H_j = E_j - \Delta S_j$$

où E_j représente la partie infiltrée de la pluie et $X3$ et $X4$ sont des paramètres. Si $P_j < I_j$, alors $E_j = P_j$, sinon, $E_j = I_j$.

- Réservoir S :

Le réservoir S est un réservoir en cul-de-sac de capacité infinie qui se remplit avec ΔS_j est subit une évaporation réelle ETR_j estimée par :

$$ETR_j = ETP_j \cdot (1 - \exp (-S_j/X7))$$

où ETP_j est l'évapotranspiration potentielle et $X7$ un paramètre. Le niveau de ce réservoir est mis à jour par :

$$S_j = S_{j-1} + \Delta S_j - ETR_j$$

- Réservoir superficiel :

Ce réservoir reçoit ΔH_j et se vidange en deux sorties : l'une, Q_{Hj} , correspond à l'écoulement hypodermique :

$$Q_{Hj} = (X1 \cdot H_j)^2$$

où H_j est le niveau dans le réservoir et $X1$ un paramètre; l'autre, ΔG_j , correspond aux percolations profondes vers le réservoir eau-souterraine et est estimée par :

$$\Delta G_j = (H_j - X6) / X5$$

où $X6$ et $X5$ sont deux paramètres. $X6$ représente le seuil de drainage vers le réservoir eau-souterraine.

- Réservoir eau souterraine :

Il se vidange suivant la loi :

$$Q_{Gj} = (1 - X2) \cdot Q_{G(i-1)} + X2 \cdot \Delta G_j$$

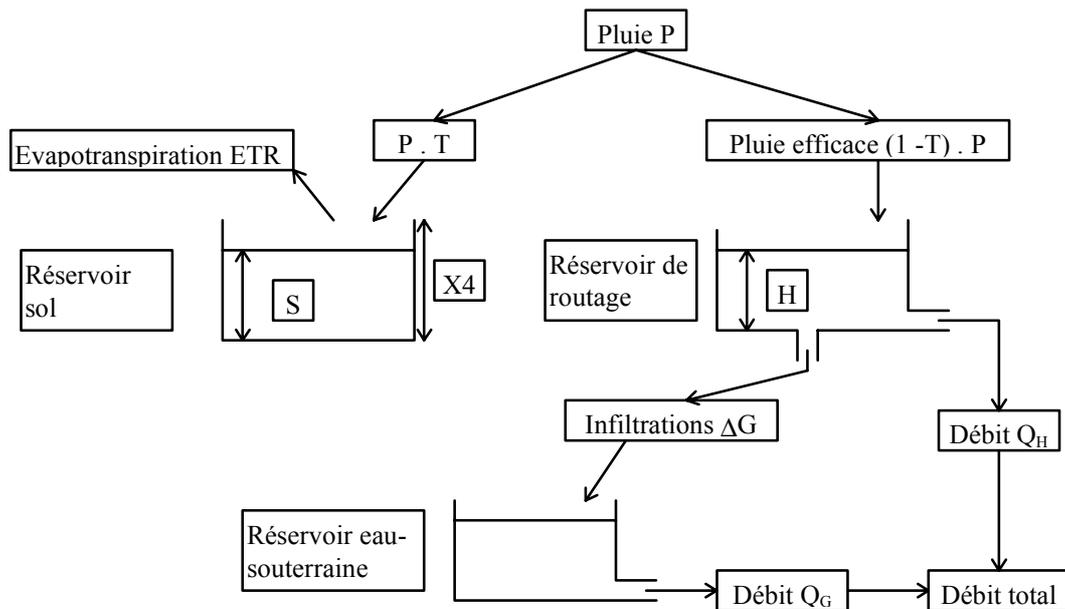
où $X2$ est un paramètre.

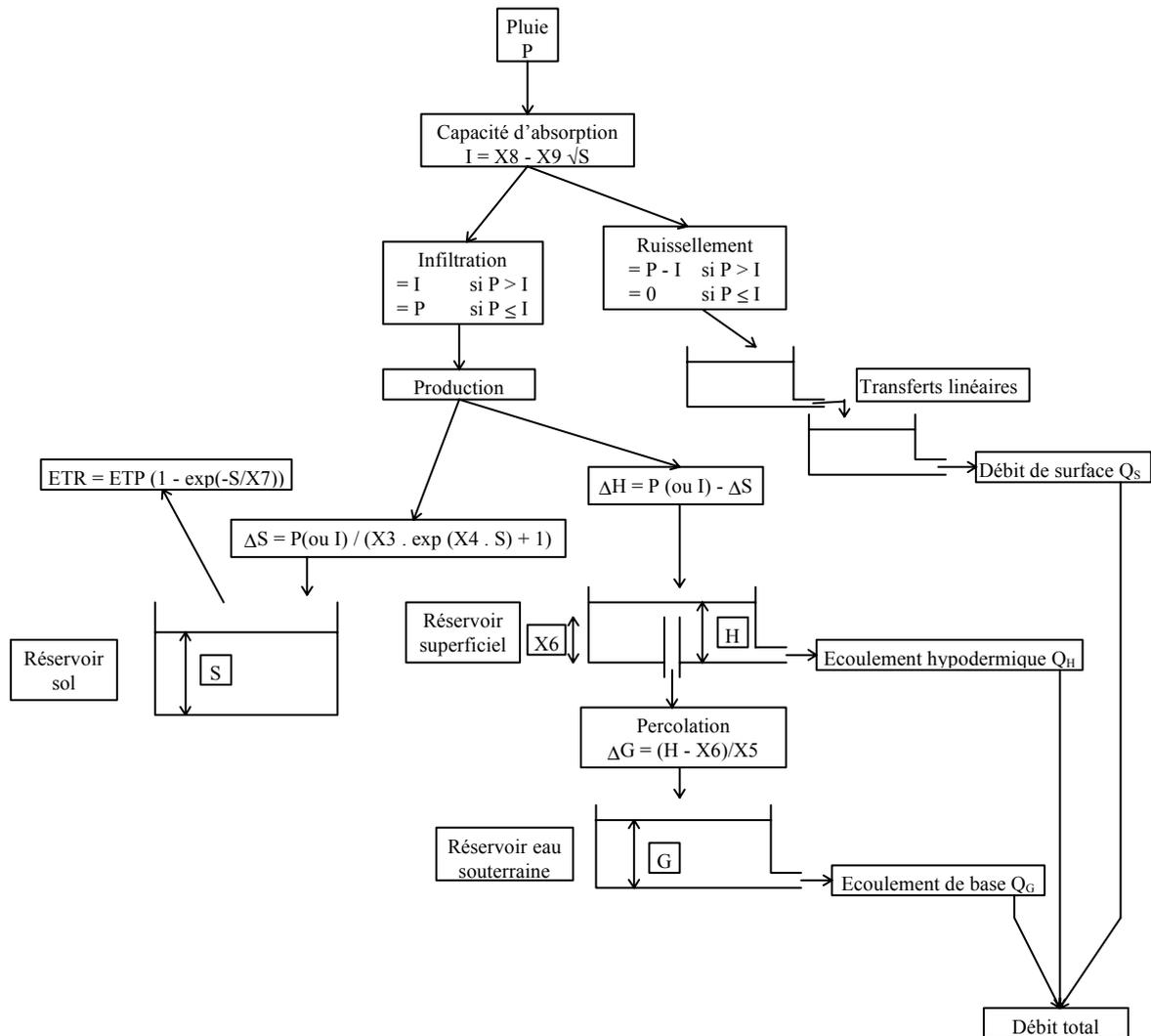
- Écoulement de surface :

L'écoulement de surface est routé par une méthode telle Muskingum dépendant d'un seul paramètre $X10$.

6. Schéma structurel :

Version réduite :



Version complète :**7. Paramètres :****Version réduite :** 5 paramètres

- X1, X5 : constantes de vidange du réservoir de transfert
- X2 : paramètre du réservoir eau-souterraine
- X3 : paramètre de la fonction de production
- X4 : capacité maximale du réservoir sol

Version complète : 10 paramètres

- X1 et X2 : paramètres de vidange des réservoirs H et G
- X3 et X4 : paramètres de la fonction de production
- X5 et X6 : paramètres de percolation profonde
- X7 : paramètre d'évaporation
- X8 et X9 : constantes de détermination de la capacité d'infiltration (fixes)
- X10 : paramètre de routage de l'écoulement de surface (fixe).

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Cormary et Guilbot (1973); Drogue *et al.* (1982); Guilbot (1986): méthode d'optimisation en 4 étapes (recherche de la zone d'optimisation, recherche aléatoire multidépart, recherche directe Rosenbrock ou Simplex, méthode du gradient de Powell)

Rosenbrock, Simplex (Servat, 1986; Servat et Dezetter, 1992)

9. Module neige :

-

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débits en calage); Evapotranspiration

11. Pas de temps :

Journalier

12. Tests du modèle et applications :

BVRE de la Diège (225 km²), de l'Orgeval (104 km²) et de l'Hallue (219km²) (Cormary et Guilbot, 1973); 9 bassins versants karstiques du sud de la France (Droque *et al.*, 1982); un bassin tunisien (13,9 km²) et deux bassins burkinabés (67,8 et 971 km²) (Servat et Dezetter, 1988); 4 bassins ivoiriens (443 à 4700 km²) (Servat et Dezetter, 1991); 20 bassins ivoiriens (120 à 4700 km²) (Servat et Dezetter, 1992)

13. Analyse de sensibilité :

Droque *et al.* (1982) : sensibilité la plus importante pour les paramètres X1, X2 et X4

14. Régionalisation :

Droque *et al.* (1982) : relation hyperbolique entre X1 et l'indice de compacité du bassin
corrélation entre X2 et la surface du bassin
relation entre fonction de production et nature géologique du bassin

Servat et Dezetter (1992; 1993) : Equations reliant les paramètres du modèle aux caractéristiques du bassin versant (applications à des bassins supposés non jaugés)

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

- Servat et Dezetter (1991) : performances comparées à GR3J et MODGLO (test de plusieurs fonctions objectif dans le cas de bassins de savane)

- Servat et Dezetter (1992) : comparaison avec GR3J (applications de régionalisation à des bassins versants non jaugés, meilleures performances pour GR3J)

16. Commentaires :

- version à 5 paramètres (Servat, 1986; Servat et Dezetter, 1988)

- version à 7 paramètres (Cormary et Guilbot, 1973)

- version à 10 paramètres (dont 3 fixés) (Droque *et al.*, 1982; Guilbot, 1986; Servat et Dezetter, 1991, 1992)

17. Références bibliographiques :

Cormary, Y. et Guilbot, A. (1973). Etude des relations pluie-débit sur trois bassins versants d'investigation. *IAHS Madrid Symposium, IAHS Publication n°108*, 265-279.

Droque, C., Gdalia, L., Razack, M. et Guilbot, A. (1982). Application of a rainfall-runoff mathematical model to compute karstic aquifers outflows. research of the model parameters and function significance. In: *Applied Modelling in catchment Hydrology, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications*, 323-336.

Guilbot, A. (1986). Des multiples applications d'un modèle conceptuel du cycle de l'eau en France. *Revue Internationale des Sciences de l'Eau*, 2(1), 19-26.

Servat, E. (1986). Présentation de trois modèles globaux conceptuels déterministes: CREC 5, MODGLO, MODIBI, *ORSTOM, Département F, Unité de Recherche 604*.

Servat, E. et Dezetter, A. (1988). Modélisation globale de la relation pluie-débit: des outils au service de l'évaluation des ressources en eau. *Hydrologie Continentale, ORSTOM*, 3(2), 117-129.

Servat, E. et Dezetter, A. (1991). Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrological Sciences Journal*, **36**(4), 307-331.

Servat, E. et Dezetter, A. (1992). Modélisation de la relation pluie-débit et estimation des apports en eau dans le nord-ouest de la Côte d'Ivoire. *Hydrologie Continentale*, **7**(2), 129-142.

Servat, E. et Dezetter, A. (1993). Rainfall-runoff modelling and water resources assessment in northwestern Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchments. *Journal of Hydrology*, **148**, 231-248.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: CREC

On retient une version à 6 paramètres. On choisit une version sans composante de ruissellement, comme la version réduite de CREC.

Paramètre X1 : constante de vidange du réservoir sol

Paramètre X2 : paramètre de percolation linéaire du réservoir sol

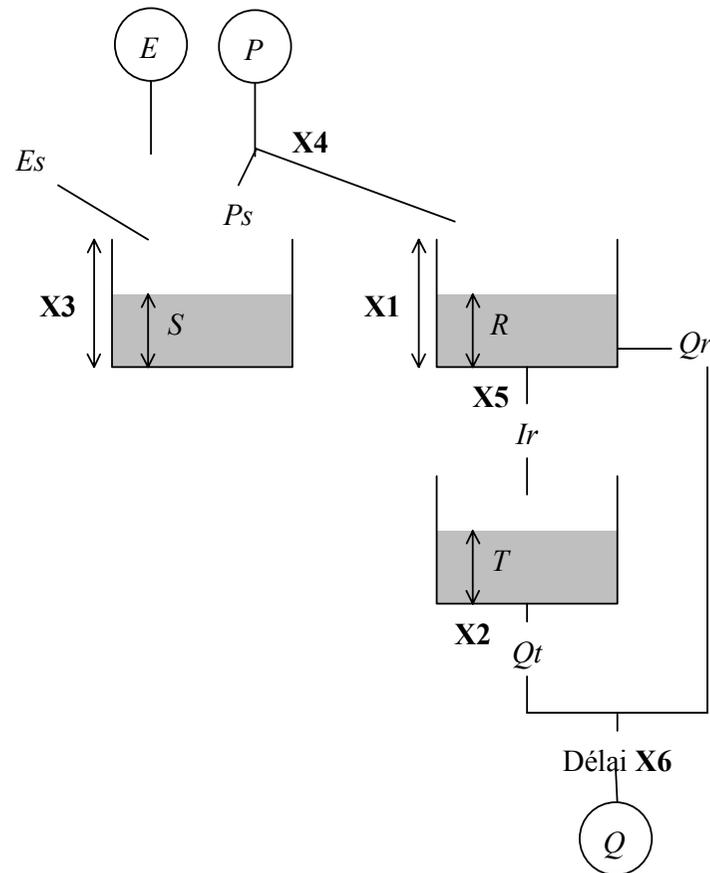
Paramètre X3 : Paramètre de séparation de la pluie brute

Paramètre X4 : Paramètre de séparation de la pluie brute et de rendement de l'ETP

Paramètre X5 : paramètre de vidange linéaire du réservoir souterrain

Paramètre X6 : délai

Structure CREC



$$Pr = \frac{P}{1 + \exp\left(\frac{X3 - S}{X4}\right)}$$

$$Ps = P - Pr$$

$$S = S + Ps$$

$$Es = \frac{E}{1 - \exp\left(-\frac{S}{XF}\right)}$$

$$S = \max(0, S - Es)$$

$$R = R + Pr$$

$$Qr = \frac{R^2}{R + X1}$$

$$R = R - Qr$$

$$Ir = R / X5$$

$$R = R - Ir$$

$$T = T + Ir$$

$$Qt = T / X2$$

$$T = T - Qt$$

$$Q = Qr + Qt$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

(avec $XF = 245$)

Fiche analytique n°9

1. Nom du modèle : GARDENIA

2. Auteurs - Première publication : Thiery (1982)

3. Institut - Pays : Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM,),
Orléans, France

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Initialement modèle pluie - niveau piézométrique. Applications en hydrogéologie

5. Description du modèle :

- Réservoir de surface :

Le réservoir de surface reçoit la pluie brute et est soumis à l'évapotranspiration ETR qui correspond à l'évapotranspiration potentielle ETP corrigée d'un coefficient PETC. Le réservoir est caractérisé par sa capacité maximale RUMAX. L'excès de pluie alimente le réservoir sol sous-jacent.

- Réservoir sol :

Le réservoir sol reçoit l'excédant du réservoir de surface et se vidange d'une part dans le réservoir eau-souterraine par percolations de façon linéaire (constante THG) et d'autre part de façon quadratique en un débit de surface QS (constante k), de telle sorte qu'à la hauteur RUIPER dans le réservoir, la vidange en percolation soit égale à la vidange de ruissellement de surface. La constante de vidange k peut donc être exprimée de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \text{RUIPER} / \text{THG} &= k \cdot \text{RUIPER}^2 \\ \text{d'où } k &= 1 / (\text{RUIPER} \cdot \text{THG}) \\ \text{soit } \text{QS} &= \text{H}^2 / (\text{RUIPER} \cdot \text{THG}) \end{aligned}$$

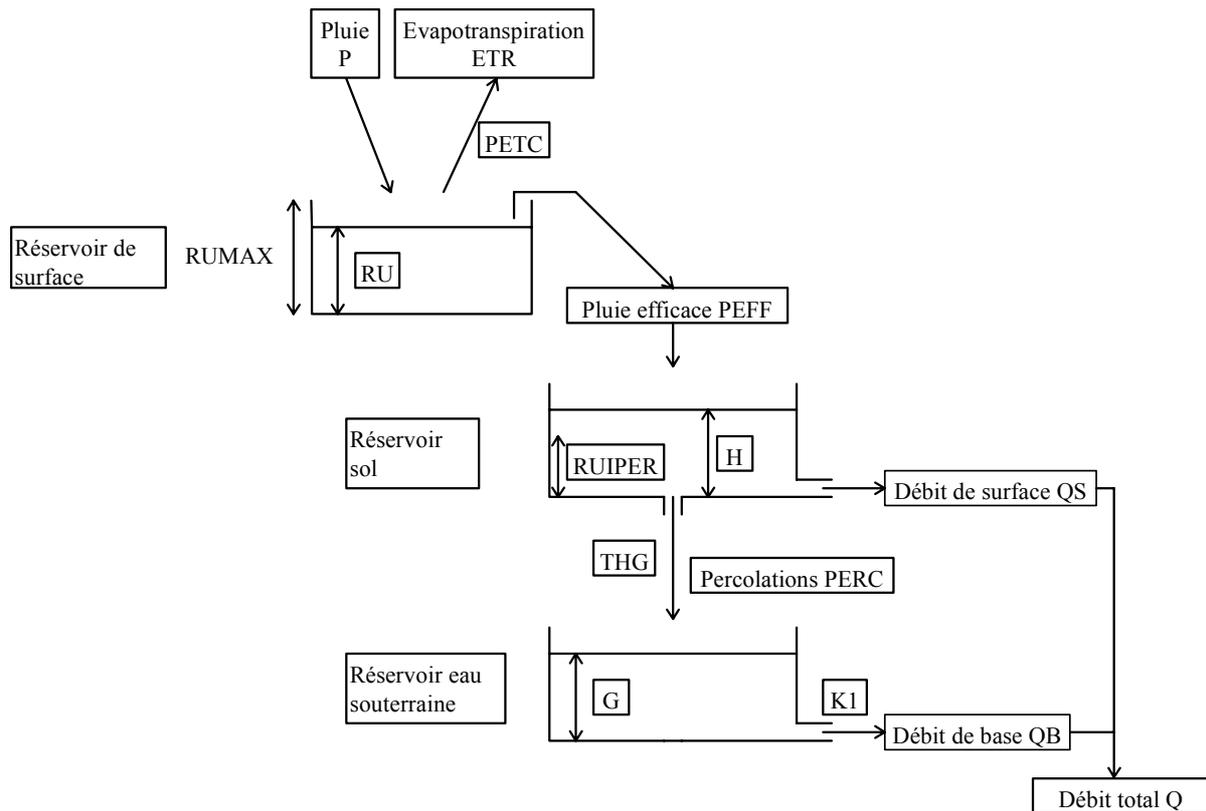
- Réservoir eau-souterraine :

Il est alimenté par les percolations du réservoir intermédiaire et se vidange de façon linéaire en un débit de base QB (constante K1).

- Débit total :

Le débit total est la somme des débits de surface et du débit de base

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

5 paramètres optimisés:

- $RUMAX$: capacité maximale du réservoir de surface
- $PETC$: coefficient de correction de l'ETP
- THG : constante de vidange par percolation du réservoir sol
- $RUIPER$: hauteur equi ruissellement-percolation
- $K1$: constantes de vidange

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Rosenbrock (initialement sur niveaux de nappe observés et calculés)

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débits en calage); Evapotranspiration (formule de Turc). Le modèle donne en sortie, niveau piézométrique et débit

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Bassins en France (BRGM, 1996), bassins au Burkina-Faso (Filippi *et al.*, 1990); prévision de niveaux de nappes (Thiery, 1988); mises en évidence d'effets d'activités humaines (Thiery, 1982)

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

Niveau du réservoir souterrain lié aux variations des niveaux de nappe

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

-

16. Commentaires :

-

17. Références bibliographiques :

BRGM (1996). Bilan de la nappe des Calcaires de Champigny (Seine et Marne). *Rapport du BRGM R38768, BRGM.*

Filippi, C., Milville, F. et Thiery, D. (1990). Evaluation de la recharge des aquifères en climat Soudano-Sahélien par modélisation hydrologique globale: application à dix sites au Burkina Faso. *Hydrological Sciences Journal*, **35**(1), 29-48.

Thiery, D. (1982). Utilisation d'un modèle global pour identifier sur un niveau piézométrique des influences multiples dues à diverses activités humaines. *IAHS Publication n° 136*, 71-77.

Thiery, D. (1988). Forecast of changes in piezometric levels by a lumped hydrological model. *Journal of Hydrology*, **97**, 129-148.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: GARD

On retient une version à 6 paramètres. On ajoute un paramètre de délai sur les débits. Le partage de la pluie brute se fait suivant une fonction sigmoïde dépendant de l'humidité du réservoir de tête

Paramètre X1 : capacité du réservoir de surface

Paramètre X2 : constante de percolations linéaires

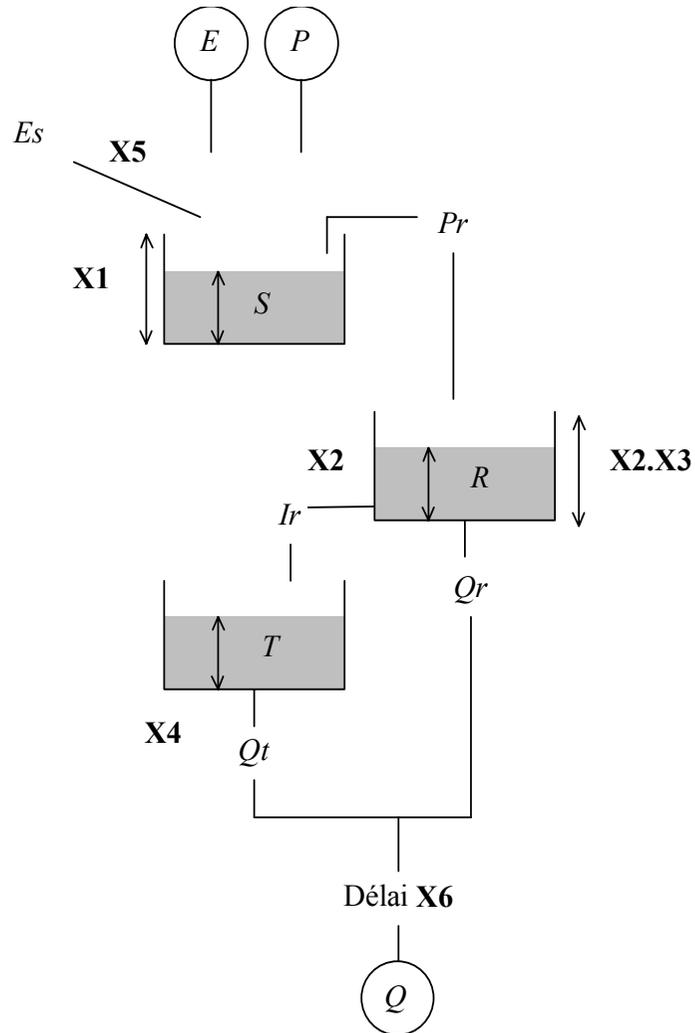
Paramètre X3 : paramètre de vidange latérale du réservoir sol

Paramètre X4 : constante de vidange linéaire du réservoir souterrain

Paramètre X5 : coefficient de correction des ETP

Paramètre X6 : délai

Structure GARD



$$S = S + P$$

$$Pr = \max(0, S - X1) \quad S = S - Pr$$

$$Es = X5 \cdot E \quad S = S - Es$$

$$R = R + Pr$$

$$Qr = \frac{R^2}{R + X2 \cdot X3} \quad R = R - Qr$$

$$Ir = R / X2 \quad R = R - Ir$$

$$T = T + Ir$$

$$Qt = \frac{T}{X4} \quad T = T - Qt$$

$$Q = Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

Fiche analytique n°10

1. Nom du modèle : 'GEORGAKAKOS'

2. Auteurs – Première publication : Georgakakos et Baumer (1996)

3. Institut – Pays : Hydrologic Research Center, San Diego, Californie
Soil Conservation Service, Lincoln, Nevada
Etats-Unis

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Utilisation de l'humidité du sol (données satellitaires) pour simulation au pas de temps mensuel

5. Description du modèle :

- Couche sol supérieure :

La couche supérieure de sol reçoit la pluie p . Cette couche est soumise à une évapotranspiration $e1$ définie par :

$$e1 = ETP \cdot X1 / X01$$

où $X1$ est le niveau de la couche supérieure de sol, $X01$ sa capacité maximale et ETP l'évapotranspiration potentielle. La couche de sol se vidange en trois sorties. Un débit de surface $s1$ est calculé par :

$$s1 = p \cdot (X1 / X01)^m$$

où m est un exposant. Ce débit ne se produit que lorsque le niveau du réservoir excède la capacité maximale. Le débit hypodermique i correspond à une vidange linéaire de la couche sol :

$$i = C1 \cdot X1$$

où $C1$ est une constante.

Des percolations t vont de la couche supérieure de sol vers la couche inférieure :

$$t = C3 \cdot X02 \cdot [1 + C2 (1 - X2/X02)^2] \cdot (X1/X01)$$

où $C2$ et $C3$ sont des constantes, $X2$ est le niveau de la couche inférieure de sol et $X02$ sa capacité maximale.

- Couche sol inférieure :

De capacité maximale $X02$ et de niveau $X2$, elle reçoit les percolations t venant de la couche supérieure. Elle est soumise au restant d'évapotranspiration $e2$ sous le même schéma que la couche supérieure. Elle se vidange en un débit de base $b2$ et des percolations profondes $g2$ donnés par :

$$b2 = 1/(1 + C4) \cdot C3 \cdot X2$$

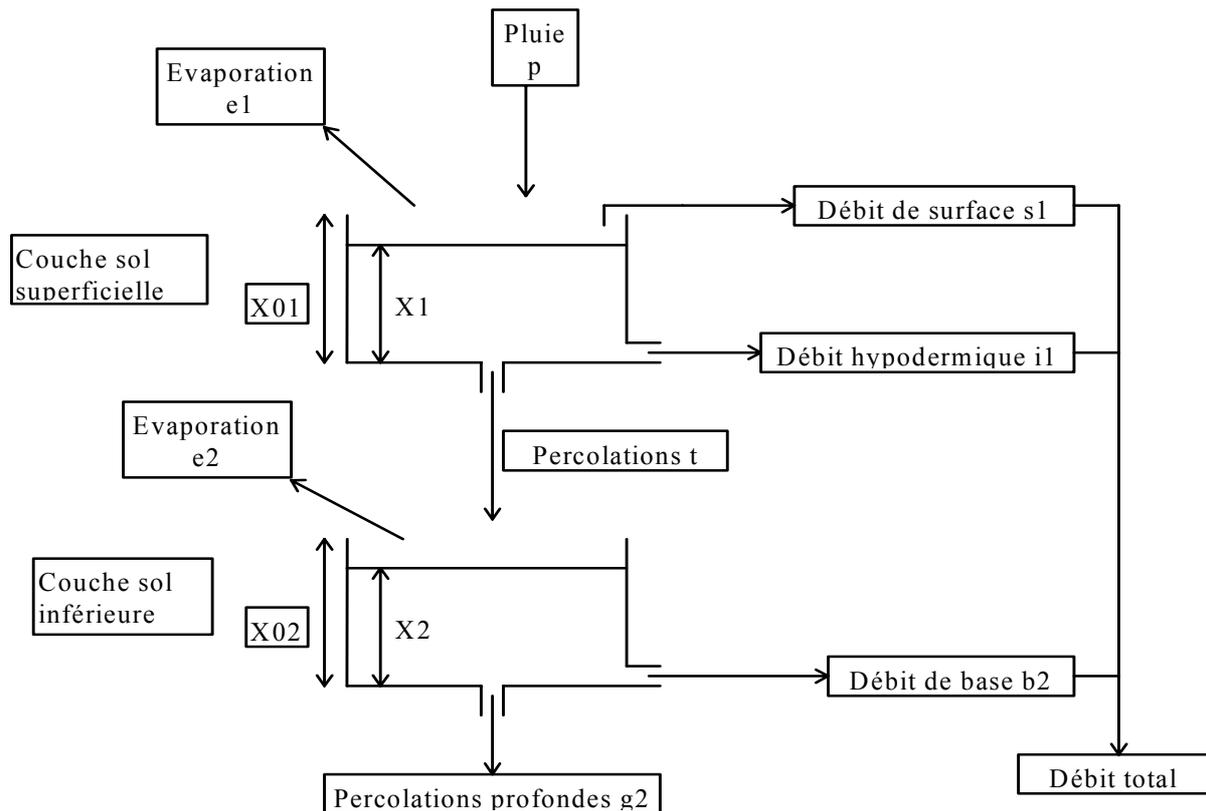
$$g2 = C4/(1 + C4) \cdot C3 \cdot X2$$

où $C3$ et $C4$ sont des constantes.

- Débit total :

Le débit total est la somme des débits hypodermique $i1$, de surface $s1$ et de base $b2$.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

7 paramètres à optimiser:

- X01, X02 : capacités maximales des deux couches sol
- m : exposant
- C1, C2, C3, C4 : paramètres d'écoulement

8. Technique d'optimisation des paramètres :

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débits en calage); Evapotranspiration Penman.

11. Pas de temps :

Mensuel

12. Test du modèle et applications :

Modèle testé sur des bassins américains

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

16. Commentaires :

17. Références bibliographiques :

Georgakakos, K.P. et Baumer, O.W. (1996). Measurement and utilization of on-site soil moisture data. *Journal of Hydrology*, **184**, 131-152.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: GEOR

On utilise une version à 9 paramètres. On ajoute un délai en sortie. On fait porter les percolation sur le débit du réservoir souterrain. On ajoute un réservoir de routage linéaire pour le débit de surface.

Paramètre X1 : capacité couche superficielle

Paramètre X2 : exposant du ruissellement

Paramètre X3 : constante de vidange linéaire du réservoir de surface

Paramètre X4 : constante de percolation

Paramètre X5 : capacité maximale du réservoir souterrain

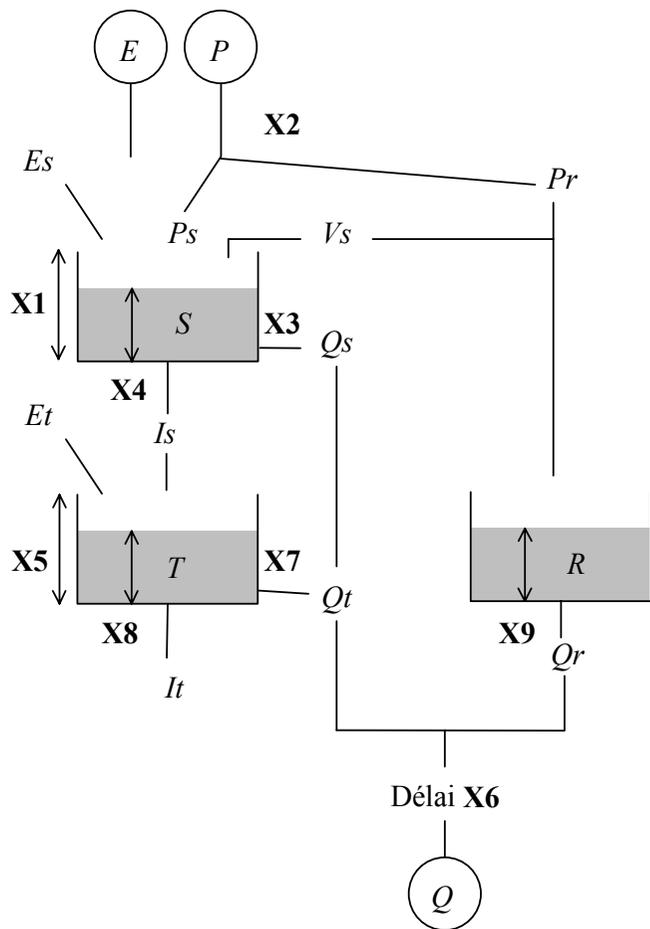
Paramètre X6 : délai

Paramètre X7 : constante de vidange linéaire du réservoir souterrain

Paramètre X8 : paramètre de percolations profondes

Paramètre X9 : constante de vidange du réservoir de routage

Structure GEOR



$$Pr = P \cdot \left(\frac{S}{X1} \right)^{X2}$$

$$Ps = P - Pr$$

$$S = S + Ps$$

$$Vs = \max(0, S - X1)$$

$$S = S - Vs$$

$$Pr = Pr + Vs$$

$$Qs = S / X3$$

$$S = S - Qs$$

$$Ism = X4 \cdot \left(1 - \frac{T}{X5} \right)^2 \cdot \frac{S}{X1}$$

$$Is = \min(Ism, \min(S, X5 - T))$$

$$S = S - Is$$

$$T = T + Is$$

$$Es = \min\left(S, E \cdot \frac{S}{X1}\right)$$

$$S = S - Es$$

$$E' = E - Es$$

$$It = T / X8$$

$$T = T - It$$

$$Qt = T / X7$$

$$T = T - Qt$$

$$Et = \min\left(T, E' \cdot \frac{T}{X5}\right)$$

$$T = T - Et$$

$$R = R + Pr$$

$$Qr = R / X9$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Qs + Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

Fiche analytique n°11

1. Nom du modèle : GR3J, GR4J (modèle du Génie Rural à 3 (4) paramètres Journalier)

2. Auteurs - Première publication : Edijatno *et al.* (1999)

3. Institut - Pays : Cemagref, Antony, France

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modélisation pluie-débit à peu de paramètres en vue d'utilisation sur des bassins versants non-jaugés

5. Description de la structure originale :

La description de la version du modèle GR4J proposée par Nascimento (1995) est présentée ici, avec ensuite les modifications introduites par Edijatno *et al.* (1999)

- Neutralisation :

La pluie brute subit l'évapotranspiration potentielle ETP. La pluie nette P_n est alors déterminée par :

$$\begin{array}{llll} \text{- si } & P \geq E & \text{alors } & P_n = P - E \quad \text{et} \quad E_n = 0 \\ \text{- si } & P < E & \text{alors } & P_n = 0 \quad \text{et} \quad E_n = E - P \end{array}$$

- Réservoir de production :

Lorsqu'il reste une pluie dP_n , la partie allant dans le réservoir sol est dP_s et l'autre partie dP_r transite vers l'exutoire :

$$\begin{aligned} dP_r &= \left(\frac{S}{A}\right)^2 \cdot dP_n \\ dP_s &= \left[1 - \left(\frac{S}{A}\right)^2\right] \cdot dP_n \end{aligned}$$

où S est le niveau dans le réservoir sol et A la capacité maximale de ce réservoir. Le variation du niveau du réservoir sol est $dS = dP_s$ et le niveau est mis à jour suivant :

$$S_{k+1} = \frac{S_k + A \cdot \tanh(P_n / A)}{1 + (S_k / A) \cdot \tanh(P_n / A)}$$

Dans le cas où toute la pluie est consommée lors de l'interception, le restant E_n d'ETP sert à faire évaporer l'eau contenue dans le réservoir sol, à un taux commandé par une fonction du niveau dans le réservoir sol. La variation du niveau est :

$$\begin{aligned} dS &= -dE_s \\ \text{avec } dE_s &= (S / A) \cdot [2 - (S / A)] \cdot dE_n \end{aligned}$$

Le niveau du réservoir est mis à jour suivant :

$$S_{k+1} = S_k \frac{1 - \tanh(E_n / A)}{1 + [1 - S_k / A] \cdot \tanh(E_n / A)}$$

- Séparation des composantes de l'écoulement :

La pluie est séparée en deux composantes. Un écoulement pseudo-direct est routé par un hydrogramme unitaire et représente 10 % de la pluie efficace; L'autre partie de la pluie efficace (90 %) est routée par un hydrogramme unitaire et un réservoir de routage.

- Hydrogramme unitaire :

Les deux composantes de l'écoulement subissent tout d'abord un retard progressif par action d'un hydrogramme unitaire qui permet de simuler le temps de montée de l'hydrogramme. Ces hydrogrammes sont caractérisés par un temps de base C. L'écoulement transitant par le réservoir de routage est retardé par une fonction UH1 de la forme :

$$q(t) = \left(\frac{t}{C}\right)^3 \quad \text{pour } 0 \leq t \leq C$$

et

$$q(t) = 1 \quad \text{pour } t > C$$

où t est le temps. L'écoulement pseudo-direct est retardé par un hydrogramme UH2 du type :

$$q(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{C}\right)^3 \quad \text{pour } 0 \leq t \leq C$$

$$q(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{C}\right)^3 \quad \text{pour } C < t \leq 2C$$

et

$$q(t) = 1 \quad \text{pour } t > 2C$$

- Réservoir de routage :

Après avoir été retardé par l'hydrogramme unitaire, la principale composante d'écoulement transite par un réservoir de routage non linéaire qui se vidange suivant une loi :

$$Q_r(t) = K \cdot R(t)^5$$

où K est une constante et R le niveau dans le réservoir de routage. Le niveau du réservoir de routage est donc mis à jour d'après :

$$\frac{1}{R_{k+1}^4} = \frac{1}{R_k^4} + \frac{1}{B^4}$$

où B est la capacité maximale du réservoir de routage. On a posé $\frac{1}{B^4} = 4 \cdot K \cdot \Delta t$, avec $\Delta t = 1$ jour, pas de temps de fonctionnement. Le débit du réservoir est alors :

$$Q_r = R_{k-1} - R_k$$

- Ecoulement pseudo direct :

Après le retard induit par l'hydrogramme unitaire, l'écoulement pseudo-direct arrive directement à l'exutoire.

- Terme d'échanges souterrains :

Un terme T permet de tenir compte des infiltrations profondes ou des échanges d'eau souterrains. Il dépend d'un paramètre D (négatif ou positif).

Si D est négatif, T est exprimé par :

$$T = D \cdot \frac{S}{A}$$

et est soustrait à l'écoulement direct Q_p et au niveau du réservoir de routage suivant (gain en eau pour le système):

$$Q_p = \max(0, Q_p - T)$$

et

$$R = \max(\varepsilon, R - T) \quad \text{où } \varepsilon \text{ a une valeur faible}$$

Si D est positif, on a alors :

$$T = D \cdot \frac{R}{B}$$

qui est appliqué aux deux composantes de l'écoulement comme précédemment (perte en eau pour le système).

Dans la version d'Edijatno *et al.* (1999), deux modifications ont été réalisées : au niveau de la fonction de production et de la fonction d'échange. Dans cette version à trois paramètres, la capacité A du réservoir de production a été fixée à 330 mm.

- Réservoir de production :

La partie de la pluie nette allant dans le réservoir sol est désormais donnée par :

$$P_s = \frac{P_n \left(1 - \left(\frac{S}{A} \right)^2 \right)}{1 + \left(\frac{P_n}{A} \right) \left(1 + \frac{S}{A} \right)}$$

où S est le niveau dans le réservoir sol et A la capacité maximale de ce réservoir. Cette capacité maximale est fixée à 330 mm. L'évapotranspiration est désormais déterminée par :

$$E_s = \frac{E_n \left(\frac{S}{A} \right) \left(2 - \frac{S}{A} \right)}{1 + \left(\frac{E_n}{A} \right) \left(2 - \frac{S}{A} \right)}$$

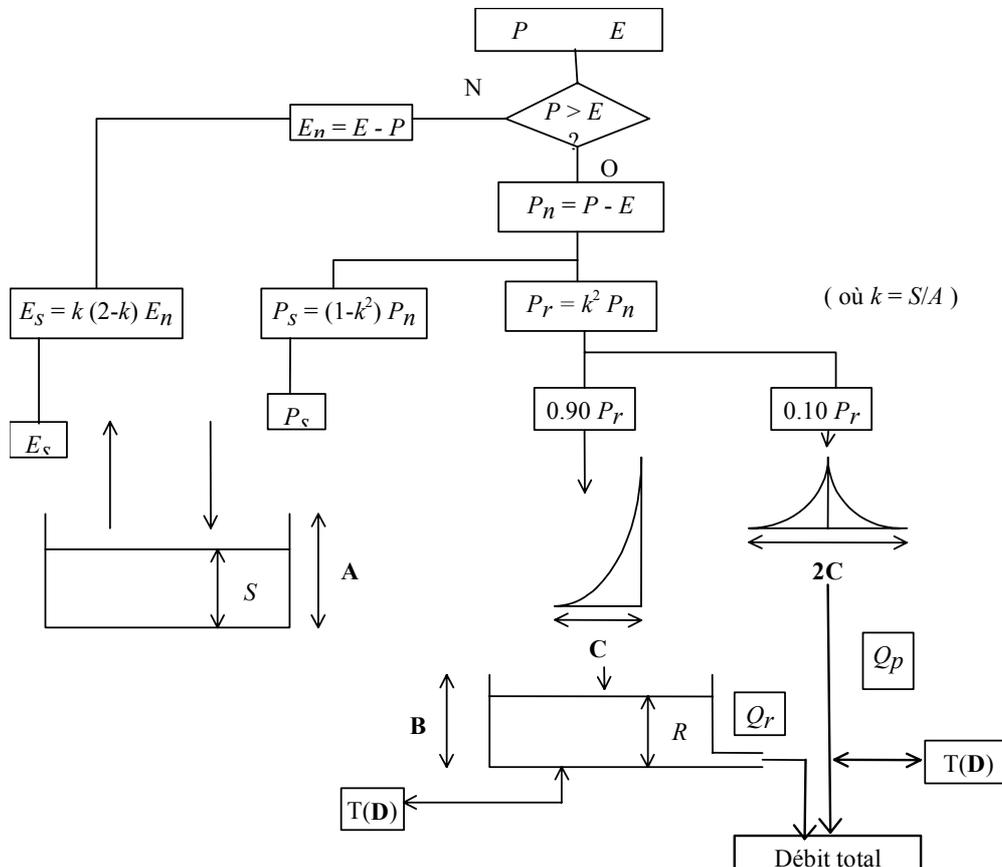
- Terme d'échanges souterrains :

Le terme d'échange ici est exprimé par :

$$T = D \cdot \left(\frac{R}{B} \right)^4 \quad \text{pour D positif ou négatif}$$

où D est le paramètre d'échange et B la capacité du réservoir de routage.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

Trois ou quatre paramètres sont optimisés :

- A : capacité maximale du réservoir de production (fixée à 330 mm dans GR3J d'Edijatno *et al.*, 1999)
- B : capacité maximale du réservoir de routage
- C : durée de l'hydrogramme unitaire
- D : paramètre d'échanges souterrains

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Méthode d'optimisation locale 'pas-à-pas' (Michel, 1989; Nascimento, 1995)

9. Module neige :

Module proposé par Makhoulf (1994) pour application du modèle sur des bassins de la Moselle

10. Données :

En entrée, données de pluie et d'ETP (par exemple ETP Penman); chronique de débit nécessaires pour le calage des paramètres du modèle

11. Pas de temps :

Ces modèles ont été développés au pas de temps journalier. D'autres modèles de la famille GR sont adaptés à des pas de temps horaire, mensuel et annuel.

12. Tests du modèle et applications :

Le modèle a été largement testé en France, ainsi qu'en Côte d'Ivoire par Servat et Dezetter (1991, 1992) ou en Grande-Bretagne par (Perrin, 1997). Le modèle a été utilisé par Nascimento (1995) ou Lavabre *et al.* (1993) pour la mise en évidence d'effet de changement environnementaux.

Yang *et al.* (1991) et Yang *et al.* (1995) ont appliqué le modèle pour la gestion de barrages-réservoir.

Travaux de Yang et Michel (2000) sur l'application d'une méthode variationnelle de prévision des débits appliquée à GR3. Yang (1993) avait mis cette méthode au point dans le cadre de la prévision horaire au pas de temps fin.

13. Analyse de sensibilité :

Des analyses ont été réalisées, notamment au cours de travaux de thèse (Edijatno, 1991; Nascimento, 1995). Kabouya et Michel (1991) ont également réalisé une analyse de sensibilité sur le modèle mensuel. Le modèle a par ailleurs été utilisé pour tester des méthodes d'analyse d'incertitudes (Yang et Parent, 1996; Kuczera et Parent, 1998)

14. Régionalisation :

Des travaux pour lier les paramètres du modèle à des descripteurs simples du bassin ont été réalisés par Edijatno (1991) ou Makhoulf (1994) en France et par Servat et Dezetter (1993) en Côte d'Ivoire.

15. Comparaisons avec d'autres modèles:

- Perrin et Littlewood (2000): Comparaison avec le modèle IHACRES

16. Commentaires :

L'une des premières utilisations de la structure la plus simple du modèle a été présentée par Michel (1983). Une première version à trois paramètres du modèle journalier avait été proposée par Edijatno et Michel (1989) et Edijatno (1991). Reformulation mathématique du modèle GR4 par Rakem (1999)

De nombreux travaux ont été menés sur le modèle mensuel (Kabouya, 1990; Kabouya et Michel, 1991; Makhoulf et Michel, 1994; Paturel *et al.*, 1995; Ouédraogo *et al.*, 1998) Le modèle mensuel est notamment utilisé dans le logiciel LOIEAU et une version horaire dans le logiciel SHYPRE

Site Internet du Cemagref: <http://www.cemagref.fr/>

17. Références bibliographiques :

- Edijatno (1991).** Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. *Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg*, 242 p.
- Edijatno et Michel, C. (1989).** Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, 2, 113-121.
- Edijatno, Nascimento, N.O., Yang, X., Makhlof, Z. et Michel, C. (1999).** GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2), 263-277.
- Kabouya, M. (1990).** Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. *Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay*, 347 p.
- Kabouya, M. et Michel, C. (1991).** Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride. *Revue des Sciences de l'Eau*, 4(4), 569-587.
- Kuczera, G. et Parent, E. (1998).** Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: the Metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, 211, 69-85.
- Lavabre, J., Sempere Torres, D. et Cernesson, F. (1993).** Changes in the hydrological response of a small Mediterranean basin a year after a wildfire. *Journal of Hydrology*, 142, 273-299.
- Makhlof, Z. (1994).** Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. *Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay*, 426 p.
- Makhlof, Z. et Michel, C. (1994).** A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, 162, 299-318.
- Michel, C. (1983).** Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? *La Houille Blanche*, 1, 39-44.
- Michel, C. (1989).** Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux, *Cemagref, Antony*.
- 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 p.
- Ouédraogo, M., Servat, E., Paturel, J.E., Lubès-Niel, H. et Masson, J.M. (1998).** Caractérisation d'une modification éventuelle de la relation pluie-débit autour des années 1970 en Afrique de l'ouest et centrale non-sahélienne. *Proc. of the Abidjan Conf., Ivory Coast, Water Resources Variability in Africa during the XXth Century, IAHS Publication n° 252*, 315-321.
- 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, 11-125.
- Perrin, C. (1997).** Comparative assessment of two rainfall-runoff modelling approaches: GR4J and IHACRES. *Mémoire de DEA, ULP/ENGEES/Institute of Hydrology*, 153 p.
- Perrin, C. et Littlewood, I.G. (2000).** A comparative assessment of two rainfall-runoff modelling approaches: GR4J and IHACRES, *Proceedings of the Prague Conference (22-24 September 1998), IHP-V, Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris, (in press)*.
- Rakem, Y. (1999).** Analyse critique et reformulation mathématique d'un modèle empirique pluie-débit (GR4J). *Thèse de Doctorat, ENPC*, 263 p.
- Servat, E. et Dezetter, A. (1991).** Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrological Sciences Journal*, 36(4), 307-331.
- Servat, E. et Dezetter, A. (1992).** Modélisation de la relation pluie-débit et estimation des apports en eau dans le nord-ouest de la Côte d'Ivoire. *Hydrologie Continentale*, 7(2), 129-142.

- Servat, E. et Dezetter, A. (1993).** Rainfall-runoff modelling and water resources assessment in northwestern Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchments. *Journal of Hydrology*, **148**, 231-248.
- Yang, X. (1993).** Mise au point d'une méthode d'utilisation d'un modèle pluie-débit conceptuel pour la prévision des crues en temps réel. *Thèse de Doctorat, ENPC/CERGRENE*, 350 p.
- Yang, X. et Michel, C. (2000).** Flood forecasting with a watershed model: a new method of parameter updating. *Hydrological Sciences Journal*, in press.
- Yang, X. et Parent, E. (1996).** Analyse de fiabilité en modélisation hydrologique: concepts et applications au modèle pluies-débits GR3. *Revue des Sciences de l'Eau*(1), 31-49.
- Yang, X., Parent, E., Michel, C. et Roche, P.A. (1991).** Gestion d'un réservoir pour la régularisation des débits. *La Houille Blanche*, 6, 433-440.
- Yang, X., Parent, E., Michel, C. et Roche, P.A. (1995).** Comparison of real-time reservoir-operation techniques. *Journal of Water Resources Planning and Management*, **121**(5), 345-351.

18. Description et schémas des versions retenues :

Symboles utilisés : GR3J, GR4J, GR4K

Ces trois versions correspondent respectivement aux versions d'Edijatno *et al.* (1999), de Nascimento (1995), et d'Edijanto *et al.* (1999) dans laquelle la capacité du réservoir de production est optimisée. On présente ici également deux autres versions du modèle GR journalier, celle d'Edijano (1991) et celle de Rakem (1999) qui ont été testées lors de la recherche d'une version améliorée du modèle (chapitre 7).

(les barres verticales devant les équations indiquent les modifications effectuées successivement)

Paramètre X1 : paramètre d'échange

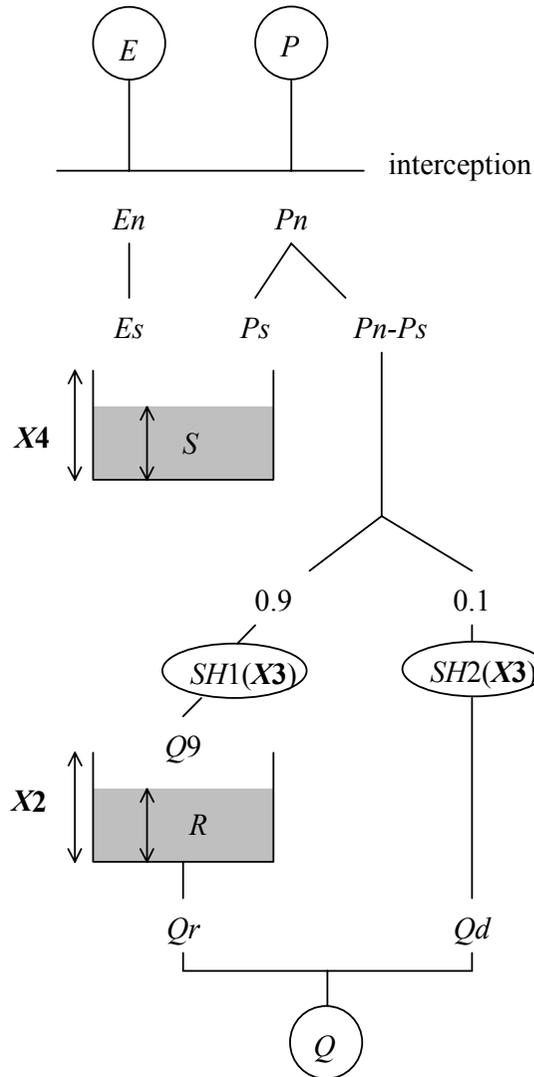
Paramètre X2 : capacité à un jour du réservoir de routage

Paramètre X3 : temps de base de l'hydrogramme unitaire

Paramètre X4 : capacité du réservoir de production

Dans la version de Rakem (1999), le paramètre X3 est un coefficient de dissociation des écoulements.

Structure GR3J (Edijatno, 1991)



$$\text{si } P \geq E, \quad Pn = P - E, \quad En = 0$$

$$\text{si } P < E, \quad En = E - P, \quad Pn = 0$$

$$Ps = \frac{X4 \cdot \left(1 - \left(\frac{S}{X4}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{Pn}{X4}\right)}{1 + \frac{S}{X4} \cdot \tanh\left(\frac{Pn}{A}\right)}$$

$$Es = \frac{S \cdot \left(2 - \frac{S}{X4}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X4}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X4}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X4}\right)}$$

$$S = S + Ps - Es$$

$$0 \leq j \leq X3, \quad SH1(j) = \left(\frac{j}{X3}\right)^3$$

$$j > X3, \quad SH1(j) = 1$$

$$0 \leq j \leq X3, \quad SH2(j) = \frac{1}{2} \left(\frac{j}{X3}\right)^3$$

$$X3 < j \leq 2 \cdot X3, \quad SH2(j) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{j}{X3}\right)^3$$

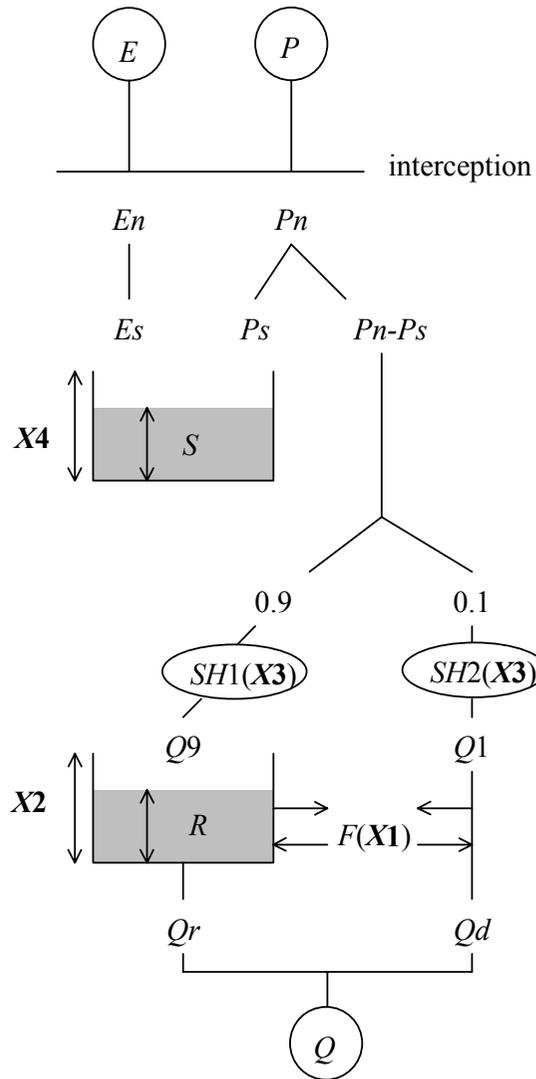
$$j > 2 \cdot X3, \quad SH2(j) = 1$$

$$R = R + Q9$$

$$Qr = R - (R^4 + X2^4)^{-\frac{1}{4}}$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Qr + Qd$$



$$si P \geq E, Pn = P - E, En = 0$$

$$si P < E, En = E - P, Pn = 0$$

$$Ps = \frac{X4 \cdot \left(1 - \left(\frac{S}{X4}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{Pn}{X4}\right)}{1 + \frac{S}{X4} \cdot \tanh\left(\frac{Pn}{A}\right)}$$

$$Es = \frac{S \cdot \left(2 - \frac{S}{X4}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X4}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X4}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X4}\right)}$$

$$S = S + Ps - Es$$

$$0 \leq j \leq X3, SH1(j) = \left(\frac{j}{X3}\right)^3$$

$$j > X3, SH1(j) = 1$$

$$0 \leq j \leq X3, SH2(j) = \frac{1}{2} \left(\frac{j}{X3}\right)^3$$

$$X3 < j \leq 2 \cdot X3, SH2(j) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{j}{X3}\right)^3$$

$$j > 2 \cdot X3, SH2(j) = 1$$

$$si X1 < 0, F = X1 \cdot \frac{R}{X2}$$

$$si X1 > 0, F = X1 \cdot \frac{S}{X4}$$

$$Qd = \max(0, Q1 + F)$$

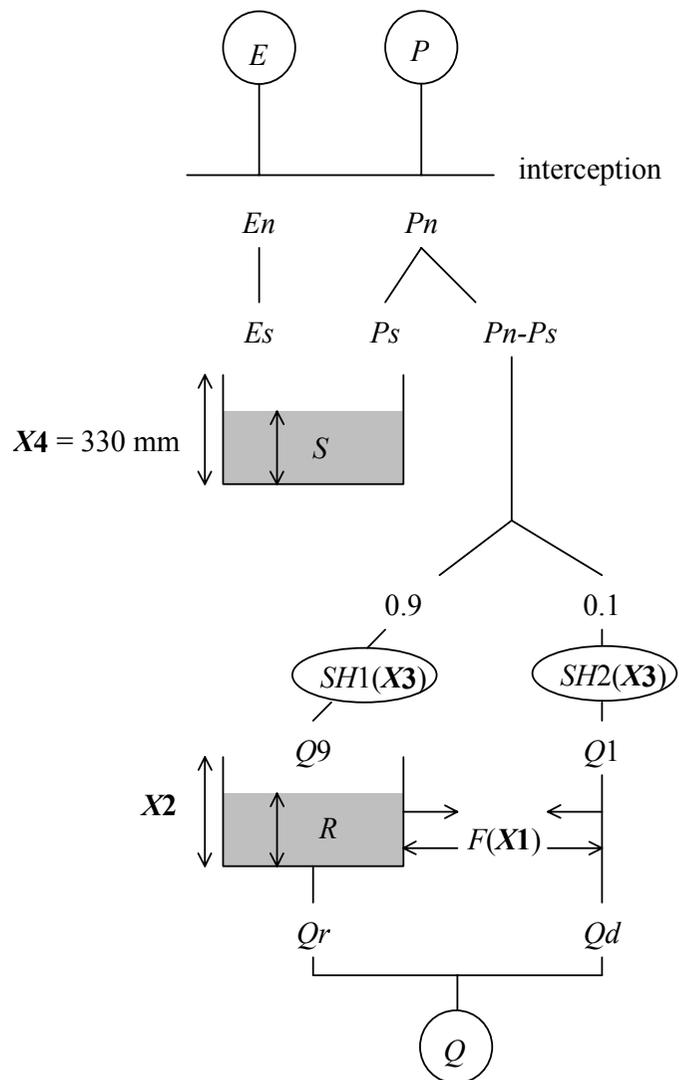
$$R = \max(\varepsilon, R + Q9 + F)$$

$$Qr = R - (R^4 + X2^{-4})^{-\frac{1}{4}}$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Qr + Qd$$

Structure GR3J (Edijatno *et al.*, 1999)



$$\text{si } P \geq E, \quad Pn = P - E, \quad En = 0$$

$$\text{si } P < E, \quad En = E - P, \quad Pn = 0$$

$$Ps = \frac{Pn \cdot \left(1 - \left(\frac{S}{X4}\right)^2\right)}{1 + \frac{Pn}{X4} \cdot \left(1 + \frac{S}{X4}\right)}$$

$$Es = \frac{En \cdot \frac{S}{X4} \cdot \left(2 - \frac{S}{X4}\right)}{1 + \frac{En}{X4} \cdot \left(2 - \frac{S}{X4}\right)}$$

$$S = S + Ps - Es$$

$$0 \leq j \leq X3, \quad SH1(j) = \left(\frac{j}{X3}\right)^3$$

$$j > X3, \quad SH1(j) = 1$$

$$0 \leq j \leq X3, \quad SH2(j) = \frac{1}{2} \left(\frac{j}{X3}\right)^3$$

$$X3 < j \leq 2 \cdot X3, \quad SH2(j) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{j}{X3}\right)^3$$

$$j > 2 \cdot X3, \quad SH2(j) = 1$$

$$F = X1 \cdot \left(\frac{R}{X2}\right)^4$$

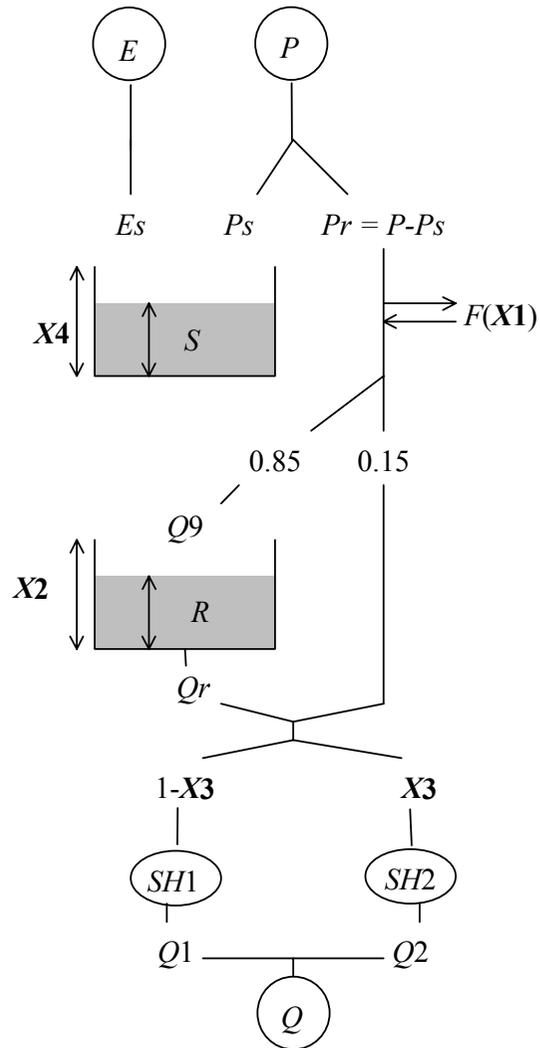
$$Qd = \max(0, Q1 + F)$$

$$R = \max(\varepsilon, R + Q9 + F)$$

$$Qr = R - (R^{-4} + X2^{-4})^{-\frac{1}{4}}$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Qr + Qd$$



$$P_s = P \cdot \left(1 - \frac{4 \cdot (P + S)^2}{\left(X4 + 2 \cdot E + \sqrt{(X4 + 2 \cdot E)^2 + 4 \cdot (P - E) \cdot (P + S)} \right)^2} \right)$$

$$E_s = (P + S) \cdot \left(1 - \frac{2 \cdot X4}{X4 + 2 \cdot E + \sqrt{(X4 + 2 \cdot E)^2 + 4 \cdot (P - E) \cdot (P + S)}} - \frac{4 \cdot P \cdot (P + S)}{\left(X4 + 2 \cdot E + \sqrt{(X4 + 2 \cdot E)^2 + 4 \cdot (P - E) \cdot (P + S)} \right)^2} \right)$$

$$S = S + P_s - E_s$$

$$P_r = P - P_s$$

$$F = X1 \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{P}{X4}\right) \right)$$

$$P_r = \max(0, P_r + F)$$

$$R = \max(\varepsilon, R + Q9)$$

$$Q_r = R - (R^{-4} + X2^{-4})^{-\frac{1}{4}}$$

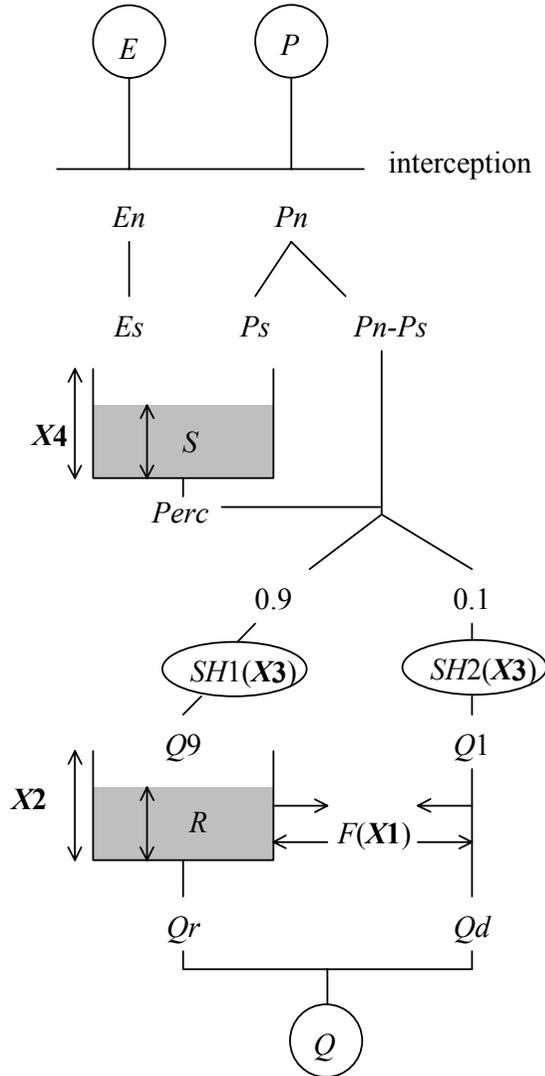
$$R = R - Q_r$$

$$SH1(i) = \exp(-0,3 \cdot (i - 1)^4) - \exp(-0,3 \cdot i^4)$$

$$SH2(i) = \exp(-0,08 \cdot (i - 1)^3) - \exp(-0,08 \cdot i^3)$$

$$Q = Q1 + Q2$$

Modèle GR4J' (Perrin, 2000)



si $P \geq E$, $Pn = P - E$, $En = 0$, si $P < E$, $En = E - P$, $Pn = 0$

$$Ps = \frac{Pn \cdot \left(1 - \left(\frac{S}{X4}\right)^2\right)}{1 + \frac{Pn}{X4} \cdot \left(1 + \frac{S}{X4}\right)}$$

$$Es = \frac{En \cdot \frac{S}{X4} \left(2 - \frac{S}{X4}\right)}{1 + \frac{En}{X4} \cdot \left(2 - \frac{S}{X4}\right)}$$

$$Perc = S - \left(S^{-4} + \left(\frac{9}{4} \cdot X4\right)^{-4}\right)^{-\frac{1}{4}} \quad S = S - Perc$$

$$0 \leq j \leq X3, \quad SH1(j) = \left(\frac{j}{X3}\right)^{\frac{5}{2}}$$

$$j > X3, \quad SH1(j) = 1$$

$$0 \leq j \leq X3, \quad SH2(j) = \frac{1}{2} \left(\frac{j}{X3}\right)^{\frac{5}{2}}$$

$$X3 < j \leq 2 \cdot X3, \quad SH2(j) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{j}{X3}\right)^{\frac{5}{2}}$$

$$j > 2 \cdot X3, \quad SH2(j) = 1$$

$$F = X1 \cdot \left(\frac{R}{X2}\right)^{\frac{7}{2}}$$

$$Qd = \max(0, Q1 + F)$$

$$R = \max(\varepsilon, R + Q9 + F)$$

$$Qr = R - \left(R^{-4} + X2^{-4}\right)^{-\frac{1}{4}}$$

$$Q = Qr + Qd$$

$$R = R - Qr$$

Fiche analytique n°12

1. Nom du modèle : GR5J (modèle du Génie Rural à 5 paramètres Journalier)

2. Auteurs – Première publication : Ma *et al.* (1990)

3. Institut – Pays : Cemagref,
Antony, France

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modélisation du transfert de nitrates, couplage avec un module nitrate. Modélisation pluie-débit à peu de paramètres

5. Description du modèle :

- Interception :

La pluie brute subit l'évapotranspiration potentielle ETP. La pluie nette P_n est alors déterminée par :

- si $P \geq E$ alors $P_n = P - E$ et $E_n = 0$
- si $P < E$ alors $P_n = 0$ et $E_n = E - P$

- Réservoir sol :

De capacité maximale A et de niveau S , le réservoir sol assure l'essentiel du bilan hydrologique. La pluie P_n est séparée en deux parties, la première P_s entrant dans le réservoir sol et la deuxième, P_r , transitant par un réservoir de routage R :

$$P_r = P_n \cdot (S/A)^2$$

$$P_s = P_n - P_r$$

L'évapotranspiration agit sur le réservoir sol. L'évapotranspiration réelle, ETR, est calculée à partir de l'ETP suivant :

$$ETR = E_n \cdot (S_2/A) \cdot (2 - (S_2/A))$$

avec $S_2 = S \cdot (1 - CF)$

où CF désigne le coefficient de flétrissement. Le réservoir se vidange en percolations profondes DG définie par :

$$DG = PD \cdot (S_3/A)^3$$

où PD est la percolation à saturation et S_3 est défini par :

$$S_3 = S \cdot (1 - CC)$$

où CC désigne le coefficient de capacité au champ.

- Réservoir de transfert R :

Il reçoit la pluie P_r dont l'entrée dans le réservoir est progressivement retardée par un hydrogramme unitaire de durée C défini par :

$$q(t) = \frac{3t^2}{2C^3} \quad \text{pour } 0 \leq t \leq C$$

$$q(t) = \frac{3(2C-t)^2}{2C^3} \quad \text{pour } C < t \leq 2C$$

et $q(t) = 0$ pour $t > 2C$

De capacité maximale B et de niveau R , le réservoir de routage se vidange suivant une loi quadratique suivant un débit QH :

$$QH = R^2 / (R + B)$$

- Réservoir souterrain G :

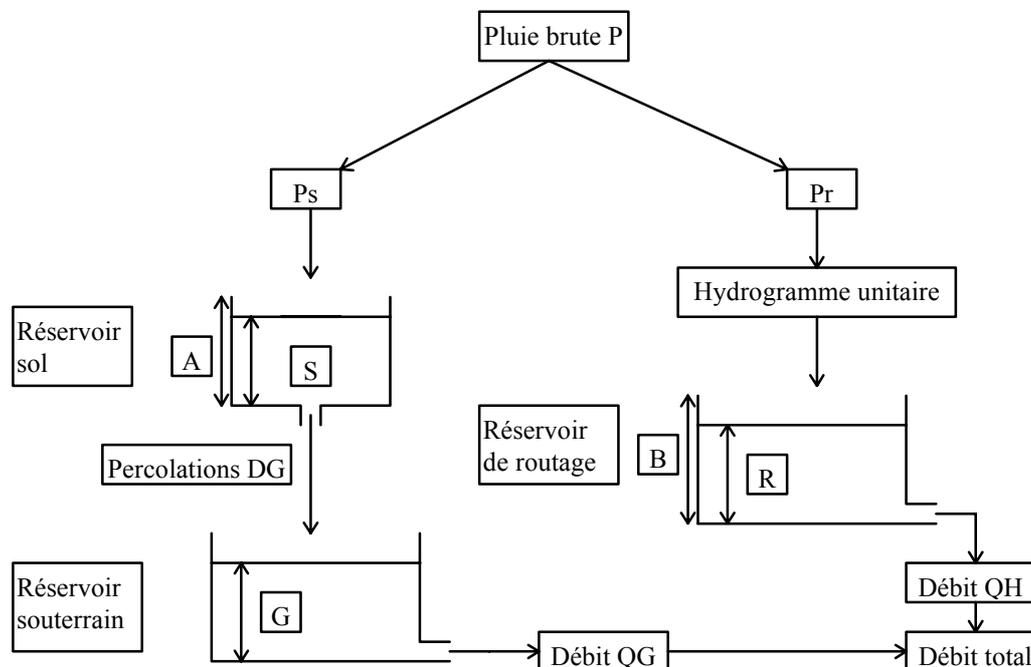
Le réservoir souterrain G reçoit les percolations DG du réservoir sol et se vidange en un débit QG de façon linéaire :

$$QG = KG \cdot G$$

où G est le niveau du réservoir et KG est une constante de vidange.

Le débit total est la somme de QH et QG.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

5 paramètres à optimiser:

- A : capacité maximale du réservoir sol
- B : capacité maximale du réservoir de routage
- C : durée de l'hydrogramme unitaire
- PD : percolation à saturation
- KG : constante de vidange du réservoir souterrain

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Méthode pas-à-pas

9. Module neige :

le module neige de GR4J peut être utilisé

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP décadaires

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Test sur le bassin de l'Orgeval et en Charente (Ma, 1991)

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

16. Commentaires :

Le modèle hydrologique est couplé à un module d'évolution des nitrates en milieu naturel

17. Références bibliographiques :

Ma, Z.C. (1991). Modélisation des transferts des nitrates du bassin de recherche au grand bassin (exemples des bassins de Mélarchez et de la Charente). *Thèse de Doctorat, Cemagref/ENITRIS/ULP*, 183 p.

Ma, Z.C., Leviandier, T. et Ferry, M. (1990). Fitting a conceptual hydrologic model accounting for nitrate loss in an agricultural representative basin. *Proceedings of the Conference on Hydrological research basins and the environment, Wageningen*, 319-327.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: GR5J

On utilise une version à 6 paramètres avec 3 composantes d'écoulement en partant de la base du modèle GR4J de Nascimento (1995). Il s'agit en fait d'une version de GR4J dans laquelle on a rajouté une composante provenant du réservoir sol. La pluie nette est séparée en deux composantes (10% / 90%). On utilise également un paramètre d'échanges souterrains que l'on applique comme dans GR4.

Paramètre X1 : paramètre d'échanges souterrains

Paramètre X2 : capacité réservoir de routage

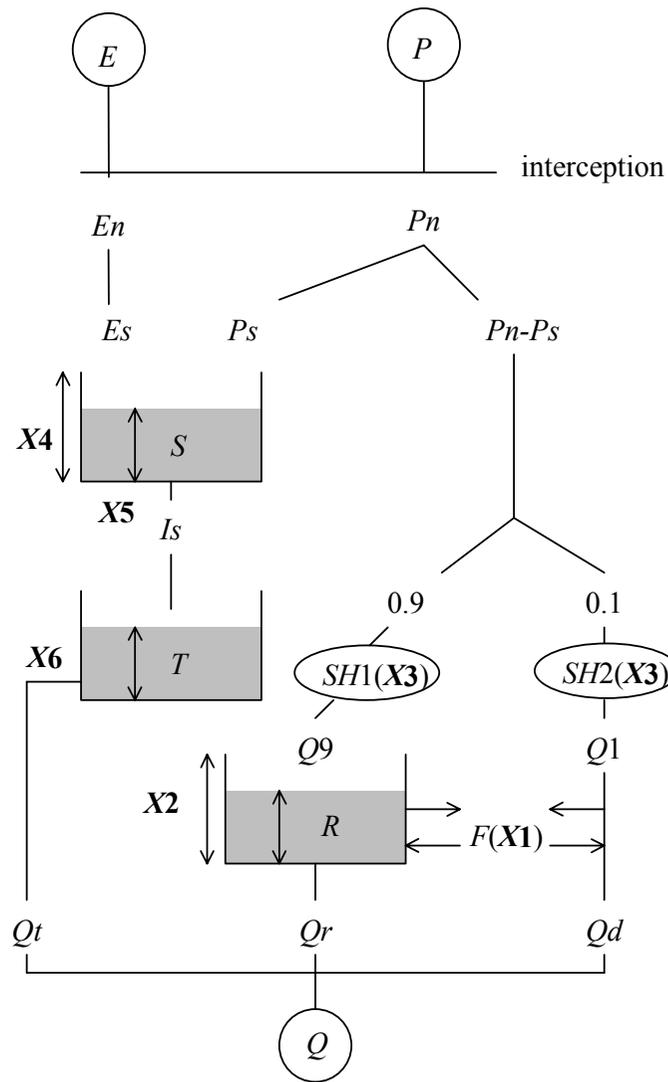
Paramètre X3 : constante de temps de l'hydrogramme unitaire

Paramètre X4 : capacité du réservoir sol

Paramètre X5 : paramètre de percolations

Paramètre X6 : constante de vidange du réservoir souterrain

Structure GR5J



$$\text{si } P \geq E, \quad Pn = P - E, \quad En = 0$$

$$\text{si } P < E, \quad En = E - P, \quad Pn = 0$$

$$Ps = \frac{X4 \cdot \left(1 - \left(\frac{S}{X4}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{Pn}{X4}\right)}{1 + \frac{S}{X4} \cdot \tanh\left(\frac{Pn}{A}\right)} \quad Es = \frac{S \cdot \left(2 - \frac{S}{X4}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X4}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X4}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X4}\right)}$$

$$Is = \min\left(S, X5 \cdot \left(\frac{S}{X4}\right)^3\right)$$

$$Qt = T / X6$$

$$0 \leq j \leq X3, \quad SH1(j) = \left(\frac{j}{X3}\right)^3$$

$$j > X3, \quad SH1(j) = 1$$

$$0 \leq j \leq X3, \quad SH2(j) = \frac{1}{2} \left(\frac{j}{X3}\right)^3$$

$$X3 < j \leq 2 \cdot X3, \quad SH2(j) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{j}{X3}\right)^3$$

$$j > 2 \cdot X3, \quad SH2(j) = 1$$

$$\text{si } X1 < 0, \quad F = X1 \cdot \frac{R}{X2}$$

$$\text{si } X1 > 0, \quad F = X1 \cdot \frac{S}{X4}$$

$$Qd = \max(0, Q1 + F)$$

$$R = \max(\epsilon, R + Q9 + F)$$

$$Qr = R - \left(R^{-4} + X2^{-4}\right)^{-\frac{1}{4}}$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Qr + Qd + Qt$$

Fiche analytique n°13

1. Nom du modèle : GRHUM (modèle du Génie Rural avec simulation de l'HUMidité)

2. Auteurs – Première publication : Loumagne *et al.* (1996)

3. Institut - Pays : Cemagref, Division Hydrologie, Antony, France
CETP/CNRS, Vélizy, France

4. Buts de modélisation - Domaines d'application :

Prise en compte de l'interface sol-végétation-atmosphère dans un modèle pluie-débit.

5. Description du modèle :

(voir également description dans Chkir, 1994; Cognard *et al.*, 1996; Cognard-Plancq, 1996)

- Partitionnement de la pluie :

La pluie brute P est divisée en deux parties, une partie P' alimentant le réservoir sol et une partie ($P - P'$) représentant le ruissellement direct, à un taux commandé par l'humidité de la couche globale de sol :

$$P' = (1 - \alpha) \cdot P$$

$$\text{avec } \alpha = (W_g / W_{g\max})^2$$

- Réservoir sol :

Il est divisé en deux couches, la couche de surface s et la couche globale g . La couche globale correspond à la couche racinaire et inclut la couche superficielle. Les teneurs volumiques en humidité W_s et W_g sont calculées à partir des deux équations de bilan suivantes:

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{P' - E_s - PR_s}{d_s}$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{P' - E_g - PR_g}{d_g}$$

où $d_s = 0.1$ m est l'épaisseur de la couche de surface et $d_g = 1.2$ m est l'épaisseur de la couche globale, PR_i est l'écoulement issu de la couche i et E_i l'évapotranspiration. L'écoulement PR_s se produit de la couche de surface vers la couche globale et l'écoulement PR_g représente le débit du réservoir sol (modèle de Thomas) :

$$\text{si } P' \leq E_s, \text{ alors } PR_s = 0, \text{ sinon } PR_s = (W_s - Y_s) \cdot d_s$$

$$\text{si } P' \leq E_g, \text{ alors } PR_g = 0, \text{ sinon } PR_g = (W_g - Y_g) \cdot d_g$$

où Y_g et Y_s sont calculés par :

$$Y_i = \frac{W_i + W_{i\max}}{2 \text{ Th}} - \sqrt{\left(\frac{W_i + W_{i\max}}{2 \text{ Th}}\right)^2 - \frac{W_i \cdot W_{i\max}}{\text{Th}}}$$

où Th est un paramètre et $W_{i\max}$ est la capacité maximum de la couche i . Il s'agit de la fonction de Thomas utilisée également dans le modèle ABCD.

- Evaporation :

L'évaporation est calculée pour chacune des couches de sol. L'évaporation E_g de la couche globale et l'évaporation E_s de la couche de surface sont calculées par :

$$E_g = fc \cdot E_v + (1 - fc) \cdot E_{bs}$$

$$E_s = 0.2 \cdot fc \cdot (W_s / W_{s\max}) \cdot E_v + (1 - fc) \cdot E_{bs}$$

avec E_v la transpiration des plantes et E_{bs} l'évaporation d'un sol nu. fc est l'indice de couverture végétale, à calculer en fonction des variations du couvert végétal au cours de l'année. E_{bs} est déterminée par :

$$E_{bs} = \alpha \cdot E_{pot}$$

où E_{pot} est l'évapotranspiration potentielle et α est un coefficient calculé par :

$$\alpha = \min (1, E_{lim}/E_{pot})$$

avec $E_{lim} = a \cdot [W_{smax}/(W_{smax} - W_s)] \cdot \exp (b W_s^2)$

a et b étant à déterminer en fonction de la nature du sol.

E_v est déterminée par :

$$E_v = \beta \cdot E_{pot}$$

où β est un coefficient dépendant de la teneur en eau du sol et du degré de maturité des plantes. β peut être exprimé par :

$$\beta = 1 - \exp[-12(W_g - W_{wilt})/W_{gmax}]$$

avec W_{wilt} la teneur au point de flétrissement, dépendant du type de sol.

Cette fonction d'évaporation fait donc intervenir 4 paramètres f_c , a, b et W_{wilt} à déterminer en fonction des caractéristiques physiques du bassin versant.

- Transfert :

Le transfert de la sortie du réservoir PR_g et de la pluie ruisselée ($P - P'$) s'effectue sur le schéma du modèle GR4J. Il y a tout d'abord séparation de l'écoulement total PR en deux parties (90% / 10%). L'écoulement lent (90%) EPR est retardé progressivement par un hydrogramme unitaire UH1 de temps caractéristique t_p , dont la sortie $U(t)$ est donnée en fonction du temps t par :

$$U(t) = 3 t^2 / t_p^3$$

Cet écoulement transite ensuite par un réservoir de routage non linéaire dont la sortie est de la forme :

$$Q(t) = k \cdot R(t)^5$$

où k est une constante et $R(t)$ le niveau dans le réservoir.

La partie rapide EPD de l'écoulement est transférée de manière linéaire à l'exutoire par un hydrogramme unitaire UH2 similaire au précédent, mais suivi d'une décroissance symétrique de même temps caractéristique.

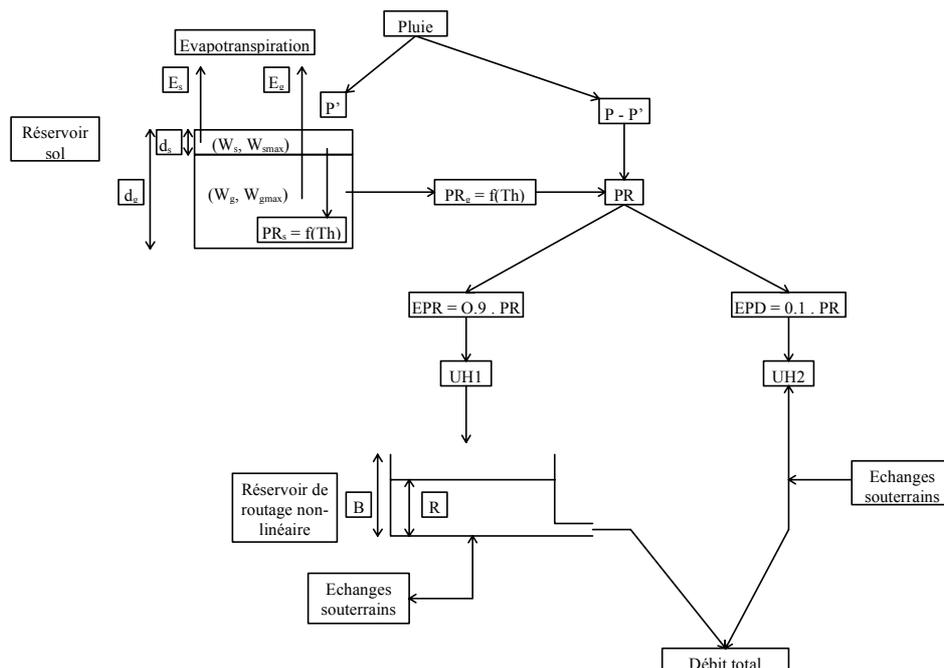
- Echanges souterrains :

Des échanges souterrains Ech peuvent avoir lieu. Ils agissent sur les deux composantes de l'écoulement et sont de la forme :

$$Ech = D(1 + 5 R/B)$$

où B est la capacité maximale du réservoir de routage et D un paramètre positif ou négatif.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

6 paramètres à caler (4 paramètres à initialiser pour la fonction d'évaporation):

- W_{smax} , W_{gmax} : teneur maximum en humidité de la couche de surface et de la couche globale du réservoir sol
- Th : constante de la fonction de drainage du modèle de Thomas
- t_p : constante de temps de l'hydrogramme unitaire
- D : paramètre des échanges souterrains
- B : capacité maximale du réservoir de routage
- f_c , a , b et W_{wilt} : paramètres de la fonction d'évaporation (à déterminer en fonction des caractéristiques physiques du bassin)

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Méthode pas-à-pas

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP décennales; Variation de l'indice d'occupation du sol

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Application au bassin versant expérimental de l'Orgeval et en Bretagne (Loumagne *et al.*, 1996)

Application sur des bassins portugais et sur des sous-bassins de la Seine dans le projet Aimwater (cf Aimwater, 2000)

13. Analyse de sensibilité :

Travaux de Quesney (1999)

14. Régionalisation :

Le module de production avec une structure deux couches a été choisi pour permettre d'assurer un lien entre humidités simulée et mesurée

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

- Loumagne *et al.* (1996) : résultats comparés avec GR4J

- Aimwater (2000) : comparaison avec GR4J, et des versions simplifiée de HMS, TOPMODEL et IHACRES

16. Commentaires :

La représentation du modèle de surface dérive des travaux de Deardorff (1978). Tenant compte explicitement de l'humidité de surface, il est possible de réaliser une assimilation de données d'humidité (mesurées sur le terrain ou par télédétection) dans le modèle. D'importants travaux ont été menés sur ce sujet (voir par exemple Ottlé et Vidal-Madjar, 1994)

Cognard *et al.* (1995) présentent des procédures de mise en relation du signal radar et de mesures de terrains sur le bassin du Naizin en Bretagne. Parmi les premiers travaux engagés pour lier modèle et humidité du sol, on trouve ceux de Loumagne *et al.* (1991). Les plus récents sont ceux de Quesney (1999).

17. Références bibliographiques :

Aimwater (2000). Selection of catchment models. *Progress report, Contract n° ENV4-CT98-0740 (DG 12 - ESCY), WP4200, Institute of Hydrology, Cemagref, April 2000.*

Chkir, N. (1994). Mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel intégrant l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. *Thèse de Doctorat, ENCP (Paris), Cemagref (Antony), 327 p.*

Cognard, A.L., Loumagne, C., Normand, M., Olivier, P., Ottlé, C., Vidal-Madjar, D., Louahala, S. et Vidal, A. (1995). Evaluation of the ERS 1/ synthetic aperture radar capacity to estimate surface soil moisture: two-year results over the Naizin watershed. *Water Resources Research, 31(2), 975-982.*

Cognard, A.L., Loumagne, C., Normand, M., Olivier, P., Ottlé, C., Vidal-Madjar, D., Louahala, S. et Vidal, A. (1996). Evaluation of the ERS 1/ synthetic aperture radar capacity to estimate surface soil moisture: two-year results over the Naizin watershed. *Proceedings of the Second ERS Applications Workshop, London (UK), ESA SP-383, 153-160.*

Cognard-Plancq, A.L. (1996). Suivi de l'état hydrique des sols par télédétection spatiale (radar et thermographie infrarouge) et modélisation hydrologique à l'échelle du bassin versant. *Thèse de Doctorat, Université de Paris-Orsay, Cemagref (Antony), 135 p.*

Deardorff, J.W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res., 83(4), 1889-1903.*

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.*

Loumagne, C., Michel, C. et Normand, M. (1991). Etat hydrique du sol et prévision des débits. *Journal of Hydrology, 123, 1-17.*

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.*

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 p.*

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: GRHU

On retient une version à neuf paramètres dans laquelle on prend la fonction d'échanges du modèle GR3 d'Edijatno et *al.* (1999). On introduit un paramétrage de la courbe d'occupation du sol avec deux paramètres (fonction sinusoïdale). On prend $a = b$ pour la fonction d'évaporation.

Paramètre X1 : capacité de la couche globale de sol

Paramètre X2 : capacité de la couche supérieure de sol

Paramètre X3 : constante de temps des hydrogrammes unitaires

Paramètre X4 : capacité du réservoir de routage

Paramètre X5 : coefficient de Thomas

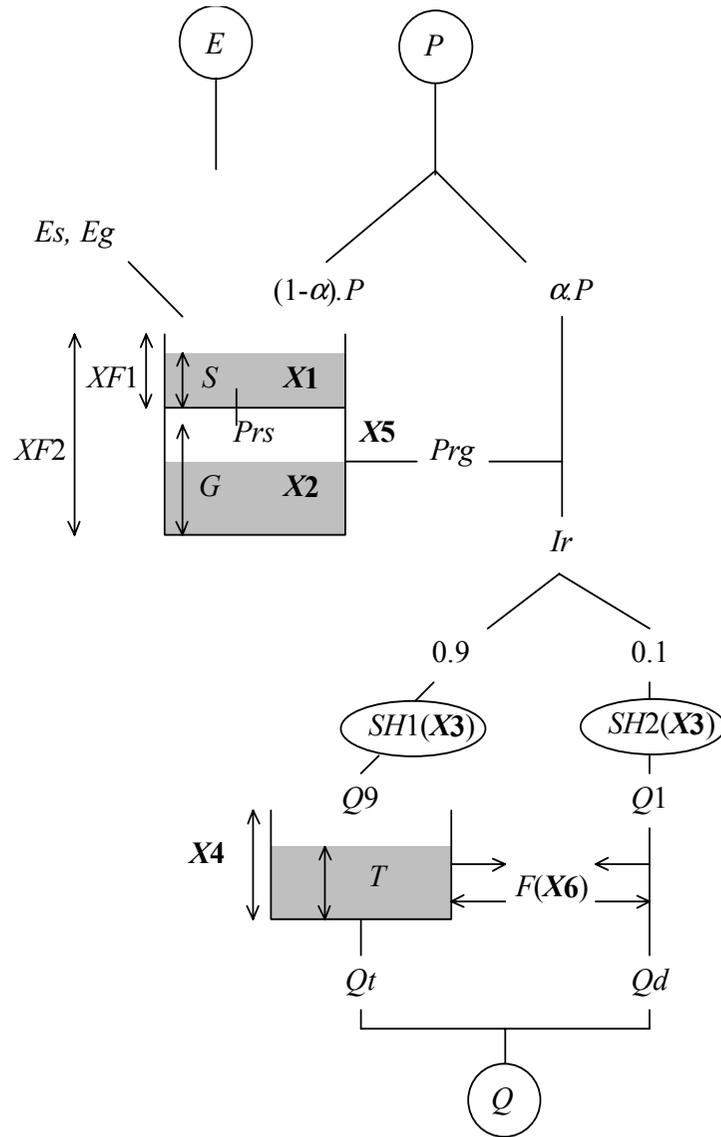
Paramètre X6 : paramètre d'échanges souterrains

Paramètre X7 : paramétrisation de la courbe d'occupation du sol

Paramètre X8 : paramétrisation de la courbe d'occupation du sol

Paramètre X9 : paramètres a et b

Structure GRHU



$$Elim = X1 \cdot X9 \cdot \exp(X9 \cdot S^2) / (X1 - S)$$

$$\text{si } Elim \geq E, \quad Esol = E$$

$$\text{sinon, } Esol = E \cdot \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{Elim}{E} \right)^2} \right) + 0.5 \cdot Elim \cdot \left(1 - 2 / \arcsin \left(\frac{Elim}{E} \right) \right)$$

$$Esol = \min(E, S \cdot XF1)$$

$$Eveg = \left[1 - \exp \left(-12 \cdot \frac{G - XF3}{X2} \right) \right] E$$

$$sig = \frac{1}{X7 + X8} \left[1 + X7 + \cos \left(\pi \cdot \frac{i - XF4}{XF4} \right) \right]$$

$$Es = (1 - sig) \cdot Esol + sig \cdot Evæg \cdot 0,2 \cdot S / X1$$

$$Eg = (1 - sig) \cdot Esol + sig \cdot Evæg$$

$$\text{si } P \geq Eg, \quad \alpha = (G / X2)^2 \quad \text{sinon} \quad \alpha = 0$$

$$Pr = \alpha \cdot P \quad Ps = P - Pr \quad S = \max \left(0, S - \frac{Es - P}{XF1} \right)$$

$$\text{si } Ps > Es, \quad Ys = \frac{2 \cdot S \cdot X1}{S + X1 + \sqrt{(S - X1)^2 + 4 \cdot X5 \cdot S \cdot X1}}$$

$$Prs = (S - Ys) \cdot XF1 \quad S = Ys$$

$$\text{sinon } Prs = 0$$

$$G = G - \frac{Eg - P}{XF2} \quad Gmin = S \cdot XF1 / XF2 \quad G = \max(G, Gmin)$$

$$\text{si } Ps > Eg, \quad Ge = G - Gmin \quad Gx = X2 - Gmin$$

$$Yg = Gmin + \frac{2 \cdot Ge \cdot Gx}{Ge + Gx + \sqrt{(G - X2)^2 + 4 \cdot X5 \cdot Ge \cdot Gx}}$$

$$Prg = (G - Yg) \cdot XF2 \quad G = Yg$$

$$\text{sinon } Prg = 0$$

$$Ir = Pr + Prg$$

on adopte ensuite exactement le schéma du modèle GR3J d'Edijatno et al. (1999) pour le routage de Ir et le calcul des échanges (avec $XF1=100$, $XF2=1000$, $XF3=0.14$)

Fiche analytique n°14

1. Nom du modèle : 'HAAN'

2. Auteurs - Première publication : Haan (1972)

3. Institut - Pays : Agricultural Engineering Department, University of Kentucky,
Lexington, Kentucky, Etats-Unis

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle simple pour hydrologie de petits bassins versants ruraux, utilisation pour la prévision des bilans en eau au pas de temps mensuel

5. Description du modèle :

- Réservoir sol :

Il est constitué de deux parties, une première de niveau M_r et de capacité C_1 (fixée à 30 mm) retient la partie de la pluie facilement accessible à l'évapotranspiration et une deuxième de niveau M_l et de capacité C_2 dont le contenu est moins accessible à l'évapotranspiration. Le réservoir reçoit les infiltrations f qui remplissent d'abord la partie M_r .

- Infiltration :

L'infiltration f dans le réservoir sol est déterminée en fonction de la pluie brute P et ne peut excéder f_{max} et se produit d'après le schéma suivant :

$$\begin{array}{ll} f = f_{max} & \text{pour } P \geq f_{max}, \text{ avec } M_r < C_1 \text{ ou } M_l < C_2 \\ f = P & \text{pour } P \leq f_{max}, \text{ avec } M_r < C_1 \text{ ou } M_l < C_2 \\ f = 0 & \text{pour } M_r = C_1 \text{ et } M_l = C_2 \end{array}$$

La pluie $(P - f)$ qui ne s'infiltré pas alimente l'écoulement de surface.

- Evapotranspiration :

Lorsque la pluie est nulle, l'évapotranspiration E est donnée par :

$$\begin{array}{ll} E = ETP & \text{pour } 0 < M_r < C_1 \\ E = ETP \cdot (M_l/C_2) & \text{pour } M_r = 0 \end{array}$$

Lorsque la pluie n'est pas nulle, on a :

$$\begin{array}{ll} E = \frac{1}{2} ETP & \text{pour } 0 < M_r < C_1 \\ E = \frac{1}{2} ETP \cdot (M_l/C_2) & \text{pour } M_r = 0 \end{array}$$

- Percolations :

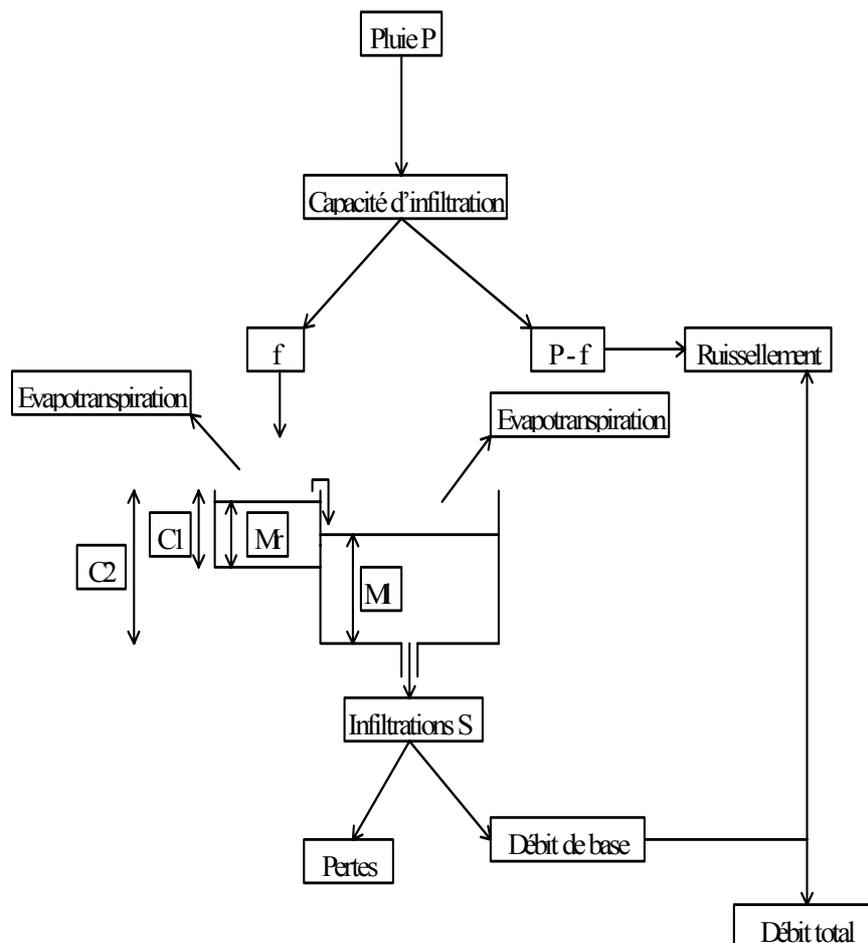
Des percolations S quittent le réservoir sol :

$$S = S_{max} \cdot (M_l/C_2)$$

où S_{max} représente les percolations maximales. Une partie F de ces infiltrations sert de débit de base.

- Débit total :

Le débit total est la somme de la composante de surface et des retours d'infiltrations

6. Schéma structurel :**7. Paramètres :**

Quatre paramètres optimisés :

- C2 : capacité de la partie secondaire du réservoir sol
- fmax : capacité d'infiltration maximale
- Smax : percolations maximales
- F : proportion des percolations servant au débit de base

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Rosenbrock

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débits en calage); Evapotranspiration

11. Pas de temps :

Mensuel

12. Test du modèle et applications :

Test du modèle sur des bassins américains

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

Travaux de Jarboe et Haan (1974) sur 24 bassins dans le Kentucky aux Etats-Unis

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

16. Commentaires :

17. Références bibliographiques :

Haan, C.T. (1972). A water yield model for small watersheds. *Water Resources Research*, **8**(1), 58-69.

Jarboe, J.E. et Haan, C.T. (1974). Calibrating a water yield model for small ungaged watersheds. *Water Resources Research*, **10**(2), 256-262.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: HAAN

On retient une version à 8 paramètres. On ajoute un paramètre de délai en sortie. La capacité du premier réservoir est optimisée. On ajoute deux réservoirs de routage : un réservoir de routage quadratique pour l'écoulement direct et un réservoir linéaire pour les percolations. Les pertes en eau prennent la forme d'une abstraction constante sur le réservoir de routage linéaire

Paramètre X1 : capacité de la partie inférieure du réservoir sol

Paramètre X2 : constante d'infiltration

Paramètre X3 : capacité d'infiltration

Paramètre X4 : paramètre de pertes profondes

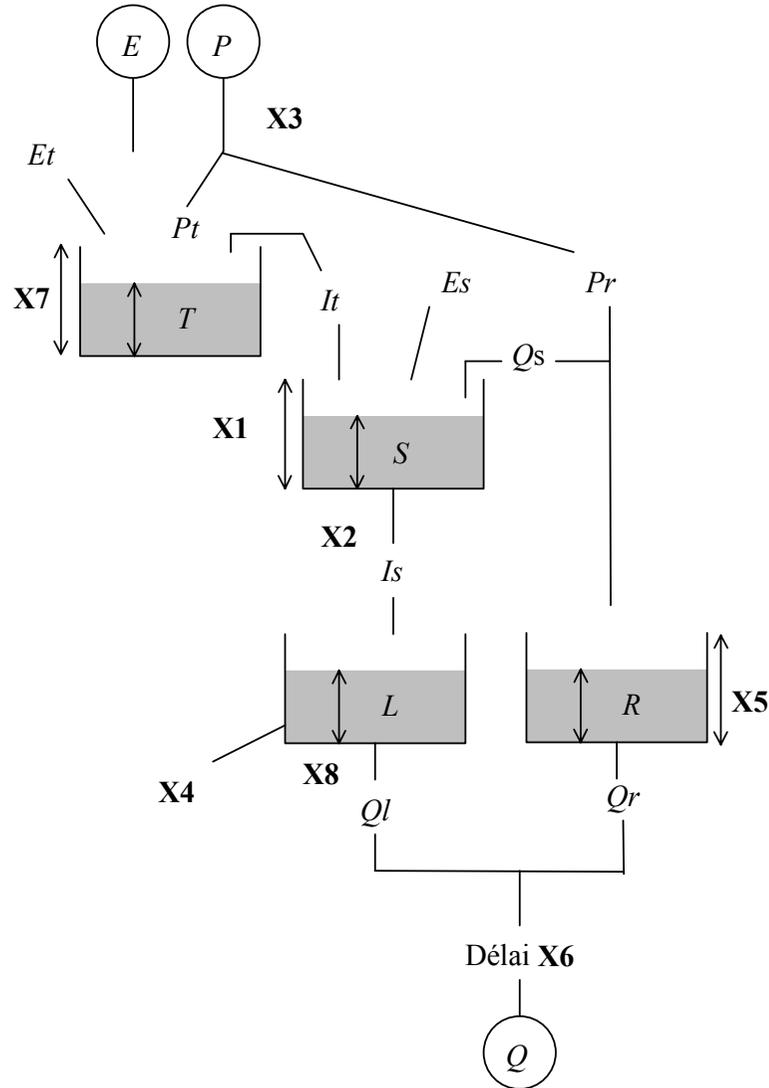
Paramètre X5 : capacité du réservoir de routage quadratique

Paramètre X6 : délai

Paramètre X7 : capacité de la partie supérieure du réservoir sol

Paramètre X8 : constante de vidange du réservoir linéaire

Structure HAAN



$$P_s = \min(P, X3)$$

$$Pr = P - P_s$$

$$T = T + Pt$$

$$Et = \min(T, E)$$

$$T = T - Et$$

$$E' = E - Et$$

$$It = \max(0, T - X7)$$

$$T = T - It$$

$$S = S + It$$

$$Es = E' \cdot \min\left(1, \frac{S}{X1}\right)$$

$$S = \max(0, S - Es)$$

$$Q_s = \max(0, S - X1)$$

$$S = S - Q_s$$

$$Pr = Pr + Q_s$$

$$Is = \min(S, X2 \cdot (S / X1))$$

$$S = S - Is$$

$$L = L + Is$$

$$L = \max(0, L - X4)$$

$$Ql = L / X8$$

$$L = L - Ql$$

$$R = R + Pr$$

$$Qr = \frac{R^2}{R + X5}$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Ql + Qr$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

Fiche analytique n°15

1. Nom du modèle : HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning : Bureau Hydrologie Section Ressources en eau).

2. Auteurs - Première publication : Bergström et Forsman (1973)

3. Institut - Pays : Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), Norrköping, Suède

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle simple pour conditions hydrologiques avec forte influence neigeuse dans les pays nordiques; prévision des crues, gestion des ressources hydroélectriques.

5. Description du modèle :

- Réservoir d'accumulation de la neige :

L'accumulation est la fonte de la neige s'effectue par une simple procédure en degré-jour par rapport à une température seuil de fonte TT. La quantité de neige fondue MELT est exprimée par :

$$\text{MELT} = C_{\text{MELT}} \cdot (T - \text{TT})$$

où T est la température et C_{MELT} le facteur de fonte. Un paramètre de correction de la quantité de neige C_{SF} est utilisé pour tenir compte des erreurs de mesure de la hauteur de neige.

- Réservoir sol :

Le réservoir sol reçoit la pluie et les fontes neigeuses. Un indice d'humidité est calculé et le débit Q est donné par la relation :

$$\begin{aligned} dQ/dP &= (S_{\text{sm}}/F_c)^\beta && \text{pour } S_{\text{sm}} < F_c \\ dQ/dP &= 1 && \text{pour } S_{\text{sm}} \geq F_c \end{aligned}$$

où S_{sm} est l'humidité du réservoir sol, F_c est la capacité maximale du réservoir sol, P est l'entrée du réservoir et β une constante.

L'évapotranspiration agit à un régime potentiel pour $S_{\text{sm}} > LP$ et l'évapotranspiration décroît ensuite linéairement de l'ETP jusqu'à 0 pour $LP \geq S_{\text{sm}} \geq 0$.

(Une correction peut être effectuée sur l'évapotranspiration potentielle pour tenir compte des inversions de température, avec un paramètre supplémentaire).

- Réservoir intermédiaire :

Il reçoit le débit du réservoir sol et se vidange en trois composantes : des percolations profondes constantes PERC (si elles peuvent être satisfaites); un débit de surface Q_0 au dessus d'un seuil UZL et un débit de subsurface Q_1 , tous deux exprimés par :

$$Q_0 = K_0 \cdot (\text{Suz} - \text{UZL})$$

$$Q_1 = K_1 \cdot \text{Suz}$$

où Suz est le niveau du réservoir et K_0 et K_1 sont des constantes.

- Réservoir eau-souterraine :

Il reçoit les percolations PERC et se vidange linéairement en un débit de base Q_2 suivant :

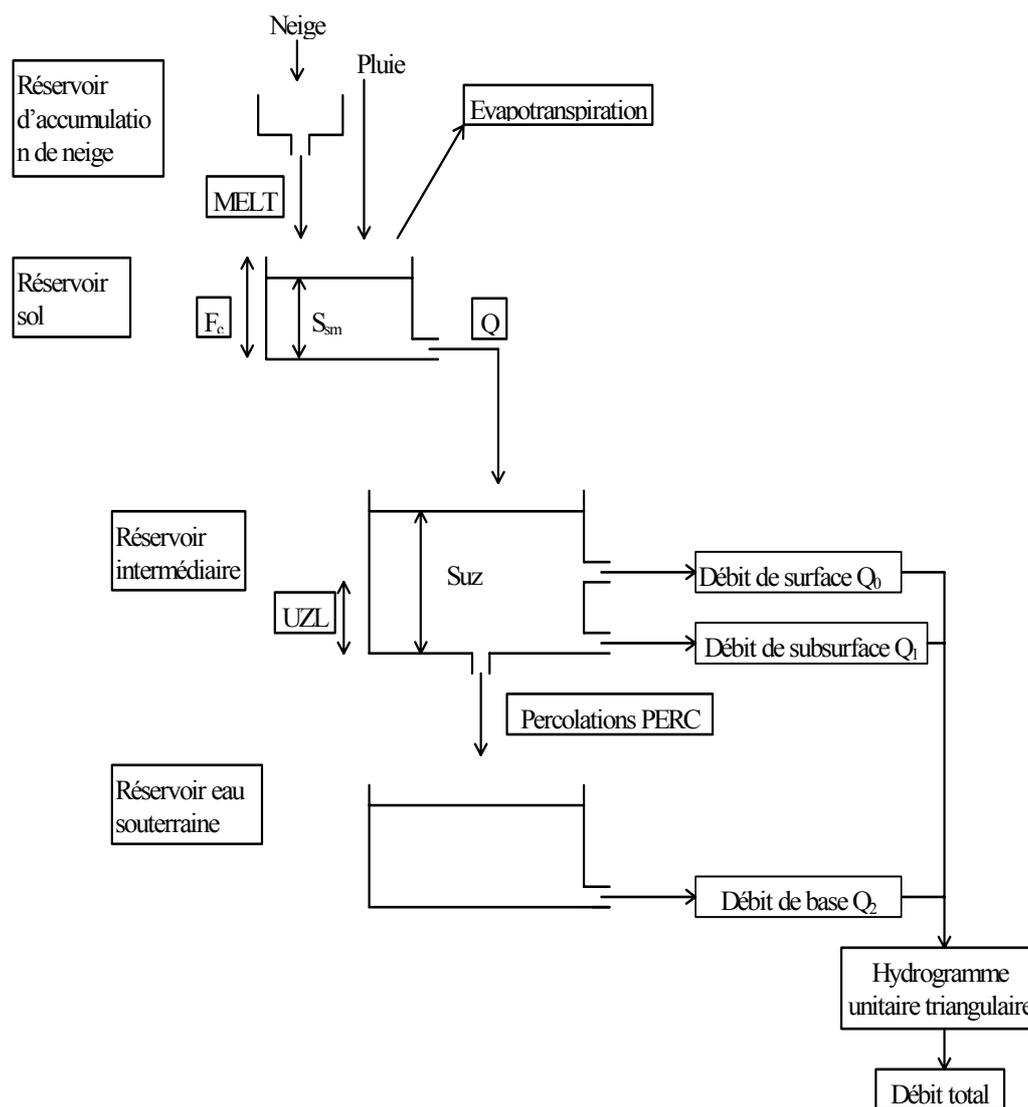
$$Q_2 = K_2 \cdot \text{Slz}$$

où Slz est le niveau du réservoir profond et K_2 est une constante.

- Concentration des écoulement :

Les trois débits Q_0 , Q_1 et Q_2 sont additionnés et la réponse est lissée par un hydrogramme unitaire triangulaire, de durée MAXBAS. Dans le cas où le modèle est utilisé en mode semi-distribué avec identification de plusieurs sous bassins, une méthode Muskingum de concentration des écoulements est utilisée.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

Neuf paramètres optimisés (+ 3 paramètres dans le module neige) :

- TT , C_{SF} et C_{MELT} : paramètres du module neige
- F_c : capacité maximale du réservoir sol
- UZL : seuil de déclenchement du débit de surface
- K_0 , K_1 , K_2 : constantes de vidange des trois composantes de l'écoulement
- $MAXBAS$: constante de temps de l'hydrogramme unitaire triangulaire
- β : exposant de vidange du réservoir
- LP : seuil d'évapotranspiration potentielle
- $PERC$: percolations du réservoir intermédiaire vers le réservoir profond

8. Technique d'optimisation des paramètres :

- Manuelle
- Automatique avec reproduction du cheminement de calage manuel (Harlin, 1991)
- Automatique avec critère d'optimisation mixte (Lindström, 1997; Zhang et Lindström, 1997)

9. Module neige :

Voir description précédente du modèle et Bergström (1975); travaux en climat arctique par Hinzman et Kane (1991); travaux sur des bassins néo-zélandais (Moore et Owens, 1984)

10. Données :

En entrée, données de pluie (chronique de débit pour le calage des paramètres); données d'ETP - utilisation de la formule de Priestley-Taylor par Gardelin et Lindström (1997); température pour le module neige ; Travaux de Andersson (1992) sur ETP - température

11. Pas de temps :

Le modèle a été développé initialement pour un fonctionnement au pas de temps journalier

12. Test du modèle et application :

Le modèle a été testé sur de très nombreux bassins (cf revue bibliographique par Bergström, 1995) et a été utilisé dans de nombreuses applications hydrologiques: dimensionnement d'ouvrages (Bergström *et al.*, 1992; Lindström et Harlin, 1992); prédétermination; détection d'effets de changement climatique (Vehviläinen et Lohvansuu, 1991) ou d'occupation des sols (Brandt *et al.*, 1988); modélisation du pH et de l'alcalinité (Bergström *et al.*, 1985); modélisation de réponses de nappes (Bergström et Sandberg, 1983)....

13. Analyse de sensibilité :

Travaux sur les incertitudes sur les paramètres du modèle par Harlin et Kung (1992), Seibert (1997), Uhlenbrook *et al.* (1999); voir également article de réflexion de Bergström (1991)

14. Régionalisation :

Travaux en Suisse (Braun et Renner, 1992), en Allemagne (Uhlenbrook *et al.*, 1998) et en Suède (Johansson, 1994; Seibert, 1999)

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

WMO (1986) : comparaison de modèles avec modules neiges
WMO (1987, 1992) : comparaison de modèles de prévisions en temps réel
Zhang et Lindström (1996) : comparaison avec le modèle Xinanjiang

16. Commentaires :

Utilisation du modèle en mode semi-distribué pour les régions hétérogènes (Lindström *et al.*, 1997), avec notamment correction de l'influence neigeuse en fonction de l'altitude ou prise en compte de zones lacustres.

Site Internet du SMHI : <http://www.smhi.se/>

17. Références bibliographiques :

- Andersson, L. (1992).** Improvements of runoff models. What way to go ? *Nordic Hydrology*, **23**, 315-332.
- Bergström, S. (1975).** The development of a snow routine for the HBV-2 model. *Nordic Hydrology*, **6**, 73-92.
- Bergström, S. (1991).** Principles and confidence in hydrological modelling. *Nordic Hydrology*, **22**, 123-136.
- Bergström, S. (1995).** The HBV model. In: *Computer Models of Watershed Hydrology, Chapter 13*, V. P. Singh (Ed.), *Water Resources Publications*, 443-476.
- Bergström, S., Carlsson, B., Sandberg, G. et Maxe, L. (1985).** Integrated modelling of runoff, alkalinity and pH on a daily basis. *Nordic Hydrology*, **16**, 89-104.
- Bergström, S. et Forsman, A. (1973).** Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nordic Hydrology*, **4**, 147-170.

- Bergström, S., Harlin, J. et Lindström, G. (1992).** Spillway design floods in Sweden: I. New guidelines. *Hydrological Sciences Journal*, **37**(5), 505-519.
- Bergström, S. et Sandberg, G. (1983).** Simulation of groundwater response by conceptual models. - Three case studies. *Nordic Hydrology*, **14**, 71-84.
- Brandt, M., Bergström, S. et Gardelin, M. (1988).** Modelling the effects of clearcutting on runoff - Examples from Central Sweden. *Ambio*, **17**(5), 307-313.
- Braun, L.N. et Renner, C.B. (1992).** Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland. *Hydrological Sciences Journal*, **37**(3), 217-231.
- Gardelin, M. et Lindström, G. (1997).** Priestley-Taylor evapotranspiration in HBV simulations. *Nordic Hydrology*, **28**(4/5), 233-246.
- Harlin, J. (1991).** Development of a process oriented calibration scheme for the HBV hydrological model. *Nordic Hydrology*, **22**, 15-36.
- Harlin, J. et Kung, C.S. (1992).** Parameter uncertainty and simulation of design floods in Sweden. *Journal of Hydrology*, **137**, 209-230.
- Hinzman, L.D. et Kane, D.L. (1991).** Snow hydrology of a headwater arctic basin. 2. Conceptual analysis and computer modeling. *Water Resources Research*, **27**(6), 1111-1121.
- Johansson, B. (1994).** The relationship between catchment characteristics and the parameters of a conceptual runoff model: a study in the south of Sweden. *IAHS Publication n°221*, 475-482.
- Joukainen, S. (2000).** Improving the calculation of potential evapotranspiration of the HBV model: application to the Ounasjoki watershed. *Nordic Hydrological Conference 2000, Uppsala, Sweden, Nordic Hydrological Programme NHP Report n°46*, 347-354.
- Lindström, G. (1997).** A simple automatic calibration routine for the HBV model. *Nordic Hydrology*, **28**(3), 153-168.
- Lindström, G. et Harlin, J. (1992).** Spillway design floods in Sweden: II. Applications and sensitivity analysis. *Hydrological Sciences Journal*, **37**(5), 521-539.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M. et Bergström, S. (1997).** Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, **201**, 272-288.
- Moore, R.D. et Owens, I.F. (1984).** A conceptual runoff model for a mountainous rain-on-snow environment, Craigieburn range, New-Zealand. *Journal of Hydrology (N.Z.)*, **23**(2), 84-99.
- Seibert, J. (1997).** Estimation of parameter uncertainty in the HBV model. *Nordic Hydrology*, **28**(4/5), 247-262.
- Seibert, J. (1999).** Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model. *Agricultural and Forest Meteorology*, **98-99**, 279-293.
- Uhlenbrook, S., Holocher, J. et Leibundgut, C. (1998).** Using a conceptual rainfall-runoff model on different scales by comparing headwater with larger basins. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters, Proceedings of the HeadWater'98 Conference at Merano, Italy, IAHS Publication n° 248*, 297-305.
- Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, C. et Rodhe, A. (1999).** Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. *Hydrological Sciences Journal*, **44**(5), 779-797.
- Vehviläinen, B. et Lohvansuu, J. (1991).** The effects of climate change on discharges and snow cover in Finland. *Hydrological Sciences Journal*, **36**(2), 109-121.
- WMO (1986).** Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report n° 23, WMO n°646, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*

WMO (1987). Real-time intercomparison of hydrological models. *Report of the Vancouver Workshop, 1987. Technical Report to Chy n° 23, WMO/TD n°255, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*

WMO (1992). Simulated real-time intercomparison of hydrological models. *Operational Hydrology Report n° 38, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*

Zhang, X. et Lindström, G. (1996). A comparative study of a Swedish and a Chinese hydrological model. *Water Resources Bulletin*, **32**(5), 985-994.

Zhang, X. et Lindström, G. (1997). Development of an automatic calibration scheme for the HBV hydrological model. *Hydrological Processes*, **11**(12), 1671-1682.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: HBV0

On teste une version à 9 paramètres, sans module neige.

Paramètre X1 : capacité du réservoir sol

Paramètre X2 : seuil pour l'ETP

Paramètre X3 : constante de vidange supérieure du réservoir intermédiaire

Paramètre X4 : constante de vidange du réservoir souterrain

Paramètre X5 : coefficient de percolation

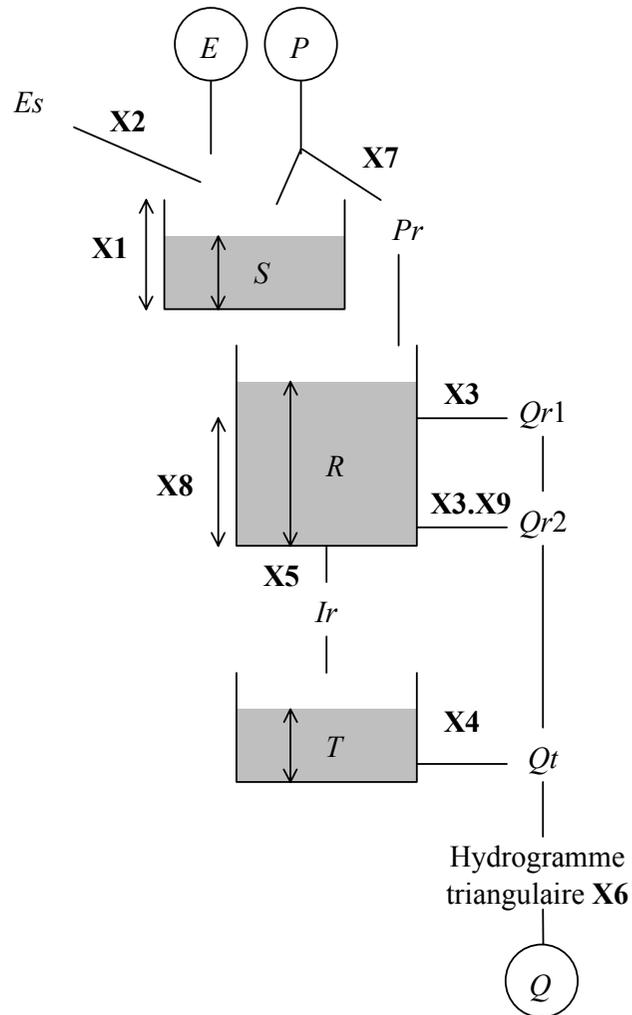
Paramètre X6 : constante de temps de l'hydrogramme triangulaire

Paramètre X7 : exposant β

Paramètre X8 : seuil d'écoulement du réservoir intermédiaire

Paramètre X9 : constante de vidange inférieure du réservoir intermédiaire

Structure HBV0



$$Pr = 0$$

on réalise une boucle sur chaque pas de temps en décomposant le pas de temps en cinq sous pas de temps. On considère sur chacun d'eux un cinquième de la pluie et un cinquième de l'ETP

$$P5 = P / 5$$

$$E5 = E / 5$$

$$Pri = P5 \cdot \left(\min \left(1, \frac{S}{X1} \right) \right)^{X7} \quad Pr = Pr + Pri$$

$$S = S + (P5 - Pri)$$

$$Esi = \min \left(S, E \frac{S}{X1} \right) \quad S = S - Esi$$

(fin de boucle)

$$R = R + Pr$$

$$Qr1 = \max(0, (R - X8) / X3) \quad R = R - Qr1$$

$$Qr2 = R / (X3 \cdot X9) \quad R = R - Qr2$$

$$Ir = \min(S, X5) \quad S = S - Ir$$

$$T = T + Ir$$

$$Qt = T / X4 \quad T = T - Qt$$

$$Q = Qr1 + Qr2 + Qt$$

(avec routage par hydrogramme triangulaire de temps de base $X6$)

Fiche analytique n°16

1. Nom du modèle : HMS (Hubert Morel Seytoux Model)

2. Auteur – Première publication : Morel-Seytoux (1999)

3. Institut - Pays :

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Ce modèle a été proposé au cours d'une recherche d'un modèle qui puisse être inclus dans le dispositif de prévision des barrages-réservoirs de la Seine.

5. Description du modèle :

- Détermination de la pluie en excès :

La pluie en excès PR est déterminée selon la formule du SCS :

$$PR = \frac{(P - 0,2.S)^2}{P + 0,8.S}$$

où S est la capacité de rétention du sol et P la pluie brute. PR constitue l'écoulement direct.

- Réservoir de production :

Il est scindé en deux couches, la couche supérieure d'infiltration et la couche inférieure racinaire.

La capacité de la couche racinaire Z évolue en fonction du temps suivant une fonction sinusoïdale entre une capacité minimale Zm et une capacité maximale ZM :

$$Z = \frac{ZM + Zm}{2} \left(1 + \cos \left(\frac{2.\pi.(j - I)}{365} \right) \right)$$

où j est le jour dans l'année et I le jour où la capacité du réservoir est minimum (on peut prendre j = 305). La capacité Z1 de la couche supérieure est fixe.

L'évaporation agit tout d'abord sur la couche supérieure du réservoir, à un taux potentiel si le niveau excède le seuil T1 et sinon à un taux réel défini par :

$$Er = E.(S / T1)^p$$

p étant un paramètre du modèle. Le restant éventuel d'évaporation agit alors sur la couche racinaire suivant un même schéma.

La production de chaque couche est déterminée par le même schéma d'infiltration de Darcy. La couche inférieure reçoit les infiltrations de la couche supérieure et la production de la couche inférieure alimente l'écoulement. Qnet constitue les apports à chaque couche.

On définit alors les opérations suivantes :

Si Qnet est nul, alors

$$krw = \left[\frac{1}{\theta^p} + \frac{p.K}{(\theta_{\max} - \theta_r).Z.\theta} \right]^{-1}$$

où K est un paramètre d'infiltration, θ_{\max} et θ_r sont respectivement les taux d'humidité maximum et minimum de la couche, Z l'épaisseur de la couche et θ son humidité.

Si Qnet n'est pas nul :

$$krw = \frac{Q_{net} \cdot Cv}{K(1 + Cv)}$$

avec

$$Cv = \frac{K \cdot \theta^p}{Q_{net} - K \cdot \theta^p} \cdot \exp\left[\frac{p \cdot Q_{net}}{(\theta_{max} - \theta_r) \cdot Z \cdot \theta}\right]$$

La production de la couche est alors donnée par :

$$qb = 0,5 \cdot K \cdot (krw + \theta^p)$$

On applique une équation de bilan à la couche par :

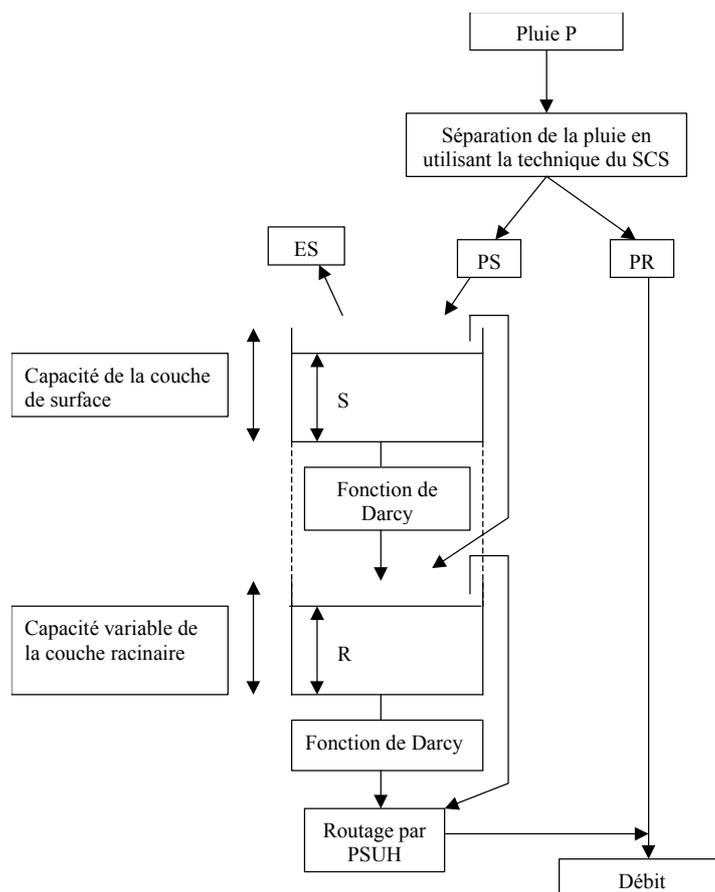
$$L = L + Q_{net} - qb$$

avec L niveau dans la couche. Si à la fin du pas de temps, le niveau dans la couche excède la capacité maximale, le débordement s'ajoute à la production de la couche.

- Routage :

Il est assuré par un 'hydrogramme unitaire multiple partiellement structuré' (PSUH) (nous ne détaillons pas ici cet hydrogramme)

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

8 paramètres + paramètres des hydrogrammes

capacité maximale de la couche superficielle

capacités maximale et minimale de la couche racinaire

paramètres d'infiltration K et p

seuil d'évaporation réelle

θ_{\max} et θ_r respectivement taux d'humidité maximum et minimum de la couche

8. Technique d'optimisation des paramètres :

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP mensuelles;

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

-

16. Commentaires :

Ce modèle avait été conçu pour être introduit dans un système de gestion de réservoir. Nous n'avons pas connaissance de tests antérieurs de ce modèle.

17. Références bibliographiques :

Morel-Seytoux, H. (1999). Note descriptive du modèle HMS. *Rapport interne à l'IIBRBS.*

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: HMS0

Nous utilisons une version à 9 paramètres. On utilise un délai en sortie. On ne fait pas varier la capacité de la couche inférieure au cours du temps (les variations donnent de moins bons résultats). On fixe la capacité de la couche supérieure à 330 mm. On choisit un double routage linéaire pour la sortie du réservoir de production et un réservoir de routage linéaire pour l'écoulement direct. On utilise un paramètre dans l'équation du SCS. L'évaporation dépend d'un paramètre.

Paramètre X1 : délai

Paramètre X2 : paramètre d'évaporation

Paramètre X3 : paramètre d'infiltration

Paramètre X4 : paramètre d'infiltration

Paramètre X5 : constante de vidange du réservoir de routage de l'écoulement rapide

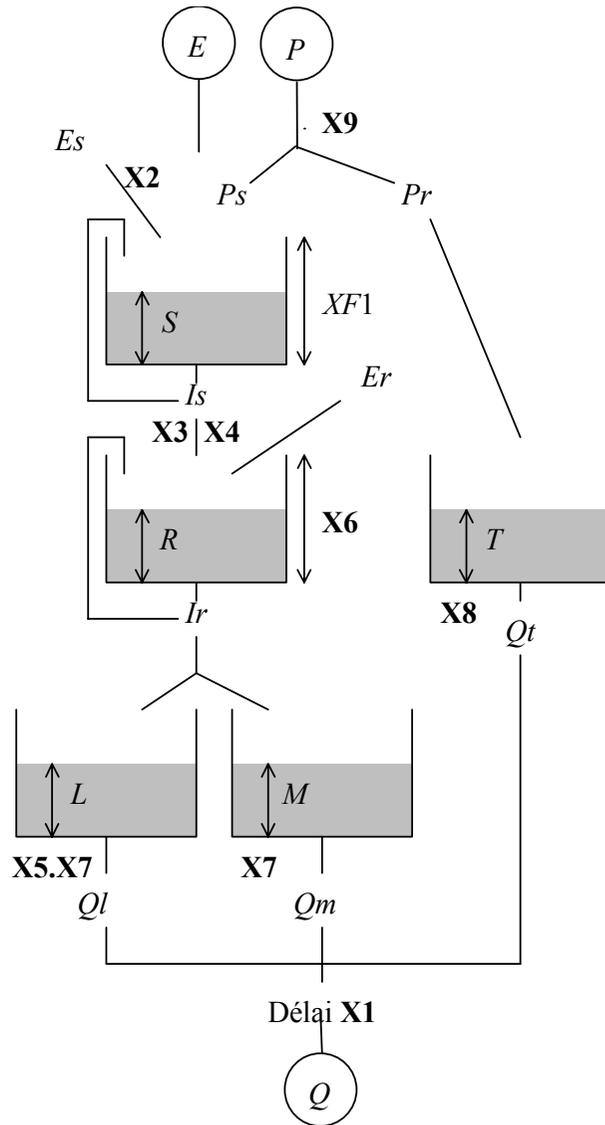
Paramètre X6 : capacité de la couche inférieure

Paramètre X7 : constante de vidange du réservoir de routage de l'écoulement lent

Paramètre X8 : constante de vidange du réservoir de routage de l'écoulement direct

Paramètre X9 : paramètre du SCS

Structure HMS0



$$\begin{aligned}
 P_o &= 0,2 \cdot X9 \cdot (XF1 - S) & \text{si } P \leq P_o, & & Pr = 0 \\
 & & \text{sinon} & & Pr = \frac{(P - P_o)^2}{P + 4 \cdot P_o} \\
 P_s &= P - Pr & E_s &= E \cdot [\min(1, S / XF1)]^{X3} \\
 M_s &= P_s - E_s & S_1 &= S \\
 \text{si } S_1 < \varepsilon \cdot XF1, & S_1 = \varepsilon \cdot XF1 & W_s &= (S_1 / XF1)^{-X3} \\
 X_s &= X3 \cdot M_s / S_1 & T_s &= \exp(X_s) \\
 \text{si } X_s < \varepsilon, & W_s = W_s + X3 \cdot X4 / S_1 \\
 \text{sinon} & W_s = T_s \cdot W_s + (1 - T_s) \cdot X4 / M_s \\
 \text{si } W_s < \varepsilon^{X3}, & S_1 = \varepsilon \cdot XF1 & \text{sinon} & S_1 = XF1 \cdot W_s^{-1/X3} \\
 I_s &= \frac{X4 \cdot XF1}{2} \left[(S / XF1)^{X3} + (S_1 / XF1)^{X3} \right] \\
 S &= S + M_s - I_s & E' &= E - E_s \\
 I_s' &= \max(0, S - XF1) & S &= S - I_s' & I_s &= I_s + I_s' \\
 E_r &= E' \cdot [\min(1, R / XF1)]^{X3} & M_r &= I_s - E_r & R_1 &= R \\
 \text{si } R_1 < \varepsilon \cdot X6, & R_1 = \varepsilon \cdot X6 & W_r &= (R_1 / X6)^{-X3} \\
 X_r &= X3 \cdot M_r / R_1 & T_r &= \exp(X_r) \\
 \text{si } X_r < \varepsilon, & W_r = W_r + X3 \cdot X4 / R_1 \\
 \text{sinon} & W_r = T_r \cdot W_r + (1 - T_r) \cdot X4 / M_r \\
 \text{si } W_r < \varepsilon^{X3}, & R_1 = \varepsilon \cdot X6 & \text{sinon} & R_1 = X6 \cdot W_r^{-1/X3} \\
 I_r &= \frac{X4 \cdot X6}{2} \left[(R / X6)^{X3} + (R_1 / X6)^{X3} \right] & R &= R + M_r - I_r \\
 I_r' &= \max(0, R - X6) & R &= R - I_r' & I_r &= I_r + I_r' \\
 T &= T + Pr & Q_t &= T / X8 & T &= T - Q_t \\
 L &= L + 0,3 \cdot I_r & Q_l &= L / (X5 \cdot X7) & L &= L - Q_l \\
 M &= M + 0,7 \cdot I_r & Q_m &= M / X7 & M &= M - Q_m \\
 Q &= Q_t + Q_m + Q_l
 \end{aligned}$$

(avec translation dans le temps de X1 pas de temps)
 (avec XF1= 330 et ε=0.001)

Fiche analytique n°17

1. Nom du modèle : IHACRES (Identification of unit Hydrographs And Component flows from Rainfall, Evaporation and Streamflow data)

2. Auteurs - Première publication : Jakeman *et al.* (1990)

3. Instituts - Pays : Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire, Royaume-Uni
Australian National University, Canberra, Australie

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modélisation pluie-débit, régionalisation, études de qualité des eaux, impacts de changements environnementaux

5. Description du modèle :

(voir aussi Jakeman *et al.* (1990); Littlewood et Jakeman (1994); Littlewood *et al.* (1997))

Le modèle comprend un module de production non linéaire et un module de transfert linéaire.

- Détermination de la pluie efficace :

La pluie efficace est déterminée à partir du calcul d'un indice d'humidité du sol qui correspond à un indice des pluies et humidités antérieures. L'indice s_k est calculé en fonction de la pluie r_k et de l'indice s_{k-1} par la relation :

$$s_k = Cr_k + \left(1 - \frac{1}{\tau_w(t_k)}\right) s_{k-1}$$

où C est une constante de forçage calculée de sorte que le volume de pluie efficace calculé soit égal au volume des apports en eau observés sur la période de calage et $\tau_w(t_k)$ est le taux de décroissance de l'humidité calculé en fonction de la température par :

$$\tau_w(t_k) = \tau_w e^{0.0062f(R-t_k)} \quad \text{avec} \quad \tau_w(t_k) > 1$$

où τ_w est la constante caractéristique de l'assèchement du bassin et f le facteur de modulation de la température. La pluie efficace u_k est alors calculée par :

$$u_k = \frac{1}{2} (s_k + s_{k-1}) r_k$$

On peut remarquer que l'indice s_k peut être supérieur à 1. La partie u_k de la pluie alimente l'écoulement, l'autre partie servant à augmenter l'humidité du bassin et à satisfaire les pertes par évaporation.

Le module de production comporte donc trois paramètres τ_w , f et C .

- Transfert de la pluie efficace :

Le routage de la pluie efficace s'effectue de façon linéaire par l'intermédiaire d'hydrogrammes unitaires. La pluie efficace est divisée en deux composantes d'écoulement, l'une rapide, l'autre lente, chacune étant routée par un hydrogramme unitaire. L'hydrogramme unitaire est caractérisé par son ordonnée à l'origine b et sa constante de décroissance a (avec a et b inférieurs à 1). L'hydrogramme unitaire correspond à l'écoulement d'un volume égal à l'unité. On a donc :

$$b + b.a + b.a^2 + \dots = b / (1-a) = 1$$

et le débit x_k peut être exprimé par :

$$x_k = a \cdot x_{k-1} + b \cdot u_k$$

La détermination de deux composantes en parallèle de l'écoulement conduit à avoir deux hydrogrammes unitaires, le lent caractérisé par les constantes $a^{(s)}$ et $b^{(s)}$ et le rapide par les constantes $a^{(q)}$ et $b^{(q)}$ qui sont reliées par la relation simple :

$$[b^{(q)} / (1 - a^{(q)})] + [b^{(s)} / (1 - a^{(s)})] = 1$$

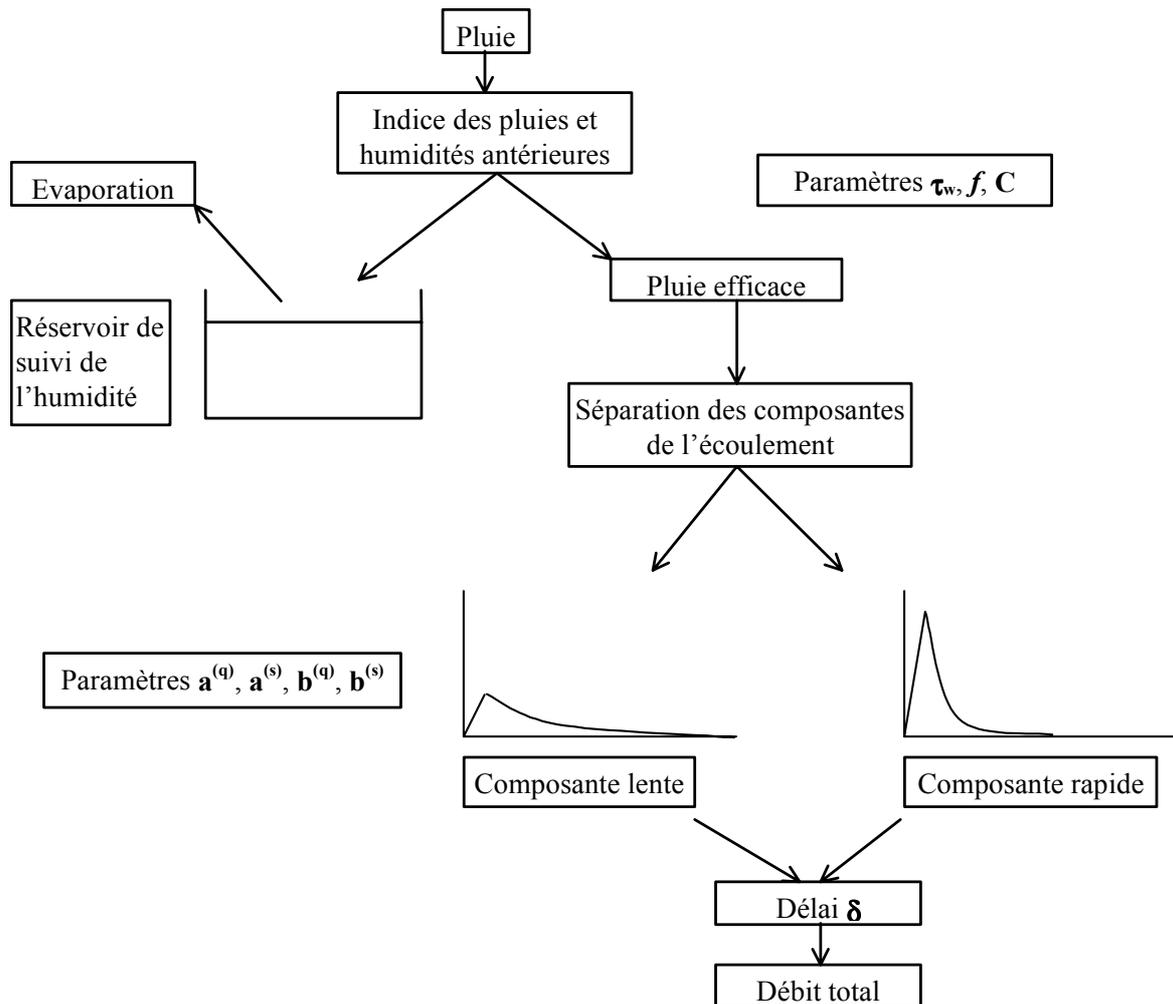
chacun des termes du premier membre de l'égalité représentant respectivement les composantes volumétriques rapide et lente de l'écoulement.

Le débit total x_k est donc la somme de ces deux écoulements en parallèle $x_k^{(q)}$ et $x_k^{(s)}$:

$$\begin{aligned} x_k &= x_k^{(q)} + x_k^{(s)} \\ \text{avec } x_k^{(q)} &= a^{(q)} \cdot x_{k-1}^{(q)} + b^{(q)} \cdot u_k \\ \text{et } x_k^{(s)} &= a^{(s)} \cdot x_{k-1}^{(s)} + b^{(s)} \cdot u_k \end{aligned}$$

Ces deux hydrogrammes unitaires en parallèle sont équivalents à deux réservoirs de routage se vidangeant de façon linéaire. Le module de routage comprend quatre paramètres parmi lesquels trois seulement sont à optimiser du fait des équations de dépendance de ces paramètres. Un délai δ (nombre entier de pas de temps) peut être utilisé.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

6 paramètres optimisés (+ paramètre de délai δ) :

- C : constante de forçage
- τ_w : paramètres de la fonction de production
- f : facteur de modulation de la température
- $a^{(s)}, a^{(q)}, b^{(s)}, b^{(q)}$: paramètres des deux hydrogrammes unitaires (trois indépendants)

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Dans la version PC du modèle, une technique de variables instrumentales (voir par exemple Young et Whitehead, 1977; Jakeman, 1979; Whitehead, 1979; Whitehead, 1980; Young, 1984) est utilisée pour

la détermination des paramètres de routage, les paramètres du module de production étant déterminés par calage manuel.

9. Module neige :

Module développé lors d'une étude sur des bassins australiens (Schreider *et al.*, 1997b)

10. Données :

En entrée, données de pluie et de température (chroniques de débit nécessaires pour le calage)

11. Pas de temps :

La méthode peut être appliquée de pas de temps fins (quelques minutes) à des pas de temps mensuels

12. Tests du modèle et applications :

Modèle testé notamment sur des bassins aux Etats-Unis, en Australie, en Grande-Bretagne ou en France (voir notamment Jakeman *et al.*, 1993; Littlewood et Jakeman, 1993; Littlewood et Marsh, 1996; Schreider *et al.*, 1996); Applications autour de l'évaluation des effets de changements climatiques (Boorman et Sefton, 1997; Jakeman *et al.*, 1993a); en prévision (Schreider *et al.*, 1997a); lien à l'humidité du sol mesurée (Robinson et Stam, 1995); application à la modélisation du transfert d'écoulements acides (Littlewood, 1989)

13. Analyse de sensibilité :

Travaux d'analyse sur la sensibilité du modèle à la qualité des données

14. Régionalisation :

Nombreux travaux en Australie (voir Post, 1996; Post et Jakeman, 1996; Post *et al.*, 1998; Post et Jakeman, 1999) et en Grande-Bretagne (Sefton *et al.*, 1995; Sefton et Boorman, 1997); voir également article de discussion de Jakeman *et al.* (1994)

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

- Chiew *et al.* (1993) : comparaison avec SFB et MODHYDROLOG
- Ye *et al.* (1997) : comparaison avec SFB et LASCAM
- Perrin et Littlewood (2000) : comparaison avec GR4J

16. Commentaires :

Voir articles de Jakeman et Hornberger (1993) et Wheeler *et al.* (1993) sur le problème de la complexité des modèles.

Différents modules de production ont été testés par Chen *et al.* (1995) et Littlewood et Post (1995).

Un autre module de production que celui présenté précédemment a été mis au point pour les bassins versants intermittents en climat semi-aride australien (Ye *et al.*, 1997). Un tel module fait intervenir deux paramètres supplémentaires dans le calcul de la pluie efficace : un seuil l appliqué sur l'indice d'humidité du sol et un exposant p :

$$u_k = (s_k - l)^p \cdot r_k \quad \text{si } s_k > l \\ u_k = 0 \quad \text{sinon}$$

Cette fonction seuil a été utilisée en climat semi-aride avec une seule composante d'écoulement (le nombre de paramètres restant donc à 6).

Yue et Hashino (2000) ont proposé une approche d'utilisation de l'hydrogramme unitaire similaire à celle de IHACRES.

Le modèle existe sous forme de logiciel PC (Littlewood *et al.*, 1997).

Site Internet de l'Institute of Hydrology : <http://www.nwl.ac.uk/ih/>

Site Internet de l'Australian National University : <http://www.canberra.edu.au/>

17. Références bibliographiques :

Boorman, D.B. et Sefton, C.E.M. (1997). Recognising the uncertainty in the quantification of the effects of climate change on hydrological response. *Climatic Change*, **35**, 415-434.

- Chen, T.H., Hornberger, G.M., Jakeman, A.J. et Swank, W.T. (1995).** The performance of different loss models in the simulation of streamflow. *Environmentmetrics*, **6**, 479-484.
- Chiew, F.H.S., Stewardson, M.J. et McMahon, T.A. (1993).** Comparison of six rainfall-runoff modelling approaches. *Journal of Hydrology*, **147**, 1-36.
- Jakeman, A.J. (1979).** Multivariable instrumental variable estimators: the choice between alternatives. *5th IFAC Symposium on Identification and System Parameter Estimation, Darmstadt, Pergamon, Oxford*, **2**, 1219-1225.
- Jakeman, A.J., Chen, T.H., Post, D.A., Hornberger, G.M., Littlewood, I.G. et Whitehead, P.G. (1993a).** Assessing uncertainties in hydrological response to climate at large scale. *Yokohama Symposium on Macroscale Modelling of the Hydrosphere, Yokohama, IAHS Publication n°214*, 37-47.
- Jakeman, A.J. et Hornberger, G.M. (1993).** How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model ? *Water Resources Research*, **29**(8), 2637-2649.
- 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.
- Jakeman, A.J., Littlewood, I.G. et Whitehead, P.G. (1993b).** An assessment of the dynamic response characteristics of streamflow in the Balquhider catchments. *Journal of Hydrology*, **145**, 337-355.
- Jakeman, A.J., Post, D.A. et Beck, M.B. (1994).** From data and theory to environmental model: the case of rainfall runoff. *Environmetrics*, **5**, 297-314.
- Littlewood, I.G. (1989).** The dynamics of acid runoff from catchments draining into Llyn Brianne, Wales. *PhD thesis, Univerisy of Wales*, 338 p.
- Littlewood, I.G., Down, K., Parker, J.R. et Post, D.A. (1997).** The PC version of IHACRES for catchment-scale rainfall-streamflow modelling. Version 1.0. User Guide. *Institute of Hydrology (Ed.)*, 89 p.
- Littlewood, I.G. et Jakeman, A.J. (1993).** Characterisation of quick and slow streamflow components by unit hydrographs for single- and multi-basin studies. In: *Methods of hydrological basin comparison, M. Robinson (Ed.)*, *Institute of Hydrology*, **120**, 94-105.
- Littlewood, I.G. et Jakeman, A.J. (1994).** A new method of rainfall-runoff modelling and its applications in catchment hydrology. In: *Environmental Modelling, P. Zannetti (Ed.)*, *Computational Mechanics Publications, Southampton*, **2**, 143-171.
- Littlewood, I.G. et Marsh, T.J. (1996).** Re-assessment of the monthly naturalized flow record for the River Thames at Kingston since 1883, and the implications for the relative severity of historical droughts. *Regulated Rivers: Research & Management*, **12**, 13-26.
- Littlewood, I.G. et Post, D.A. (1995).** Comparison of four loss models for time-series analysis of rainfall-streamflow dynamics. *Environmental International*, **21**(5), 737-745.
- Perrin, C. et Littlewood, I.G. (2000).** A comparative assessment of two rainfall-runoff modelling approaches: GR4J and IHACRES, *Proceedings of the Prague Conference (22-24 September 1998), IHP-V, Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris*, (in press).
- Post, D.A. (1996).** Identification of relationships between catchment-scale hydrologic response and landscape attributes, *Australian National University, Canberra*, 301 p.
- Post, D.A. et Jakeman, A.J. (1996).** Relationships between catchments attributes and hydrological response characteristics in small Australian mountain ash catchments. *Hydrological Processes*, **10**(6), 877-892.

- Post, D.A. et Jakeman, A.J. (1999).** Predicting the daily streamflow of ungauged catchments in S.E. Australia by regionalising the parameters of a lumped conceptual model. *Ecological Modelling*, **123**, 91-104.
- Post, D.A., Jones, J.A. et Grant, G.E. (1998).** An improved methodology for predicting the daily hydrologic response of ungauged catchments. *Environmental Modelling & Software*, **13**, 395-403.
- Robinson, M. et Stam, M.H. (1995).** A study of soil moisture controls on streamflow behaviour: results for the OCK basin, United Kingdom. *Acta Geologica Hispanica*, **28(2-3)**, 75-84.
- Schreider, S.Y., Jakeman, A.J., Dyer, B.G. et Francis, R.I. (1997a).** A combined deterministic and self adaptive stochastic algorithm for streamflow forecasting with application to catchments of the Upper Murray basin, Australia. *Environmental Modelling and Software*, **12(1)**, 93-104.
- Schreider, S.Y., Jakeman, A.J. et Pittock, A.B. (1996).** Modelling rainfall-runoff from large catchment to basin-scale: the Goulburn Valley, Victoria. *Hydrological Processes*, **10(6)**, 863-876.
- Schreider, S.Y., Whetton, P.H., Jakeman, A.J. et Pittock, A.B. (1997b).** Runoff modelling for snow-affected catchments in the Australian alpine region, eastern Victoria. *Journal of Hydrology*, **200**, 1-23.
- Sefton, C.E.M. et Boorman, D.B. (1997).** A regional investigation of climate change impacts on UK streamflows. *Journal of Hydrology*, **195**, 26-44.
- Sefton, C.E.M., Whitehead, P.G., Eatherall, A., Littlewood, I.G. et Jakeman, A.J. (1995).** Dynamic response characteristics of the Plynlimon catchments and preliminary analysis of relationships to physical descriptors. *Environmetrics*, **6**, 465-472.
- Wheater, H.S., Jakeman, A.J. et Beven, K.J. (1993).** Progress and directions in rainfall-runoff modelling - Chapter 5. In: *Modelling Change in Environmental Systems*, A. J. Jakeman, M. B. Beck et M. J. McAleer (Ed.), John Wiley & Sons Ltd, 101-132.
- Whitehead, P.G. (1979).** Applications of recursive estimation techniques to time variable hydrological systems. *Journal of Hydrology*, **40**, 1-16.
- Whitehead, P.G. (1980).** An instrumental variable method of estimating differential-equation models of dispersion and water quality in non-tidal rivers. *Ecological modelling*, **9**, 1-14.
- Ye, W., Bates, B.C., Viney, N.R., Sivapalan, M. et Jakeman, A.J. (1997).** Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, **33(1)**, 153-166.
- Young, P. et Whitehead, P. (1977).** A recursive approach to time series analysis for multi-variable systems. *Int. J. Control*, **25(3)**, 457-482.
- Young, P.C. (1984).** Recursive estimation and time-series analysis - An introduction. *Springler-Verlag (Ed.), Berlin*, 300 p.
- Yue, S. et Hashino, M. (2000).** Unit hydrographs to model quick and slow runoff components of streamflow. *Journal of Hydrology*, **227**, 195-206.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: IHAC

L'indice des pluies et humidités antérieures est donné par :

$$s_k = Cr_k + \left(1 - \frac{1}{\tau_w(t_k)}\right) s_{k-1}$$

avec $\tau_w(t_k) = \tau_w e^{0.0062f(R-t_k)}$ ($\tau_w(t_k) > 1$)

c'est-à-dire $(s_k - s_{k-1}) = Cr_k - s_{k-1} \cdot \exp(-0.0062 \cdot f \cdot (R - t_k)) / \tau_w$

Par comparaison à un réservoir de rendement, on peut considérer que l'on a un terme d'apport qui correspond au terme (Cr_k) et un terme d'évaporation $(s_{k-1} / \tau_w(t_k))$.

Considérons un réservoir de rendement (de niveau S et de capacité maximale A) dans lequel l'évaporation réelle (correspondant à la variation de niveau) serait reliée à l'ETP par :

$$dS = -\frac{S}{A} \cdot dE$$

Après intégration sur un pas de temps Δt , en posant $E \cdot \Delta t = ETP$, on obtiendrait donc :

$$S_k = S_{k-1} \cdot \exp\left(-\frac{ETP}{A}\right)$$

ce qui est très similaire au terme : $s_{k-1} \cdot \exp(-0.0062 \cdot f \cdot (R - t_k))$.

On pourra ainsi utiliser une version avec un seul paramètre (A) pour la décroissance de l'humidité due à l'évaporation (variante 1) ou une version incluant deux paramètres, plus proche de la structure de IHACRES en utilisant la formule :

$$s_k = Cr_k + \left(1 - \frac{1}{\tau_w \cdot \exp(f \cdot ETP_k)}\right) s_{k-1} \quad \text{avec} \quad \tau_w \cdot \exp(f \cdot ETP_k) > 1$$

Le module de routage est représenté par deux réservoirs linéaires en parallèle, un coefficient de partage permet de déterminer les composantes volumétriques d'écoulement. Un paramètre de délai non entier est introduit.

La version testée comporte sept paramètres :

X1 : Paramètre de forçage C

X2 : Paramètre de partage des écoulements

X3 : Constante de vidange du réservoir de routage rapide

X4 : Constante de vidange du réservoir de routage lent (X3.X4)

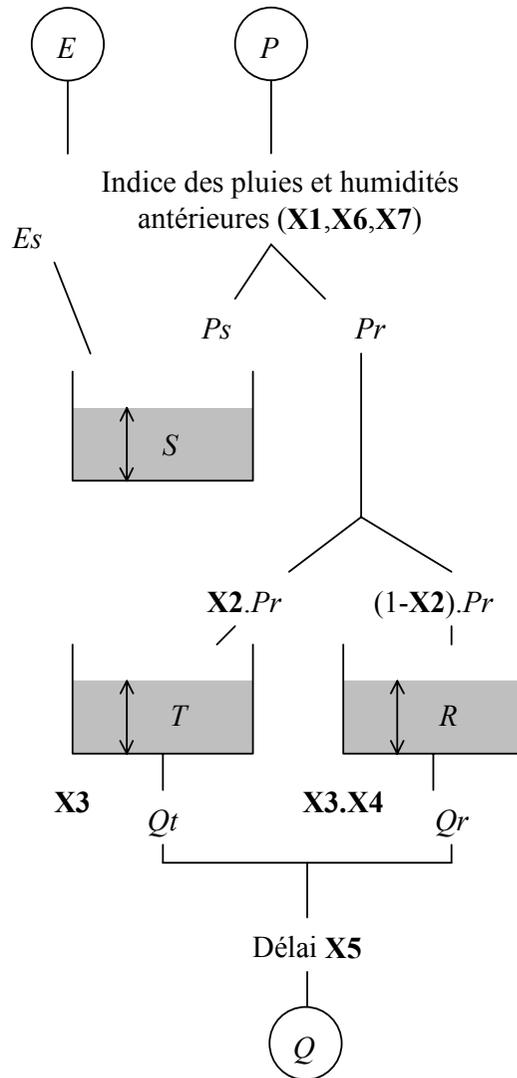
X5 : délai

X6 : Paramètre f

X7 : Paramètre τ_w (variante 2)

La variante 1 à six paramètres est utilisée dans le chapitre 3 dans les travaux d'optimisation. La variante 2 à sept paramètres est utilisée dans la comparaison de modèles.

Structure IHAC



$$XS = S$$

$$E1 = \max(0., X7 - E / X6)$$

$$S = XS + \frac{P}{X1} - \frac{XS}{\exp(E1)}$$

$$Pr = \frac{1}{2}(XS + S).P$$

$$T = T + X2.Pr$$

$$R = R + (1 - X2).Pr$$

$$Qt = \frac{T}{X3}$$

$$Qr = \frac{R}{X3.X4}$$

$$T = T - Qt$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de $X5$ pas de temps)

Fiche analytique n°18

1. Nom du modèle : Institute of Hydrology lumped model

2. Auteurs - Première publication : Blackie et Eeles (1985)

3. Institut - Pays : Institute of Hydrology,
Wallingford, Royaume-Uni

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modélisation pluie-débit pour bassins sans importante influence neigeuse; extension de données, gestion de la ressource en eau.

5. Description du modèle :

- Interception :

Le réservoir d'interception de capacité maximale C_s subit une évaporation E :

$$E = F_s \cdot ETP$$

où F_s est un paramètre. L'excédant de pluie P' est divisé en deux parties, l'une formant le ruissellement de surface, l'autre remplissant le réservoir sol.

- Ruissellement :

La partie ruisselée R_{off} de la pluie en excès est déterminée par :

$$R_{off} = ROP \cdot P'$$

où ROP est une fonction du déficit en eau D_C du réservoir sol et de l'intensité de pluie :

$$ROP = RC \cdot [\exp(-RS \cdot D_C) + \exp(RR \cdot P') - 1]$$

où RC , RS et RR sont des constantes. Le routage est effectué par l'intermédiaire d'un réservoir non linéaire, dont le débit RO est évalué par :

$$RO = RK \cdot RSTOR^{RX}$$

où RK et RX sont des constantes, $RSTOR$ est le niveau dans le réservoir de routage. Un délai $RDEL$ est appliqué à la sortie du réservoir.

- Réservoir sol :

Le réservoir sol reçoit la partie de la pluie qui n'est pas ruisselée, c'est-à-dire $(P' - R_{off})$. Si l'humidité du sol est inférieure à la capacité au champs, i.e. si D_C est positif, il n'y a pas d'écoulement du réservoir sol vers le réservoir souterrain. Dans le cas contraire, 'infiltration I est donnée par :

$$I = -DC \cdot A$$

où A est un paramètre. Le restant d'évapotranspiration E' n'ayant pas agi au niveau du réservoir d'interception agit sur le réservoir sol à un taux EC donné par :

$$EC = FC \cdot FCP \cdot E'$$

où FC est un paramètre et FCP est une fonction du déficit à saturation :

$$FCP = 1 \quad \text{si } D_C < DCS$$

$$FCP = (DCT - D_C) / (DCT - DCS) \quad \text{si } DCT > D_C > DCS$$

où DCS et DCT sont respectivement les niveaux de déficit à saturation où la transpiration commence à être contrôlée et où elle cesse.

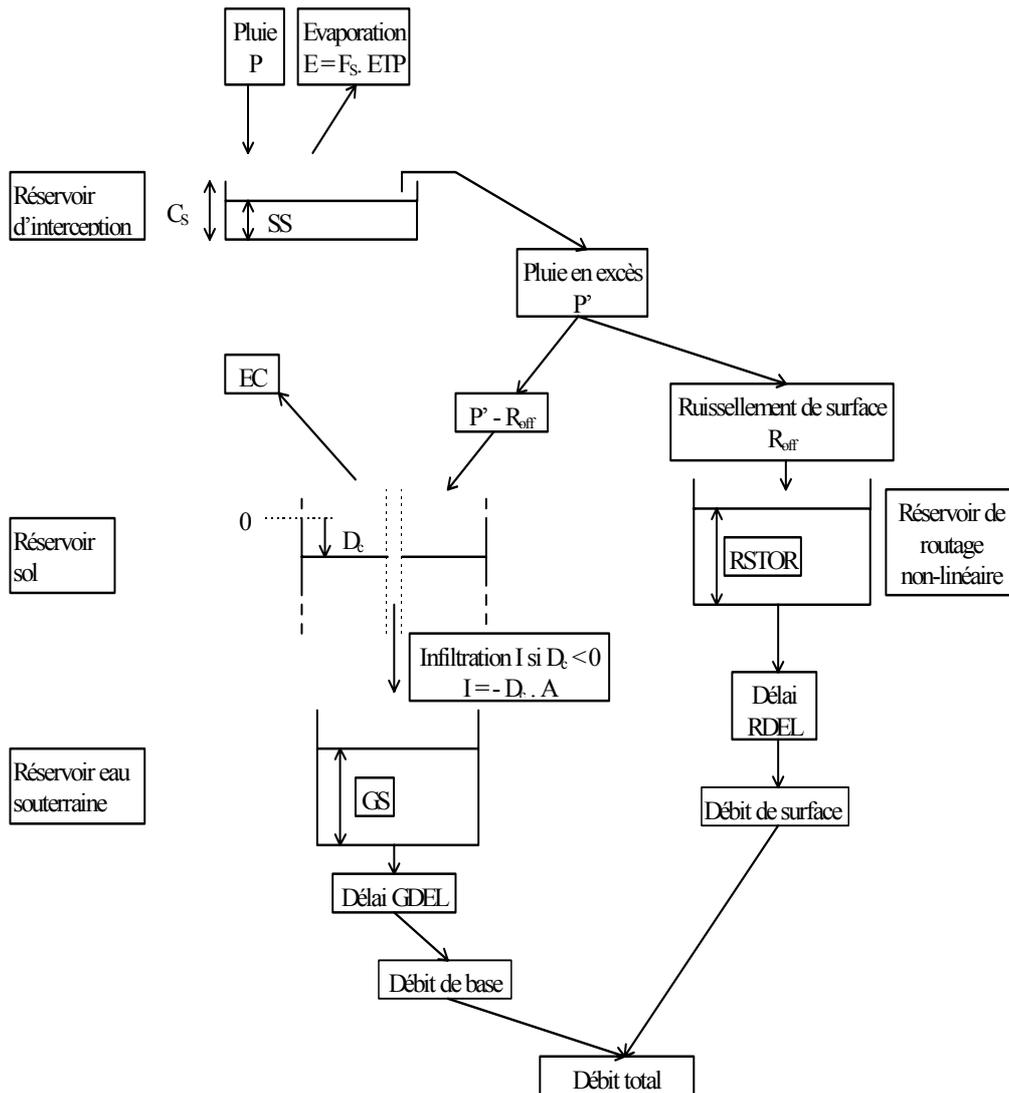
- Réservoir eau souterraine :

C'est un réservoir non linéaire qui produit le débit de base GRO suivant :

$$GRO = (GS/GSU)^{GSP}$$

où GS est le niveau dans le réservoir eau souterraine et GSU et GSP deux paramètres. Un délai $GDEL$ est appliqué à la sortie du réservoir.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

15 paramètres optimisables:

- C_s : capacité maximale du réservoir d'interception
- F_s : constante pour le calcul de l'ETR
- $RDEL$ et $GDEL$: délais appliqués au débit de surface et au débit de base
- RC , RS , RR : constantes pour le calcul de la fraction de ruissellement
- RK , RX : constantes du réservoir de routage de l'écoulement direct
- A : constante d'infiltration
- FC , DCS , DCT : constante pour déterminer l'évaporation du réservoir sol
- GSU , GSP : constantes du réservoir eau souterraine

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Rosenbrock, Simplex

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, données de pluie (chronique de débit pour le calage des paramètres); données d'ETP

11. Pas de temps :

Horaire

12. Test du modèle et application :

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

16. Commentaires :

17. Références bibliographiques :

Blackie, J.R. et Eeles, C.W.C. (1985). Lumped catchment models - Chapter 11. In: *Hydrological forecasting*, M. G. Anderson et T. P. Burt (Ed.), John Wiley & Sons Ltd, 311-345.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: IHLM

On teste une version à 9 paramètres. On fixe la capacité du réservoir d'interception à 3 mm. On utilise un routage quadratique du ruissellement. On utilise une vidange linéaire du réservoir souterrain. On n'effectue pas de correction sur l'ETP.

Paramètre X1 : constante de rendement sur le réservoir sol (paramètre RS)

Paramètre X2 : constante de rendement sur la pluie (paramètre RR)

Paramètre X3 : paramètre de vidange quadratique de la partie ruisselée

Paramètre X4 : constante de vidange linéaire du réservoir sol en infiltrations

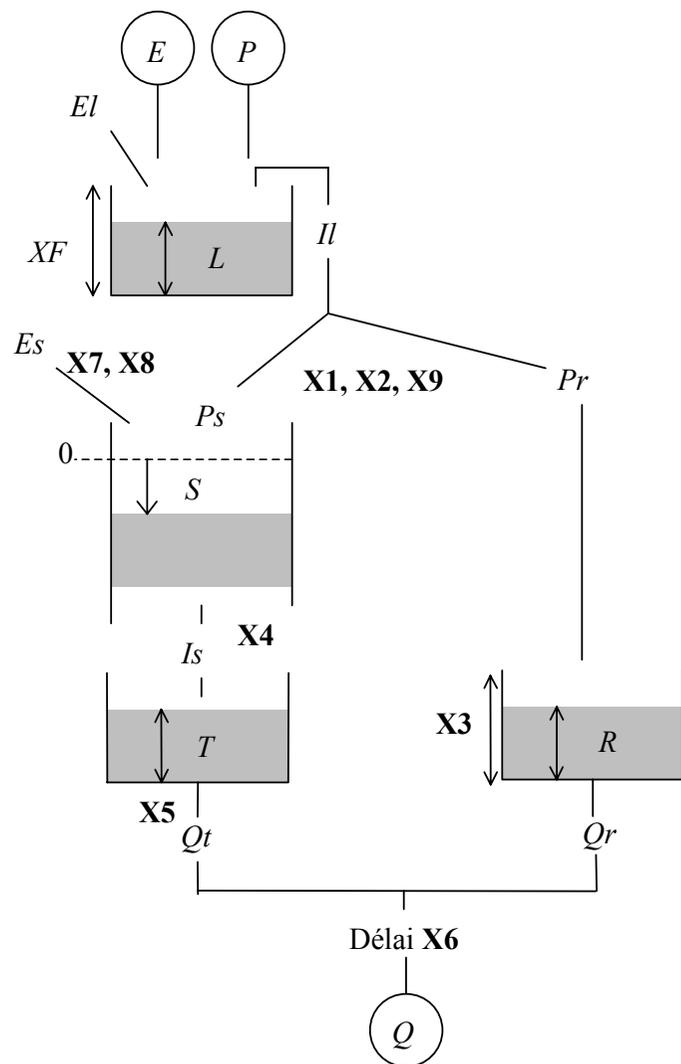
Paramètre X5 : constante de vidange linéaire du réservoir souterrain

Paramètre X6 : délai

Paramètre X7 : seuil de réduction de l'ETP

Paramètre X8 : seuil de réduction de l'ETP

Paramètre X9 : paramètre RC



$$L = L + P$$

$$El = \min(L, E)$$

$$E' = E - El$$

$$Il = \max(0, L - XF)$$

$$L = L - Il$$

$$Fr = X9 \cdot \left(\exp\left(\frac{S}{X1}\right) + \exp\left(\frac{Il}{X2}\right) - 1 \right) \quad Fr = \max(0, \min(1, Fr))$$

$$Pr = Fr \cdot P$$

$$Ps = P - Pr$$

$$S = S - Ps$$

$$Is = \min(0, -S \cdot X4)$$

$$S = S + Is$$

$$\text{si } S < X7, Es = E'$$

$$\text{si } X7 \leq S < X8, Es = E' \cdot \frac{X8 - S}{X8 - X7}$$

$$S = S + Es$$

$$T = T + Is$$

$$Qt = T / X5$$

$$T = T - Qt$$

$$R = R + Pr$$

$$Qr = \frac{R^2}{R + X3}$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

Fiche analytique n°19

1. Nom du modèle : MARTINE

2. Auteurs – Première publication : Mazenc *et al.* (1984)

3. Institut – Pays : Bureau de Recherches Géologiques et Minières,
Orléans, France

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle simple à but de régionalisation, prise en compte de l'influence de la géomorphologie

5. Description du modèle :

- Production :

Le réservoir superficiel (réservoir d'interception), de capacité CRSM, reçoit la pluie brute et est soumis à l'ETP. L'excédent est séparé en deux composantes suivant un coefficient de partage CRUM.

- Routage écoulement rapide :

Le routage de la composante rapide de l'écoulement s'effectue par l'intermédiaire d'un premier réservoir linéaire de constante de vidange TR puis d'un deuxième réservoir quadratique de capacité RUIM.

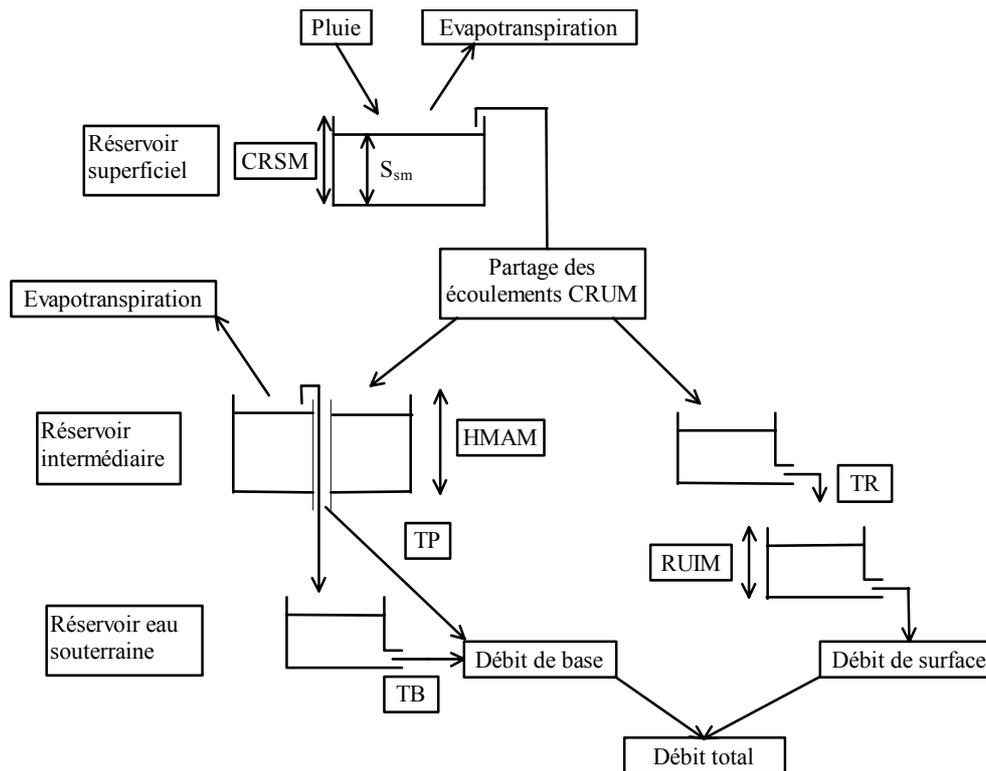
- Routage écoulement lent :

Le routage de la composante lente est effectué par l'intermédiaire d'un premier réservoir qui se vidange de façon linéaire avec une constante TP, l'excédent au dessus de la capacité maximale HMAM allant vers un second réservoir linéaire de constante TB. Le réservoir intermédiaire est soumis au restant d'évaporation à un taux réel dépendant du taux de remplissage du réservoir.

- Écoulement total :

C'est la somme des composantes lente et rapide.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

7 paramètres à optimiser :

- CRSM : capacité maximale du réservoir superficiel
- CRUM : coefficient de partage de l'écoulement
- TP, TR, TB : constantes de vidange
- HMAM : capacité maximale du réservoir intermédiaire
- RUIM : capacité maximale du réservoir de routage

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Rosenbrock

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP mensuelles

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Application à des bassins bretons (Mazenc *et al.*, 1984)

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

Travaux de Mazenc *et al.* (1984) en Bretagne

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

-

16. Commentaires :

17. Références bibliographiques :

Mazenc, B., Sanchez, M. et Thiery, D. (1984). Analyse de l'influence de la physiographie d'un bassin versant sur les paramètres d'un modèle hydrologique global et sur les débits caractéristiques à l'exutoire. *Journal of Hydrology*, **69**, 97-118.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: MART

On teste une version à 7 paramètres dans laquelle on ne garde que le réservoir quadratique pour le routage de la composante rapide de l'écoulement. Toutes les sorties du réservoir intermédiaire transitent par le réservoir souterrain. On ajoute un délai en sortie.

Paramètre X1 : capacité du réservoir superficiel

Paramètre X2 : capacité du réservoir intermédiaire

Paramètre X3 : capacité du réservoir de routage quadratique

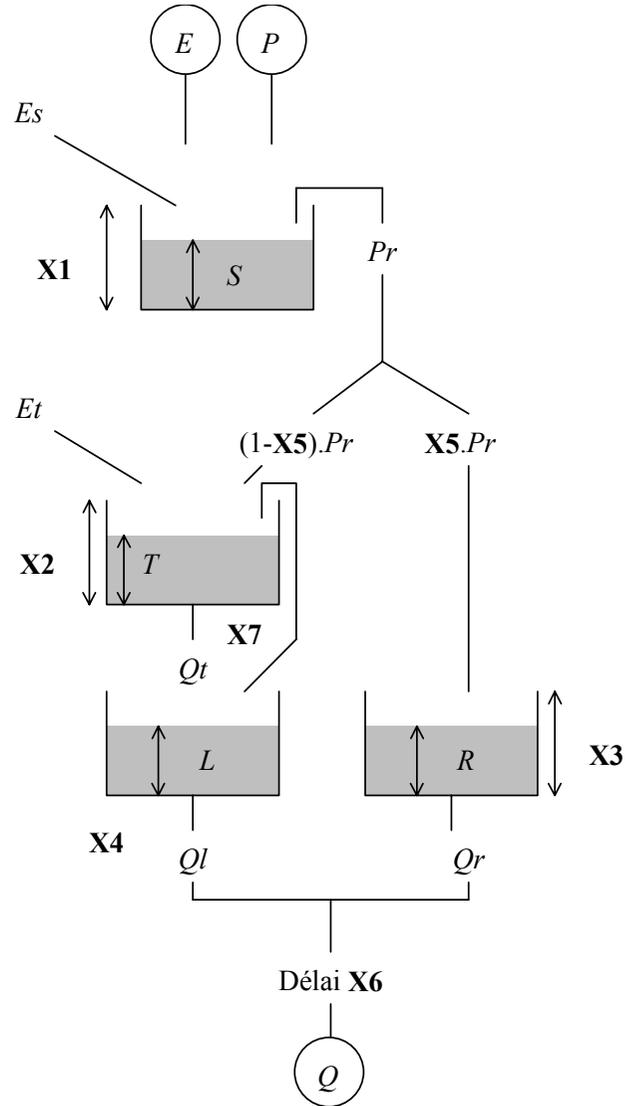
Paramètre X4 : constante de vidange du réservoir souterrain

Paramètre X5 : coefficient de partage

Paramètre X6 : délai

Paramètre X7 : constante de vidange du réservoir intermédiaire

Autres variantes: La version initiale est moins satisfaisante. Une version à 8 paramètres avec le réservoir linéaire en plus pour le routage de la composante d'écoulement direct ne fournit pas de meilleurs résultats.



$$S = S + P$$

$$Pr = \max(0, S - X1)$$

$$S = S - Pr$$

$$Es = \min(S, E)$$

$$S = S - Es$$

$$Er = E - Es$$

$$R = R + X5.Pr$$

$$Qr = \frac{R^2}{R + X3}$$

$$R = R - Qr$$

$$T = T + (1 - X5).Pr$$

$$Qt1 = \frac{T}{X7}$$

$$T = T - Qt1$$

$$Qt2 = \max(0, T - X2)$$

$$T = T - Qt2$$

$$L = L + Qt1 + Qt2$$

$$Ql = \frac{L}{X4}$$

$$L = L - Ql$$

$$Q = Ql + Qr$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

Fiche analytique n°20

1. Nom du modèle : MHR (Modèle Hydrologique Récursif)

2. Auteurs – Première publication : Leviandier (1993)

3. Institut - Pays : Cemagref, Division Hydrologie, Antony, France

4. Buts de modélisation - Domaines d'application :

Prise en compte de la spatialisation et des effets d'échelles en modélisation conceptuelle pluie-débit.

5. Description du modèle :

Le modèle permet un découpage conceptuel du bassin en sous-bassins emboîtés, en utilisant deux hypothèses de base :

- Hypothèse de croissance des aires :

$$S_{n-1} + b_n = S_n \cdot \left(\frac{n-1}{n} \right)^\alpha$$

- Hypothèse d'invariance de structure du réseau :

$$\frac{b_n}{S_{n-1}} = \beta - 1$$

Connaissant S_0 , on a lors :

$$S_1 = \beta \cdot S_0$$

et pour $n \geq 2$, $S_n = S_0 \cdot \beta^n \cdot n^\alpha$

On définit d'autre part les aires $a_{n/n} = S_n - (S_{n-1} + b_n)$

On a :

$$a_{n/n} = (n^\alpha - (n-1)^\alpha) \cdot \beta^n \cdot S_0$$

$$a_{n-1/n} = ((n-1)^\alpha - (n-2)^\alpha) \cdot \beta^n \cdot S_0$$

On définit alors un deuxième découpage du bassin tel que :

$$\sum_{i=1}^k a_{i/n} = S_{k-1} + b_k$$

$$\text{et } a_{k/n} = (k^\alpha - (k-1)^\alpha) \cdot \frac{\beta^n}{n^\alpha} \cdot S_0$$

On assimile le sous-bassin d'ordre k à un réservoir d'ordre k , le temps de transfert du réservoir d'ordre k au réservoir d'ordre n étant de $(n-k)$ pas de temps. Le sous-bassin d'ordre k a une surface $a_{k/n}$. Les apports au sous-bassin sont déterminés connaissant les apports aux sous-bassins d'ordre inférieur.

- Fonction de production :

La fonction de production s'organise autour d'un réservoir sol identique au réservoir de GR4J.

On a tout d'abord neutralisation des apports P par l'ETP :

$$\begin{array}{llll} \text{- si } & P \geq E & \text{alors } & P_n = P - E \quad \text{et} \quad E_n = 0 \\ \text{- si } & P < E & \text{alors } & P_n = 0 \quad \text{et} \quad E_n = E - P \end{array}$$

Lorsqu'il reste une pluie dP_n , la partie allant dans le réservoir sol est dP_r et l'autre partie dP_s transite vers l'exutoire :

$$dP_r = \left(\frac{S}{A} \right)^2 \cdot dP_n$$

$$dP_s = \left[1 - \left(\frac{S}{A} \right)^2 \right] \cdot dP_n$$

où S est le niveau dans le réservoir sol et A la capacité maximale de ce réservoir.

Dans le cas où toute la pluie est consommée lors de l'interception, le restant En d'ETP sert à faire évaporer l'eau contenue dans le réservoir sol, à un taux commandé par une fonction du niveau dans le réservoir sol. La variation du niveau est :

$$dS = -dE_s$$

$$\text{avec } dE_s = (S/A) \cdot [2 - (S/A)] \cdot dE_n$$

- Fonction de transfert local :

Le transfert local des écoulements est plus simple que dans GR4J puisqu'il ne fait intervenir que le réservoir quadratique R qui se vidange suivant une loi :

$$Q_r(t) = \frac{R(t)^2}{B + R(t)}$$

où B est la capacité maximale du réservoir. On peut également considérer une vidange suivant une loi puissance, en prenant par exemple une loi en puissance 5 identique à celle de GR4.

- Terme d'échanges souterrains :

Après la vidange du réservoir quadratique, on fait intervenir un terme d'échanges souterrains ECH calculé par :

$$ECH = d \cdot (k - k_0) \cdot [1 + ((k - k_0)/k_0) \cdot B \cdot R / k_0]$$

où k_0 est l'ordre du sous-bassin pour lequel les échanges sont nuls et d un coefficient.

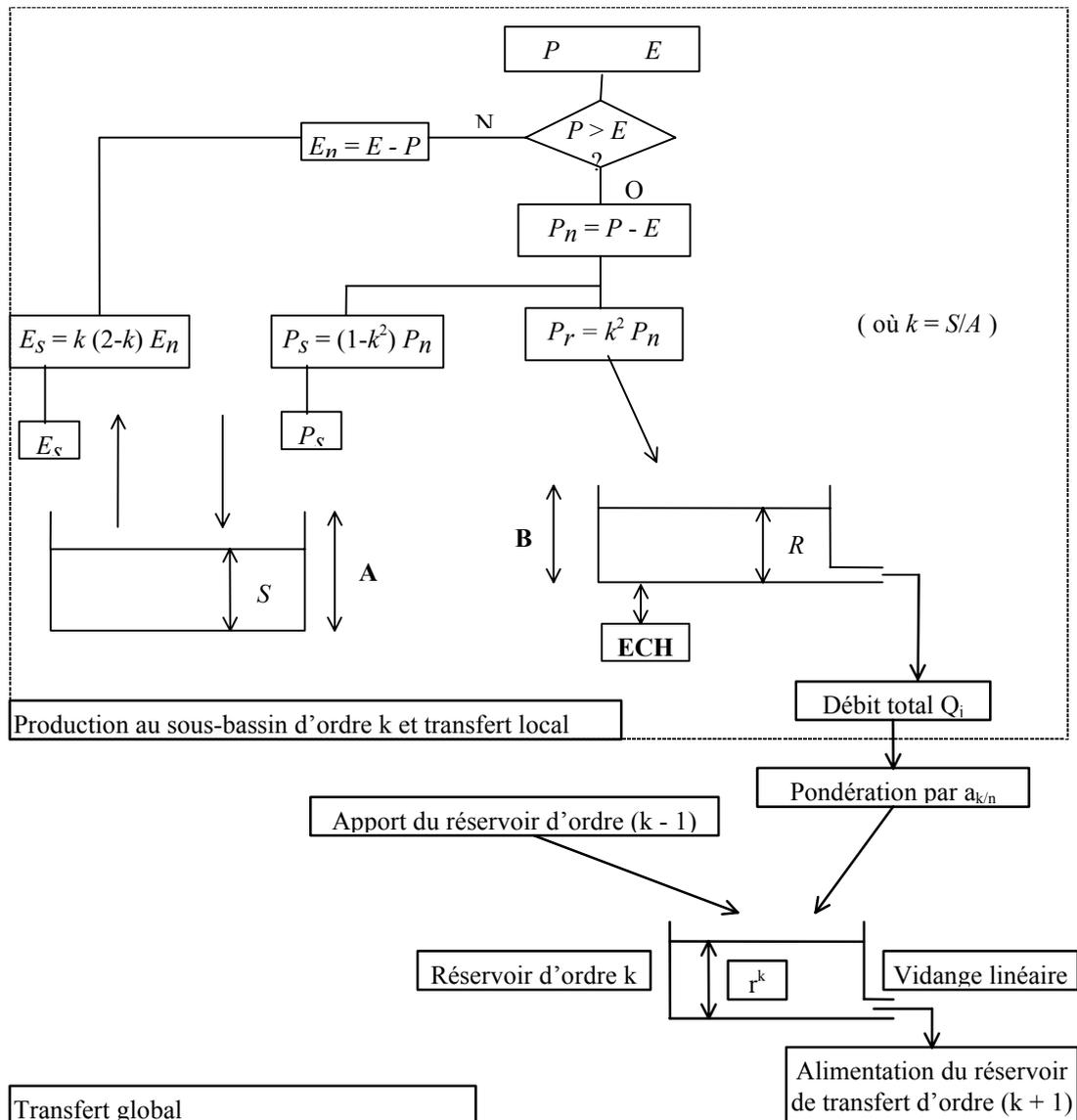
Le débit du réservoir et les échanges souterrains sont additionnés et la somme est pondérée par l'aire $a_{k/n}$. La résultante Q_j est transférée par transfert global vers le sous-bassin d'ordre inférieur.

- Fonction de transfert général :

Le transfert général correspond à une cascade de réservoirs linéaires, avec un réservoir pour chaque ordre k. Les variations de niveau du réservoir d'ordre k obéit à la loi de variation suivante :

$$\frac{dr_j^k}{dt} = - \frac{dr_{j-1}^{k-1}}{dt} + a_{k/n} \cdot Q_j - c \cdot r_j^k$$

où c est la constante de vidange linéaire du réservoir.

6. Schéma structurel :**7. Paramètres :**

10 paramètres à caler :

- α, β : paramètres d'échelle ($\alpha \leq 2, \beta \cong 1$)
- n : ordre de décomposition du bassin
- S_0 : aire élémentaire pour le calcul de n
- A : capacité maximale du réservoir sol
- B : capacité maximale du réservoir de routage
- d : paramètre d'échanges souterrains
- k_0 : l'ordre du sous-bassin pour lequel les échanges souterrains sont nuls
- c : constante de vidange des réservoirs de transfert global
- $npdt$: nombre de pas de calcul à considérer par pas de temps

En fait, on peut se contenter d'optimiser les paramètres A, B, S_0 et d , les autres pouvant être fixés.

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Rosenbrock

9. Module neige :

le module neige développé pour le modèle GR4J peut être utilisé

10. Données :

En entrée, données de pluie et d'ETP (chroniques de débit nécessaires pour le calage)

11. Pas de temps :

Journalier

12. Tests du modèle et applications :

Application sur le bassin du Grand-Morin (Mercier, 1993; Narduzzi, 1994), au bassin versant de la Charente (Zermani, 1998) et de la Fecht (voir Leviandier *et al.*, 2000).

Le modèle a été utilisé pour modéliser les transferts de nitrates (Zermani, 1998) ou de matières en suspension (Kribèche, 1999) à l'échelle du bassin versant.

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

Le modèle permet un découpage conceptuel du bassin et donc une spatialisation de ses caractéristiques qui peuvent être cartographiées avec un SIG. On peut donc faire le lien avec certaines caractéristiques du bassin telles que la pédologie ou la géologie (Zermani, 1998).

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

-

16. Commentaires :

Discussion sur les aspects de changement d'échelle par Leviandier *et al.* (1996)

Il existe dans le modèle de nombreuses options possibles. Nous en citons quelques-unes:

- possibilité d'avoir un écoulement ne transitant pas par le réservoir de routage et représentant comme dans GR4 10 % de la pluie nette
- possibilité de considérer la pluie totale en entrée sur le premier sous pas de temps de calcul ou répartie uniformément sur tous les sous pas de temps
- possibilité de choisir une synchronisation des sous-pas de temps de calcul (production) et des pas de temps de transfert global

17. Références bibliographiques :

Kribèche, R. (1999). Facteurs physiques de l'érosion significatifs au niveau des flux exportés par les bassins versants. Identification par modélisation. *Thèse de Doctorat, Université Paris VI*, 210 p.

Leviandier, T. (1993). Scale considerations in propagation of flows through a network of reservoirs. *EGS*, 22 p.

Leviandier, T., Loumagne, C., Nedelec, Y., Bartoli, F. et Gomendy, V. (1996). Diversité des approches du changement d'échelle en hydrologie. *Actes des journées Tendances nouvelles en modélisation de l'environnement, Programme Environnement, Vie et Sociétés, Paris, CNRS*, 7-14.

Leviandier, T., Siefert, N., Zermani, A. et Humbert, J. (2000). Are landscape contrasts perceptible from downstream. *Soumis au Journal of Hydrology*.

Mercier, P. (1993). Cohérence spatiale et invariance d'échelle d'un modèle pluie-débit sur le bassin de la Marne. *Mémoire de DEA, ENGREF/Cemagref*, 54 p.

Narduzzi, E. (1994). Modélisation pluie-débit en hydrologie : modalités de changement d'échelle de la parcelle drainée au bassin versant. *Mémoire de DEA, INAPG/Cemagref*, 75 p.

Zermani, A. (1998). Apport des SIG à la reconnaissance à moyenne échelle des facteurs d'écoulement et de transfert des nitrates. *Thèse de Doctorat, ENGREF, Cemagref*, 377 p.

18. Description et schémas des versions retenues :

Symbole utilisé: MHR0

La version utilisée est une version à quatre paramètres. Le transfert global est assuré par une cascade de réservoirs de vidange totale instantanée, ce qui revient à considérer une cascade de purs délais. On fixe les valeurs de α à 1,66 et de β à 1. On utilise 3 sous pas de temps de calcul. On synchronise les sous-pas de temps de transfert et de production. On utilise un écoulement direct de 10 % de la pluie nette. Le bief d'inversion des échanges est le bief médian. On utilise la formulation non intégrée de la fonction de production.

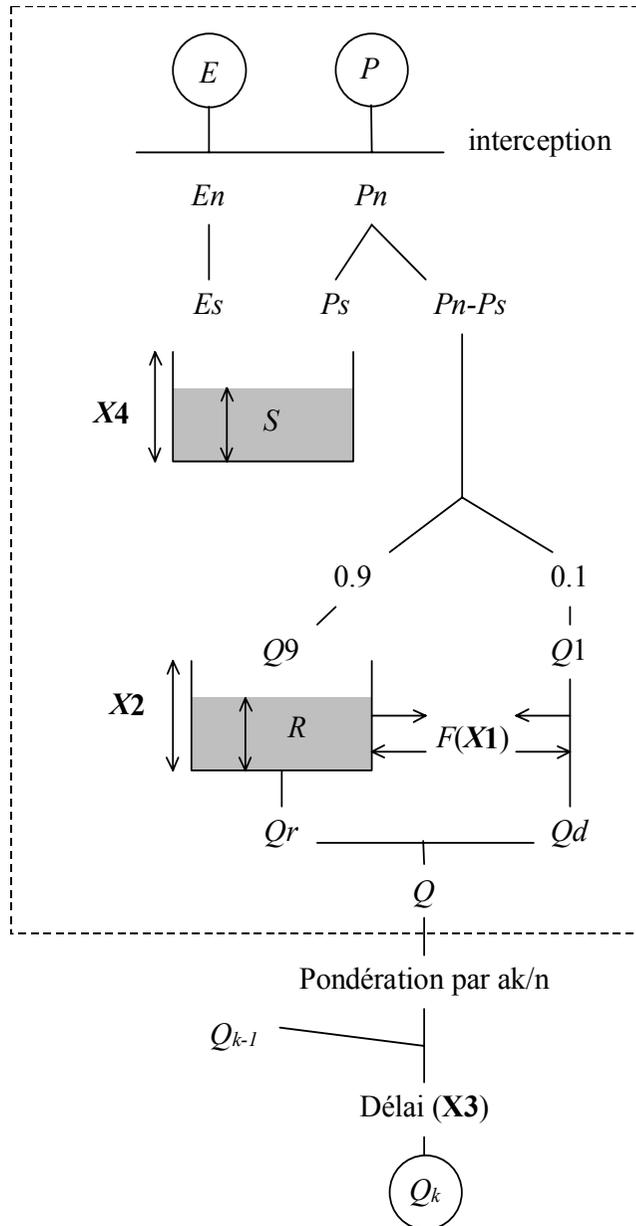
Paramètre X1 : capacité A

Paramètre X2 : capacité B

Paramètre X3 : paramètre S_0

Paramètre X4 : paramètre d'échange d

Structure MHR0



si $P \geq E$, $Pn = P - E$, $En = 0$

si $P < E$, $En = E - P$, $Pn = 0$

$$Ps = \left[1 - \left(\frac{S}{A} \right)^2 \right] \cdot Pn$$

$$Es = (S/A) \cdot [2 - (S/A)] \cdot En$$

$$F = X1 \cdot (k - k_0) \cdot \left[1 + \frac{k - k_0}{k_0} \cdot \frac{R}{X2} \right]$$

$$Qd = \max(0, Q1 + F)$$

$$R = \max(\varepsilon, R + Q9 + F)$$

$$Qr = R - (R^{-4} + X2^{-4})^{-\frac{1}{4}}$$

$$R = R - Qr$$

$$Q = Qr + Qd$$

$$Q = Q_{k-1} + Q \cdot a_{k/n}$$

+ délai d'un sous-pas de temps de transfert dépendant de X3

Fiche analytique n°21

1. Nom du modèle : MODALP (MODel ALParslan)

2. Auteurs – Première publication : Arikan (1988)

3. Institut - Pays : Department of Hydrological Engineering, Engineering Faculty,
Ankara, Turquie

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle pour milieux karstiques fissurés

5. Description du modèle :

- Réservoir sol :

C'est un réservoir linéaire qui reçoit la plus brute et est soumis à l'évaporation. La vidange Q_1 dans le réservoir eau-souterraine est de la forme :

$$Q_1 = (S - L_{\min}) \cdot K1$$

où $K1$ est une constante et S le niveau dans le réservoir. Ce débit ne se produit lorsque le niveau du réservoir est supérieur au seuil L_{\min} .

L'évaporation réelle ETR est une fonction de l'ETP et dépend du niveau de remplissage du réservoir par l'intermédiaire de la variable A :

$$ETR = A \cdot ETP$$

$$\text{si } S \geq L_{\min}, A = 1$$

$$\text{si } S < L_{\min}, A = 10^{[(S/L_{\min})-1]}$$

- Réservoir eau-souterraine :

Le réservoir a une constante de décharge K qui est ici supposée évoluer avec la hauteur d'eau H dans le réservoir :

$$K = \exp [-(B \cdot H + C)]$$

où B et C sont des paramètres qui sont déduits des relations :

$$K_{\text{MAX}} = \exp [-(B \cdot H_{\text{MAX}} + C)]$$

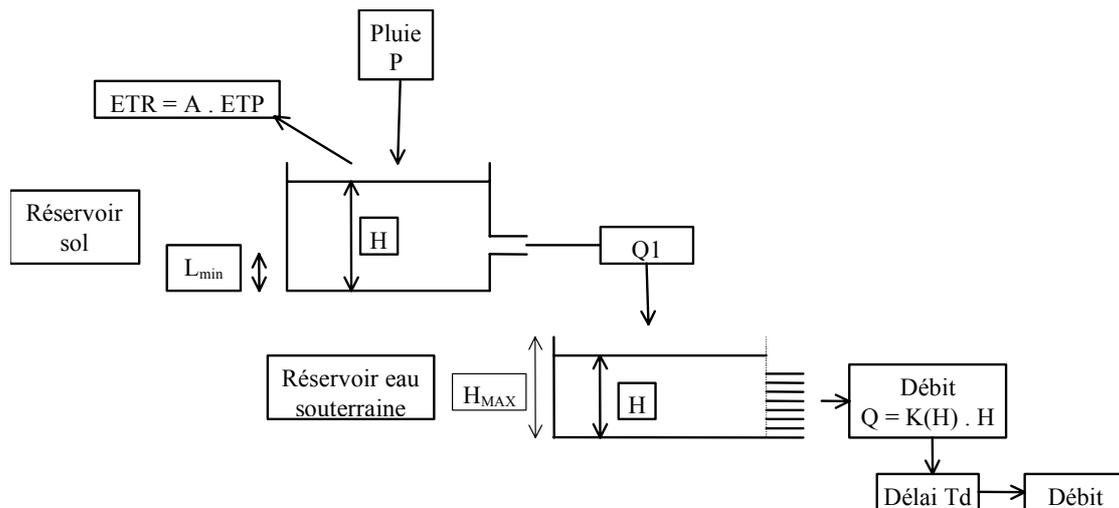
$$K_{\text{MIN}} = \exp (-C)$$

où H_{MAX} est la capacité maximale du réservoir eau-souterraine. H_{MAX} , K_{MAX} et K_{MIN} sont à optimiser. Le débit Q est donné par :

$$Q = K \cdot H$$

Un délai T_d est appliqué à la sortie du réservoir.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres:

6 paramètres:

- L_{min} : seuil de déversement du réservoir sol
- K_{MAX} et K_{MIN} : constantes maximum et minimum de décharge du réservoir souterrain
- H_{MAX} : capacité maximale du réservoir souterrain
- $K1$: constante du réservoir sol
- Td : délai à la sortie du réservoir souterrain

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Automatique

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP mensuelles

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Application au bassin turc du Manavgat (Arikan et Ekmekci, 1986; Arikan, 1988)

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

16. Commentaires :

Un deuxième système, adjacent et similaire au premier, peut être ajouté, pour tenir compte, en système karstique, de la contribution de bassins adjacents connectés de façon souterraine au bassin d'étude.

17. Références bibliographiques :

Arikan, A. (1988). MODALP: a deterministic rainfall-runoff model for large karstic areas. *Hydrological Sciences Journal*, **33**(4), 401-414.

Arikan, A. et Ekmekci, M. (1986). A multidimensional approach to rainfall-streamflow relationship in Manavgat river basin, Turkey. *IAHS Publication n° 161*, 57-65.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: MODA

On retient une version à 7 paramètres. On ajoute un paramètre de perte. On conserve un délai en sortie. On considère que la constante de vidange K1 est égale à l'unité, et donc que la sortie du premier réservoir est un débordement. On ajoute un réservoir de routage linéaire pour le débordement du second réservoir.

Paramètre X1 : constante de vidange du réservoir de routage

Paramètre X2 : seuil de vidange du réservoir sol

Paramètre X3 : paramètre B

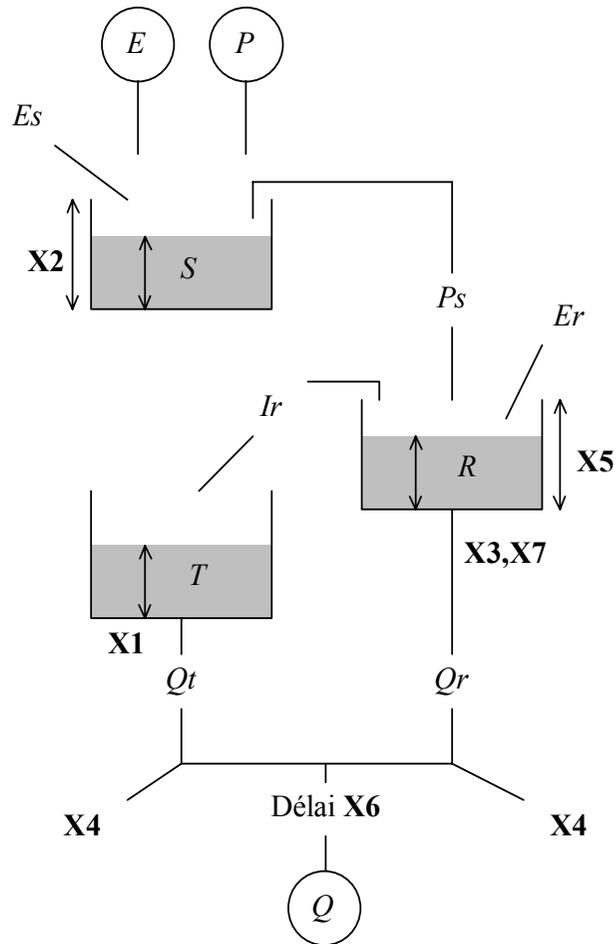
Paramètre X4 : paramètre de perte

Paramètre X5 : capacité du réservoir souterrain

Paramètre X6 : délai

Paramètre X7 : paramètre C

Structure MODA



$$S=S+P$$

$$Es=\min(S, E \cdot 10^{(\min(1, S/X2)-1)})$$

$$Ps=\max(0, S-X2)$$

$$R=R+Ps$$

$$Ir=\max(0, R-X5)$$

$$Qr=R \cdot \exp(-(X3 \cdot R + X7))$$

$$R=R-Qr$$

$$Er=\min(R, E \cdot R/X5)$$

$$T=T+Ir$$

$$Qr=\max(0, Qr-X4)$$

$$Qt=\max(0, Qt-X4)$$

$$Q=Qr+Qt$$

(avec translation dans le temps de $X6$ pas de temps)

$$S=S-Es$$

$$E'=E-Es$$

$$S=S-Ps$$

$$R=R-Ir$$

$$R=R-Er$$

$$Qt=T/X1$$

Fiche analytique n°22

1. Nom du modèle : MODGLO (MODèle GLObal)

2. Auteur – Première publication : Girard (1974)

3. Institut - Pays : ORSTOM (Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération)
Montpellier, France

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modélisation pluie-débit en zone tropicale

5. Description du modèle :

(Voir également description par Servat, 1986)

- Interception :

La pluie brute PJOUR est d'abord ajustée à l'aide d'un coefficient correctif cpj pour tenir compte éventuellement des erreurs de mesure :

$$DISP = PJOUR \cdot cpj$$

La pluie disponible DISP subit alors l'évapotranspiration ES obtenue à partir de la correction de l'ETP par un coefficient correctif cet :

$$ES = ETP \cdot cet$$

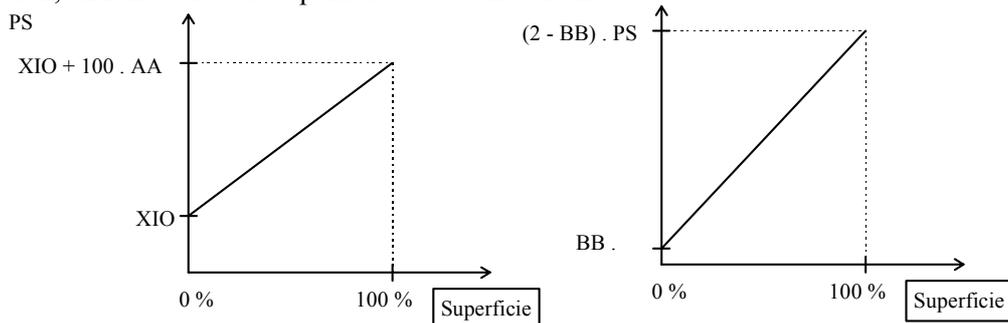
La pluie arrivant au sol est PS.

- Séparation des composantes de l'écoulement :

La pluie restante PS est séparée en deux composantes, l'une RS est le ruissellement de surface, l'autre ABSO est la partie infiltrée. Elles sont déterminées à partir d'une capacité d'infiltration XIO calculée en fonction du niveau SH dans le réservoir sol :

$$XIO = XIN (AXIN + \exp(-SH/CRT))$$

où CRT est la capacité de rétention du sol et XIN et AXIN sont des constantes. On associe à PS un coefficient d'hétérogénéité BB à la pluie et une constante d'hétérogénéité AA à la capacité d'infiltration, en fonction de la superficie du bassin versant :



Plusieurs cas se présentent alors pour calculer le ruissellement RS, suivant les positions respectives des deux droites précédentes :

- si $BB \cdot PS < XIO$, alors $RS = 0$
- si $BB \cdot PS > XIO$ et $(2 - BB) \cdot PS > XIO + 100.AA$, alors $RS = PS - (XIO + 50.AA)$
- si $BB \cdot PS > XIO$ et $(2 - BB) \cdot PS < XIO + 100.AA$,

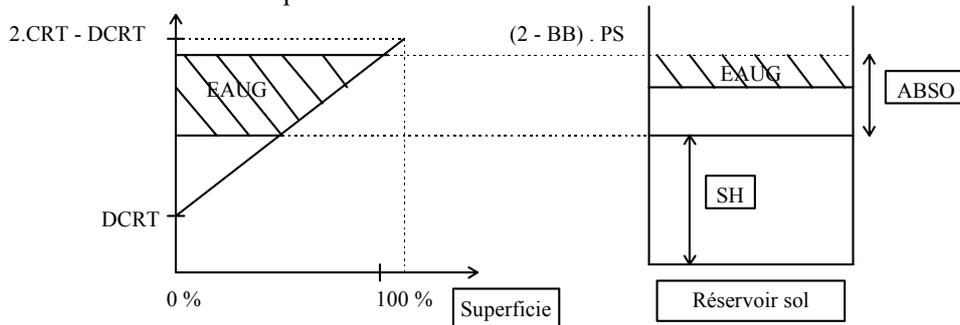
$$\text{alors } RS = \frac{(BB \cdot PS - XIO)^2}{2 \cdot (100.AA - 2.PS.(1 - BB))}$$

Cette démarche suppose que l'on fasse coïncider l'endroit le moins perméable du bassin avec l'endroit le moins arrosé.

L'eau d'infiltration ABSO est obtenue par : $ABSO = PS - RS$.

- Réservoir sol :

Il reçoit ABSO et permet de déterminer EAUG, la partie de l'eau qui conduit à l'écoulement. La capacité de rétention du sol est également affectée d'une hétérogénéité sur le bassin versant, variant linéairement autour d'une valeur moyenne CRT entre DCRT et 2.CRT - DCRT. Cette capacité de rétention permet de déterminer la quantité EAUG :



On peut avoir l'un des cinq cas suivants :

- si $SH + ABSO \leq DCRT$, $EAUG = 0$

- si $SH + ABSO < 2CRT - DCRT$ et $SH < DCRT$, $EAUG = \frac{(SH + ABSO - DCRT)^2}{4CRT(1 - DCRT / CRT)}$

- si $SH + ABSO < 2CRT - DCRT$ et $SH > DCRT$,

$$EAUG = ABSO \cdot \frac{(SH + ABSO / 2 - DCRT)}{2CRT(1 - DCRT / CRT)}$$

- si $SH + ABSO > 2CRT - DCRT$ et $SH \leq DCRT$, $EAUG = SH + ABSO - CRT$

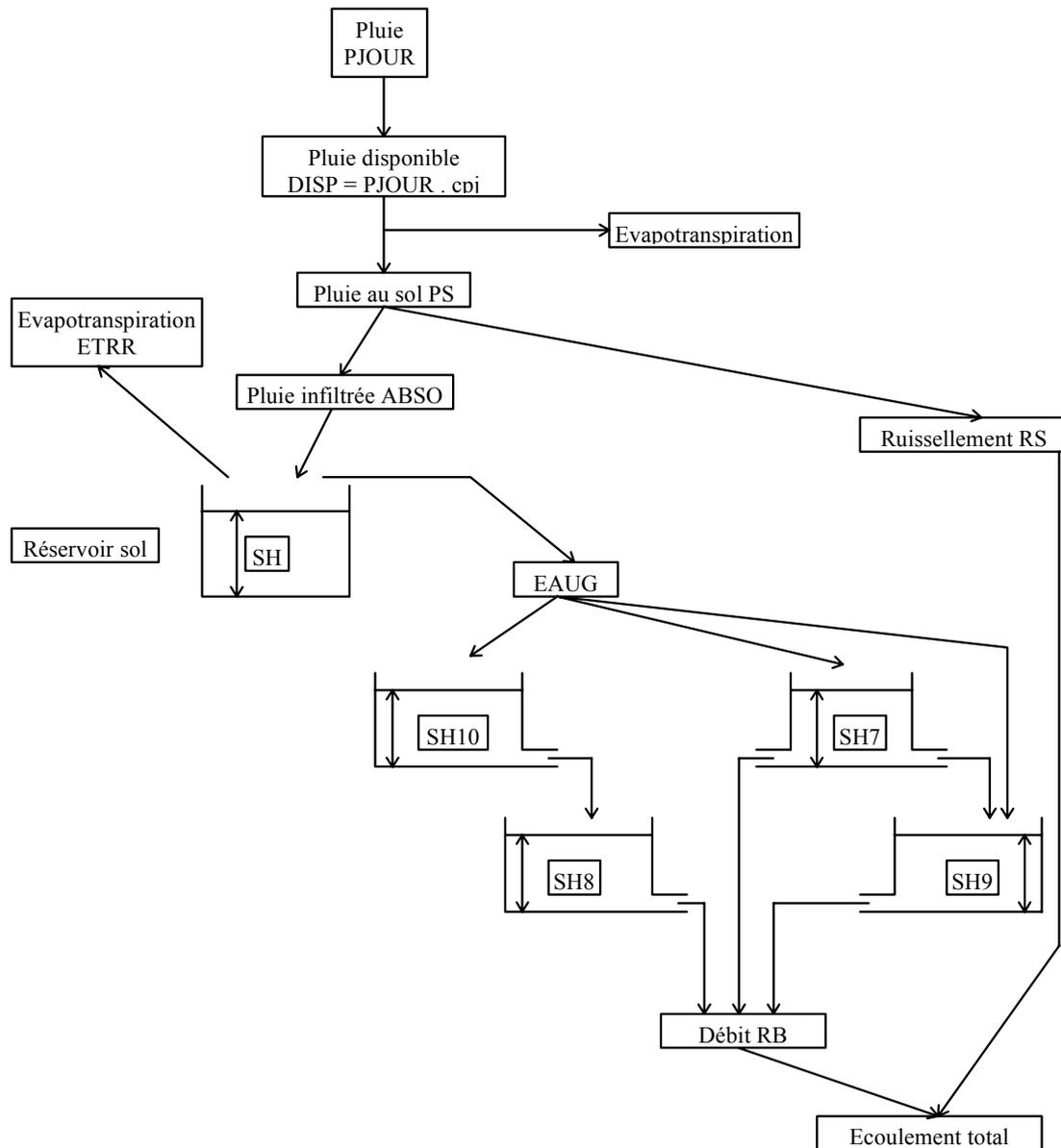
- si $SH + ABSO > 2CRT - DCRT$ et $SH > DCRT$,

$$EAUG = ABSO - \frac{(CRT(2 - DCRT / CRT) - SH)^2}{4CRT(1 - DCRT / CRT)}$$

Le réservoir sol est d'autre part soumis au restant d'ETP ES non satisfait au niveau de l'interception.

- Transfert de la pluie efficace :

Le transfert de EAUG est assuré par un assemblage de quatre réservoirs linéaires (réservoirs 7, 8, 9 et 10) qui se vidange avec des constantes COEF7, COEF8, COEF9, COEF10 en fonction de leurs niveaux respectifs SH7, SH8, SH9, SH10. Deux coefficients de partage C1 et C2 sont utilisés pour répartir l'eau à l'entrée des réservoirs. Le débit RB à la sortie des réservoirs est ajouté à RS pour former le ruissellement de surface.

6. Schéma structurel :**7. Paramètres :**

14 paramètres:

- cpj : coefficient correctif de la pluie
- cet : coefficient correctif de l'ETP
- XIN et AXIN : paramètres d'infiltration
- CRT, CRTP : paramètre de capacité de rétention
- BB, AA : coefficients d'hétérogénéité
- C1, C2 : coefficients de partage de l'écoulement
- COEF7, COEF8, COEF9, COEF10 : constantes de vidange des réservoirs linéaires

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Manuelle

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP mensuelles

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Travaux de Dezetter (1991) sur la modélisation en zone de savane avec application de MODGLO, CREC et GR3. Application du modèle par Servat et Dezetter (1991) en Côte-d'Ivoire

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

16. Commentaires :

Description d'un logiciel par Servat et Dezetter (1988) comprenant les modèles CREC et MODGLO

17. Références bibliographiques :

Dezetter, A. (1991). Modélisation globale de la relation pluie débit. Application en zone de savanes soudanaises (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). *Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II*, 422 p.

Girard, G. (1974). ?

Servat, E. (1986). Présentation de trois modèles globaux conceptuels déterministes: CREC 5, MODGLO, MODIBI, *ORSTOM, Département F, Unité de Recherche 604*.

Servat, E. et Dezetter, A. (1988). Modélisation globale de la relation pluie-débit: des outils au service de l'évaluation des ressources en eau. *Hydrologie Continentale, ORSTOM, 3(2)*, 117-129.

Servat, E. et Dezetter, A. (1991). Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrological Sciences Journal, 36(4)*, 307-331.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: MODG

On retient une version à 8 paramètres. On prend le coefficient de correction sur les pluies égal à 1. On simplifie les fonctions d'infiltrations et le fonctionnement du réservoir sol. On divise EAUG en deux composantes seulement, l'une routée par deux réservoirs linéaires de même constante de vidange, l'autre routée par un seul réservoir linéaire. On ajoute un délai en sortie.

Paramètre X1 : Coefficient correctif de ETP

Paramètre X2 : paramètre XIN

Paramètre X3 : paramètre CRT

Paramètre X4 : paramètre DCRT

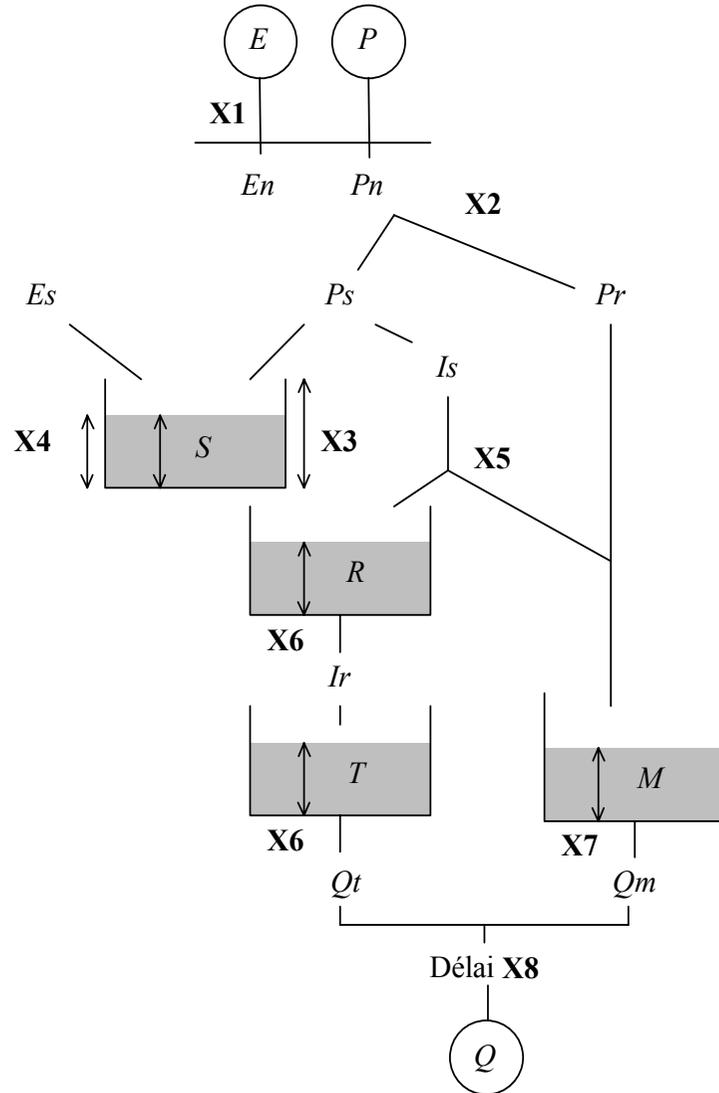
Paramètre X5 : coefficient de partage de EAUG

Paramètre X6 : constante de vidange des réservoirs linéaires en série

Paramètre X7 : constante de vidange du réservoir linéaire

Paramètre X8 : délai

Structure MODG



$$E = E.X1$$

$$En = \max(0, E - P)$$

$$Pn = \max(0, P - E)$$

$$F = X2.\exp(-S/X3)$$

$$Ps = \min(P, F)$$

$$Pr = P - Ps$$

$$\text{si } S + Ps \leq X4, Is = 0$$

$$\text{si } S + Ps < 2.X3 - X4 \text{ et } S \leq X4, Is = \frac{(S + Ps - X4)^2}{4.X3.(1 - X4/X3)}$$

$$\text{si } S + Ps < 2.X3 - X4 \text{ et } S > X4, Is = \frac{Ps.(S + Ps/2 - X4)}{2.X3.(1 - X4/X3)}$$

$$\text{si } S + Ps \geq 2.X3 - X4 \text{ et } S \leq X4, Is = S + Is - X3$$

$$\text{si } S + Ps \geq 2.X3 - X4 \text{ et } S > X4, Is = Ps - \frac{(X3.(2 - X4/X3) - S)^2}{4.X3.(1 - X4/X3)}$$

$$S = \max(0, S + Ps - Is - En)$$

$$R = R + Is.X5$$

$$Ir = R/X6$$

$$R = R - Ir$$

$$T = T + Ir$$

$$Qt = T/X6$$

$$T = T - Qt$$

$$M = M + Is.(1 - X5)$$

$$Qm = M/X7$$

$$M = M - Qm$$

$$Q = Qt + Qm$$

(avec translation dans le temps de $X8$ pas de temps)

Fiche analytique n°23

1. Nom du modèle : modèle Monash, HYDROLOG, MODHYDROLOG

2. Auteur – Première publication : Porter et McMahon (1971)

3. Institut - Pays : Monash University, Clayton, Victoria, Australie
University of Melbourne, Parkville, victoria, Australie (maintenant)

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Approche physique en modélisation conceptuelle

5. Description du modèle :

- Réservoir d'interception :

Il a une capacité maximale INSC et est soumis à l'évapotranspiration PET. L'excédent de pluie EX est divisé entre infiltration et ruissellement de surface.

- Infiltration INFIL :

La fonction d'infiltration est basée sur l'équation de Philip :

$$\text{INFIL} = \min(\text{coeff} \cdot \exp(-\text{sq} \cdot \text{SMS}/\text{SMSC}); \text{EX})$$

où coeff et sq sont des constantes, SMS est le niveau dans le réservoir sol et SMSC est la capacité maximale du réservoir sol.

- Ruissellement :

La partie ruisselée RUN est égale à : $\text{RUN} = \text{EX} - \text{INFIL}$. Elle est divisée en deux parties, l'une générant le débit de surface, l'autre (TRAP) s'accumulant dans les dépressions (réservoir de rétention de surface) :

$$\text{TRAP} = (\text{DSC} - \text{DS}) \cdot \exp(-m \cdot \text{DSC}/\text{RUN})$$

où DS est le niveau dans le réservoir de rétention, DSC est sa capacité maximale et m est un paramètre. Ce réservoir est soumis au restant d'évapotranspiration PET' et à une infiltration vers le réservoir sol.

- Devenir des infiltrations :

La partie infiltrée INFIL sert à recharger la nappe (réservoir eau souterraine) par la composante GWRE, à alimenter le débit de subsurface par QINTF et à alimenter le réservoir sol par SORE:

$$\text{GWRE} = \text{crak} \cdot (\text{SMS}/\text{SMSC}) \cdot \text{INFIL}$$

$$\text{QINTF} = \text{sub} \cdot (\text{SMS}/\text{SMSC}) \cdot \text{INFIL}$$

$$\text{SORE} = \text{INFIL} - \text{GWRE} - \text{QINTF}$$

Le réservoir sol est soumis à une évaporation ET qui est égale à :

$$\text{ET} = \min(\text{em} \cdot (\text{SMS}/\text{SMSC}); \text{PET}'')$$

où PET'' est l'évapotranspiration encore disponible. Lorsque SMS excède SMSC, le surplus alimente le réservoir eau souterraine.

- Réservoir eau-souterraine :

Le réservoir reçoit GWRE et le débordement du réservoir sol. Le réservoir se vide en débit de base GWF et en infiltrations profondes GWI :

$$\text{GWF} = \text{cpday} \cdot (\text{GW})^{\text{zday}}$$

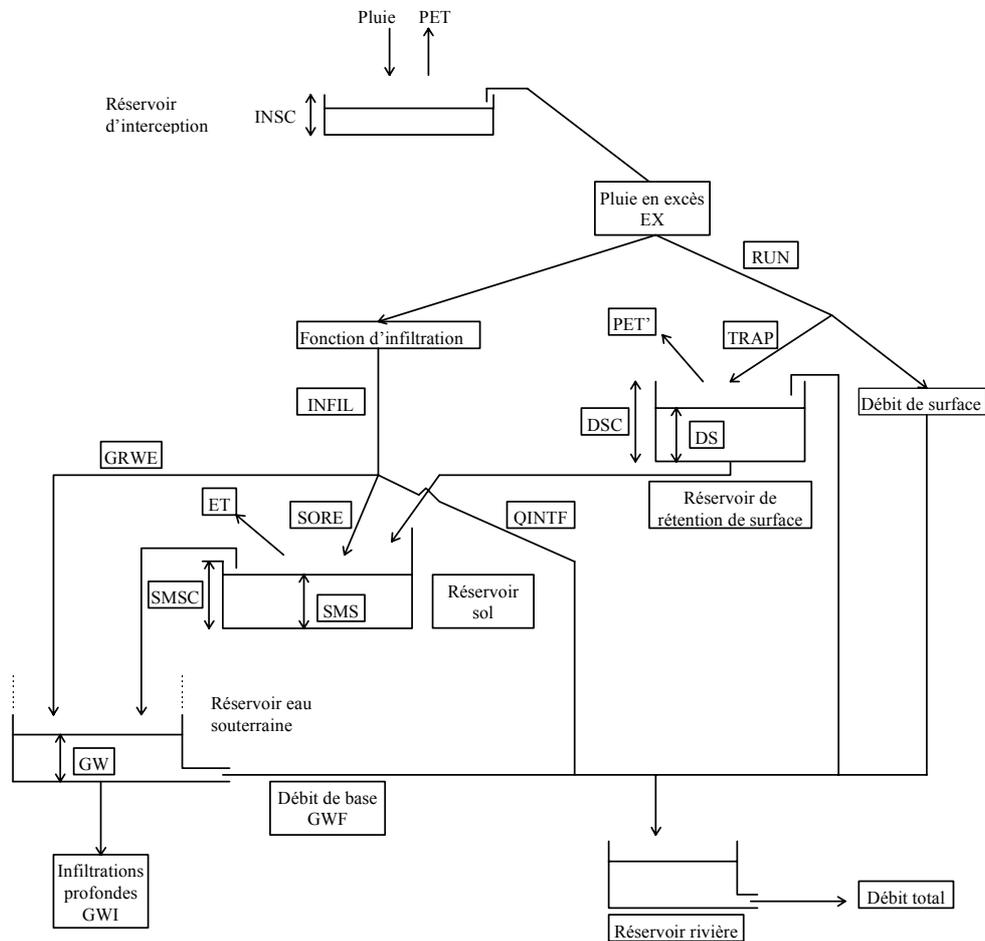
$$\text{GWI} = \text{aleak} \cdot \text{GW}$$

où GW est le niveau dans le réservoir eau souterraine.

- Routage :

Toutes les composantes de l'écoulement sont routées par l'intermédiaire du réservoir de routage non linéaire qui se vidange suivant une loi puissance avec les paramètres co (constante) et $power$ (exposant).

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

13 paramètres:

- INSC : capacité maximale du réservoir d'interception
- coeff, sq : constante intervenant dans la fonction d'infiltration
- SMSC : capacité maximale du réservoir sol
- DSC : capacité maximale du réservoir de rétention de surface (peut être fixé)
- $crak$: fraction des infiltrations servant à alimenter le réservoir eau souterraine
- sub : fraction des infiltrations représentant l'écoulement de subsurface (souvent peu influant, peut être fixé à 0)
- em : constante intervenant dans le calcul de l'évapotranspiration du réservoir sol (peut être fixé; ≈ 13 mm)
- $cpday$, $zday$: constante pour le calcul du débit de base
- $aleak$: coefficient d'infiltration du réservoir eau souterraine
- co , $power$: constante et puissance de routage du débit total ($power$ souvent égal à 0 : réservoir linéaire)

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Manuelle ou automatique

Le modèle a été utilisé par Ndiritu et Daniell (1999) pour l'évaluation de différentes méthodes d'optimisation.

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP mensuelles; De nombreux travaux menés avec le modèle ont utilisé des estimations d'ETP calculées avec l'approche de Morton (1983) (voir à ce sujet la discussion de Chiew et McMahon, 1991)

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Le modèle a été testé sur de nombreux bassins en Australie, sous des conditions climatiques très variées (Porter et McMahon, 1975; Chiew et McMahon, 1994); Estimation de recharge de nappe (Chiew et McMahon, 1990); Utilisation du modèle pour étudier le lien avec les états d'humidité du sol (Grayson *et al.*, 1997); Comparaison des variables internes du modèle avec celle d'un modèle d'écoulement de surface (BEST) pour voir la possibilité de couplage à des modèles de circulation générale (Chiew *et al.*, 1996); Evaluation des effets de changements climatiques (Chiew *et al.*, 1995)

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

Chiew *et al.* (1993) : comparaison avec IHACRES, SFB et trois modèles boîte noire

Weeks et Hebbert (1980) : comparaison avec les modèles Sacramento, Stanford, Boughton et un modèle boîte noire

16. Commentaires :

La version la plus récente, MODHYDROLOG, fait intervenir une recharge du réservoir eau souterraine par la rivière et par des remontées de nappe. Ce modèle a en particulier été utilisé pour estimer les recharges de nappes (Chiew et McMahon, 1990).

Site Internet: <http://www.civag.unimelb.edu.au/ceah>

17. Références bibliographiques :

Chiew, F. et McMahon, T. (1994). Application of the daily rainfall-runoff model MODHYDROLOG to 28 Australian catchments. *Journal of Hydrology*, **153**, 383-416.

Chiew, F.H.S. et McMahon, T.A. (1990). Estimating groundwater recharge using a surface watershed model: sensitivity analyses. *Journal of Hydrology*, **114**, 305-325.

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.

Chiew, F.H.S., Pitman, A.J. et McMahon, T.A. (1996). Conceptual catchment scale rainfall-runoff models and AGCM land-surface parameterisation schemes. *Journal of Hydrology*, **179**, 137-157.

Chiew, F.H.S., Stewardson, M.J. et McMahon, T.A. (1993). Comparison of six rainfall-runoff modelling approaches. *Journal of Hydrology*, **147**, 1-36.

Chiew, F.H.S., Whetton, P.H., McMahon, T.H. et Pittock, A.B. (1995). Simulation of the impacts of climate change on runoff and soil moisture in Australian catchments. *Journal of Hydrology*, **167**, 121-147.

- Grayson, R.B., Western, A.W., Chiew, F.H.S. et Blöschl, G. (1997).** Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. *Water Resources Research*, **33**(12), 2897-2908.
- Morton, F.I. (1983).** Operational estimates of actual evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, **66**, 1-76.
- Ndiritu, J.G. et Daniell, T.M. (1999).** Assessing model calibration adequacy via global optimisation. *Water SA*, **25**(3), 317-326.
- Porter, J.W. et McMahon, T.A. (1971).** A model for the simulation of streamflow data from climatic records. *Journal of Hydrology*, **13**, 297-324.
- Porter, J.W. et McMahon, T.A. (1975).** Application of a catchment model in Southeastern Australia. *Journal of Hydrology*, **24**, 121-134.
- Weeks, W.D. et Hebbert, R.H.B. (1980).** A comparison of rainfall-runoff models. *Nordic Hydrology*, **11**, 7-24.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: MODH

On retient une version à 9 paramètres. On fixe la capacité du réservoir d'interception à 3 mm. On supprime le réservoir de rétention de surface. On fixe em à 15 mm. On supprime la composante QINTF. On ajoute un délai en sortie.

Paramètre X1 : paramètre sq

Paramètre X2 : paramètre cpday

Paramètre X3 : paramètre crak

Paramètre X4 : capacité du réservoir sol SMSC

Paramètre X5 : constante de vidange du réservoir de routage du débit de surface

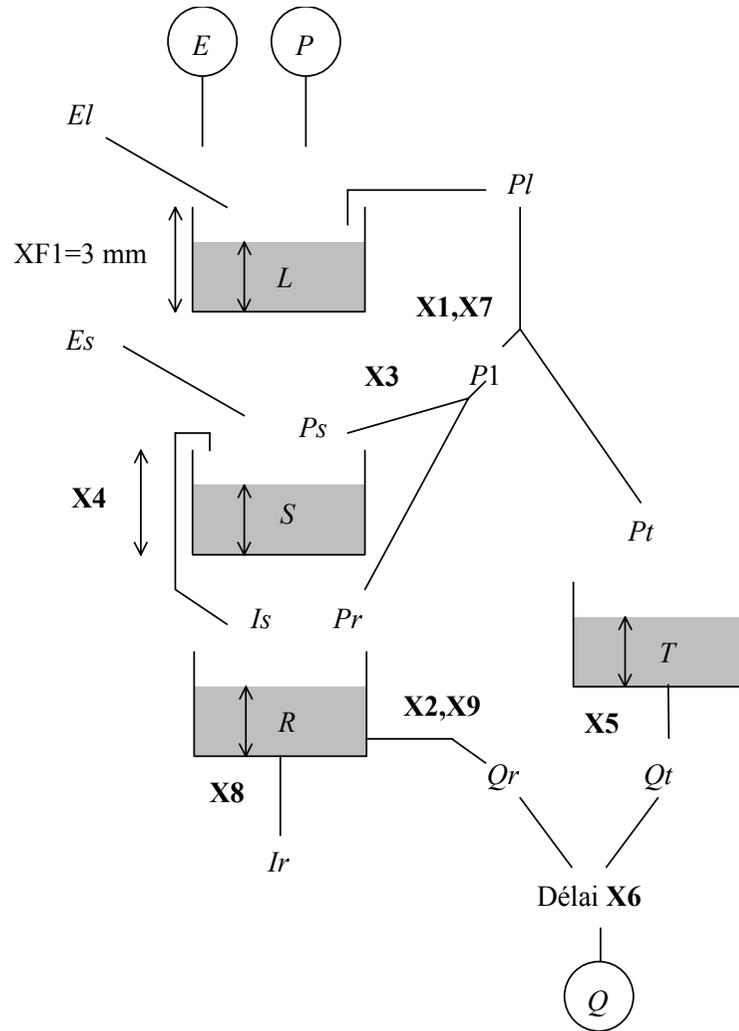
Paramètre X6 : délai

Paramètre X7 : paramètre coeff

Paramètre X8 : paramètre de percolations profondes

Paramètre X9 : puissance de la vidange du réservoir souterrain

Structure MODH



$$L = L + P$$

$$Pl = \max(0, L - XF1)$$

$$INFEX = X7 \cdot \exp\left(-X1 \cdot \frac{S}{X4}\right)$$

$$P1 = \min(Pl, INFEX)$$

$$Pr = P1 \cdot \min\left(1, X3 \cdot \frac{S}{X4}\right)$$

$$Es = \min\left(E', XF2 \cdot \frac{S}{X4}\right)$$

$$Is = \max(0, S - X4)$$

$$Qr = (R / X2)^{X9}$$

$$Ir = X8 \cdot R$$

$$Q = Qr + Qt$$

(avec translation dans le temps de $X6$ pas de temps)

(avec $XF1=3$ mm et $XF2=15$ mm)

$$El = \min(E, L) \quad E' = E - El$$

$$L = L - Pl$$

$$Pt = Pl - P1$$

$$Ps = P1 - Pr$$

$$S = S - Es$$

$$S = S - Is \quad R = R + Is$$

$$R = R - Qr$$

$$R = \max(0, R - Ir)$$

Fiche analytique n°24

1. Nom du modèle : NAM (Nedbør Afstrømnings Model = Modèle Pluie-Débit)

2. Auteurs – Première publication : Nielsen et Hansen (1973)

3. Institut - Pays : Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering
Technical University of Denmark
et Danish Hydraulic Institute
Danemark

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Hydrologie des bassins versants ruraux en pays scandinaves, avec forte influence neigeuse; large champs d'applications hydrologiques (qualité, transport, prévision de crues...), notamment grâce au logiciel MIKE 11 avec de nombreux modules complémentaires.

5. Description du modèle :

- Réservoir d'accumulation de la neige :

Il y a accumulation de la neige si la température moyenne journalière est en dessous de la température de gel. Sinon la fonte journalière est estimée par $(C_s \cdot T)$ où T est la température ($^{\circ}\text{C}$) et C_s un paramètre à caler.

- Réservoir de surface (réservoir d'interception) :

De capacité maximale U^* , il reçoit la pluie et la neige fondue et se vidange en un écoulement de subsurface QIF donné par :

$$QIF = C_{IF} \frac{L/L^* - C_{L1}}{1 - C_{L1}} U \quad \text{si } L/L^* > C_{L1}$$

$$0 \quad \text{si } L/L^* \leq C_{L1}$$

où L est le niveau d'humidité du réservoir sol, L^* la capacité maximale du réservoir sol, C_{IF} et C_{L1} sont des paramètres positifs, inférieurs ou égaux à 1 (C_{L1} : seuil d'écoulement). Le réservoir est par ailleurs soumis à l'évapotranspiration potentielle PE . Enfin, le débordement P_n du réservoir au dessus de la capacité maximale sert à alimenter le ruissellement de surface QOF et les infiltrations. Le ruissellement de surface est calculé par :

$$QOF = C_{OF} \frac{L/L^* - C_{L2}}{1 - C_{L2}} P_n \quad \text{si } L/L^* > C_{L2}$$

$$0 \quad \text{si } L/L^* \leq C_{L2}$$

où C_{OF} et C_{L2} sont des paramètres positifs, inférieurs ou égaux à 1. La partie complémentaire du débordement $(P_n - QOF)$ sert à alimenter les réservoirs sous-jacents, la partie DL étant dirigée vers le réservoir sol et la partie G alimentant le réservoir eau-souterraine :

$$G = (P_n - QOF) \cdot \frac{L/L^* - TG}{1 - TG} \quad \text{si } L/L^* > TG$$

$$0 \quad \text{si } L/L^* \leq TG$$

et $DL = (P_n - QOF) - G$

où TG est une constante comprise entre 0 et 1.

- Réservoir sol :

Le réservoir sol reçoit la partie DL des infiltrations et son contenu est soumis au restant d'évapotranspiration PE' à un taux commandé par le remplissage du réservoir sol :

$$E_a = PE' \cdot (L / L^*)$$

- Réservoir eau souterraine :

C'est un réservoir sans fond. Il est alimenté par G. Des remontées capillaires CAFLUX se produisent du réservoir eau-souterraine vers le réservoir sol :

$$CAFLUX = (1 - L/L^*)^{1/2} (GWLFL1 / GWL)^\alpha$$

avec $\alpha = 1.5 + 0.45 \cdot GWLFL1$

où GWLFL1 est un paramètre.

Le réservoir se vidange de façon linéaire en un débit de base BF avec une constante CKBF à partir d'un seuil GWLBF0 :

$$BF = \begin{cases} (GWLBF0 - GWL) \cdot Sy / CKBF & \text{si } GWL \leq GWLBF0 \\ 0 & \text{si } GWL > GWLBF0 \end{cases}$$

Lorsque le niveau du réservoir atteint une profondeur minimale GWL_{MIN} , l'eau excédentaire est dirigée vers le réservoir de surface. Le réservoir peut également être soumis à des abstractions GWPUMP.

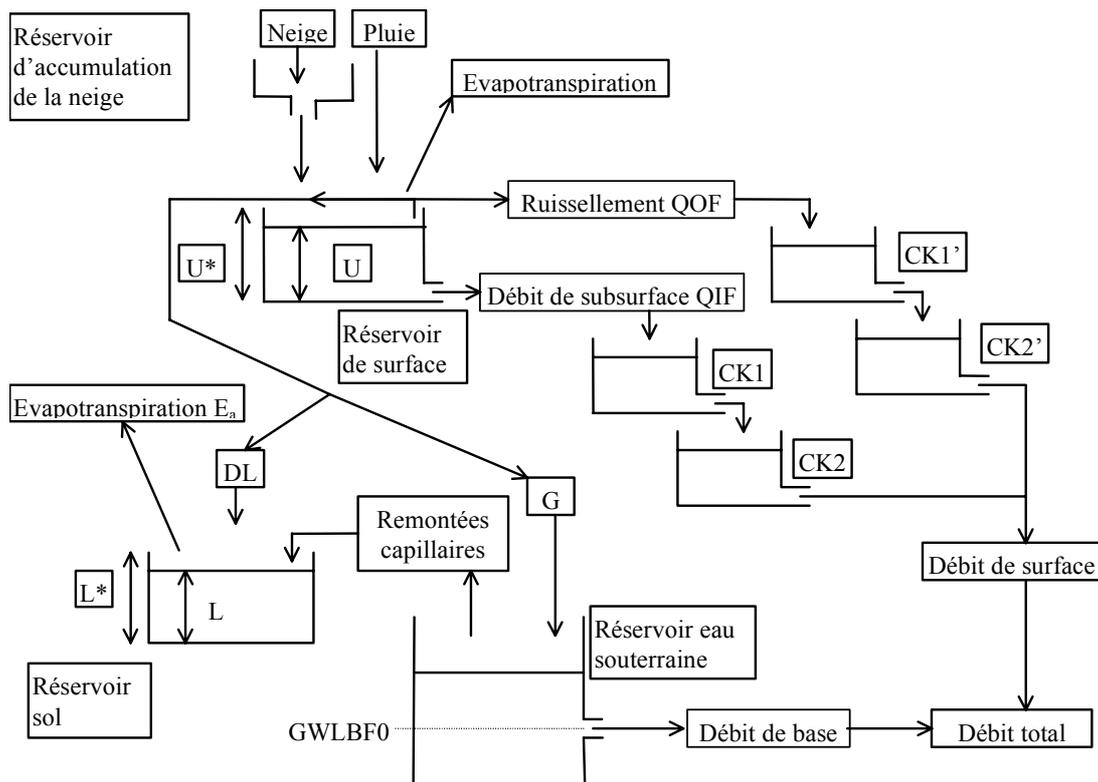
- Routage :

Le débit hypodermique est routé par l'intermédiaire de deux réservoirs linéaires de constantes CK1 et CK2. Le ruissellement de surface issu du débordement du réservoir de surface est également routé par deux réservoirs linéaires de constantes CK1 et CK2, mais ces constantes varient en fonction du remplissage des réservoirs :

$$CK_i = \begin{cases} CK_i & \text{si } H \leq H_{min} \\ CK_i \cdot (H/H_{min})^\beta & \text{si } H > H_{min} \end{cases}$$

où β est une constante ($\beta = -0.33$) et H_{min} est une constante (environ 10 mm).

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

14 paramètres (+ 1 paramètre module neige):

- C_s : constante du module neige
- U^* : capacité maximale du réservoir eau superficielle (10-20 mm)
- L^* : capacité maximale du réservoir intermédiaire

- CK1, CK2, C_{IF}, C_{OF}, CKBF : constantes de vidange
- C_{L1}, C_{L2}, TG : seuils d'écoulement
- Sy : paramètre de vidange du réservoir eau souterraine (généralement entre 0.01 0.3)
- GWLBF0, GWLFL1 : constantes
- GWPUMP : constantes d'abstractions

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Manuelle, par étapes successives

9. Module neige :

oui

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP mensuelles; Température journalière (pour module neige)

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Trois bassins versants danois (Nielsen et Hansen, 1973); trois bassins zimbabwéens (Refsgaard et Knudsen, 1996; Refsgaard, 1997); nombreuses applications dans le cas des intercomparaisons WMO (WMO, 1986; WMO, 1992); applications dans de nombreux pays d'Europe, d'Afrique et d'Asie (voir Havnø *et al.*, 1995); Evaluation de l'effet de changements d'occupation des sols sur 6 bassins au Zimbabwe (Lørup *et al.*, 1998)

13. Analyse de sensibilité :

Nielsen et Hansen (1973) : sur les 10 paramètres, 7 ont une influence importante sur le modèle. Les trois autres C_{IF}, C_{L1} et C_{L2} influencent peu les résultats.

14. Régionalisation :

Travaux de tests du modèle en transposition (Refsgaard et Knudsen, 1996; Refsgaard, 1997)

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

WMO (1986) : comparaison de modules neige

WMO (1987) : comparaison de prévisions en temps réel

Gan *et al.* (1997) : Comparaison avec les modèles de Pitman, Sacramento, Xinanjiang et SMAR (modèle Xinanjiang donne les résultats les plus satisfaisants).

Refsgaard et Knudsen (1996) et Refsgaard (1997) : comparaison avec un modèle semi-distribué (WATBAL) et un modèle distribué fondé physiquement (MIKE SHE) (meilleurs résultats en transposition pour les modèles distribués)

16. Commentaires :

Le modèle donne des simulations d'humidité du sol. Il peut être utilisé en mode semi-distribué.

Dans la première version, il n'y a pas de remontées capillaires, les débits de surface et subsurface sont routés par l'intermédiaire d'un unique réservoir linéaire, il n'y a pas de seuil TG pour l'alimentation du réservoir souterrain.

On a généralement comme ordre de grandeur : $U^* \approx 0.1 L^*$.

On peut fixer CK1 = CK2. On doit avoir C_{IF} >> CK1, CK2

Le modèle est intégré dans le logiciel hydrologique MIKE 11 dans lequel on trouve de nombreux modules complémentaires: un module d'hydrodynamique en rivières et estuaires, un module hydrogramme unitaire (calage par événement), un module de transport de sédiments cohésifs et non-cohésifs, un module qualité et d'advection-dispersion

Il existe plusieurs versions du modèles: version à 10 paramètres (pas de remontées capillaires) (Nielsen et Hansen, 1973); version à 15 paramètres (seuls 10 sont généralement optimisés) (Havnø *et al.*, 1995; DHI, 1996; Refsgaard et Knudsen, 1996)

Site Internet du DHI: <http://www.dhi.dk>

17. Références bibliographiques :

- DHI (1996).** NAM - MIKE 11. Documentation and User's Guide, *Danish Hydraulic Institute*.
- Gan, T.Y., Dlamini, E.M. et Biftu, G.F. (1997).** Effects of model complexity and structure, data quality and objective function on hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, **192**, 81-103.
- Havnø, K., Madsen, M.N. et Dørge, J. (1995).** Mike 11 - A generalized river modelling package. In: *Computer Models of Watershed Hydrology, Chapter 21, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications*, 733-782.
- Lørup, J.K., Refsgaard, J.C. et Mazvimavi, D. (1998).** Assessing the effects of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: Case studies from Zimbabwe. *Journal of Hydrology*, **205**, 147-163.
- Nielsen, S.A. et Hansen, E. (1973).** Numerical simulation of the rainfall-runoff process on a daily basis. *Nordic Hydrology*, **4**, 171-190.
- Refsgaard, J.C. (1997).** Model and data requirements for simulation of runoff and land surface processes. In: *Land surface processes in hydrology - Trials and tribulations of modelling and measuring, S. Sorooshian, H. V. Gupta et S. C. Rodda (Ed.), NATO ASI Series*, **146**, 423-445.
- Refsgaard, J.C. et Knudsen, J. (1996).** Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, **32**(7), 2189-2202.
- WMO (1986).** Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report n° 23, WMO n°646, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*.
- WMO (1987).** Real-time intercomparison of hydrological models. *Report of the Vancouver Workshop, 1987. Technical Report to Chy n° 23, WMO/TD n°255, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*.
- WMO (1992).** Simulated real-time intercomparison of hydrological models. *Operational Hydrology Report n° 38, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: NAM0

On retient une version à 9 paramètres se rapprochant de la version initiale, sans module neige, sans remontées capillaires, sans paramètre d'abstractions, avec un seul réservoir pour chaque routage des débits de surface. On impose par ailleurs un délai sur le débit en sortie par le paramètre X8.

Paramètre X1 : seuil de vidange du réservoir souterrain

Paramètre X2 : constante de vidange des réservoirs de routage pour les deux écoulements superficiels

Paramètre X3 : paramètre d'écoulement de subsurface

Paramètre X4 : paramètre de détermination de Cof

Paramètre X5 : constante TG

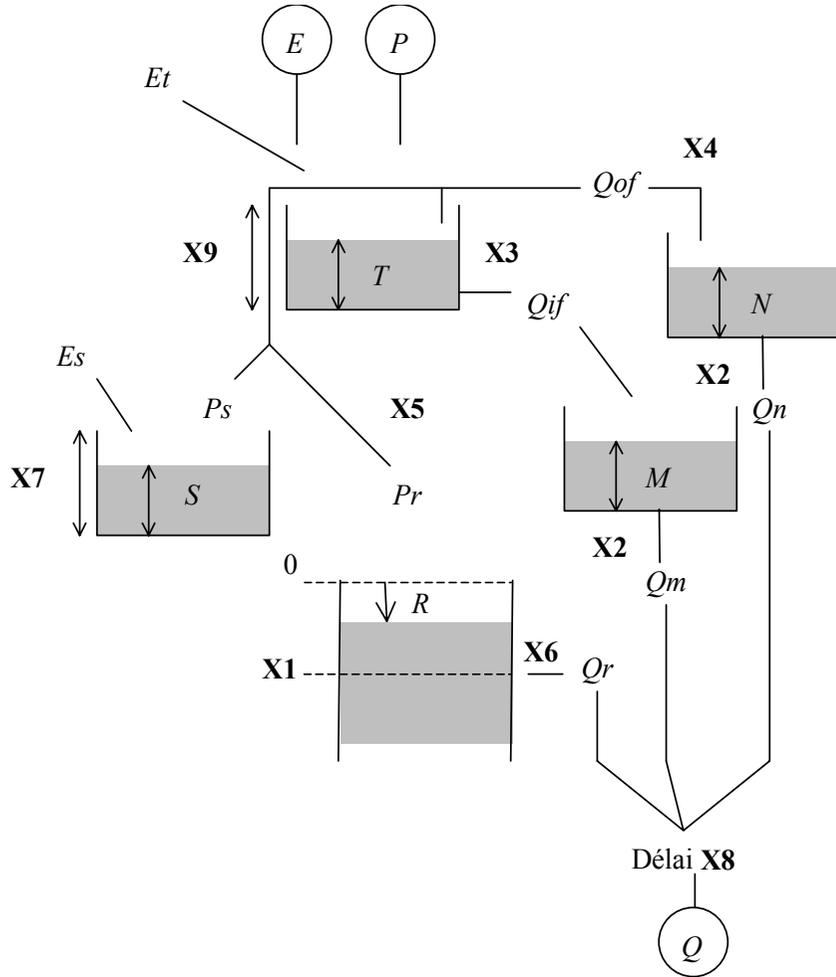
Paramètre X6 : constante de vidange du réservoir de routage du débit de base

Paramètre X7 : capacité du réservoir sol

Paramètre X8 : délai

Paramètre X9 : capacité du réservoir de surface

Structure NAM0



$$T = T + P$$

$$Qif = \frac{S}{X7} \cdot \frac{T}{X3}$$

$$M = M + Qif$$

$$Et = \min(T, E)$$

$$Pt = \max(0, T - X9)$$

$$Qof = Pt \cdot \frac{S}{X7 \cdot X4}$$

$$N = N + Qof$$

$$Pr = P1 \cdot \frac{S / X7 - X5}{1 - X5}$$

$$Pr = Pr + (P1 - Pr - Ps)$$

$$S = S + Ps$$

$$Qr = \max(0, (R - X1) / X6)$$

$$\text{si } R > 0, Ir = R$$

$$Q = Qr + Qm + Qn$$

(avec translation dans le temps de $X8$ pas de temps)

$$El = \min(E, L) \quad E' = E - El$$

$$T = T - Qif$$

$$Qm = \frac{M}{X2} \quad M = M - Qm$$

$$T = T - Et \quad E' = E - Et$$

$$T = T - Pt$$

$$P1 = Pt - Qof$$

$$Qn = \frac{N}{X2} \quad N = N - Qn$$

$$Ps = \min(X7 - S, P1 - Pr)$$

$$R = R + Pr$$

$$R = R - Qr$$

$$R = 0 \quad T = T + Ir$$

Fiche analytique n°25

1. Nom du modèle : 'O'Donnell'

2. Auteurs – Première publication : Dawdy et O'Donnell (1965)

3. Institut - Pays : Geological Survey, Menlo park, Californie
Etats-unis

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle simple nécessitant peu de données d'entrée

5. Description du modèle :

- Réservoir de surface :

Le réservoir de surface de capacité R^* reçoit la pluie brute. Il est vidé par l'évapotranspiration réelle E_R , l'infiltration F vers le réservoir eau souterraine et l'excédant de pluie Q_1 remplit le réservoir rivière. La capacité d'infiltration est calculée suivant un schéma de Horton, avec une infiltration maximum f_0 et une infiltration minimum f_c , et une constante de décroissance exponentielle k :

$$F = f_c + (f_0 - f_c) \cdot \exp(-k.M)$$

où M est le niveau du réservoir sol

- Réservoir rivière :

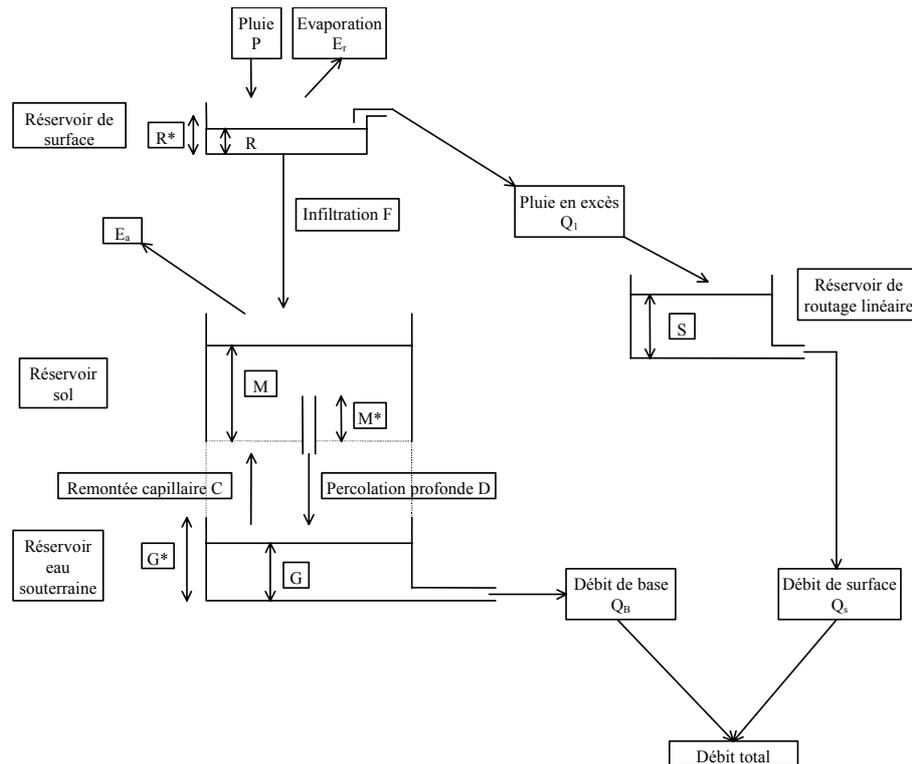
C'est un réservoir de routage linéaire de constante de temps K_S . Le débit Q_S est une fonction du niveau S dans le réservoir et des entrées Q_1 .

- Réservoir sol :

Si toute l'évapotranspiration n'a pas été consommée dans le réservoir de surface, une évaporation E_M a lieu du réservoir sol. Dans le cas contraire, le réservoir est rempli par les infiltrations F . Lorsque $M > M^*$, il y a des percolations profondes D .

- Réservoir eau-souterraine :

Le réservoir eau-souterraine linéaire (de constante de temps K_G) détermine le débit de base B . Le réservoir est soumis à différents modes de fonctionnement suivant que son niveau G est supérieur ou inférieur à sa capacité maximale G^* au début du pas de temps. Si $G < G^*$, les percolations profondes sont égales à l'excédant d'humidité (s'il existe) du réservoir sol. S'il n'y a pas de percolations profondes, il y a des remontées capillaires C qui sont fonction du niveau M du réservoir sol, du niveau dans G et d'un taux maximum de remontée capillaire c_{max} . Dans le cas où $G > G^*$, les infiltrations F agissent directement sur G à la place de D et C à la place de E_M .

6. Schéma structurel :**7. Paramètres :**

9 paramètres :

- R^* : seuil de débordement du réservoir de surface
- f_0 et f_C : taux d'infiltration maximum et minimum
- k : exposant de décroissance de l'infiltration
- K_S : constante de temps du réservoir de routage de surface
- M^* : seuil de début de percolation profonde
- G^* : capacité maximale du réservoir eau souterraine
- c_{max} : remontée capillaire maximale
- K_G : constante de temps de vidange du réservoir eau souterraine

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Rosenbrock

Travaux de Ibbitt et O'Donnell (1971) sur les problèmes structurels liés à l'optimisation (optimum locaux, vallées, plateaux...); Travaux de Ibbitt (1972) sur les problèmes d'erreurs dans les données

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP mensuelles

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Test sur un bassin américain par Lichty *et al.* (1968)

13. Analyse de sensibilité :

Voir les effets de variations des valeurs de paramètres par Dawdy et O'Donnell (1965).

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

16. Commentaires :

17. Références bibliographiques :

Dawdy, D.R. et O'Donnell, T. (1965). Mathematical models of catchment behavior. *American Society of Civil Engineers Proceedings*, **91**(HY4), 123-137.

Ibbitt, R.P. (1972). Effects of random data errors on the parameter values for a conceptual model. *Water Resources Research*, **8**(1), 70-78.

Ibbitt, R.P. et O'Donnell, T. (1971). Designing conceptual catchment models for automatic fitting methods. *IAHS Publication n°101*, 462-475.

Lichty, R.W., Dawdy, D.R. et Bergmann, J.M. (1968). The use of analog and digital computers in hydrology. *IAHS Publication n°81*, 356-367.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: ODon

On retient une version à 9 paramètres. On place un délai en sortie. On fixe l'infiltration minimum f_0 à 0.

Paramètre X1 : Paramètre d'infiltration maximum

Paramètre X2 : Capacité de la partie inférieure du réservoir sol

Paramètre X3 : Capacité du réservoir d'interception

Paramètre X4 : Constante de vidange du réservoir de routage du débit de surface

Paramètre X5 : Capacité de la partie supérieure du réservoir sol

Paramètre X6 : Constante de vidange de la partie inférieure du réservoir sol

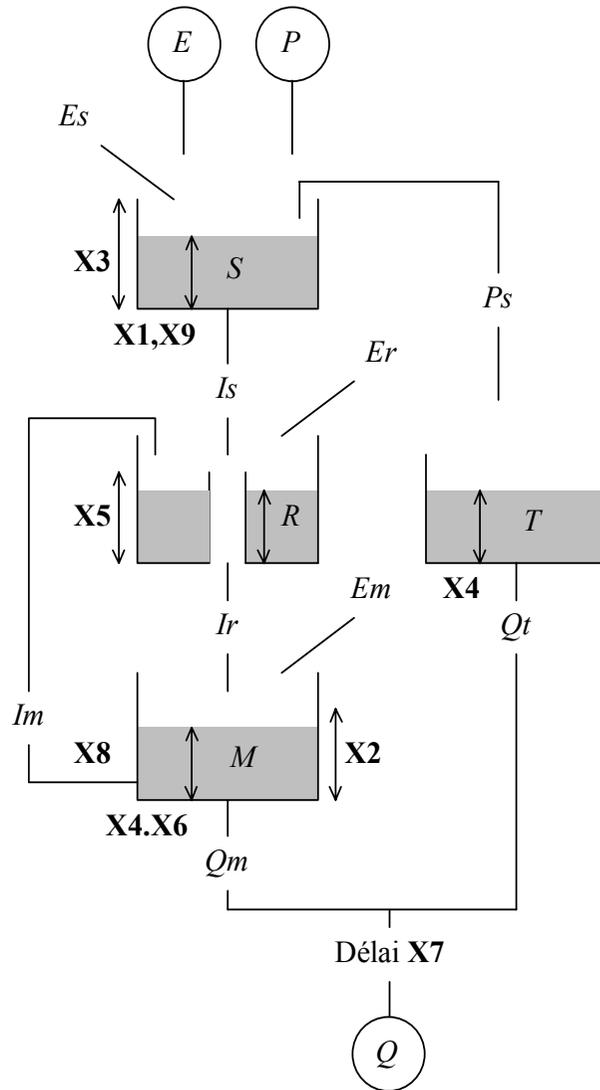
Paramètre X7 : délai

Paramètre X8 : Paramètre de remontées capillaires

Paramètre X9 : Paramètre de décroissance des infiltrations

Autre variante: on choisit une décroissance linéaire de la capacité d'infiltration entre une valeur maximale et une valeur minimale

Structure ODON



$$\begin{aligned}
 S &= S + P & E_s &= \min(S, E) & E' &= E - E_s \\
 S &= S - E_s \\
 F &= X1 \cdot \exp(-X9 \cdot R) & I_s &= \min(S, F) \\
 S &= S - I_s \\
 P_s &= \max(0, S - X3) & S &= S - P_s \\
 T &= T + P_s & Q_t &= T / X4 & T &= T - Q_t \\
 \text{si } M > X2, & & M &= M + I_s \\
 & & E_m &= \min(M, E') & M &= M - E_m \\
 \text{sinon} & & R &= R + I_s \\
 & & E_r &= \min(R, E' \cdot \min(1, R / X5)) & R &= R - E_r \\
 \text{si } R > X5, & & I_r &= R - X5 \\
 & & R &= R - I_r & M &= M + I_r \\
 \text{sinon} & & I_m &= \min(X5 - S, M / X8) \\
 & & M &= M - I_m & R &= R + I_m \\
 Q_m &= M / X6 \\
 M &= M - Q_m \\
 Q &= Q_t + Q_m \\
 & \text{(avec translation dans le temps de } X7 \text{ pas de temps)}
 \end{aligned}$$

Fiche analytique n°26

1. Nom du modèle : PDM (Probability-Distributed Model)

2. Auteurs - Première publication : Moore et Clarke (1981)

3. Institut - Pays : Institute of Hydrology, Wallingford, Royaume-Uni
Instituto de Pesquisas Hidraulicas, Porto Alegre, Brésil

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Prévision de crues

5. Description du modèle :

(voir également description de modèle par Moore et Clarke, 1981, et Moore, 1985)

- Distribution de la capacité des réservoirs :

La capacité d'humidité du sol c varie suivant une distribution de probabilité, $F(c)$ représentant la proportion du bassin avec une capacité d'humidité inférieure à c :

$$F(c) = 1 - \left(1 - \frac{c}{c_{\max}}\right)^b$$

où c_{\max} est la capacité maximale de stockage du bassin et b est un coefficient définissant le degré de variabilité spatiale de la capacité. La quantité d'eau maximale stockée dans le bassin est égale à :

$$S_{\max} = c_{\max} / (1 + b)$$

- Evapotranspiration :

Le réservoir sol est soumis à l'évapotranspiration réelle AE qui est une fonction de l'évapotranspiration potentielle PE et de l'humidité du sol S :

$$AE_t = [1 - \exp(-6.68 \cdot S_{t-1} / S_{\max})] \cdot PE_t$$

- Infiltrations :

Le réservoir sol est drainé par des infiltrations Q_i données par :

$$Q_{i_t} = K_b \cdot S_{t-1} / S_{\max}$$

où K_b est une constante de vidange.

- Débit direct :

Si la quantité de pluie P est inférieure à la somme de AE et Q_i , alors il n'y a pas de débit direct Q_o :

$$Q_o = 0$$

$$S_t = S_{t-1} + (P - AE - Q_i)$$

Dans le cas contraire, une capacité critique C_c en deçà de laquelle toute l'humidité du sol est stockée, est donnée par :

$$C_{c_{t-1}} = c_{\max} \cdot [1 - (1 - S_{t-1} / S_{\max})^{1/(b+1)}]$$

La capacité critique à la fin du pas de temps considéré est donc donnée par :

$$C_{c_t} = C_{c_{t-1}} + (P - AE - Q_i)$$

Si C_c est inférieure à c_{\max} , le bassin est non saturé et le débit direct est donné par :

$$Q_{o_t} = (P - AE - Q_i) - c_{\max} \cdot [(1 - C_{c_{t-1}} / c_{\max})^{b+1} - (1 - C_{c_t} / c_{\max})^{b+1}]$$

$$S_t = S_{t-1} + P - AE - Q_i - Q_o$$

Si C_c est supérieure à c_{\max} , le bassin est totalement saturé et le débit direct est donné par :

$$Q_{o_t} = P - AE - Q_i - S_{\max} - S_{t-1}$$

$$S_t = S_{\max}$$

- Routage du débit direct :

Le routage du débit direct est assuré par une cascade de deux réservoirs, de même constante de vidange de srout :

$$\begin{aligned} Q1_t &= \text{srout} \cdot (S1_{t-1} + Q0_t) \\ Q2_t &= \text{srout} \cdot (S2_{t-1} + Q1_t) \\ S1_t &= S1_{t-1} + Q0_t - Q1_t \\ S2_t &= S2_{t-1} + Q1_t - Q2_t \end{aligned}$$

où S1 et S2 sont les niveaux des réservoirs.

- Réservoir eau-souterraine :

Il reçoit les infiltrations Q_i et se vidange linéairement en un débit de base Q_b , fonction du niveau GS dans le réservoir :

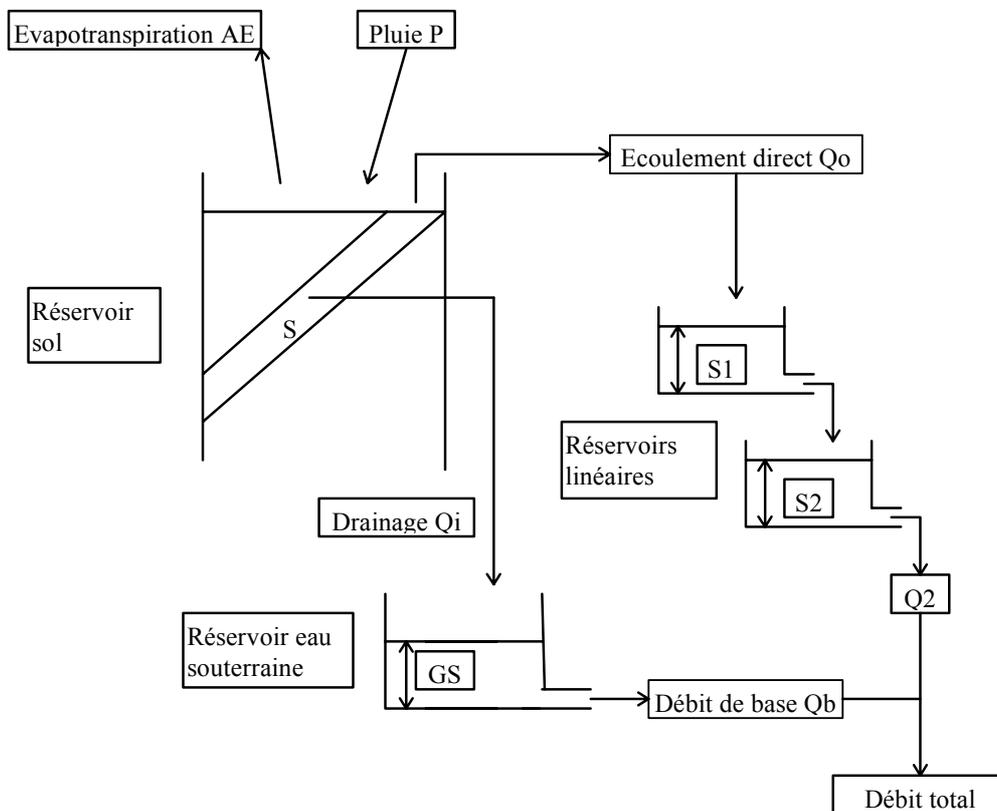
$$\begin{aligned} Qb_t &= \text{grout} \cdot GS_{t-1} \\ GS_t &= GS_{t-1} + Qi - Qb \end{aligned}$$

où grout est la constante de vidange du réservoir eau-souterraine.

- Débit total :

Le débit total est la somme de Q_b et Q_2 .

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

5 paramètres optimisés:

- c_{max} : capacité maximale en humidité du sol
- S_{max} : stockage maximum dans le bassin
- K_b , grout, srout : constantes de vidange

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Rosenbrock

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage), ETP mensuelles

11. Pas de temps :

Journalier, horaire

12. Test du modèle et applications :

Lamb (1999) a testé le modèle pour l'estimation de périodes de retour de crue. Application à 12 bassins versants expérimentaux de Grande-Bretagne (Moore et Clarke, 1981); Application du modèle par Arnell et Reynard (1996) sur 21 bassins en Grande-Bretagne pour l'estimation de l'effet de changements climatiques ; également travaux de Boorman et Sefton (1997)

Application du modèle en prévision de crue par Da Ros et Borga (1997), avec procédures de mise à jour des paramètres et filtre de Kalman

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

- Houghton-Carr (1999) : comparaison avec les modèles de Bonvoisin et Boorman

16. Commentaires :

Le concept de distribution de capacités de réservoir se retrouve également dans les modèles Xinanjiang et Arno.

Lamb (1999) utilise une vidange exponentielle du réservoir de débit de base. Structure réexaminée par Jowitt (1991), en introduisant des notions de maximum d'entropie

Modèle appliqué au transport sédimentaire (Moore et Clarke, 1983)

Site Internet de l'Institute of Hydrology : <http://www.nwl.ac.uk/ih/>

17. Références bibliographiques :

Arnell, N.W. et Reynard, N.S. (1996). The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain. *Journal of Hydrology*, **183**, 397-424.

Boorman, D.B. et Sefton, C.E.M. (1997). Recognising the uncertainty in the quantification of the effects of climate change on hydrological response. *Climatic Change*, **35**, 415-434.

Da Ros, D. et Borga, M. (1997). Adaptive use of a conceptual model for real time forecasting. *Nordic Hydrology*, **28**(3), 169-188.

Houghton-Carr, H.A. (1999). Assessment criteria for simple conceptual daily rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, **44**(2), 237-261.

Jowitt, P.W. (1991). A maximum entropy view of probability-distributed catchment models. *Hydrological Sciences Journal*, **36**(2), 123-134.

Lamb, R. (1999). Calibration of a conceptual rainfall-runoff model for flood frequency estimation by continuous simulation. *Water Resources Research*, **35**(10), 3103-3114.

Moore, R.J. (1985). The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. *Hydrological Sciences Journal*, **30**(2), 273-297.

Moore, R.J. et Clarke, R.T. (1981). A distribution function approach to rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research*, **17**(5), 1367-1382.

Moore, R.J. et Clarke, R.T. (1983). A distribution function approach to modelling basin sediment yield. *Journal of Hydrology*, **65**, 239-257.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: PDM0

On introduit un délai en entrée.

Paramètre X1 : capacité maximale du réservoir de production

Paramètre X2 : constante de vidange

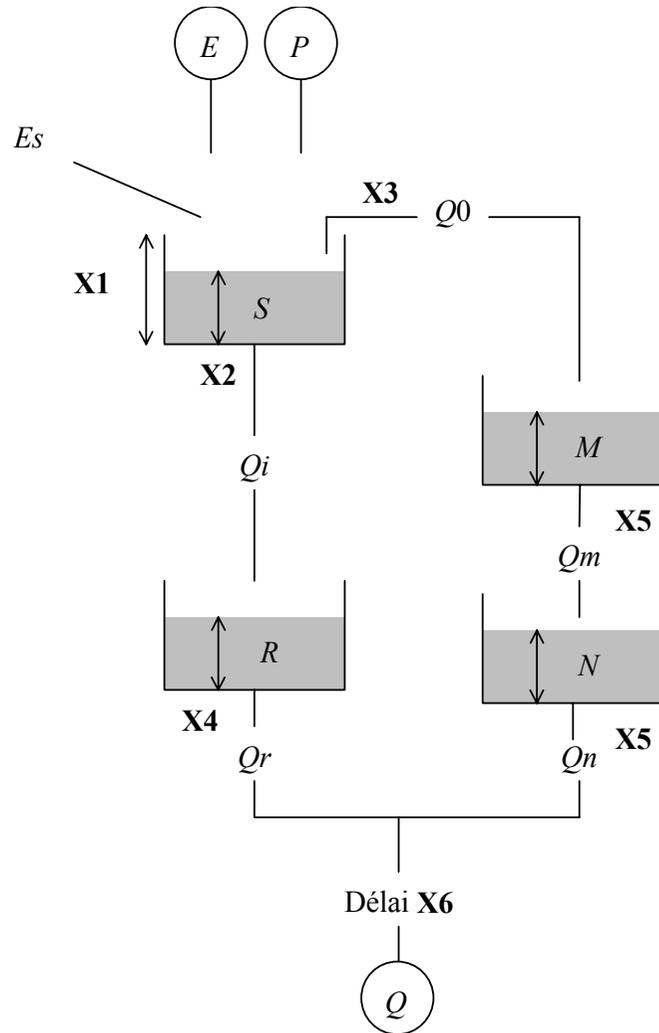
Paramètre X3 : coefficient b

Paramètre X4 : constante de routage du débit de base

Paramètre X5 : constante de vidange des réservoirs de routage en série

Paramètre X6 : délai

Structure PDM0



$$Es = (1 - \exp(-XF \cdot S / X1)) \cdot E \quad Qi = \min(S, X2 \cdot S / X1)$$

$$\text{si } P \leq (Es + Qi), S = \max(0, S + P - Es - Qi) \quad Q0 = 0$$

$$\text{si } P > (Es + Qi), R = X3 \cdot \left[1 - \left(1 - \frac{S}{X1} \right)^{X1/X3} \right] \quad RC = R$$

$$R = R + P - Es - Qi$$

$$\text{si } R \leq X3,$$

$$Q0 = P - Es - Qi - X1 \cdot \left[\left(1 - \frac{RC}{X3} \right)^{\frac{X1}{X3}} - \left(1 - \frac{R}{X3} \right)^{\frac{X1}{X3}} \right]$$

$$S = \max(S + P - Es - Qi - Q0)$$

$$\text{si } R > X3,$$

$$Q0 = P - Es - Qi - (X1 - S) \quad S = X1$$

$$T = T + Qi$$

$$Qt = T / X4$$

$$T = T - Qt$$

$$M = M + Q0$$

$$Qm = M / X5$$

$$M = M - Qm$$

$$N = N + Qm$$

$$Qn = N / X5$$

$$N = N - Qn$$

$$Q = Qt + Qn$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

(XF = 6.7)

Fiche analytique n°27

1. Nom du modèle : Sacramento, NWSRFS (National Weather Service River Forecast System)

2. Auteurs - Première publication : Burnash *et al.* (1973)

3. Institut - Pays : US National Weather Service,
Sacramento, Californie, Etats-unis

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Prévision de crues

5. Description du modèle :

(voir également Burnash et Ferral, 1982 et Burnash, 1995)

- Écoulement direct :

Il correspond au ruissellement sur les zones imperméables ou à la portion de la pluie directement tombée sur le réseau hydrographique. Il est exprimé par :

$$R1 = P \cdot \text{ACTIM}$$

où P est la pluie brute et ACTIM un coefficient inférieur à 1. L'autre partie de la pluie $[(1 - \text{ACTIM}) \cdot P]$ alimente le réservoir de surface.

- Réservoir de surface :

Il reçoit la pluie non interceptée par les zones imperméables. Le réservoir est constituée de deux zones, la première représentant l'eau de rétention et la deuxième l'eau libre. La capacité maximale de la zone de rétention est UZTWM et son niveau est UZTWC. Lorsque la capacité maximale est dépassée, l'excédant alimente le réservoir sol eau-libre. L'eau de rétention est soumise à l'évapotranspiration E1 fonction de l'évapotranspiration EP et du taux de remplissage du réservoir :

$$E1 = EP \cdot \text{UZTWC} / \text{UZTWM}$$

De capacité maximale UZFWM et de niveau UZFWC, la zone eau-libre contient l'excédant de la zone de stockage d'eau de rétention. Elle se vidange en un débit hypodermique FLOIN de façon linéaire avec une constante UZK :

$$\text{FLOIN} = \text{UZFWC} \cdot \text{UZK}$$

Elle se vidange également en percolations PERC (dont le calcul est détaillé ci-dessous). Enfin, l'excédant EX du réservoir alimente le débit de surface.

- Percolations :

Elles alimentent le réservoir eau-souterraine. Ce réservoir est constitué de trois zones, l'une constituant le stockage de l'eau de rétention, les deux autres constituant les zones d'eau libre primaire et secondaire. En condition de saturation du réservoir eau-souterraine, elles ne peuvent excéder une percolation maximale PBASE déterminée par :

$$\text{PBASE} = (\text{LZFSM} \cdot \text{LZSK}) + (\text{LZFPM} \cdot \text{LZPK})$$

où LZFPM est la capacité maximale en eau libre du réservoir eau-souterraine primaire, LZFSM est la capacité maximale en eau libre du réservoir eau-souterraine secondaire, et LZPK et LZSK sont les constantes de vidange de ces zones. En condition sèche, cette infiltration maximale est : $[\text{PBASE} \cdot (1 + Z)]$, où Z est une constante. La demande en percolation LZPD peut s'exprimer sous la forme :

$$\text{LZPD} = \text{PBASE} \cdot (1 + Z \cdot \text{DEWET}^{\text{REXP}})$$

où REXP est un exposant constant, et DEWET représente le rapport entre le déficit total de remplissage des trois zones du réservoir eau-souterraine par leurs capacités totales.

Finalement, la percolation PERC peut être exprimée par :

$$\text{PERC} = \text{LZPD} \cdot \text{UZFWC} / \text{UZFWM}$$

Les percolations sont divisées en deux parties, la première $[(1 - \text{PFREE}) \cdot \text{PERC}]$ allant vers la zone d'eau de rétention, la seconde PFREE représentant l'eau libre ajoutée dans les parties primaire et

secondaire du réservoir eau souterraine (PFREE est divisée entre les deux parties à un taux déterminé par le déficit en eau de ces parties). Si la zone de rétention est saturée, toute l'eau est dirigée vers les parties primaire et secondaire.

- Réservoir eau-souterraine :

La zone de rétention est soumise à l'évaporation E2 exprimée par :

$$E2 = (EP - E1) \cdot LZTWC / (UZTWM + LZTWM)$$

où LZTWM est la capacité maximale de la zone de rétention. Les zones primaire et secondaire se vidangent de façon linéaire en des débits QP et QS :

$$QP = LZFPC \cdot LZPK$$

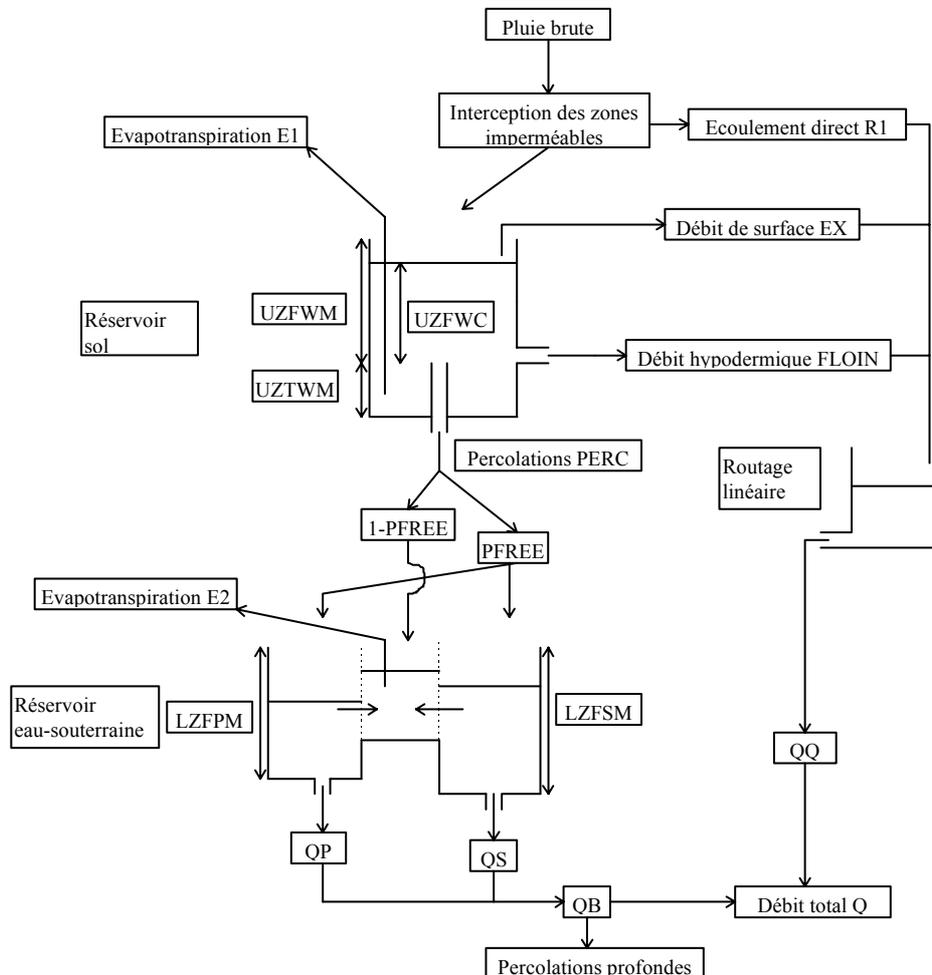
$$QS = LZFSC \cdot LZSK$$

Q1 et Q2 sont ajoutés pour former le débit de base QB. Une partie de ce débit de base (SIDE . QB) se perd en percolations profondes.

- Débit total :

Les différentes composantes du débit de surface (R1, FLOIN et EX) sont additionnées et routées par l'intermédiaire d'un réservoir linéaire de constante K1 pour donner le débit QQ. QQ ajouté au restant du débit de base donne le débit total Q.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

14 paramètres :

- UZTWM, UZFWM, LZTWM, LZFPM, LZFSM : capacités de stockage
- UZK, LZPK, LZSK, K1 : constantes de vidanges
- SIDE, PFREE, ACTIM : coefficients de dissociation

- Z, REXP : paramètres de percolation

8. Technique d'optimisation des paramètres :

De nombreux travaux ont été menés pour la mise au point de techniques de calage du modèle par Brazil et Hudlow (1980), Brazil et Krajewski (1987), Sorooshian *et al.* (1993).

9. Module neige :

oui

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débit en calage) et ETP mensuelles;

11. Pas de temps :

Horaire - Journalier

12. Test du modèle et applications :

Utilisation du modèle dans le système national de prévision de crue américain; Application également en prévision par Nalbantis (2000)

13. Analyse de sensibilité :

Etude de la sensibilité du modèle à la répartition spatio-temporelle de la pluie (Finnerty *et al.*, 1997)

14. Régionalisation :

Travaux par Weeks et Ashkanasy (1985) en Australie

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

16. Comparaisons avec d'autres modèles :

WMO (1975) : Comparaison de modèles conceptuels

Weeks et Hebbert (1980) : Comparaison avec les modèles Monash, Stanford et Boughton

WMO (1986) : Comparaison de modules neige

Franchini et Pacciani (1991) : Comparaison avec les modèles Stanford, Sacramento, Tank, Apic, SSARR et Xinanjiang

Gan et Biftu (1996) : Comparaison avec modèles SMAR, NAM, Xinanjiang

Gan *et al.* (1997) : Comparaison avec les modèles de Pitman, Xinanjiang, NAM et SMAR.

17. Références bibliographiques :

Brazil, L.E. et Hudlow, M.D. (1980). Calibration procedures used with the National Weather Service River Forecast System. *Proceedings of IFAC Conference on Water and Related Land Resources Systems, Cleveland, USA*, 457-466.

Brazil, L.E. et Krajewski, W.F. (1987). Optimization of complex hydrologic models using random search methods. *Engineering Hydrology Proceedings, Williamsburg, Virginia, USA, August 3-7, Hydraulics Division, ASCE*, 726-731.

Burnash, R.J.C. (1995). The NWS River Forecast System - catchment modelling. In: *Computer Models of Watershed Hydrology, Chapter 10, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications*, 311-366.

Burnash, R.J.C. et Ferral, R.L. (1982). A systems approach to real time runoff analysis with a deterministic rainfall-runoff model. In: *Applied Modeling in Catchment Hydrology, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications*, 107-120.

Burnash, R.J.C., Ferral, R.L. et McGuire, R.A. (1973). A generalized streamflow simulation system - Conceptual modelling for digital computers, *U.S. Department of Commerce, National Weather Service and State of California, Department of Water Resources*.

- Finnerty, B.D., Smith, M.B., Seo, D.J., Koren, V. et Moglen, G.E. (1997).** Space-time sensitivity of the Sacramento model to radar-gage precipitation inputs. *Journal of Hydrology*, **203**, 21-38.
- Franchini, M. et Pacciani, M. (1991).** Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, **122**, 161-219.
- Gan, T.Y. et Biftu, G.F. (1996).** Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research*, **32**(12), 3513-3524.
- Gan, T.Y., Dlamini, E.M. et Biftu, G.F. (1997).** Effects of model complexity and structure, data quality and objective function on hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, **192**, 81-103.
- Nalbantis, I. (2000).** Real-time flood forecasting with the use of inadequate data. *Hydrological Sciences Journal*, **45**(2), 269-284.
- Sorooshian, S., Duan, Q. et Gupta, V.K. (1993).** Calibration of rainfall-runoff models: application of global optimization to the Sacramento soil moisture accounting model. *Water Resources Research*, **29**(3), 1185-1194.
- Weeks, W.D. et Ashkanasy, N.M. (1985).** Regional parameters for the Sacramento model: a case study. *Trans. Inst. Eng. Aust.*, **CE27**(3), 305-313.
- Weeks, W.D. et Hebbert, R.H.B. (1980).** A comparison of rainfall-runoff models. *Nordic Hydrology*, **11**, 7-24.
- WMO (1975).** Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. *Operational Hydrology Report n° 7, WMO n°429, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*
- WMO (1986).** Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report n° 23, WMO n°646, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: SACR

On retient une version à 9 paramètres. La proportion de surfaces imperméable du bassin est considérée nulle. On sépare le réservoir sol en deux réservoirs, avec un réservoir d'interception et un réservoir de vidange. On fixe la capacité du réservoir d'interception à 3 mm. On prend un réservoir souterrain avec deux compartiments au lieu de trois. On fixe la capacité du compartiment d'évaporation à 30 mm. La fonction d'infiltration est simplifiée.

Paramètre X1 : capacité uzfwm

Paramètre X2 : capacité uztwm

Paramètre X3 : constante de vidange du réservoir souterrain

Paramètre X4 : coefficient de percolations

Paramètre X5 : constante d'infiltration

Paramètre X6 : constante de vidange du débit hypodermique

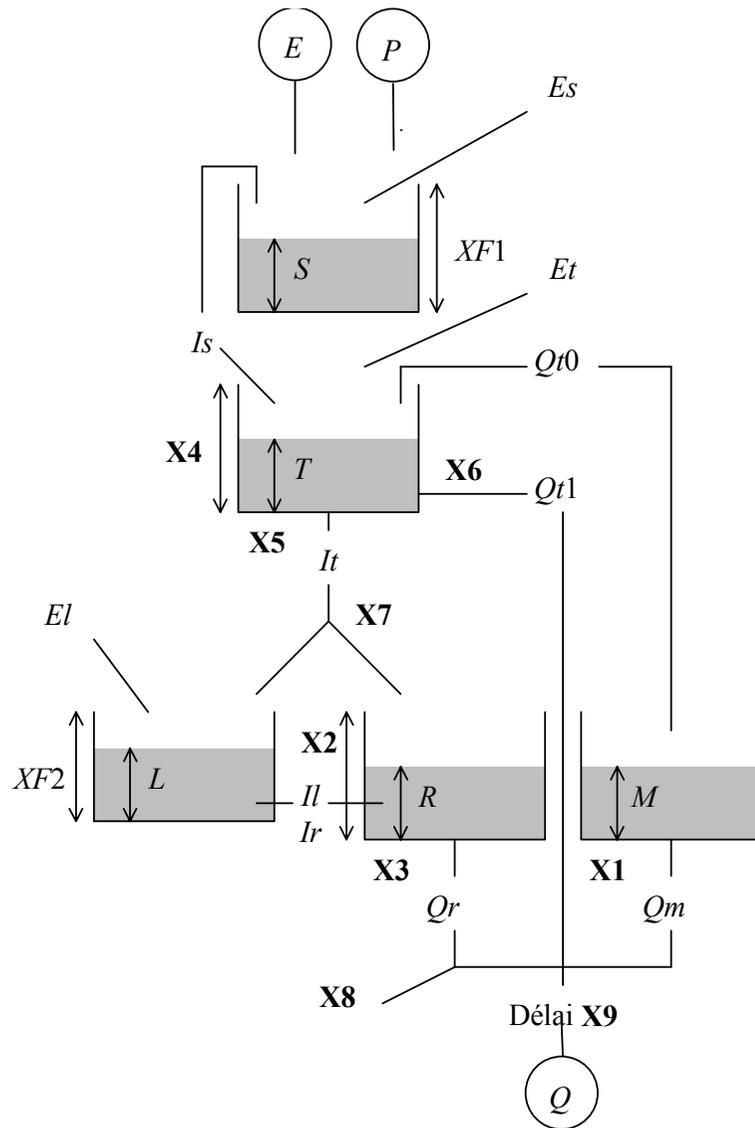
Paramètre X7 : coefficient de partage pfree

Paramètre X8 : coefficient de percolations profondes

Paramètre X9 : délai

Autre version : On utilise la version précédente avec la fonction d'infiltration originale telle qu'elle est utilisée dans la structure SIXP.

Structure SACR



$$\begin{aligned}
 S &= S + P & E_s &= \min(E, S) \\
 S &= S - E_s & E' &= E - E_s \\
 I_s &= \max(0, S - X_{F1}) & S &= S - I_s & T &= T + I_s \\
 \\
 I_t &= \min\left(T, X_5 \cdot \left(1 - \frac{R}{X_2}\right) \cdot \frac{T}{X_4}\right) & T &= T - I_t \\
 \\
 Q_{t1} &= T / X_6 & T &= T - Q_{t1} \\
 T &= T - Q_{t1} \\
 E_t &= \min(E' \cdot \min(1, T / X_4), T) & T &= T - E_t & E'' &= E' - E_t \\
 Q_{t0} &= \max(0, T - X_4) & T &= T - Q_{t0} \\
 L &= L + X_7 \cdot I_t \\
 R &= R + (1 - X_7) \cdot I_t + I_l \\
 I_l &= \max(0, L - X_{F2}) & L &= L - I_l \\
 E_l &= E'' \cdot L / (X_{F1} + X_{F2}) & L &= L - E_l \\
 \text{si } L < 0, & I_r &= \min(-L, \max(0, R - (X_2 - X_{F2}))) \\
 & L &= \max(0, L + I_r) & R &= R - I_r \\
 Q_r &= R / X_3 & R &= R - Q_r \\
 Q_r &= Q_r / X_8 \\
 M &= M + Q_{t0} & Q_m &= M / X_1 & M &= M - Q_m \\
 Q &= Q_t + Q_m + Q_{t1} \\
 \text{(avec translation dans le temps de } X_9 \text{ pas de temps)} \\
 \text{(avec } X_{F1} &= 3 \text{ et } X_{F2} &= 30)
 \end{aligned}$$

Fiche analytique n°28

1. Nom du modèle : SDI (Soil Dryness Index)

2. Auteurs - Première publication : Langford et O'Shaughnessy (1977)

3. Institut - Pays : Department of Civil Engineering and Surveying,
University of Newcastle, Australie

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Prise en compte de l'humidité du sol en modélisation pluie-débit

5. Description du modèle :

(voir description par Kuczera, 1988)

- Interception :

La partie TH de la pluie brute P qui rentre dans le réservoir sol peut être estimée par :

$$TH = \max \{0, (BTHRU \cdot P - ATHRU)\}$$

où BTHRU et ATHRU sont deux paramètres. La quantité (P - TH) est une perte du système.

- Réservoir sol :

La hauteur d'eau dans le réservoir est donnée par l'intermédiaire de l'indice de dessiccation du sol S qui peut être défini comme le déficit en dessous de la capacité au champs. Lorsque S est négatif, le sol est au dessus de la capacité au champs. L'équation de bilan du réservoir sol peut s'écrire :

$$S = S - TH + RGE + IFL + FLASH + ET$$

où RGE est la recharge du réservoir eau-souterraine, IFL représente le débit hypodermique, FLASH est le ruissellement et ET est l'évapotranspiration.

La recharge RGE est estimée par :

$$RGE(t) = \begin{cases} -S(t-1) & \text{si } S(t-1) < 0 \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

Le débit hypodermique est donné par :

$$IFL(t) = \begin{cases} KI \cdot [SMAX - S(t-1)] & \text{si } S(t-1) < SMAX \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

Le débit rapide FLASH peut être calculé par :

$$FLASH = TH \cdot WETFRAC$$

où $WETFRAC = \max \{0, \min[1, WET - WETS \cdot S(t-1) + WETH \cdot H(t-1)]\}$

avec WET, WETS et WETH paramètres du modèle et H hauteur d'eau du réservoir souterrain.

L'évapotranspiration ET est une fonction de l'évapotranspiration potentielle PE :

$$ET = PE \cdot EET$$

où EET est un coefficient de réduction compris entre 0 et 1, et qui peut s'écrire :

$$EET = ESW \cdot EVPD$$

avec $ESW = \begin{cases} \max \{0, \min[1, 1 - CEP \cdot (S(t-1)/SMAX)^2]\} & \text{si } S(t-1) > 0 \\ 1 & \text{sinon} \end{cases}$

et $EVPD = \max \{0, \min[1, 1 - BEP \cdot PE]\}$

où BEP et CEP sont des paramètres du modèle.

- Réservoir eau-souterraine :

C'est un réservoir linéaire de niveau H. Il reçoit les infiltrations RGE et se vidange en un débit de base BF (constante KG). A la sortie de ce réservoir, une partie SEEP est prélevée par les percolations profondes :

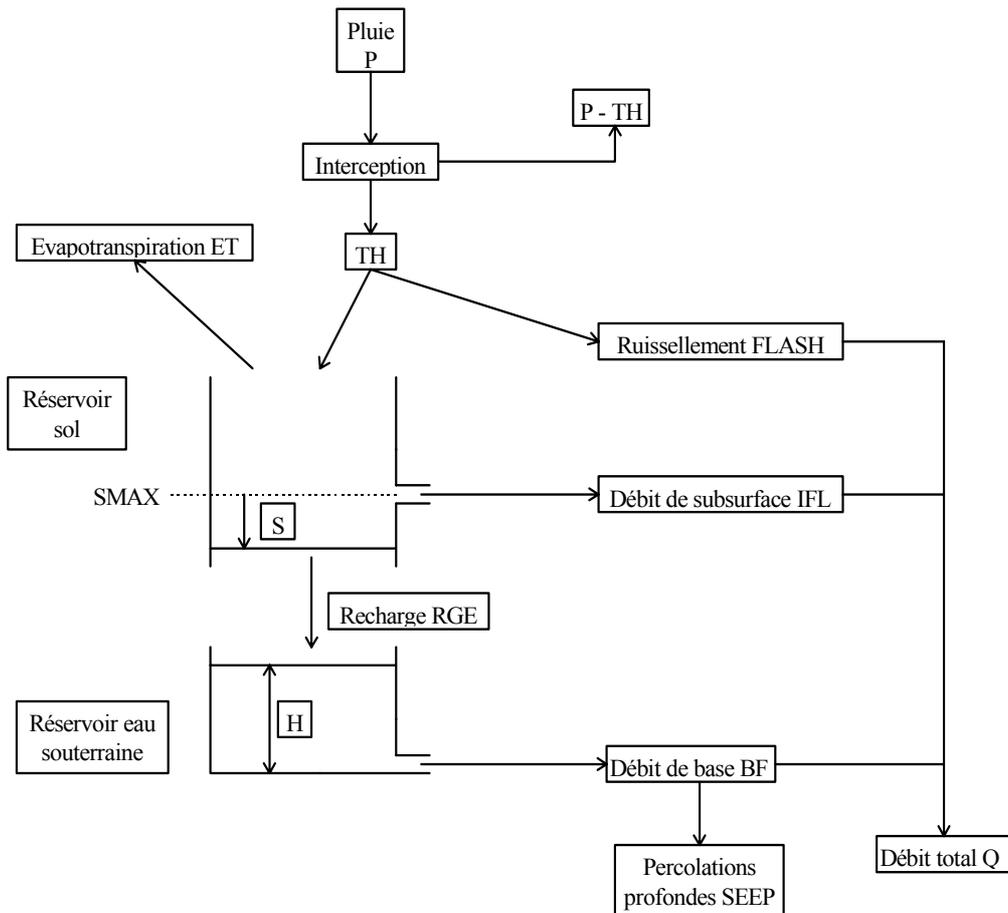
$$SEEP = (1 - D) \cdot BF$$

où D est un paramètre. L'autre partie (D · BF) sert à alimenter le débit.

- Débit total :

Le débit total Q est donné par la somme de FLASH, IFL et $(D \cdot BF)$.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

10 paramètres à optimiser:

- ATHRU, BTHRU : paramètres d'interception
- SMAX : seuil de capacité au champs
- WET, WETS, WETH : paramètres d'écoulement rapide
- CEP, BEP : paramètres d'évapotranspiration
- KG : constante du réservoir eau-souterraine
- D : coefficient de partage

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Programme NLFIT

9. Module neige :

non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débit en calage) et ETP;

11. Pas de temps :

Mensuel

12. Test du modèle et applications :

Applications en Australie

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

Kuczera *et al.* (1993) : comparaison avec CATPRO

16. Commentaires :

17. Références bibliographiques :

Kuczera, G. (1988). On the revision of the soil dryness index streamflow yield model. *Civil Engineering Transactions*, **CE30(2)**, 79-86.

Kuczera, G., Raper, G.P., Brah, N.S. et Jayasuriya, M.D. (1993). Modelling yield changes after strip thinning in a mountain ash catchment: an exercise in catchment model validation. *Journal of Hydrology*, **150**, 433-457.

Langford, K.J. et O'Shaughnessy, P.J. (1977). A study of canopy interception in native forests and conifer plantations. *Report n° MMBW-W-0007, Melbourne and Metropolitan Board of Works.*

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: SDI0

On retient une version à 9 paramètres. On ajoute un délai en sortie.

Paramètre X1 : Paramètre de correction des pluies ATHRU

Paramètre X2 : Coefficient de partage de la pluie nette

Paramètre X3 : Paramètre de percolations profondes.

Paramètre X4 : Seuil de vidange du réservoir sol SMAX

Paramètre X5 : Constante de vidange du réservoir sol

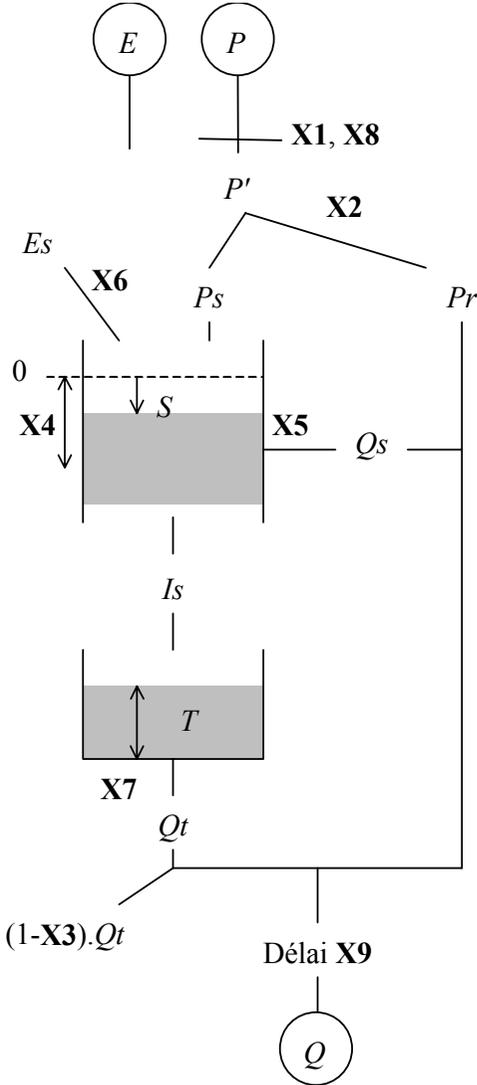
Paramètre X6 : Coefficient d'ETP

Paramètre X7 : Constante de vidange du réservoir souterrain

Paramètre X8 : Paramètre de correction des pluies BTHRUdélai

Paramètre X9 : Délai

Structure SDI0



$$P' = \frac{P - X1}{X8}$$

$$Fr = \max(0, \min(1, 1 - S / X4 + T / X2))$$

$$Pr = Fr \cdot P' \qquad Ps = P' - Pr$$

$$S = S - Ps$$

$$\text{si } S > 0, Es = E \cdot \max \left[0, \min \left(1, 1 - X6 \cdot \left(\frac{S}{X4} \right)^2 \right) \right]$$

$$\text{si } S \leq 0, Es = E$$

$$S = S + Es$$

$$Qs = \max(0, X4 - S) / X5 \qquad S = S + Qs$$

$$Is = \max(0, -S) \qquad S = S + Is$$

$$T = T + Is$$

$$Qt = \frac{T}{X7} \qquad T = T - Qt$$

$$Qt = Qt \cdot X3$$

$$Q = Qt + Qs + Pr$$

(avec translation dans le temps de X9 pas de temps)

Fiche analytique n°29

1. Nom du modèle : SIXPAR (SIX PARAmeter model)

2. Auteurs - Première publication : Sorooshian et Gupta (1983)

3. Institut - Pays : Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, Tucson, Etats-Unis

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

SIXPAR est en fait un sous modèle dérivé du modèle de Sacramento, utilisé à des fins d'études sur le comportement des paramètres et pour tester des méthodes d'optimisation (Gupta et Sorooshian, 1983; Gupta et Sorooshian, 1985; Sorooshian et Gupta, 1995)

5. Description du modèle :

On retrouve ici la fonction de production du modèle de Sacramento.

- Réservoir sol :

D'une capacité maximale UM, le réservoir sol reçoit la pluie brute et se vidange en un débit hypodermique S :

$$S = UK \cdot (US/UM)$$

où UK est une constante de vidange et US le niveau du réservoir. Lorsque la capacité maximale du réservoir est dépassée, l'excédant forme un débit de surface R. Le réservoir se vidange également en percolations vers le réservoir eau-souterraine.

- Fonction de percolation :

Les infiltrations PA du réservoir sol vers le réservoir eau-souterraine sont déterminées par la fonction :

$$\begin{aligned} PA &= [\beta + (UM - \beta)(L/A)^X] \cdot US/UM && \text{pour } L \leq A \\ PA &= US && \text{pour } L > A \end{aligned}$$

où X et A sont deux paramètres et L est défini par :

$$L = (BM - BS)/BM$$

et β par : $\beta = BM \cdot BK$

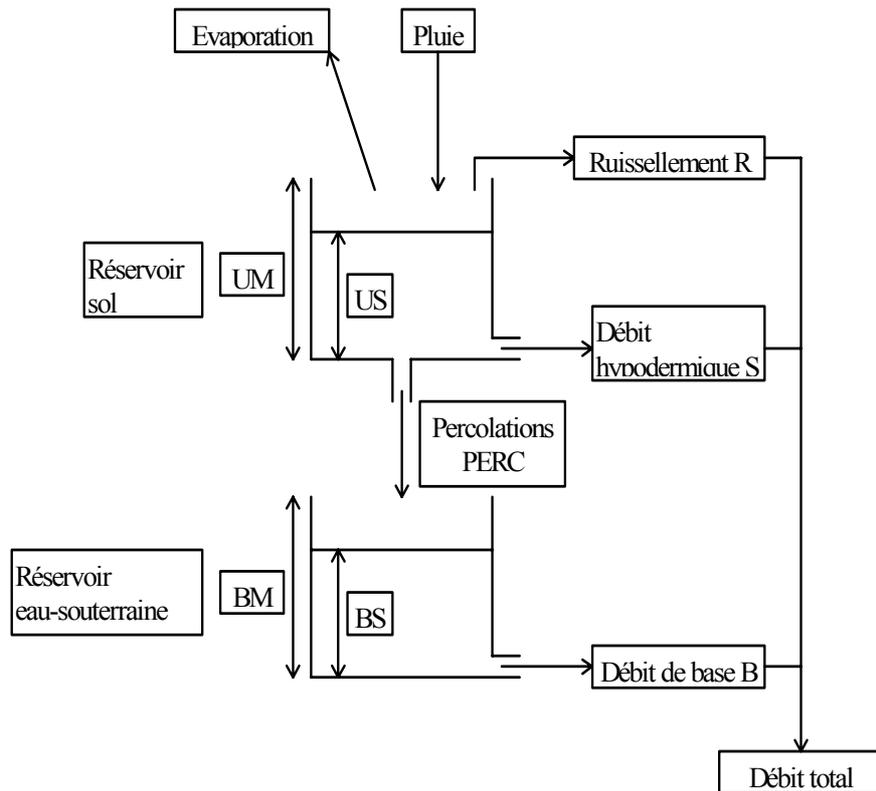
- Réservoir eau-souterraine :

Il reçoit les percolations PA provenant du réservoir sol et se vidange en un débit de base B suivant :

$$B = BK \cdot (BS/BM)$$

- Evapotranspiration :

On peut considérer une décroissance exponentielle de l'ETP en fonction du niveau du réservoir sol.

6. Schéma structurel :**7. Paramètres :**

6 paramètres optimisés:

- UM : capacité maximale du réservoir sol
- BM : capacité maximale du réservoir eau-souterraine
- UK, BK : constantes de vidange des deux réservoirs
- A, X : paramètres de l'équation de percolation

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Calage automatique (méthodes stochastiques)

9. Module neige :**10. Données :**

En entrée, chroniques de pluie (+ débit en calage) et ETP; Températures pour module neige

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

-

13. Analyse de sensibilité :**14. Régionalisation :****15. Comparaisons avec d'autres modèles :**

-

16. Commentaires :

SIXPAR est une version simplifiée du modèle SAC-SMA (Sacramento), essentiellement réalisée pour des buts de recherche.

17. Références bibliographiques :

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.

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.

Sorooshian, S. et Gupta, V.K. (1983). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: the question of parameter observability and uniqueness. *Water Resources Research*, **19**(1), 260-268.

Sorooshian, S. et Gupta, V.K. (1995). Model calibration. In: *Computer models of watershed hydrology, Chapter 2, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications*, 23-68.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: SIXP

On teste une version à 8 paramètres. On ajoute un délai en sortie, on introduit un réservoir de routage quadratique en sortie avec une fonction d'échange sur ce réservoir.

Paramètre X1 : Capacité du réservoir sol

Paramètre X2 : Capacité du réservoir souterrain

Paramètre X3 : Capacité du réservoir de routage quadratique

Paramètre X4 : Constante de vidange du réservoir souterrain

Paramètre X5 : Délai

Paramètre X6 : Paramètre de percolation

Paramètre X7 : Paramètre d'échange

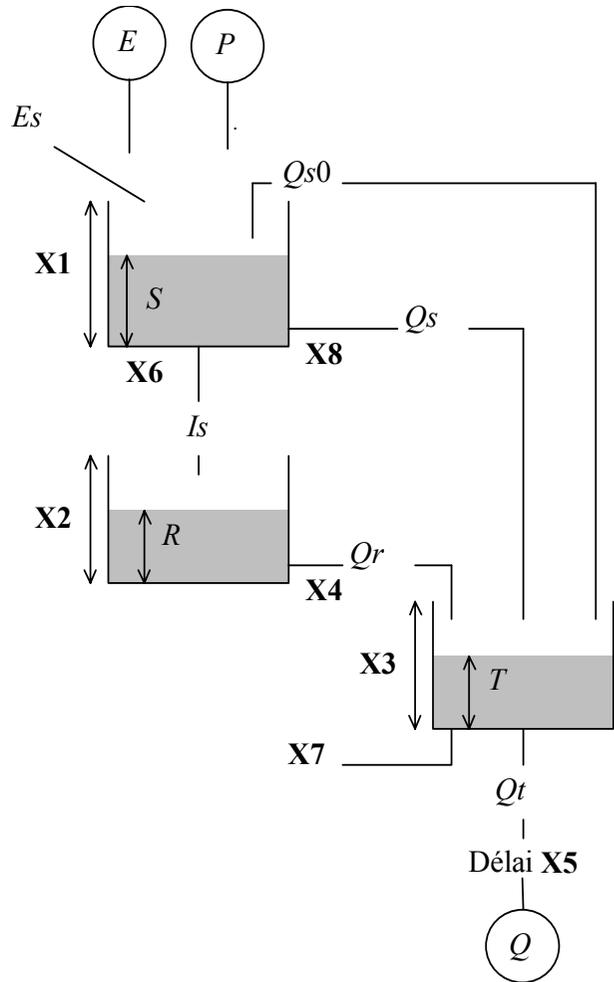
Paramètre X8 : Constante de vidange du réservoir sol

Autres versions testées:

- Version retenue sans échange mais avec réservoir de routage linéaire pour le routage des débordements

- Version retenue sans échange mais avec paramètre agissant sur la fonction d'évaporation

Structure SIXP



$$S = S + P \qquad Q_{s0} = \max(0, S - X1)$$

$$S = S - Q_{s0}$$

$$Q_s = S \cdot \min(1, X8 / X1) \qquad S = S - Q_s$$

$$L = \left(1 - \frac{R}{X2}\right) \frac{1}{X6}$$

$$\text{si } L > 1, \quad I_s = S$$

$$\text{sinon, } I_s = S \cdot \min\left(1, \frac{X4 \cdot X2}{X1} + (1 - \frac{X4 \cdot X2}{X1}) L^3\right)$$

$$S = S - I_s \qquad R = R + I_s$$

$$E_s = \min(S, E \cdot \exp(-S / X1))$$

$$S = S - E_s$$

$$Q_r = R \cdot \min(1, X4 / X2) \qquad R = R - Q_r$$

$$T = (T + Q_{s0} + Q_s + Q_r) \cdot X7$$

$$Q = \frac{T^2}{T + X3} \qquad T = T - Q$$

(avec translation dans le temps de X5 pas de temps)

Fiche analytique n°30

1. Nom du modèle : SMAR (Soil Moisture Accounting and Routing procedure)

2. Auteurs - Première publication : O'Connell *et al.* (1970)

3. Institut - Pays : Department of Engineering Hydrology, University College, Galway, Irlande (maintenant)

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modèle pluie-débit simple; régionalisation

5. Description du modèle :

Le modèle comprend un module de production non linéaire et un module de transfert linéaire.

- Evapotranspiration :

L'évaporation E est modulée par un coefficient T ($T \approx 0.8$) pour donner une estimation de l'évapotranspiration potentielle E_p :

$$E_p = E \cdot T$$

- Interception :

La pluie brute R est neutralisée :

si $R \leq E_p$, l'évaporation restante agit sur réservoir sol

si $R > E_p$, la pluie restante $X = (R - E_p)$ sert à alimenter le réservoir sol et l'écoulement.

- Evaporation du réservoir sol :

Le réservoir sol de capacité maximale Z ($Z \approx 400$ mm) est divisé en couches de 25 mm chacune, la dernière couche (au pied du réservoir) ayant une capacité inférieure ou égale à 25 mm. Après la neutralisation de la pluie, le restant (éventuel) d'évapotranspiration agit à un taux potentiel sur la première couche de sol. Ensuite, le restant est multiplié par le paramètre C ($C < 1$) pour agir sur la deuxième couche de sol, le restant étant multiplié par C^2 pour agir sur la troisième couche de sol etc... L'évaporation cesse lorsque toutes les couches sont sèches ou lorsque que toute l'énergie d'évaporation a été consommée.

- Transformation de l'excès de pluie X :

Une partie r_1 de l'excès de pluie X alimente l'écoulement direct :

$$r_1 = H' \cdot X$$

$$\text{avec } H' = H \cdot \frac{w_{\text{act}}}{125} \quad \text{si } Z \geq 125 \text{ mm}$$

$$H' = H \cdot \frac{w_{\text{act}}}{Z} \quad \text{si } Z < 125 \text{ mm}$$

où H est un paramètre et w_{act} est l'humidité dans les 5 premières couches de sol.

Une autre partie de l'excès de pluie sert à alimenter le réservoir sol (en commençant par les couches supérieures) dans la limite de la capacité d'infiltration Y . Dans la version SMARY, Y n'est pas une constante et dépend de trois paramètres :

$$Y = Y_c + (Y_m - Y_c) \cdot \exp \left[-a \left(\frac{w_{\text{act}}}{w_{\text{cap}} - w_{\text{act}}} \right) \right]$$

où w_{cap} est égal à la capacité maximum des 5 couches supérieures (125 mm) si $Z \geq 125$ mm et égal à Z dans le cas contraire, Y_m est le taux maximum d'infiltration ($Y_m \approx 300$ mm/j), Y_c est le taux d'infiltration stationnaire et α est une constante ($\alpha \approx 1$).

La dernière partie de l'excès de pluie (dans le cas où la capacité d'infiltration Y est dépassée) sert à l'écoulement :

$$r_2 = (1 - H') \cdot X - Y$$

- Séparation de l'écoulement du réservoir sol : (version SMARG et SMARY)

L'excès d'humidité r_3 dans le réservoir sol est divisé en une composante d'écoulement souterrain r_g et une composante d'écoulement hypodermique r_s' , la séparation dépendant du coefficient G :

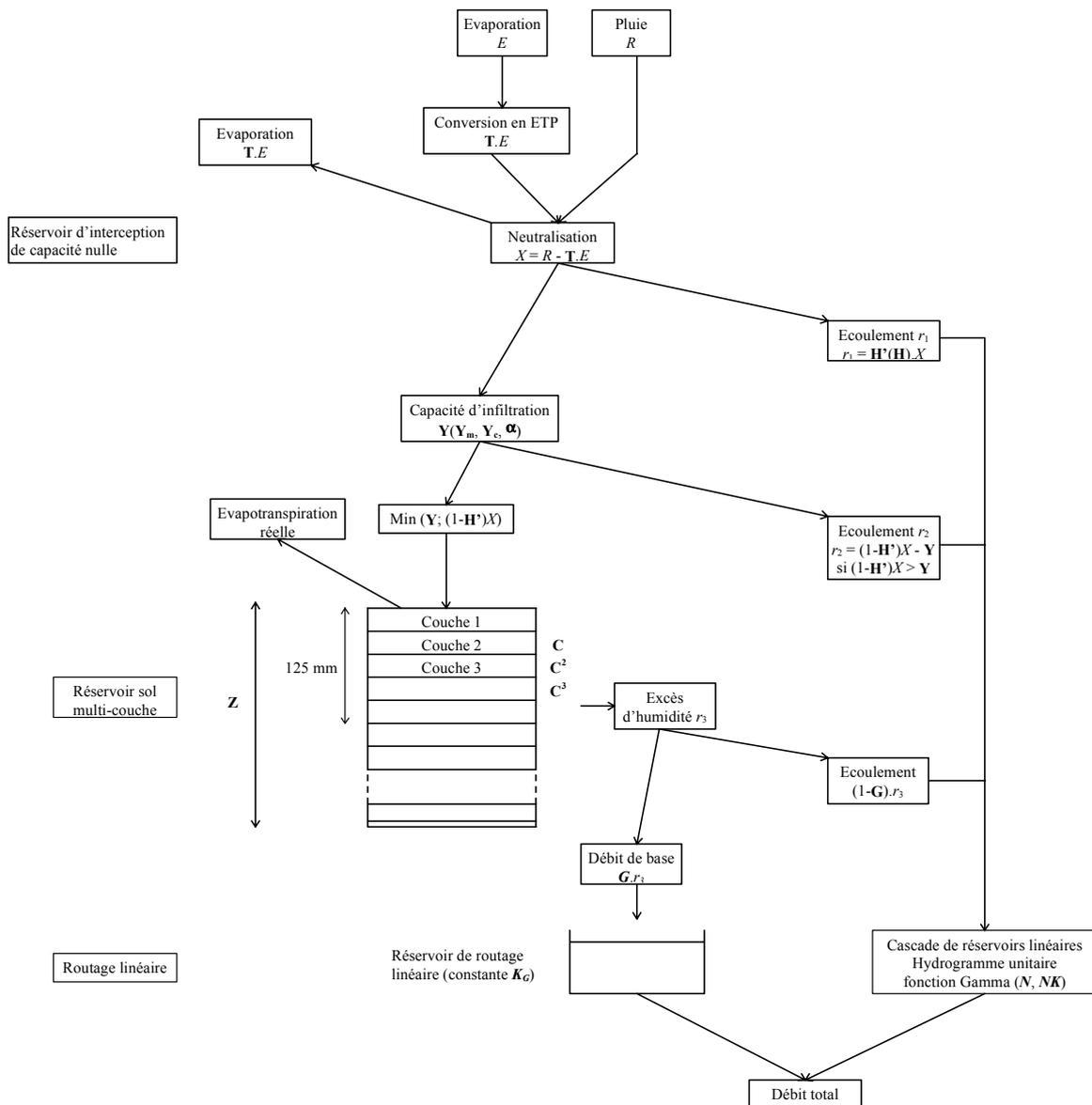
$$r_s' = (1 - G) \cdot r_3$$

$$r_g = G \cdot r_3$$

- Routage linéaire de l'écoulement :

La composante eau souterraine est transférée par l'intermédiaire d'un réservoir linéaire de constante de temps K_G . L'autre composante de l'écoulement ($r_1 + r_2 + r_s'$) est transférée par une cascade de réservoirs de Nash (hydrogramme unitaire fonction gamma).

6. Schéma structurel: (version SMARY)



7. Paramètres :

Version initiale : 6 paramètres

SMARG : 9 paramètres

SMARY : 11 paramètres

- T : coefficient correctif d'évaporation ($T \leq 1$; $T \approx 0.8$)
- H : coefficient de transformation de l'excès de pluie
- Y : taux d'infiltration (dépend de Y_m , Y_c et α dans SMARY ($Y_m \approx 300$ mm/j, $\alpha \approx 1$))
- Z : capacité maximum du réservoir sol ($Z \approx 400$ mm)
- C : coefficient d'évapotranspiration réelle
- G : constante de partage de l'écoulement du réservoir sol
- K_G : constante de temps du réservoir de routage eau souterraine
- N : nombre de réservoirs linéaires (dans cascade de réservoirs)
- K : constante de temps des réservoirs dans cascade de réservoirs

8. Technique d'optimisation des paramètres :

- Optimisation séparée : Rosenbrock pour paramètres du module de production
 méthode des moindres carrés sous contrainte pour module de transfert
- Méthode du Simplex

9. Module neige :

Non

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débit en calage) et ETP mensuelles (Penman ou bac Colorado)

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Application du modèle en prévision par Kachroo (1992) sur quatre bassins (Tanzanie, Australie, Japon, Chine). Test du modèle par Tan et O'Connor (1996) sur ces mêmes bassins.

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

Gan et Biftu (1996) : Comparaison avec modèles Sacramento, NAM, Xinanjiang

Gan *et al.* (1997) : Comparaison avec les modèles de Pitman, Sacramento, NAM et Xinanjiang.

Senbeta *et al.* (1999) : Résultats comparés au modèle PDISC

16. Commentaires :

Deux versions plus complexes que SMAR existent, SMARG prenant en compte la composante souterraine de l'écoulement et SMARY permettant une capacité d'infiltration variable.

SMAR est jugé plus adapté pour des bassins versants secs. SMARG et SMARY adaptés à tout type de bassins. Dans la version originale, le transfert de l'écoulement direct est assuré par un réservoir linéaire.

Shamseldin *et al.* (1997) et Shamseldin et O'Connor (1999) ont proposé des méthodes de combinaisons de sortie de modèles de simulation appliquées notamment avec le modèle SMAR

Site Internet: <http://www.ucg.ie>, <http://www.nuigalway.ie/hydrology/>

17. Références bibliographiques :

Gan, T.Y. et Biftu, G.F. (1996). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research*, 32(12), 3513-3524.

- Gan, T.Y., Dlamini, E.M. et Biftu, G.F. (1997).** Effects of model complexity and structure, data quality and objective function on hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, **192**, 81-103.
- Kachroo, R.K. (1992).** River flow forecasting. Part 5. Applications of a conceptual model. *Journal of Hydrology*, **133**, 141-178.
- O'Connell, P.E., Nash, J.E. et Farrell, J.P. (1970).** River flow forecasting through conceptual models. Part II - The Brosna catchment at Ferbane. *Journal of Hydrology*, **10**, 317-329.
- Senbeta, D.A., Shamseldin, A.Y. et O'Connor, K.M. (1999).** Modification of the probability-distributed interacting storage capacity model. *Journal of Hydrology*, **224**, 149-168.
- Shamseldin, A.Y. et O'Connor, K.M. (1999).** A real-time combination method for the outputs of different rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, **44**(6), 895-912.
- Shamseldin, A.Y., O'Connor, K.M. et Liang, G.C. (1997).** Methods for combining the outputs of different rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, **197**, 203-229.
- Tan, B.Q. et O'Connor, K.M. (1996).** Application of an empirical infiltration equation in the SMAR conceptual model. *Journal of Hydrology*, **185**, 275-295.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: SMAR

On retient une version à 8 paramètres. On rajoute un délai en sortie. On remplace la cascade de Nash par un réservoir quadratique qui route r_2 et une partie de r_3 . La composante r_1 est en écoulement direct. On fixe la capacité du réservoir sol à 400 mm avec 16 couches de 25 mm. On prend $Y_m=200$ mm.

Paramètre X1 : paramètre d'écoulement direct

Paramètre X2 : paramètre d'infiltration Y_c

Paramètre X3 : coefficient de réduction de l'ETP C

Paramètre X4 : capacité du réservoir quadratique

Paramètre X5 : constante de vidange du réservoir de routage linéaire

Paramètre X6 : délai

Paramètre X7 : paramètre de correction de l'ETP

Paramètre X8 : coefficient de partage G

Fiche analytique n°31

1. Nom du modèle : TANK

2. Auteur – Première publication : Sugawara (1979)

3. Institut - Pays : National Research Centre for Disaster Prevention
Tokyo, Japon

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modélisation pluie-débit simple avec combinaison de réservoirs linéaires

5. Description de la structure originale :

Le modèle TANK est composé de réservoirs qui se vidangent les uns dans les autres de façon linéaire et génèrent des débits également de façon linéaire (voir descriptions du modèle dans Sugawara, 1995a et 1995b).

(version avec structure d'humidité du sol et sans module neige)

- Réservoir de surface :

Il est divisé en deux parties : un compartiment primaire (où le niveau est X_p) et un compartiment secondaire (où le niveau est X_s). Le compartiment primaire a une capacité avant infiltration S_1 et le compartiment secondaire a une capacité S_2 . Il y a des échanges T_2 entre les deux compartiments :

$$T_2 = K_2 (X_p/S_1 - X_s/S_2)$$

Des infiltrations I_1 se produisent du réservoir de surface vers le réservoir sol supérieur lorsque le niveau dans le compartiment primaire excède S_1 , le réservoir se vidangeant de façon linéaire avec une constante L_1 . Dans le cas où $X_p < S_1$, il y a des remontées capillaires T_1 du réservoir sol supérieur vers le réservoir de surface données par :

$$T_1 = K_1 (1 - X_p/S_1)$$

Il existe deux niveaux de vidange S_3 et S_4 dans le réservoir de surface qui conduisent à un débit de surface Q_1 , de façon linéaire avec une constante K_3 . Ce réservoir est soumis à l'ETP.

- Réservoir sol supérieur :

Il est rempli par les infiltrations I_1 provenant du réservoir de surface. Il donne lieu à des infiltrations I_2 vers le réservoir sol inférieur (constante L_2) et se vidange à partir d'un seuil X_5 linéairement avec une constante K_4 en un débit Q_2 . Il est soumis au restant d'évaporation.

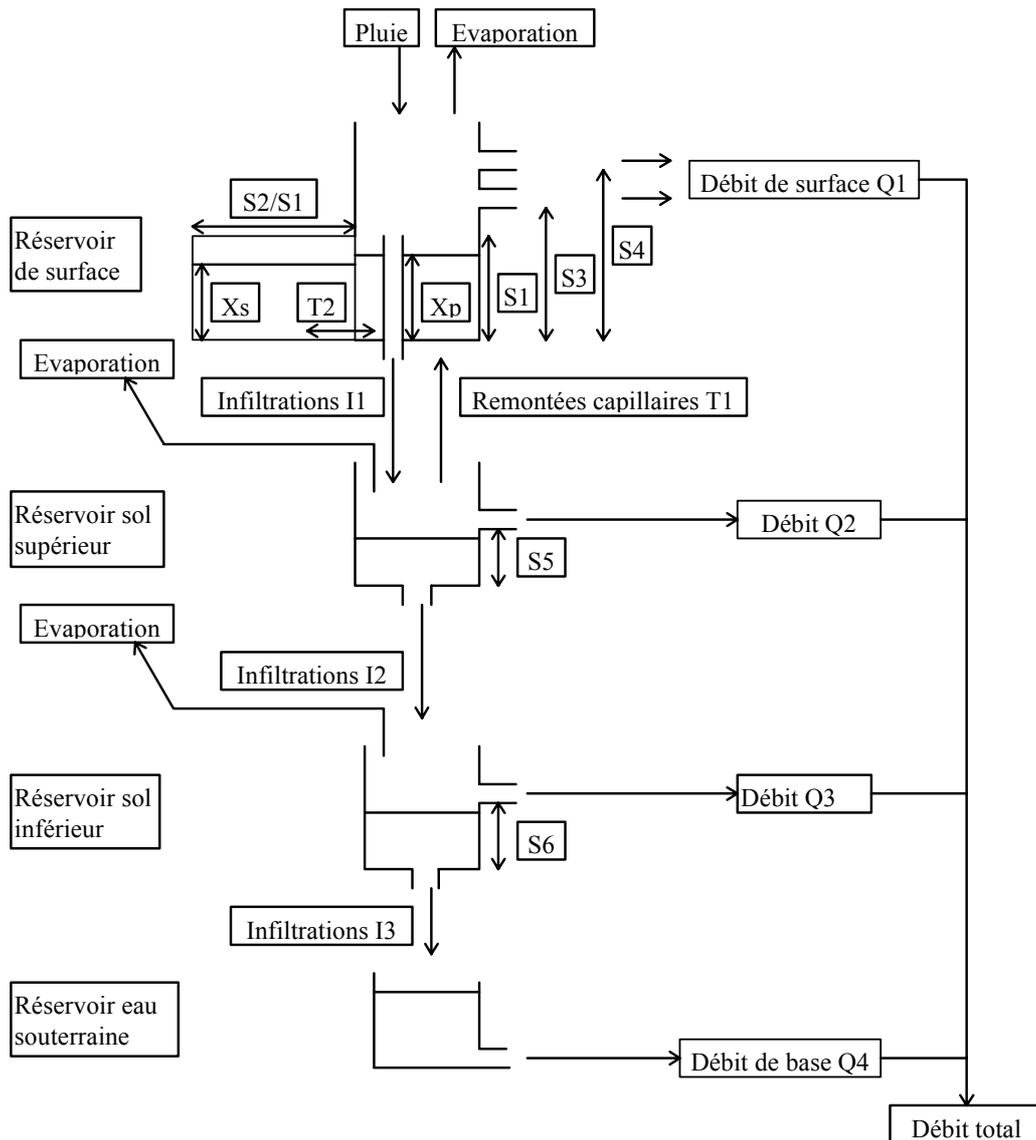
- Réservoir sol inférieur :

Il est rempli par les infiltrations I_2 provenant du réservoir sol supérieur. Il donne lieu à des infiltrations I_3 vers le réservoir souterrain (constante L_3) et se vidange à partir d'un seuil X_6 linéairement avec une constante K_5 en un débit Q_3 . Il est soumis au restant d'évaporation.

- Réservoir eau-souterraine :

Il est rempli par les infiltrations I_3 provenant du réservoir sol inférieur. Il se vide linéairement avec une constante K_6 pour donner le débit de base Q_4 .

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

15 paramètres peuvent être laissés libres:

- S1 : seuil de début d'infiltration du réservoir de surface
- S2 : capacité maximale du compartiment secondaire du réservoir de surface
- S3, S4, S5, S6 : seuils de début de débit
- K1 : constante d'échange entre les deux compartiments du réservoir
- K2 : constante de remontées capillaires
- K3, K4, K5, K6 : constantes de vidange des réservoirs
- L1, L2, L3 : constantes d'infiltration

8. Technique d'optimisation des paramètres :

- Manuelle
- Automatique, sur un schéma de calage manuel (Sugawara, 1979)
- optimisation globale (Tanakamaru, 1995)

9. Module neige :

oui

10. Données :

En entrée, données de pluie et d'ETP (chronique de débit pour le calage des paramètres); Température journalière et hauteur de neige équivalente (pour module neige)

11. Pas de temps :

Le modèle a été développé initialement pour un fonctionnement au pas de temps journalier

12. Test du modèle et applications :

Application au fleuve Yangtze en Chine (Sugawara et Ozaki, 1991), en Thaïlande (Tingsanchali et Loria, 1982); Application en prévision de crue (Nalbantis, 2000)

13. Analyse de sensibilité :

Tingsanchali et Loria (1982)

14. Régionalisation :

-

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

WMO (1975) : comparaison de modèles pluie-débit

WMO (1986) : comparaison de modules neige

WMO (1992): comparaison de modèles de prévision en temps réel

Franchini et Pacciani (1991) : comparaison avec les modèles Stanford, Sacramento, Arno, Apic, SSARR et Xinanjiang

16. Commentaires :

17. Références bibliographiques :

Franchini, M. et Pacciani, M. (1991). Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, **122**, 161-219.

Nalbantis, I. (2000). Real-time flood forecasting with the use of inadequate data. *Hydrological Sciences Journal*, **45**(2), 269-284.

Sugawara, M. (1979). Automatic calibration of the tank model. *Hydrological Sciences Journal*, **24**(3), 375-388.

Sugawara, M. (1995a). The development of a hydrological model - Tank. Chapter 7. In: *Time and the River, Essays by Eminent Hydrologists*, G. Kite (Ed.), *Water Resources Publications*, 201-258.

Sugawara, M. (1995b). Tank model. In: *Computer Models of Watershed Hydrology, Chapter 7*, V. P. Singh (Ed.), *Water Resources Publications*, 165-214.

Sugawara, M. et Ozaki, E. (1991). Runoff analysis of the Chang Jiang (the Yangtze River). *Hydrological Sciences Journal*, **36**(2), 135-152.

Tanakamaru, H. (1995). Parameter estimation for the Tank Model using global optimisation. *Trans. JSIDRE*, **178**, 103-112.

Tingsanchali, T. et Loria, P.M. (1982). Sensitivity analysis of Tank model parameters considered in automatic calibration. *Proceedings of the International Symposium on Rainfall-Runoff Modeling*, V.P. Singh (Ed.), *Water Resources Publications*, 507-517.

WMO (1975). Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. *Operational Hydrology Report n° 7, WMO n°429, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*

WMO (1986). Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report n° 23, WMO n°646, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*

WMO (1992). Simulated real-time intercomparison of hydrological models. *Operational Hydrology Report n° 38, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.*

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: TANK

On retient une version à 7 paramètres dont la structure est similaire aux premières versions de Tank. On prend le même seuil de vidange pour les trois premiers réservoirs. On prend une même constante de vidange pour toutes les sorties du premier réservoir. On ajoute un délai en sortie. On introduit un coefficient correctif d'ETP

Paramètre X1 : seuil supérieur d'écoulement du premier réservoir

Paramètre X2 : seuil inférieur d'écoulement

Paramètre X3 : constante de vidange du premier réservoir

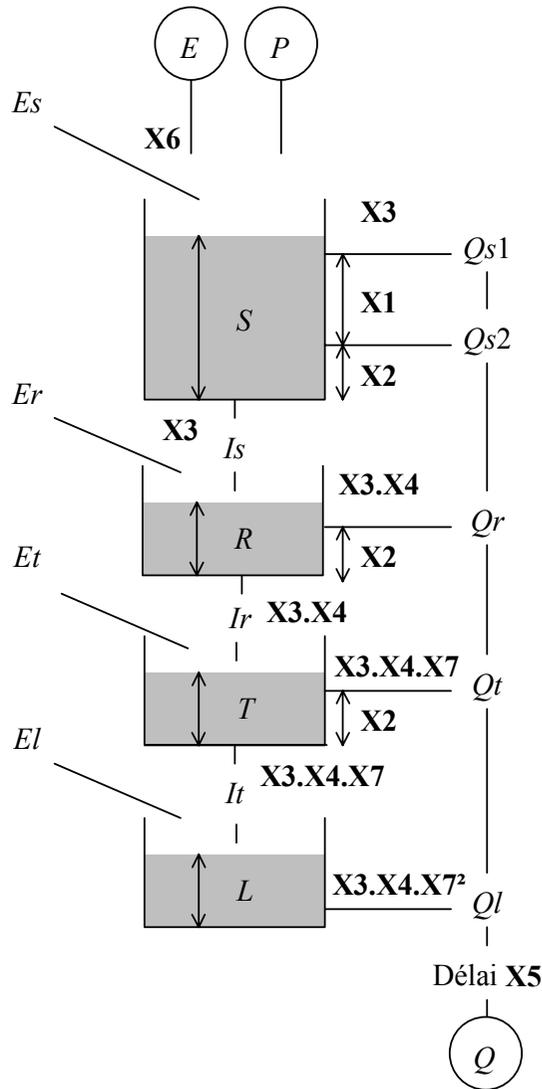
Paramètre X4 : constante de vidange du deuxième réservoir

Paramètre X5 : délai

Paramètre X6 : coefficient de correction de l'ETP

Paramètre X7 : constante de vidange du troisième réservoir

Structure TANK



$$S = S + P$$

$$E' = E \cdot X6$$

$$Q_{s1} = \max\left(0, \frac{S - (X1 + X2)}{X3}\right)$$

$$S = S - Q_{s1}$$

$$Q_{s2} = \max\left(0, \frac{S - X2}{X3}\right)$$

$$S = S - Q_{s2}$$

$$I_s = S / X3$$

$$S = S - I_s \quad R = R + I_s$$

$$E_s = \min(E', S)$$

$$S = S - E_s \quad E'' = E' - E_s$$

$$Q_r = \max\left(0, \frac{R - X2}{X3 \cdot X4}\right)$$

$$R = R - Q_r$$

$$I_r = R / (X3 \cdot X4)$$

$$R = R - I_r \quad T = T + I_r$$

$$E_r = \min(E'', R)$$

$$R = R - E_r \quad E''' = E'' - E_r$$

$$Q_t = \max\left(0, \frac{T - X2}{X3 \cdot X4 \cdot X7}\right)$$

$$T = T - Q_t$$

$$I_t = T / (X3 \cdot X4 \cdot X7)$$

$$T = T - I_t \quad L = L + I_t$$

$$E_t = \min(E''', T)$$

$$T = T - E_t \quad E'''' = E''' - E_t$$

$$Q_l = L / (X3 \cdot X4 \cdot X7^2)$$

$$L = L - Q_l$$

$$E_l = \min(E'''', L)$$

$$L = L - E_l$$

$$Q = Q_{s1} + Q_{s2} + Q_r + Q_t + Q_l$$

(avec translation dans le temps de X5 pas de temps)

Fiche analytique n°32

1. Nom du modèle : TMWAM (Turkey-Mersey Watershed Acidification Model)

2. Auteurs - Première publication : Bobba et Lam (1985)

3. Institut - Pays : National Water research Institute, Canada Centre for Inland Waters,
Burlington, Ontario, Canada

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Modélisation de l'acidification des bassins versants et des effets de changements environnementaux.

5. Description du modèle :

- Réservoir d'accumulation de la neige :

L'accumulation de la neige est calculée en fonction de la température (minimum et maximum) et en fonction de la radiation solaire. L'eau issue de la fonte du couvert neigeux et de la pluie forme l'apport net NS au réservoir de surface (le module neige est couplé à des aspects d'hydrochimie).

- Réservoir de surface :

C'est un réservoir de capacité maximale USZC et de niveau USZM. Il reçoit la pluie et les fontes neigeuses, dans la limite de l'infiltration possible, définie par :

$$I = NS \cdot (1 - USZM/USZC)$$

où NS est un paramètre. Le réservoir se vidange de façon linéaire pour donner le débit de surface (constante K1).

- Réservoir sol :

Il reçoit les infiltrations du réservoir de surface et se vidange de façon linéaire (constantes K2 et K3) en un débit hypodermique et en percolations vers le réservoir eau souterraine.

- Réservoir eau-souterraine :

Le réservoir eau-souterraine linéaire (de constante de vidange K4) reçoit les percolations du réservoir sol et se vidange en débit de base.

- Evapotranspiration :

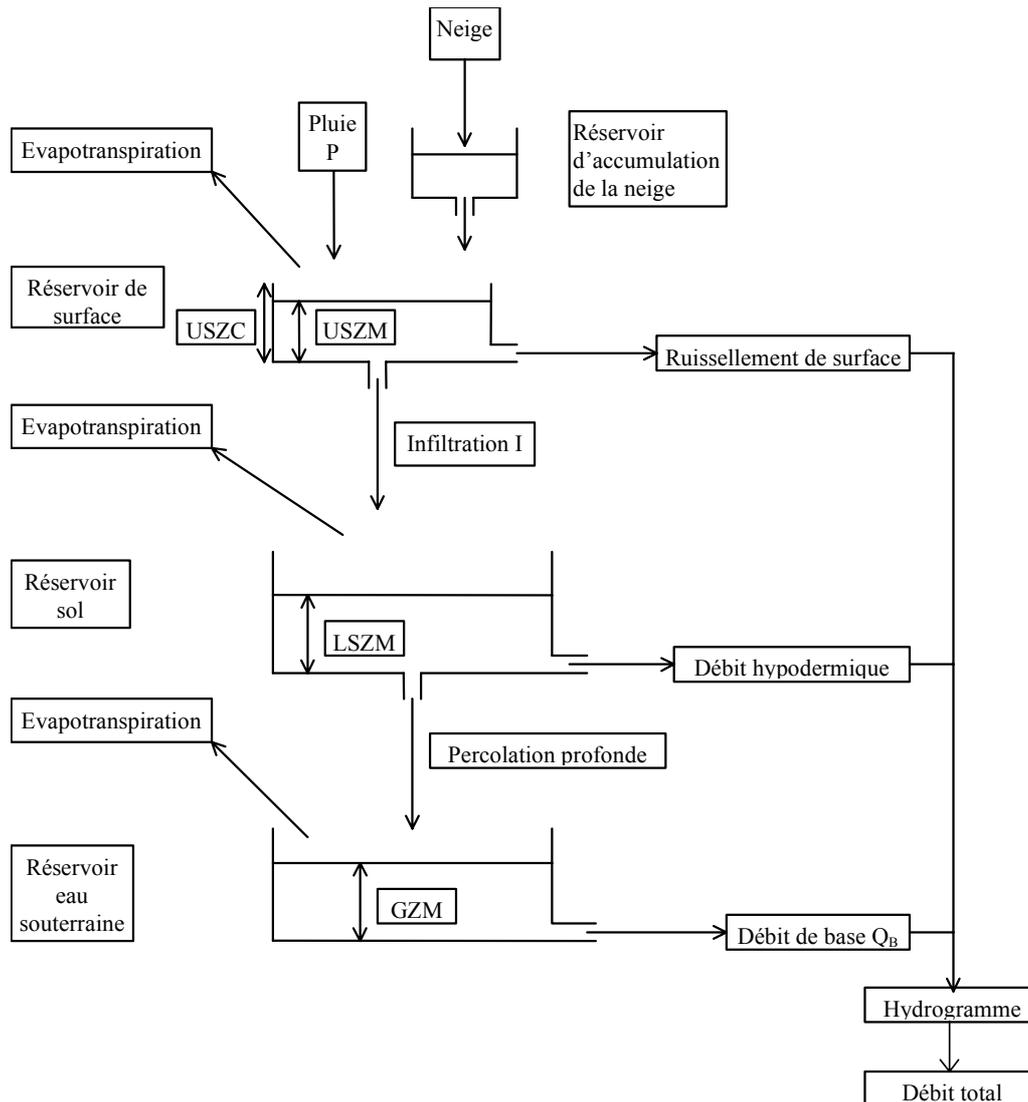
L'évapotranspiration agit sur chacun des trois réservoirs en commençant par le réservoir de surface et est proportionnelle à l'évapotranspiration potentielle et au niveau des réservoirs :

$$E_a = B_i \cdot ETP \cdot S_i$$

où B_i est une constante (B_1, B_2, B_3) et S_i est le niveau du réservoir considéré.

- Routage :

Le routage est assuré par un hydrogramme triangulaire.

6. Schéma structurel :**7. Paramètres :**

9 paramètres (sans paramètres du module neige)

- NS : infiltration maximum du réservoir de surface vers le réservoir sol
- K1, K2, K3, K4 : constantes de vidange des réservoirs
- USZC : capacité maximale du réservoir de surface (≈ 20 mm)
- B1, B2, B3 : paramètres d'évapotranspiration

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Automatique

9. Module neige :

oui

10. Données :

En entrée, chroniques de pluie (+ débit en calage) et ETP; température et radiation solaire pour module neige

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Application à des bassins versants au Canada (Bobba et Lam, 1989; Bobba et Lam, 1990)
Effet de changements climatiques (Bobba *et al.*, 1997)

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

16. Commentaires :

Modules complémentaires : hydrogéochimie - transport de solutés
Interfaçage avec une base de données présenté par Bobba *et al.* (1992)

Site Internet: <http://www.ocwd.com/nwri/>

17. Références bibliographiques :

Bobba, A.G. et Lam, D.C.L. (1985). Application of linearly distributed surface run-off model for watershed application problems. *Proc. Can. Hydrol. Symp.*, **15**, 381-398.

Bobba, A.G. et Lam, D.C.L. (1989). Application of hydrological model to acidified watersheds: a study on Mersey River and Moosepit Brook, Nova Scotia. *Water, Air, and Soil Pollution*, **46**, 261-275.

Bobba, A.G. et Lam, D.C.L. (1990). Hydrological modeling of acidified Canadian watersheds. *Ecological Modelling*, **50**, 5-32.

Bobba, A.G., Lam, D.C.L. et Kay, D. (1992). Interfacing a hydrological model with the RAISON expert system. *Water Resources Management*, **6**, 25-34.

Bobba, A.G., Singh, V.P., Jeffries, D.S. et Bengtsson, L. (1997). Application of a watershed runoff model to North-East pond river, Newfoundland: to study water balance and hydrological characteristics owing to atmospheric change. *Hydrological Processes*, **11**(12), 1573-1593.

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: TMWA

On retient une version à 8 paramètres. On n'utilise pas de réservoir d'accumulation de la neige. On fait dépendre linéairement l'évaporation dans le réservoir de surface du taux de remplissage du réservoir. On utilise une même constante pour l'évaporation issue des deux réservoirs sous-jacents.

Paramètre X1 : Capacité du réservoir sol

Paramètre X2 : Paramètre d'infiltration

Paramètre X3 : Constante de vidange latérale du réservoir de surface

Paramètre X4 : Paramètre de vidange du réservoir sol en percolations

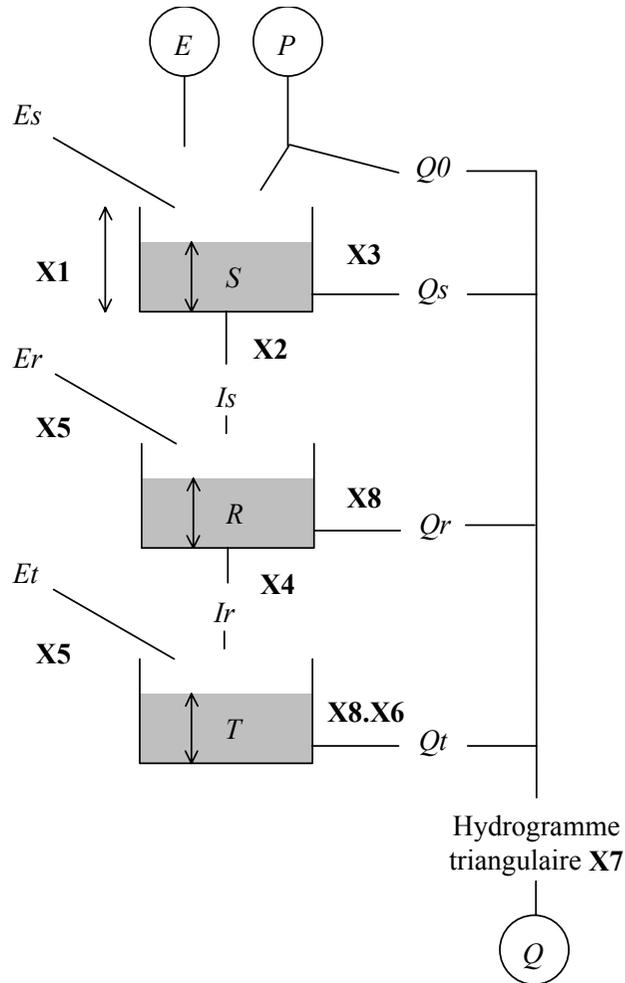
Paramètre X5 : Paramètre d'évaporation

Paramètre X6 : Constante de vidange du réservoir souterrain

Paramètre X7 : Temps de base de l'hydrogramme

Paramètre X8 : Constante de vidange latérale du réservoir sol

Structure TMWA



$$INFX = X6 \cdot \left(1 - \frac{S}{X1}\right)$$

$$S = S + \min(P, INFX)$$

$$Q0 = P - \min(P, INFX)$$

$$Is = S / X2$$

$$S = S - Is$$

$$R = R + Is$$

$$Qs = S / X3$$

$$S = S - Qs$$

$$Es = \min\left(S, E \cdot \frac{S}{X1}\right)$$

$$S = S - Es$$

$$E' = E - Es$$

$$Ir = R / X4$$

$$R = R - Ir$$

$$T = T + Ir$$

$$Qr = R / (X8 \cdot X6)$$

$$R = R - Qr$$

$$Er = \min\left(S, E' \cdot \min\left(1, \frac{R}{X5}\right)\right)$$

$$R = R - Er$$

$$E'' = E' - Er$$

$$Qt = T / (X8 \cdot X6)$$

$$T = T - Qt$$

$$Et = \min\left(T, E'' \cdot \min\left(1, \frac{T}{X5}\right)\right)$$

$$T = T - Et$$

$$Q = Q0 + Qs + Qr + Qt$$

(avec routage par hydrogramme unitaire triangulaire de temps de base $X7$)

Fiche analytique n°33

1. Nom du modèle : TOPMODEL (TOPography-based hydrological MODEL)

2. Auteurs - Première publication : Beven et Kirkby (1979)

3. Institut - Pays : Institute of Environmental and Biological Sciences, University of Lancaster, Lancaster, Royaume-Uni
School of Geography, University of Leeds, Leeds, Royaume-Uni

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Utilisation d'un indice topographique et de la notion de zone contributive variable en modélisation pluie-débit; désir d'un compromis entre modélisation conceptuelle simple, modélisation prenant en compte la variabilité spatiale du bassin et possibilité d'avoir des paramètres mesurables sur le terrain. Nombreuses applications, notamment par couplage aux SIG (voir Beven *et al.*, 1995).

5. Description du modèle :

(voir également description par Beven *et al.*, 1995)

Nous décrivons ici la version originale présentée par Beven et Kirkby (1979)

- Interception :

Le concept de base de TOMODEL est l'interception de la pluie brute par des zones contributives variables, dont l'état de saturation dépend du niveau du réservoir souterrain. La pluie brute tombant sur les zones saturées (zones contributives) est directement transformée en ruissellement de surface q_{of} :

$$q_{of} = i \cdot A_c$$

où i est l'intensité de pluie et A_c l'aire contributive, A_c étant telle que l'indice topographique vérifie :

$$\ln(a/\tan\beta) > (S_T - S_3)/m + \lambda$$

où $a/\tan\beta$ représente l'indice topographique (avec a l'aire drainée au point considéré par unité de contour et $\tan\beta$ la pente en ce point), S_T est le déficit à saturation moyen, S_3 le niveau du réservoir souterrain, m un paramètre de vidange du réservoir souterrain exponentiel et λ un paramètre représentant une moyenne de l'indice topographique sur le bassin. λ correspond à l'intégration sur l'aire totale du bassin A de la valeur de l'indice topographique :

$$\lambda = 1/A \int_0^A \ln(a/\tan\beta) \cdot dA'$$

Cette intégrale peut être calculée à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT).

Le réservoir d'interception de capacité maximale S_D , reçoit la partie complémentaire de la pluie brute et est soumis à l'ETP (taux potentiel). Le débordement P' du réservoir est séparé en deux composantes, l'une allant dans un réservoir d'infiltration, l'autre servant à alimenter le débit de surface q_{of} .

- Réservoir d'infiltration :

Le réservoir d'infiltration, de capacité maximale S_C et de niveau S_2 se remplit avec les débordements issus du réservoir d'interception si leur intensité est inférieure à i_{max} :

$$i_{max} = i_0 + b/S_2$$

où b est une constante et i_0 représente l'infiltration constante du réservoir d'infiltration vers le réservoir souterrain. Dans le cas où i_{max} est dépassée, l'excédant d'infiltration alimente le débit de surface. Le réservoir est soumis au restant d'évapotranspiration ETP' à un taux réel déterminé par :

$$e_a = ETP' \cdot S_2/S_C$$

Le réservoir peut déborder, le débordement servant également à alimenter le débit de surface.

- Réservoir eau-souterraine :

Il reçoit l'infiltration i_o du réservoir infiltration. C'est un réservoir sans fond de capacité infinie. Il se vidange en un débit de base q_b suivant une loi exponentielle :

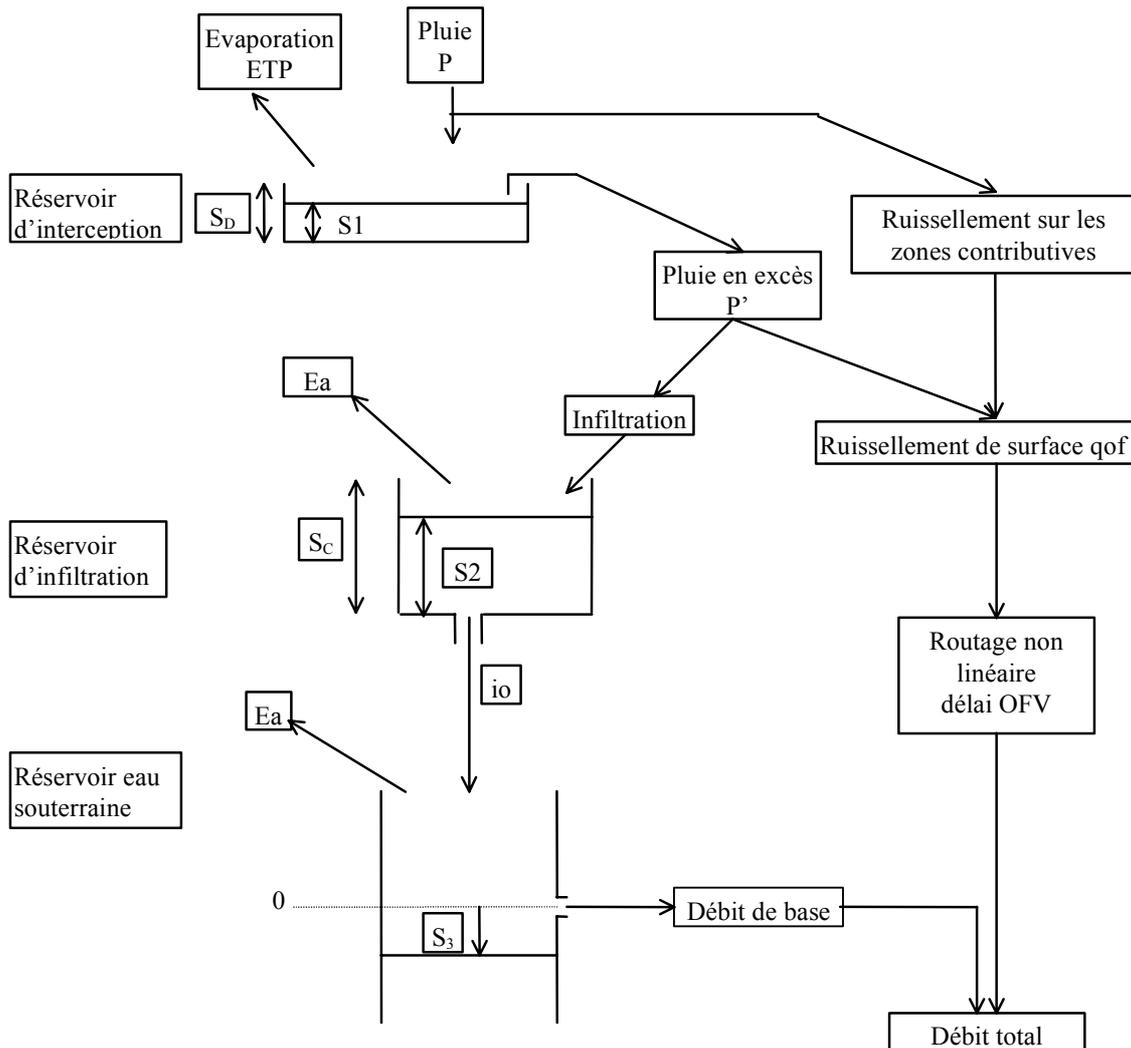
$$q_b = q_o \cdot \exp(-S_3/m)$$

où S_3 représente le déficit à saturation, m est une constante et q_o est le débit juste à saturation. q_o peut être écrit sous la forme $q_o = K_o \cdot \tan\beta$, où K_o est la transmissivité.

- Routage du débit de surface :

Un délai OFV permet de retarder l'écoulement de surface. Le routage est assuré de façon non-linéaire avec un routage en fonction puissance, l'exposant CHB et une constante CHA étant à optimiser.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

Différentes versions existent:

Beven et Kirkby (1979) : 10 paramètres (+détermination indice topo.)

Hornberger *et al.* (1985) : 13 paramètres (+détermination indice topo.)

version détaillée par Franchini *et al.* (1996) : 3 paramètres (+ idem)

Version à 10 paramètres + détermination de la distribution de l'indice topographique :

- S_D, S_C : capacité maximale des réservoirs d'interception et d'infiltration

- i_o, b : paramètres d'infiltration

- q_o, m : paramètres de vidange du réservoir souterrain

- OFV : délai
- CHA, CHB : paramètres de routage
- λ : paramètre dépendant de l'indice topographique

8. Technique d'optimisation des paramètres :

A l'origine, calcul de λ grâce à un MNT; autres paramètres (SD, SC, io, B et OFV) peuvent être déterminés par mesure sur le terrain.

Calage automatique : Rosenbrock (Beven et Wood, 1983; Hornberger *et al.*, 1985)

9. Module neige :

oui

10. Données :

En entrée, chroniques de pluies (+ débits en calage); Evaporation de Penman; Distribution de l'indice topographique sur le bassin

11. Pas de temps :

Journalier

12. Test du modèle et applications :

Très nombreuses applications (voir Beven, 1997); Applications par exemple, en Espagne par Quinn *et al.* (1998), aux Etats-Unis (Beven et Wood, 1983; Hornberger *et al.*, 1985; Wood *et al.*, 1988), en France (Ambroise *et al.*, 1996a; Ambroise *et al.*, 1996b; Saulnier *et al.*, 1997), en Grande-Bretagne (Beven *et al.*, 1984), en Allemagne (Güntner *et al.*, 1999), en Suisse (Iorgulescu et Jordan, 1994); Prédétermination de crue (Beven, 1986; Cameron *et al.*, 1999); Effet du changement climatique (Dietterick *et al.*, 1999)

13. Analyse de sensibilité :

Beven et Kirkby (1979) : modèle peu sensible aux variations des paramètres SC, io et b; importance des paramètres m et qo

Franchini *et al.* (1996) : le modèle apparaît peu sensible à des variations de la courbe de distribution d'indice topographique, qui peut être remplacée par une loi en exponentiel ajoutant un paramètre. La détermination de l'indice topographique paraît en outre très liée à la sensibilité du MNT utilisé.

Le modèle a été le modèle privilégié de l'application de la méthode GLUE (Beven et Binley, 1992; Aronica *et al.*, 1998; Cameron *et al.*, 1999)

Voie article de réflexion sur les incertitudes par Beven (1993)

Essai de validation interne du modèle par Lamb *et al.* (1997) et Lamb *et al.* (1998) avec utilisation de niveaux piézométriques

14. Régionalisation :

Les paramètres du modèle étaient censés à l'origine pouvoir être déterminés par expérimentation sur le terrain. Certaines études ont mis en lumière la difficulté d'interprétation physique de ces paramètres. Iorgulescu et Jordan (1994) montrent la difficulté de valider le modèle sur un bassin suisse avec des paramètres mesurés sur le terrain.

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

- Beven *et al.* (1984) : comparaison bibliographique avec notamment les modèles de Stanford, Porter et McMahon, Boughton. Meilleure efficacité pour TOPMODEL.

- Franchini *et al.* (1996) : comparaison de TOPMODEL avec d'autres modèles comparés dans une précédente étude de Franchini et Pacciani (1991), montrant la supériorité de TOPMODEL.

- Donnelly-Makowecki et Moore (1999): comparaison avec deux modèles simples suivant le schéma de validation proposé par Klemes (1986)

- Yang *et al.* (2000) : comparaison au modèle MIKE-SHE et à un modèle à base géomorphologiques (GB)

16. Commentaires :

Utilisation du modèle essentiellement avec un MNT qui permet d'estimer la distribution spatiale de l'indice topographique et de calculer la valeur du paramètre λ (voir discussion de Quinn *et al.*, 1991). Le paramètre b peut être fixé à 0. Le réservoir d'infiltration est souvent inopérant (Beven *et al.*, 1984). Le délai peut être appliqué aux deux composantes de l'écoulement.

Beven (1986) introduit l'indice sol-topographique défini par $\ln(a/\tan\beta/K_0)$.

Les versions généralisées de TOPMODEL permettent de paramétrer la transmissivité comme une fonction décroissante de S3 :

$$K=K_0 \cdot \exp(-S_3/m) \quad (\text{Beven } et al., 1995; \text{Duan et Miller, 1997})$$

Le réservoir eau-souterraine peut-être décomposé en deux zones, l'une drainante, l'autre soumise à évapotranspiration (Hornberger *et al.*, 1985; Beven *et al.*, 1995). De cette dernière, on peut simuler de l'évapotranspiration E_a telle que :

$$E_a = E_p \cdot (1 - S_{RZ}/S_{RMAX})$$

où E_p est le reste d'ETP non consommée dans les réservoirs sus-jacents, S_{RZ} est le niveau dans ce compartiment du réservoir et S_{RMAX} est un paramètre.

Dans les versions récentes de TOPMODEL, le modèle est parfois représentés comme un modèle à trois paramètres (+ détermination de la distribution de l'indice topographique) (Franchini *et al.*, 1996). Dans le cas de cette étude, le dépassement de la capacité d'infiltration n'est jamais activé et jugé inopérant.

Voir article sur l'utilisation d'indice de similarité (Sivapalan *et al.*, 1987)

Articles de réflexion sur TOPMODEL (Beven, 1991; Beven, 1997; Kirkby, 1997)

Site Internet: <http://www.es.lancs.ac.uk/es/research/hfdg/TOPMODEL.html>

17. Références bibliographiques :

(la production de travaux liés à TOPMODEL étant foisonnante actuellement, la liste bibliographique présentée ici se veut nullement exhaustive)

Ambroise, B., Beven, K. et Freer, J. (1996a). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, **32**(7), 2135-2145.

Ambroise, B., Freer, J. et Beven, K. (1996b). Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. *Water Resources Research*, **32**(7), 2147-2159.

Aronica, G., Hankin, B. et Beven, K. (1998). Uncertainty and equifinality in calibrating distributed roughness coefficients in a flood propagation model with limited data. *Advances in Water Resources*, **22**(4), 349-365.

Beven, K. (1986). Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics. In: *Hillslope Processes*, A. D. Abrahams (Ed.), 187-202.

Beven, K. (1991). Spatially distributed modeling: conceptual approach to runoff prediction. In: *Recent advances in the modeling of hydrologic systems*, D. S. Bowles et P. E. O'Connell (Ed.), Kluwer Academic Publishers, 373-387.

Beven, K.J. (1993). Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, **16**, 41-51.

Beven, K. (1997). TOPMODEL: a critique. *Hydrological Processes*, **11**(9), 1069-1085.

Beven, K. et Binley, A. (1992). The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, **6**(3), 279-298.

Beven, K., Lamb, R., Quinn, P., Romanovicz, R. et Freer, J. (1995). TOPMODEL. In: *Computer Models of Watershed Hydrology, Chapter 18*, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications, 627-668.

- Beven, K. et Wood, E.F. (1983).** Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, **65**, 139-158.
- 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.
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schofield, N. et Tagg, A.F. (1984).** Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, **69**, 119-143.
- Cameron, D.S., Beven, K.J., Tawn, J., Blazkova, S. et Naden, P. (1999).** Flood frequency estimation by continuous simulation for a gauged upland catchment (with uncertainty). *Journal of Hydrology*, **219**, 169-187.
- Dietterick, B.C., Lynch, J.A. et Corbett, E.S. (1999).** A calibration procedure using TOPMODEL to determine suitability for evaluating potential climate change effects on water yield. *Journal of the American Water Resources Association*, **35**(2), 457-468.
- Donnelly-Makowecki, L.M. et Moore, R.D. (1999).** Hierarchical testing of three rainfall-runoff models in small forested catchments. *Journal of Hydrology*, **219**(3/4), 136-152.
- Duan, J. et Miller, N.L. (1997).** A generalized power function for the subsurface transmissivity profile in TOPMODEL. *Water Resources Research*, **33**(11), 2559-2562.
- Durand, P., Robson, A. et Neal, C. (1992).** Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lozère, France) using TOPMODEL: initial results. *Journal of Hydrology*, **139**, 1-14.
- Franchini, M. et Pacciani, M. (1991).** Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, **122**, 161-219.
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C. et Todini, E. (1996).** Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, **175**, 293-338.
- Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J. et Leibundgut, C. (1999).** Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, **13**(11), 1603-1620.
- Hornberger, G.M., Beven, K.J., Cosby, B.J. et Sappington, D.E. (1985).** Shenandoah watershed study: calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research*, **21**(12), 1841-1850.
- Iorgulescu, I. et Jordan, J.P. (1994).** Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, **159**, 255-273.
- Kirkby, M.J. (1997).** TOPMODEL: a personal view. *Hydrological Processes*, **11**(9), 1087-1097.
- Lamb, R., Beven, K. et Myrabø, S. (1997).** Discharge and water table predictions using a generalized TOPMODEL formulation. *Hydrological Processes*, **11**(9), 1145-1167.
- Lamb, R., Beven, K. et Myrabø, S. (1998).** Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. *Advances in Water Resources*, **22**(4), 305-317.
- Quinn, P., Beven, K., Chevalier, P. et Planchon, O. (1991).** The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, **5**, 59-79.
- Quinn, P., Gallart, F., Llatron, J. et Rusell, K. (1998).** Nesting localized patch models and data within catchment models and data. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwater. Proceedings of the HeadWater'98 Conference at Merano, Italy, IAHS Publication n° 248*, 275-281.
- Saulnier, G.M., Beven, K. et Obled, C. (1997).** Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, **202**(1/4), 158-172.

- Scanlon, T.M., Raffensperger, J.P. et Hornberger, G.M. (2000).** Shallow subsurface storm flow in a forested headwater catchment: observations and modelling using a modified TOPMODEL. *Water Resources Research*, **36**(9), 2575-2586.
- Sivapalan, M., Beven, K. et Wood, E.F. (1987).** On hydrologic similarity. 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*, **23**(12), 2266-2278.
- 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.
- Yang, D., Herath, S. et Musiak, K. (2000).** Comparison of different distributed hydrological models for characterization of catchment spatial variability. *Hydrological Processes*, **14**(3), 403-416.
- (+ numéro spécial TOPMODEL de Hydrological Processes, 11(9), 1997)

18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: TOPM

On retient une version à sept paramètres où la distribution de l'indice topographique est approximée par une fonction logistique dépendant de deux paramètres (dont m) (on ne dispose en effet pas d'informations sur les distributions des indices topographiques des bassins testés et le modèle paraît de plus en plus sensible à cette distribution). On supprime le réservoir d'infiltration jugé souvent inopérant. On suppose que le ruissellement est déterminé seulement par écoulement sur les zones contributives variables, sans activer de processus hortonien, comme dans Franchini *et al.* (1996). On impose un même délai sur les deux composantes de l'écoulement, à la sortie des réservoirs. Le routage du ruissellement de surface est effectué par un réservoir de vidange quadratique. L'évapotranspiration agit à un taux potentiel sur le réservoir d'interception et à un taux réel sur le réservoir souterrain commandé par le taux de déficit à saturation de ce réservoir.

Paramètre X1 : Capacité du réservoir de routage quadratique

Paramètre X2 : Paramètre de vidange exponentielle

Paramètre X3 : Capacité du réservoir d'interception (pouvant éventuellement être fixée)

Paramètre X4 : Délai

Paramètre X5 : Paramètre m

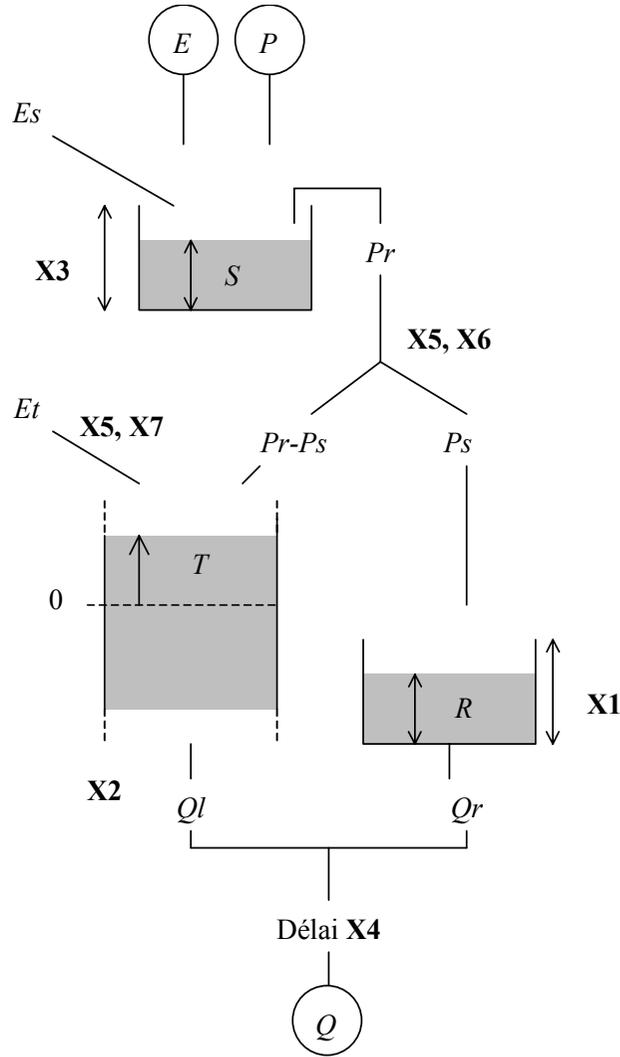
Paramètre X6 : Paramètre de l'indice topographique

Paramètre X7 : Paramètre d'ETP

Dans le chapitre 3, la version à six paramètres utilisée correspond à la version précédente dans laquelle on a fixé la capacité du réservoir de production à 3 mm.

Une version à 8 paramètres, dans laquelle le huitième paramètre remplace le paramètre X5 dans la fonction d'évaporation, donne des résultats quasiment équivalents à ceux de la version retenue ici.

Structure TOPM



$$S = S + P$$

$$Es = \min(S, E)$$

$$S = S - Es$$

$$E' = E - Es$$

$$Pr = \max(0, S - X3)$$

$$S = S - Pr$$

$$Ps = \frac{Pr}{1 + \exp(X6 - T/X5)}$$

$$T = T + Pr - Ps$$

$$Es = \frac{E'}{1 + \exp(X7 - T/X5)}$$

$$T = T + Es$$

$$R = R + Ps$$

$$Qr = \frac{R^2}{R + X1}$$

$$R = R - Qr$$

$$Qt = X2 \cdot \exp\left(\frac{T}{X2}\right)$$

$$T = T - Qt$$

$$Q = Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de X4 pas de temps)

Fiche analytique n°34

1. Nom du modèle: Wageningen

2. Auteurs – Première publication : Warmerdam *et al.* (1997)

3. Institut – Pays : Wageningen Agricultural University,
Wageningen, Pays-Bas

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

5. Description du modèle :

- Réservoir sol :

Le réservoir sol, de niveau SM_i , reçoit la pluie brute P_i .

Dans le cas où $SM_i > SMSS$, Les remontées capillaires CAP sont nulles et les percolations PEF sont déterminées par :

$$\begin{aligned} PEF_i &= RESM \cdot (SM_i / SAT) \cdot (SM_i - SMSS) \\ CAP_i &= 0 \end{aligned}$$

où $RESM$ est une constante de vidange, $SMSS$ le seuil de vidange des percolations et SAT la capacité maximale du réservoir.

Dans le cas où $SM_i < SMSS$, les percolations sont nulles et les remontées capillaires sont déterminées par :

$$\begin{aligned} CAP_i &= FOS \cdot (SMSS - SM_i) \cdot GSTOR_i \\ PEF_i &= 0 \end{aligned}$$

où FOS est un paramètre de recharge et $GSTOR_i$ représente le stockage du réservoir eau-souterraine.

Le niveau du réservoir est ensuite actualisé par :

$$SM_i = SM_{i-1} - ET_i$$

où ET_i est l'évapotranspiration réelle. Dans le cas où l'évapotranspiration potentielle est utilisée, une fonction cosinus permet de diminuer l'évapotranspiration potentielle pour $SM_i < SMSS$:

$$\begin{aligned} \text{si } SM_i > SMSS, ET &= ETP \\ \text{si } SM_i < SMSS, ET &= ETP \cdot \cos[\pi/2 \cdot (SMSS - SM_i)/SMSS] \end{aligned}$$

- Séparation des écoulements :

La pluie efficace PEF_i est divisée en deux composantes par le diviseur DIV , une composante rapide (DIV) et une composante lente ($1 - DIV$). DIV dépend linéairement du stockage du réservoir eau souterraine $GSTOR_i$ par l'intermédiaire du paramètre CR :

$$DIV = \min(1, GSTOR_i/CR)$$

- Routage de l'écoulement rapide :

La composante rapide de l'écoulement est routée grâce à un modèle d'onde diffusante (équation d'advection dispersion). Une solution de l'hydrogramme unitaire instantané correspondant est donnée par :

$$q(x, t) = \frac{x}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot D \cdot t^3}} \cdot \exp\left[-\frac{(x - C \cdot t)^2}{4 \cdot D \cdot t}\right]$$

où x est la distance entre le point d'entrée et la section en travers considérée, et D et C (supposés constants) sont les coefficients de d'advection et de dispersion.

En posant :

$$E = \frac{x}{2\sqrt{D}} \quad \text{et} \quad F = \frac{C}{2\sqrt{D}}$$

on a alors :

$$q(x, t) = u(0, t) = \frac{E}{\sqrt{\pi \cdot t^3}} \cdot \exp\left[-\frac{(E - F \cdot t)^2}{t}\right]$$

Cet hydrogramme unitaire peut être intégré pour calculer les composantes de l'écoulement à chaque pas de temps. E et F sont deux paramètres à optimiser.

- Routage de l'écoulement lent :

La composante lente de l'écoulement est routée par l'intermédiaire d'un modèle d'écoulement souterrain (modèle j). Sous sa forme intégrée, la réponse DUJ à l'impulsion de pluie au pas de temps i est donnée par :

pour $i = 1$ (premier pas de temps) :

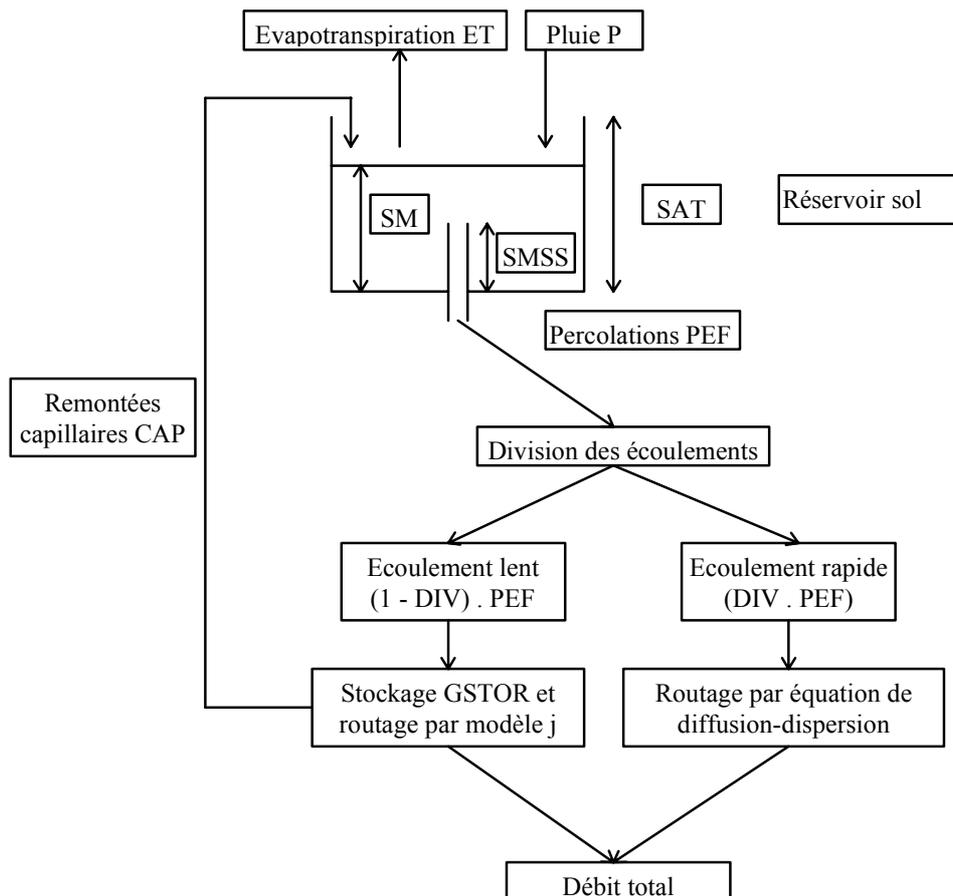
$$DUJ(1) = 1 - \frac{1}{12} \cdot \pi^2 \cdot j + j \cdot \frac{8}{\pi^2} \cdot \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{1}{n^4} \cdot \exp\left(-\frac{n^2}{j}\right)$$

pour $i \geq 2$:

$$DUJ(i) = j \cdot \frac{8}{\pi^2} \left\{ \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{1}{n^4} \cdot \left[1 - \exp\left(-\frac{n^2}{j}\right) \right] \cdot \exp\left(-\frac{n^2 \cdot (i-2)}{j}\right) \right\}$$

j est un paramètre à optimiser.

6. Schéma structurel :



7. Paramètres :

Huit paramètres optimisés:

- E, F : paramètres de routage de la composante rapide
- j : paramètre de routage de la composante lente
- CR : coefficient de division des écoulements

- FOS : paramètre de remontées capillaires
- SMSS : seuil de vidange des percolations
- SAT : capacité maximale du réservoir sol
- RESM : constante de vidange du réservoir sol

8. Technique d'optimisation des paramètres :

- Algorithme de Gauss-Maquardt

9. Module neige :

-

10. Données :

En entrée, données de pluie et de température (chroniques de débit nécessaires pour le calage)

11. Pas de temps :

Journalier

12. Tests du modèle et applications :

13. Analyse de sensibilité :

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

-

16. Commentaires :

17. Références bibliographiques :

Warmerdam, P.M.M., Kole, J. et Chormanski, J. (1997). Modelling rainfall-runoff processes in the Hupselse Beek research basin. *Ecohydrological processes in small basins, Proceedings of the Strasbourg Conference (24-26 September 1996), IHP-V, Technical Documents in Hydrology n°14, UNESCO, Paris*, 155-160.

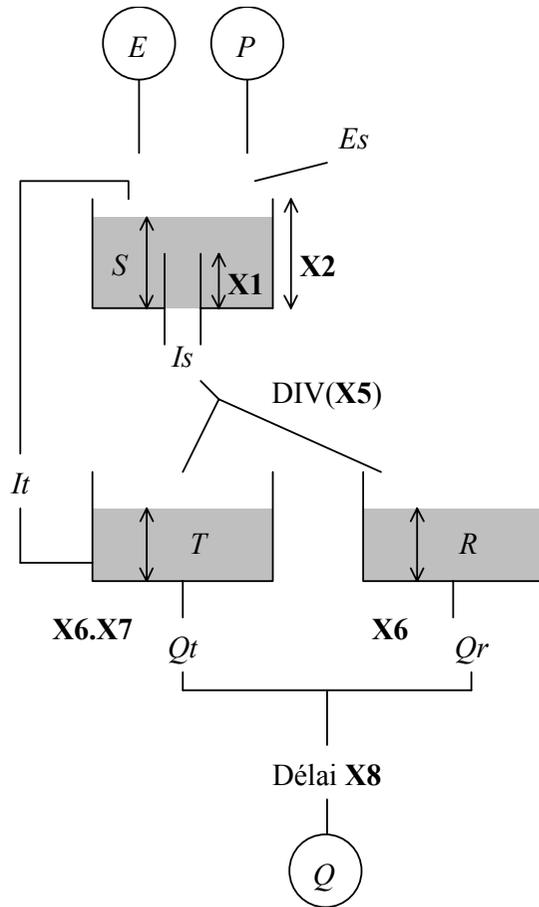
18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé : WAGE

On retient une version à 8 paramètres. On rajoute un délai en entrée sur les pluies.

- Paramètre X1 : seuil de vidange des percolations
- Paramètre X2 : capacité maximale du réservoir sol
- Paramètre X3 : constante de vidange des infiltrations
- Paramètre X4 : paramètre des remontées capillaires
- Paramètre X5 : paramètre de dissociation des écoulements
- Paramètre X6 : constante de vidange de l'écoulement rapide
- Paramètre X7 : constante de vidange de l'écoulement lent
- Paramètre X8 : délai

Structure WAGE



$$S = S + P$$

$$\text{si } S \geq X1, Is = \frac{S}{X2} \cdot \frac{S - X1}{X3}$$

$$It = 0$$

$$\text{si } S < X1, Is = 0$$

$$It = \frac{T}{X4} \cdot (X1 - S)$$

$$S = S + It - Is$$

$$\text{si } S \geq X1, Es = E$$

$$\text{sinon } Es = E \cdot \cos\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{X1 - S}{X1}\right)$$

$$S = \max(0, S - Es)$$

$$DIV = \min\left(1, \frac{T}{X5}\right)$$

$$T = T + (1 - DIV) \cdot Is$$

$$R = R + DIV \cdot Is$$

$$Qr = \frac{R}{X6}$$

$$R = R - Qr$$

$$Qt = \frac{T}{X6 \cdot X7}$$

$$T = T - Qt$$

$$Q = Qr + Qt$$

(avec translation dans le temps de $X8$ pas de temps)

Fiche analytique n°35

1. Nom du modèle : XINANJIANG

2. Auteurs – Première publication : Zhao *et al.* (1980)

3. Institut - Pays : Ho-hai University,
Nanjing, Chine

4. Buts de modélisation et domaines d'application :

Prévision des apports au réservoir Xinanjiang

Prévision de crues sur les grands bassins versants humides de Chine, où le taux d'infiltration est élevé, le ruissellement de surface faible et les débits hypodermiques et souterrains élevés (produisant des hydrogrammes relativement plat).

5. Description de la structure originale :

(description par Zhao et Liu, 1995)

- Evapotranspiration :

L'évapotranspiration PE est tout d'abord ajustée par un coefficient K pour donner ETP. L'évapotranspiration agit sur les trois couches du réservoir sol. Elle agit sur la couche supérieure WU à un régime potentiel. Le restant éventuel d'évapotranspiration agit sur la deuxième couche WL à un taux fonction du niveau dans cette couche :

$$EL = ETP' \cdot WL/LM$$

où ETP' est le restant d'ETP, EL est l'évapotranspiration réelle agissant sur la couche, WL est le niveau et LM la capacité maximale de la couche. Lorsque WL/LM est réduit à une proportion C, l'évapotranspiration agit alors sur la couche inférieur de sol à un taux constant :

$$ED = C \cdot ETP'$$

- Distribution de capacité de rétention :

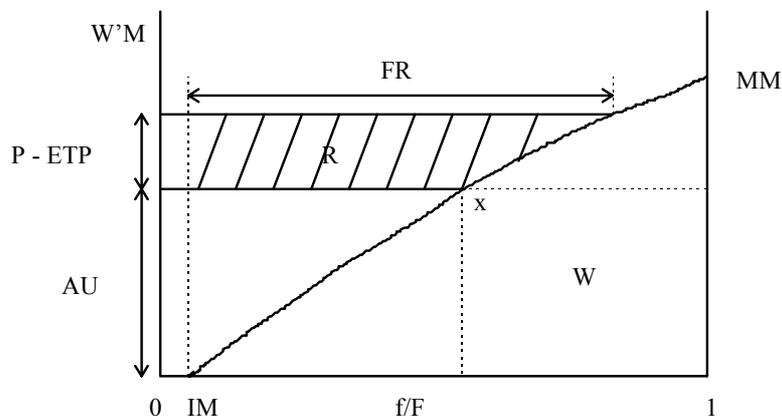
On introduit une distribution de capacité de rétention :

$$1 - f/F = (1 - W'M/MM)^B \cdot (1 - IM)$$

où f/F représente la portion du bassin dont la capacité de rétention est inférieure ou égale à la tension W'M, W'M variant de zéro jusqu'à une valeur maximum MM. MM et B sont des paramètres. La capacité moyenne réelle de rétention WM peut être utilisée comme paramètre à la place de MM grâce à la relation :

$$MM = WM \cdot (1 + B)/(1 - IM)$$

L'état du bassin à un instant donné est supposé être représenté par un point x de la courbe. L'aire à droite et en dessous de ce point x est proportionnelle au stockage d'eau moyen W dans le bassin



- Production des débits :

Lorsque la pluie excède l'évapotranspiration, le point x se déplace sur la courbe et le débit R généré est proportionnel à l'aire hachurée :

si $AU + (P - ETP) < MM$

$$\text{alors } R = P - ETP - WM + W + WM \cdot (1 - (P - ETP + AU)/MM)^{(1+B)}$$

sinon $R = P - ETP - WM + W$

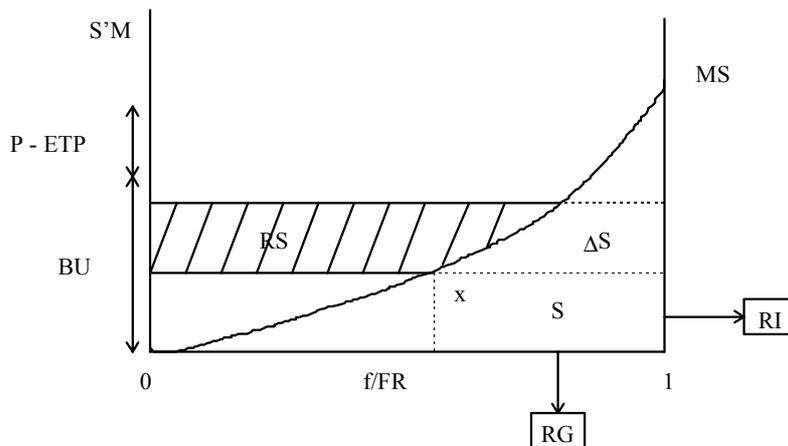
Lorsque l'évaporation est supérieure à la pluie, le point x descend sur la courbe pour donner à W sa valeur appropriée.

- Distribution de la capacité en eau libre :

La capacité en eau libre est répartie de manière non-uniforme. La distribution de la capacité de stockage $S'M$ est supposée distribuée entre zéro et un maximum MS de façon parabolique :

$$(1 - f/FR) = (1 - S'M/MS)^{EX}$$

où EX est un exposant. f/FR représente la portion du bassin telle que la capacité de stockage en eau libre est inférieure ou égale à $S'M$.



La capacité de stockage moyenne est :

$$SM = MS / (1 + EX)$$

L'eau libre équivalente S sur la zone contributive est déterminée par :

$$1 - S/SM = (1 - BU/MS)^{(1+EX)}$$

- Séparation des écoulements :

Le débit de surface RS produit par la zone contributive FR est déterminé par :

si $BU + P - ETP < MS$,

$$\text{alors } RS = (P - ETP - SM + S + SM \cdot (1 - (P - ETP + BU)/MS)^{(1+EX)}) \cdot FR$$

sinon $RS = (P - ETP + S - SM) \cdot FR$

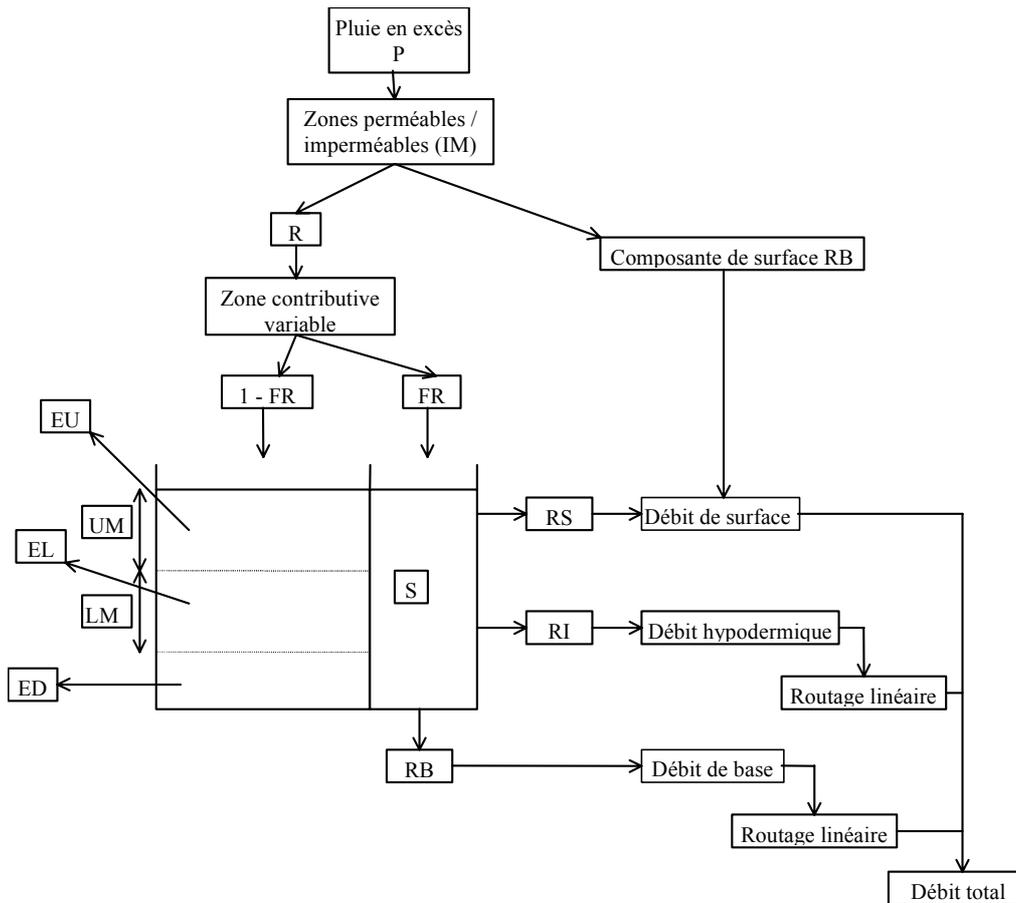
Le restant ΔS qui s'ajoute à S contribue à alimenter l'écoulement hypodermique par RI et l'écoulement de base par RG :

$$RI = KI \cdot S \cdot FR$$

$$RG = KG \cdot S \cdot FR$$

- Routage :

Le débit hypodermique et le débit de base sont routés par des réservoirs linéaires de constantes CI et CG .

6. Schéma structurel :**7. Paramètres :**

13 paramètres optimisables

- K, UM, LM, C : paramètres d'évapotranspiration
- WM, B, IM : paramètres de production de l'écoulement
- SM, EX, KG, KI : paramètres de séparation des écoulements
- CG, CI : paramètres de routage

8. Technique d'optimisation des paramètres :

Manuelle hiérarchisée

9. Module neige :

-

10. Données :

En entrée, données de pluie et d'ETP (chronique de débit pour le calage des paramètres)

11. Pas de temps :

Le modèle a été développé initialement pour un fonctionnement au pas de temps horaire ou journalier

12. Test du modèle et applications :

Applications notamment en Chine mentionnées par Zhao (1992) pour la prévision

13. Analyse de sensibilité :

Bonne sensibilité sur seulement six des paramètres (Zhao, 1992)

14. Régionalisation :

15. Comparaisons avec d'autres modèles :

- Franchini et Pacciani (1991) : Comparaison avec les modèles Stanford, Sacramento, Tank, Apic, SSARR et ARNO
- Zhang et Lindström (1996) : Comparaison avec le modèle HBV
- Gan et Biftu (1996) : Comparaison avec modèles Sacramento, SMAR, NAM
- Gan *et al.* (1997) : Comparaison avec les modèles de Pitman, Sacramento, NAM et SMAR.

16. Commentaires :

Utilisation en semi-distribué avec concentration des écoulements par une méthode Muskingum
Méthode de concentration des écoulements proposée par Zhao (1993)
Modèle surtout sensible aux paramètres K, SM, KG, KI et CG

Jayawardena et Zhou (2000) ont proposé des modifications de la fonction de rendement

17. Références bibliographiques:

- Franchini, M. et Pacciani, M. (1991).** Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, **122**, 161-219.
- Gan, T.Y. et Biftu, G.F. (1996).** Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research*, **32**(12), 3513-3524.
- Gan, T.Y., Dlamini, E.M. et Biftu, G.F. (1997).** Effects of model complexity and structure, data quality and objective function on hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, **192**, 81-103.
- Jayawardena, A.W. et Zhou, M.C. (2000).** A modified spatial soil moisture storage capacity distribution curve for the Xinanjiang model. *Journal of Hydrology*, **227**, 93-113.
- Zhang, X. et Lindström, G. (1996).** A comparative study of a Swedish and a Chinese hydrological model. *Water Resources Bulletin*, **32**(5), 985-994.
- Zhao, R.J. (1992).** The Xinanjiang model applied in China. *Journal of hydrology*, **135**, 371-381.
- Zhao, R.J. (1993).** A non-linear system model for basin concentration. *Journal of Hydrology*, **142**, 477-482.
- Zhao, R.J. et Liu, X.R. (1995).** The Xinanjiang model. In: *Computer models of Watershed Hydrology, Chapter 7, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications*, 215-232.
- Zhao, R.J., Zuang, Y.L., Fang, L.R., Liu, X.R. et Zhang, Q.S. (1980).** The Xinanjiang model. *IAHS Publication n° 129*, 351-356.

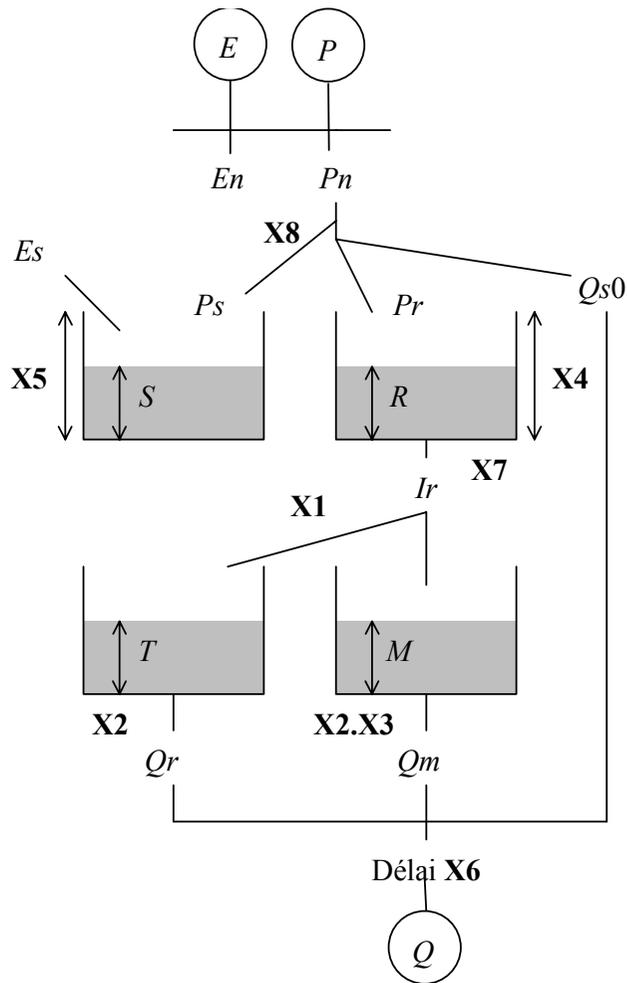
18. Description et schéma de la version retenue :

Symbole utilisé: XINA

On teste une version à 8 paramètres. On considère la fraction imperméable du bassin comme nulle. On fixe le paramètre B à 0,25

- Paramètre X1 : Coefficient de partage des écoulements
- Paramètre X2 : coefficient de vidange du réservoir de la composante rapide
- Paramètre X3 : coefficient de vidange du réservoir de la composante lente
- Paramètre X4 : capacité du réservoir eau sol
- Paramètre X5 : capacité du réservoir sol
- Paramètre X6 : délai
- Paramètre X7 : coefficient de vidange du réservoir eau liée
- Paramètre X8 : exposant du réservoir eau libre (paramètre EX)

Structure XINA



$$Pn = \max(0, P - E) \quad En = \max(0, E - P)$$

si $En \geq 0$,

$$\begin{aligned} \text{si } S/X5 \geq 0,9, & \quad Es = \min(S, En) \\ \text{si } 0,09 \leq S/X5 < 0,9, & \quad Es = \min(S, En.S / (0,9.X5)) \\ \text{si } S/X5 < 0,09, & \quad Es = \min(S, En.0,1) \end{aligned}$$

$$S = S - Es$$

$$Qs0 = 0 \quad Ir = 0$$

si $Pn > 0$,

$$Fs = [\max(0, 1 - S / X5)]^{\frac{1}{1+XF1}} - \frac{Pn}{(1 + XF1). X5}$$

$$Fs = [\max(Fs, 0)]^{1+XF1}$$

$$Ps = \max(0, X5 - S - Fs.X5)$$

$$S = \min(X5, S + Ps) \quad Pr = \max(0, Pn - Ps)$$

$$Fr = [\max(0, 1 - R / X4)]^{\frac{1}{1+X8}} - \frac{Pr}{(1 + X8). X4}$$

$$Fr = [\max(Fr, 0)]^{1+X8}$$

$$Pr2 = \max(0, X4 - R - Fr.X4)$$

$$R = \min(X4, R + Pr2) \quad Qs0 = \max(0, Pr - Pr2)$$

$$Ir = R / X7$$

$$R = R - Ir$$

$$T = T + Ir.X1$$

$$Qt = T / X2 \quad T = T - Qt$$

$$M = M + Ir.(1 - X1)$$

$$Qm = M / X2.X3 \quad M = M - Qm$$

$$Q = Qs0 + Qm + Qt$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

(avec $XF1 = 1/4$)

Annexe 2

Annexe 2.1

Présentation des bassins versants en France

Le Tableau 1 présente la liste des stations hydrométriques en France, avec pour chaque bassin, la superficie, l'ETP annuelle moyenne, la pluie annuelle moyenne et le débit annuel moyen. Ces trois moyennes ont été calculées à partir des chroniques disponibles dans le cadre de notre étude. Nous reportons également dans le Tableau 1 les utilisations antérieures récentes des bassins étudiés ici. Andréassian (2001, thèse en cours) fournit un descriptif très détaillé des bassins sur lesquels a porté son étude.

N°	Bassin	Cours d'eau	Code station	Nom station	Superficie (km²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)	Utilisation
1	Rhin-Meuse	Doller	A1202020	Sewen Lerchenmatt (aval)	8,9	636	2299	1619	A
2	Rhin-Meuse	Wagenstahlbach	A1204410	Sewen Lerchenmatt	3,3	636	2220	1406	A
3	Rhin-Meuse	Bourbach	A1226910	Bourbach-le-Bas	13,0	636	1223	759	A
4	Rhin-Meuse	Murbach	A1515810	Buhl	7,6	718	1347	582	A
5	Rhin-Meuse	Bruche	A2702010	Saint Blaise	39,0	703	1531	842	A
6	Rhin-Meuse	Chergoutte	A2713710	Belmont	3,3	703	1203	926	A
7	Rhin-Meuse	Moselle	A4020610	Fresse-sur-Moselle	69,0	703	1858	1417	D
8	Rhin-Meuse	Moselotte	A4152010	Zainvilliers	183,0	703	1617	1294	A
9	Rhin-Meuse	Cleurie	A4173010	Cleurie	66,0	703	1465	1003	A
10	Rhin-Meuse	Moselle	A4200630	Noir Gueux	621,0	669	1601	1112	C
11	Rhin-Meuse	Moselle	A4250640	Epinal	1219,0	703	1447	963	A-C
12	Rhin-Meuse	Vologne	A4362010	Jarmenil	369,0	703	1294	722	A-C
13	Rhin-Meuse	Durbion	A4442010	Vaxoncourt	144,0	643	952	338	A
14	Rhin-Meuse	Avière	A4632010	Frizon-Basse	104,0	636	904	336	A
15	Rhin-Meuse	Madon	A5251010	Mirecourt	383,0	651	939	416	A
16	Rhin-Meuse	Brenon	A5422010	Autrey-sur-Madon	142,0	651	754	244	A
17	Rhin-Meuse	Moselle	A5730610	Toul	3340,0	663	1145	551	A
18	Rhin-Meuse	Terrouin	A5842010	Villey-Saint-Etienne	169,0	651	613	104	A
19	Rhin-Meuse	Meurthe	A6271010	Damelevières	2288,0	669	1023	399	A
20	Rhin-Meuse	Vezouze	A6561110	Lunéville	559,0	703	787	289	A
21	Rhin-Meuse	Mortagne	A6621210	Sainte-Hélène	98,0	703	864	423	D
22	Rhin-Meuse	Meurthe	A6941010	Malzeville	2914,0	677	1023	356	A
23	Rhin-Meuse	Moselle	A7010610	Custines	6830,0	663	1062	501	D
24	Rhin-Meuse	Seille	A7581010	Vic-sur-Seille	371,0	677	634	140	D
25	Rhin-Meuse	Seille	A7821010	Nomeny	923,0	677	714	195	A
26	Rhin-Meuse	Moselle	A7930610	Hauconcourt	9387,0	663	934	376	A
27	Rhin-Meuse	Canner	A8712010	Bettelainville	30,0	654	751	234	A
28	Rhin-Meuse	Ru de Montenach	A8853010	Sierck-les-Bains	47,0	654	862	295	A
29	Rhin-Meuse	Sarre Blanche	A9001050	Laneuveville	64,0	703	949	629	C
30	Rhin-Meuse	Sarre Rouge	A9013050	Vasperviller	90,0	703	1131	543	C
31	Rhin-Meuse	Sarre	A9021050	Hermelange	193,0	703	1083	363	C
32	Artois-Picardie	Solre	D0206010	Ferrière-la-Grande	115,0	670	898	394	A
33	Artois-Picardie	Aa	E4035710	Wizernes	392,0	649	969	402	A
34	Artois-Picardie	Yser	E4905710	Engelshof	236,0	657	731	217	A
35	Seine-Normandie	Seine	H0100020	Plaines Saint Langes	704,0	695	905	509	C
36	Seine-Normandie	Laignes	H0203010	Chaumes-les-Baigneux	87,3	674	1011	145	A
37	Seine-Normandie	Laignes	H0203020	Molesmes	614,0	705	843	179	A-C
38	Seine-Normandie	Seine	H0210010	Polisy	1450,0	695	860	328	C
39	Seine-Normandie	Ource	H0321030	Autricourt	548,0	705	888	396	A
40	Seine-Normandie	Ource	H0321040	Celle sur Ource	730,0	705	904	397	C
41	Seine-Normandie	Seine	H0400010	Bar sur Seine	2340,0	695	904	362	C
42	Seine-Normandie	Aube	H1051020	Outre-Aube	657,0	674	950	381	C
43	Seine-Normandie	Auion	H1122010	Rennepont	481,0	674	956	446	C
44	Seine-Normandie	Aube	H1231010	Blaincourt	1640,0	674	931	395	C
45	Seine-Normandie	Traconne	H1932010	Moulin de l'Etang	112,0	707	725	185	D
46	Seine-Normandie	Serein	H2342010	Chablis	1120,0	706	915	264	D
47	Seine-Normandie	Yonne	H2721010	Courton	10700,0	706	881	359	D
48	Seine-Normandie	Ouanne	H3102010	Toucy	160,0	746	761	190	A
49	Seine-Normandie	Loing	H3201010	Chalette sur Loing	2300,0	756	761	183	D
50	Seine-Normandie	Fusain	H3522010	Courtempierre	375,0	766	721	139	D
51	Seine-Normandie	Lunain	H3613010	Paley	163,0	737	695	101	D
52	Seine-Normandie	Lunain	H3613020	Episy	252,0	737	693	71	D
53	Seine-Normandie	Loing	H3621010	Episy	3900,0	750	723	161	D
54	Seine-Normandie	Orvanne	H3623010	Blennes	108,0	756	733	109	D
55	Seine-Normandie	Ru d'Ancoeur	H3923010	Blandy	181,0	703	720	93	A
56	Seine-Normandie	Orge	H4232040	Le Breuil	632,0	718	633	112	C
57	Seine-Normandie	Yvette	H4243010	Villebon	224,0	718	615	195	C
58	Seine-Normandie	Orge	H4252010	Morsang sur Orge	922,0	718	634	118	C
59	Seine-Normandie	Yerres	H4322010	Courtomer	427,0	703	720	118	D
60	Seine-Normandie	Yerres	H4332020	Pont Massat	889,0	703	759	198	D
61	Seine-Normandie	Reveillon	H4333410	La Jonchère	55,4	703	757	210	A
62	Seine-Normandie	Rognon	H5062010	Saucourt sur Rognon	614,0	697	1081	539	D
63	Seine-Normandie	Saulx	H5102010	Pancey	40,0	697	1070	517	A
64	Seine-Normandie	Saulx	H5102020	Couvonges	475,0	697	1052	526	D
65	Seine-Normandie	Ornain	H5122310	Fains-les-Sources	820,0	697	1044	435	D
66	Seine-Normandie	Ru de Malval	H5123210	Nançois-sur-Ornain	31,6	697	902	536	A
67	Seine-Normandie	Chee	H5142610	Villette-Devant-Louppy	113,0	697	1002	481	A
68	Seine-Normandie	Viere	H5153010	Val de Viere	166,0	697	895	294	D
69	Seine-Normandie	Saulx	H5172010	Vitry-en-Perthois	2100,0	697	998	426	D
70	Seine-Normandie	Bruxenelle	H5173110	Brusson	136,0	697	946	275	A

Tableau 1: Liste des stations hydrométriques françaises (code utilisation: A=Edijatno *et al.*, 1999; B=Baudez *et al.*, 1999 et Loumagne *et al.*, 1999; C=Andréassian, 2001; D=Autre)

Annexe 2.1. Présentation des bassins versants en France

N°	Bassin	Cours d'eau	Code station	Nom station	Superficie (km²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)	Utilisation
71	Seine-Normandie	Soude	H5213310	Soudron	105,0	682	729	193	A
72	Seine-Normandie	Surmelin	H5302010	Saint Eugène	454,0	712	817	225	D
73	Seine-Normandie	Petit Morin	H5412010	Montmirail	354,0	737	773	208	A
74	Seine-Normandie	Petit Morin	H5412020	Jouarre	605,0	737	760	186	D
75	Seine-Normandie	Ourcq	H5522010	Chouy	345,0	712	692	203	D
76	Seine-Normandie	Théroutanne	H5613020	Gué-à-Tresmes	167,0	737	717	122	A
77	Seine-Normandie	Orgeval	H5723010	Theil	104,0	737	773	272	A
78	Seine-Normandie	Le Fossé Rognon	H5723210	Mélarchez	7,1	737	767	255	D
79	Seine-Normandie	Grand Morin	H5752020	Montry	1190,0	737	785	267	A
80	Seine-Normandie	Beuvronne	H5813010	Compans	97,6	737	766	164	A
81	Seine-Normandie	Ru de la Gondoire	H5833010	Deuil	19,6	703	776	201	D
82	Seine-Normandie	Seine	H5920010	Paris (Pont d'Austerlitz)	43800,0	730	841	251	D
83	Seine-Normandie	Oise	H7021010	Hirson	315,0	682	1028	580	A
84	Seine-Normandie	Epte	H8012010	Gournay-en-Bray	246,0	656	869	280	A
85	Seine-Normandie	Coiron	H9033310	Mainvilliers	45,3	717	697	26	A
86	Seine-Normandie	Ilton	H9402010	Manthelon	414,0	689	695	76	A
87	Seine-Normandie	Austrerberthe	H9923010	Duclair	208,0	633	900	273	A
88	Seine-Normandie	Granchain	I0129910	Granchain	11,6	689	882	43	A
89	Seine-Normandie	Sienna	I7001010	La Guermaderie	19,2	693	1247	762	A
90	Seine-Normandie	Thar	I7913610	Lezeaux	72,0	734	847	476	A
91	Loire-Bretagne	Nancon	J0014010	Lecousse	67,0	728	862	346	A
92	Loire-Bretagne	Lovsance	J0144010	Moulin Neuf St-Ouen-la-Rouerie	82,0	731	887	326	D
93	Loire-Bretagne	Leguer	J2233010	Belle-Isle-en-Terre	260,0	685	951	596	A
94	Loire-Bretagne	Queffleuth	J2614010	Lesquifou-Plourin-les-Morlaix	88,0	673	1026	510	A
95	Loire-Bretagne	Aber Wrac'h Ouest	J3205710	Kernevez-Le Drennec	24,0	673	1175	623	A
96	Loire-Bretagne	Elorn	J3403020	Commana	9,7	673	1295	907	C
97	Loire-Bretagne	Aulne	J3601810	Le Goasc-en-Scrignac	117,0	673	1201	611	A
98	Loire-Bretagne	Douffine	J3834010	Kerbiant-en-Saint-Segal	138,0	673	1235	750	A
99	Loire-Bretagne	Goven	J4014010	Kermaria-en-Pont-Croix	89,0	673	1122	501	A
100	Loire-Bretagne	Jet	J4224010	Erque Gaberic	108,0	706	1259	671	A
101	Loire-Bretagne	Moros	J4514010	Concarneau	20,0	752	1101	489	A
102	Loire-Bretagne	Ster-Goz	J4614010	Stang Trebalay Bannalec	70,0	752	1241	682	A
103	Loire-Bretagne	Aven	J4623010	Pont Aven (Bois d'Amour)	184,0	706	1231	669	A
104	Loire-Bretagne	Evel	J5613010	Guénin	316,0	752	805	334	A
105	Loire-Bretagne	Coët-Organ	J5704810	Kerdec-en-Quistinic	48,0	752	956	445	D
106	Loire-Bretagne	Rohan inférieur	J6407120	Menimur-en-Vannes	22,0	749	1007	453	A
107	Loire-Bretagne	Vilaine	J7060620	Servon-sur-Vilaine	604,0	728	797	297	A
108	Loire-Bretagne	Vaunoise	J7373110	Villebrioux-Saint-Gilles	61,0	728	757	210	A
109	Loire-Bretagne	Ecotay	K0568310	Marlhes	5,2	759	964	637	B
110	Loire-Bretagne	Charnasson	K0724510	La Rivière	11,2	714	767	283	A-B
111	Loire-Bretagne	Lignon de Chamazel	K0733220	Chevelières	60,5	737	927	906	B
112	Loire-Bretagne	Vizezy	K0763310	la Guillanch	43,3	737	939	511	B
113	Loire-Bretagne	Rhodon	K1004510	Perreux	32,0	714	859	262	B
114	Loire-Bretagne	Teysonne	K1084010	La Noallerie	23,0	721	994	517	A-B
115	Loire-Bretagne	Termin	K1263110	Chamboux	16,4	727	1105	645	A
116	Loire-Bretagne	Arroux	K1321810	Tang-sur-Arroux (Pont du Tacot)	1798,0	718	916	460	D
117	Loire-Bretagne	Arroux	K1341810	Rigny	2277,0	718	912	420	C
118	Loire-Bretagne	Boubince	K1383010	Vitry en Charollais	819,0	718	958	337	C
119	Loire-Bretagne	Arroux	K1391810	Le Verdier	3166,0	718	925	403	C
120	Loire-Bretagne	Allier	K2010810	Rogleton	48,8	828	1285	1045	B
121	Loire-Bretagne	Langouyrou	K2064010	Langogne	65,0	759	1054	797	B
122	Loire-Bretagne	Clamouze	K2134010	Chastanier	50,5	759	949	463	B
123	Loire-Bretagne	Grandrieu	K2163110	Grandrieu	72,5	759	887	517	B
124	Loire-Bretagne	Chapeauroux	K2173010	Saint-Bonnet-de-Montauroux	398,0	828	983	562	B
125	Loire-Bretagne	Allier	K2210810	Monistrol d'Allier	988,0	828	1052	677	D
126	Loire-Bretagne	Cronce	K2316210	Aubazat	130,0	759	873	388	A
127	Loire-Bretagne	Allier	K2330810	Vieille Brioude	2269,0	828	930	458	D
128	Loire-Bretagne	Lidienne	K2365510	Couteuges	46,2	740	744	202	A-B
129	Loire-Bretagne	Lagnon	K2506010	Murat	20,7	765	1433	1163	B
130	Loire-Bretagne	Joron	K2714010	Beauregard l'Evêque	124,0	811	765	263	D
131	Loire-Bretagne	Dolore	K2834010	Moulin Neuf (Mayres)	70,0	737	1022	527	B
132	Loire-Bretagne	Fave	K2884010	Giroux (Augerolles)	72,0	737	1045	682	B
133	Loire-Bretagne	Couzon	K2944010	Salet (Coupières)	74,5	737	1086	478	B
134	Loire-Bretagne	Dore	K2951910	Peschadoires (Pont de Dore)	1280,0	737	1096	445	D
135	Loire-Bretagne	Source de chez Pierre	K3206010	Ceyssat	10,3	765	807	842	B
136	Loire-Bretagne	Sioule	K3292020	St-Priest-des-Champs (Fades-Be)	1300,0	721	819	497	D
137	Loire-Bretagne	Bouble	K3373010	Chareil-Cintrat	555,0	721	746	192	D
138	Loire-Bretagne	Boublon Lagees	K3374710	Fourilles	71,4	721	750	95	A
139	Loire-Bretagne	Sioule	K3382010	St-Pourcain-sur-Sioule	2458,0	721	820	384	D
140	Loire-Bretagne	Ramberge	K4856020	Poce-sur-Cisse	62,8	782	711	137	A
141	Loire-Bretagne	Vienne	L0010610	Servièrès	60,9	748	1394	980	A-B
142	Loire-Bretagne	Vienne	L0140610	Saint Priest	1156,0	748	1246	700	C
143	Loire-Bretagne	Leyrenne	L0244510	Murat	61,6	719	1074	489	A
144	Loire-Bretagne	Taurion	L0321510	Saint Priest	1030,0	748	1113	618	C
145	Loire-Bretagne	Vienne	L0400610	Peyrelevalde	2296,0	748	1179	661	C
146	Loire-Bretagne	Aurence	L0614010	Moulin Pinard	35,1	719	1029	508	B
147	Loire-Bretagne	Lande	L0615810	Couzeix	1,0	719	1041	115	B
148	Loire-Bretagne	Graulade	L5014110	Vilatte	18,5	719	1001	452	B
149	Loire-Bretagne	Couze	L5114010	Le Mazeaud	20,0	719	1084	709	A-B
150	Loire-Bretagne	Viette	L8114010	Pont de la Borde	33,0	717	957	405	A
151	Loire-Bretagne	Couasnon	L9203010	Pontigne	36,7	749	672	178	A
152	Loire-Bretagne	Taray	L9214510	Gruteau	27,7	749	619	106	A
153	Loire-Bretagne	Vallée de la Malorne	M1024810	Bouville	122,0	717	661	30	A
154	Loire-Bretagne	Couetron	M1214010	Glatigny	85,0	715	741	217	A
155	Loire-Bretagne	Grand Lav	N3001610	St Prouant Monsireigne	131,0	864	822	330	D
156	Adour-Garonne	Ruisseau des Gourds	O1576910	Limbrassac	5,8	900	818	247	A
157	Adour-Garonne	Leze	O1814040	Artigat	98,0	724	852	333	A
158	Adour-Garonne	Girou	O2304020	Scopont	107,6	974	764	198	A
159	Adour-Garonne	Gimone	O2703330	Boulogne-Lunax	40,5	818	951	550	A
160	Adour-Garonne	Lauze	O2725010	Faget-Abbatial	36,3	818	816	224	A

Tableau 1 (suite): Liste des stations hydrométriques françaises (code utilisation: A=Edijatno *et al.*, 1999; B=Baudez *et al.*, 1999 et Loumagne *et al.*, 1999; C=Andréassian, 2001; D=Autre)

Annexe 2.1. Présentation des bassins versants en France

N°	Bassin	Cours d'eau	Code station	Nom station	Superficie (km²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)	Utilisation
161	Adour-Garonne	Pest	O2825010	Cologne	19,7	818	883	136	A
162	Adour-Garonne	Marres	O2886210	Cordes-Tolosannes	1,3	818	711	134	B
163	Adour-Garonne	Goudech	O3006710	la Cèpede	10,0	828	1795	1806	B
164	Adour-Garonne	Tarn	O3011010	Fontchalettes	67,0	828	1790	1690	B
165	Adour-Garonne	Rieumalet	O3015520	Pont de Montvert	20,0	828	1510	1500	B
166	Adour-Garonne	Mirals	O3026210	Rhunes	11,7	828	1290	940	B
167	Adour-Garonne	Briançon	O3035210	Cocures 2	25,0	828	1030	775	B
168	Adour-Garonne	Breze	O3165010	Meyrueis	36,1	828	1431	882	A-B
169	Adour-Garonne	Dourbie	O3314010	Mazet	42,9	828	1664	1681	B
170	Adour-Garonne	Sorques	O3584610	Saint Afrique	332,0	898	1262	826	D
171	Adour-Garonne	Dourdou	O3594010	Bedos	658,0	898	995	636	D
172	Adour-Garonne	Agout	O4102510	Fraise	48,0	884	1400	1006	B
173	Adour-Garonne	Dadou	O4704030	Saint Jean de Jeanne	72,0	884	1262	702	A
174	Adour-Garonne	Vioulou	O5344010	Trebon-bas	57,0	837	1028	507	B
175	Adour-Garonne	Lambronne	O6475910	Lamontoie	6,8	765	767	154	A
176	Adour-Garonne	Esclancide	O7015810	Salces	31,0	828	900	557	B
177	Adour-Garonne	Lot	O7021530	Mende	250,0	828	975	576	C
178	Adour-Garonne	Bramont	O7035010	Les Fonts	116,0	828	1026	499	C
179	Adour-Garonne	Lot	O7041510	Bramonas	465,0	828	1034	574	C
180	Adour-Garonne	Colagne	O7054010	Ganivet	89,0	828	947	644	B
181	Adour-Garonne	Colagne	O7094010	Le Monastier	456,0	828	938	424	C
182	Adour-Garonne	Lot	O7101510	La Mothe	1164,0	828	989	457	C
183	Adour-Garonne	Boralde de Saint Chély	O7145220	Castelnau de Mandouilles	53,0	828	1120	934	A-B
184	Adour-Garonne	Boralde de Bonneval	O7155010	Bonneval	100,0	828	1182	916	A
185	Adour-Garonne	Caussane	O7175010	Cabrespine	41,0	828	1293	733	A
186	Adour-Garonne	Lot	O7191510	Entraygues	2180,0	768	1062	489	C
187	Adour-Garonne	Truyère	O7202510	Servelette	72,0	828	971	1114	B
188	Adour-Garonne	Limagnole	O7265010	Saint Alban	76,0	759	922	461	A
189	Adour-Garonne	Bes	O7404010	Marchastel	30,5	759	1084	686	B
190	Adour-Garonne	Ondes	O7625210	Les Ondes	37,0	768	1286	800	A-B
191	Adour-Garonne	Truyère	O7692510	Entraygues	3280,0	768	1049	610	C
192	Adour-Garonne	Lot	O7701510	Entraygues	5460,0	768	1043	608	C
193	Adour-Garonne	Cadanne	O9196210	Pondaurat	9,7	785	782	124	A
194	Adour-Garonne	Dordogne	P0010010	Saint-Sauves	87,0	719	1339	1396	B
195	Adour-Garonne	Burande	P0115010	la Tour d'Auvergne	20,4	765	1530	1505	B
196	Adour-Garonne	Burande	P0115020	Singles	80,0	719	1530	1159	B
197	Adour-Garonne	Rhue	P0212510	Egliseneuve d'Entraiques	39,0	769	1476	1285	A-B
198	Adour-Garonne	Sumène	P0804010	Chevranges	53,0	719	1289	935	B
199	Adour-Garonne	Sumène	P0874020	Pont de Vendes 1	284,0	719	1329	483	C
200	Adour-Garonne	Mars	P0885010	Pont de Vendes 2	117,0	719	1704	1091	C
201	Adour-Garonne	Sumène	P0894010	Pont de Vendes	401,0	719	1472	652	C
202	Adour-Garonne	Triouzoun	P0924010	Saint Angel	79,0	769	1242	773	A-B
203	Adour-Garonne	Luzège	P1114010	Pont de Maussac	82,3	769	1324	769	A-B
204	Adour-Garonne	Cère	P1712910	Comblat le Pont	88,0	748	1742	1623	B
205	Adour-Garonne	Vézère	P3001010	Maisonnial	52,0	769	1498	904	B
206	Adour-Garonne	Ars	P3015410	Ars	33,0	769	1498	1031	B
207	Adour-Garonne	Mayne	P3245010	St Cyr	49,0	748	1037	479	B
208	Adour-Garonne	Corrèze	P3322510	Pont de Lanour	54,0	769	1469	1191	A-B
209	Adour-Garonne	Corrèze	P3352510	Corrèze	167,0	748	1351	1131	C
210	Adour-Garonne	Vimbelle	P3464010	Moulin de Bos	147,0	748	1398	799	C
211	Adour-Garonne	Corrèze	P3522510	Tulle	356,0	748	1375	955	C
212	Adour-Garonne	Montane	P3614010	Pont de Jay	42,4	748	1527	925	A-B
213	Adour-Garonne	Izaute	Q2094310	Montlezun	111,0	751	919	266	A
214	Adour-Garonne	Grand Arriou	S2224610	Biganon	108,0	805	976	307	A
215	Adour-Garonne	Bouron	S2235610	Moulin du Moine	36,0	805	951	248	A
216	Adour-Garonne	Maqescq	S4214010	Maqescq	60,0	753	1300	579	A
217	Rhône-Méditerranée-Corse	Ru des Thuilleries	U0005810	Relanges	17,8	675	1000	402	A
218	Rhône-Méditerranée-Corse	Ru des Ailes	U0025410	Bleuville	8,6	675	992	478	A
219	Rhône-Méditerranée-Corse	Ognon	U1004010	Fourqueons	73,5	636	1757	1639	A
220	Rhône-Méditerranée-Corse	Rahin	U1025010	Plancher Bas	33,0	636	1951	1970	A
221	Rhône-Méditerranée-Corse	Doubs	U2022010	Pontarlier	350,0	671	1546	729	A
222	Rhône-Méditerranée-Corse	Druegnon	U2035020	Vullecin	191,0	671	1559	579	D
223	Rhône-Méditerranée-Corse	Doubs	U2142010	Courclavon	1240,0	671	1462	879	A
224	Rhône-Méditerranée-Corse	Dessoubre	U2215020	Saint Hippolyte	560,0	671	1328	804	A
225	Rhône-Méditerranée-Corse	Doubs	U2222010	Mathay	2200,0	671	1489	805	D
226	Rhône-Méditerranée-Corse	Saint Nicolas	U2305210	Rougement-le-Chateau	9,0	636	1524	1127	A
227	Rhône-Méditerranée-Corse	Savoireuse	U2345030	Belfort	141,0	636	1402	1028	A
228	Rhône-Méditerranée-Corse	Rosemontoise	U2345820	Chaux	25,4	636	1628	1279	A
229	Rhône-Méditerranée-Corse	Doubs	U2402010	Voujaucourt	3420,0	671	1412	727	D
230	Rhône-Méditerranée-Corse	Grosne	U3205210	Les Chambosses	31,0	761	913	529	A-B
231	Rhône-Méditerranée-Corse	Ardières	U4505010	Beaujeu	55,0	745	1276	596	A
232	Rhône-Méditerranée-Corse	Vauxonne	U4515420	St-Etienne des Oullières (Buyon)	49,3	714	905	329	B
233	Rhône-Méditerranée-Corse	Valserine	V1015030	Chezery	119,0	722	1832	1241	C
234	Rhône-Méditerranée-Corse	Valserine	V1015040	Moulin de Métral	395,0	722	1562	1307	C
235	Rhône-Méditerranée-Corse	Semine	V1015810	Coz	183,0	722	1305	1546	C
236	Rhône-Méditerranée-Corse	Furans	V1454310	Pont du Martinet	50,8	729	1385	1070	A
237	Rhône-Méditerranée-Corse	Ainan	V1525410	Saint Geoire en Valdaine	41,0	737	1197	828	A
238	Rhône-Méditerranée-Corse	Yzeron	V3015010	Craponne	48,0	837	823	240	A-B
239	Rhône-Méditerranée-Corse	Dorlay	V3115010	La Terrasse-sur-Dorlay	17,0	759	890	641	B
240	Rhône-Méditerranée-Corse	Valencize	V3315010	Chavanay	36,0	837	822	318	B
241	Rhône-Méditerranée-Corse	Ruisseau des Préaux	V3515610	Bourg-Argental	22,1	798	949	594	B
242	Rhône-Méditerranée-Corse	Embroye	V4025010	Toulaud	7,4	978	990	520	B
243	Rhône-Méditerranée-Corse	Glueyre	V4145210	Tisoneche	71,0	939	1279	926	B
244	Rhône-Méditerranée-Corse	Ceze	V5404020	Echelette	79,7	898	1621	1005	A
245	Rhône-Méditerranée-Corse	Homol	V5406010	Echelette	34,4	898	1708	1113	A
246	Rhône-Méditerranée-Corse	Homol	V5406020	Davaladou	31,2	950	1263	1152	B
247	Rhône-Méditerranée-Corse	Gagnière	V5425210	Banne-le-Ponteil	55,3	939	1414	961	A-B
248	Rhône-Méditerranée-Corse	Bregoux	V6155610	Aubignan	39,0	1024	684	125	D
249	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon de Saint Martin	V7104010	Roquette	31,0	898	1378	579	B
250	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon de Saint Germa	V7105210	la Bastide	31,0	898	1452	711	B

Tableau 1 (suite): Liste des stations hydrométriques françaises (code utilisation: A=Edijatno *et al.*, 1999; B=Baudez *et al.*, 1999 et Loumagne *et al.*, 1999; C=Andréassian, 2001; D=Autre)

Annexe 2.1. Présentation des bassins versants en France

N°	Bassin	Cours d'eau	Code station	Nom station	Superficie (km²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)	Utilisation
251	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon de Sainte Croix	V7115010	Gabriac (Pont Ravagers)	33,0	898	1258	665	B
252	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon de Mialet	V7124010	Roucan	239,0	1039	1605	1152	C
253	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon Saint Jean	V7135020	Soucis	263,0	1039	1864	645	C
254	Rhône-Méditerranée-Corse	Coulègne	V7136610	Colognac	1,4	1020	1499	1135	A
255	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon d'Anduze	V7144010	Anduze	546,0	1039	1726	944	C
256	Rhône-Méditerranée-Corse	Gardon d'Alès	V7155020	la Farelle	30,0	898	1650	1080	B
257	Rhône-Méditerranée-Corse	Riou	X1045820	Saint Genis (milieu)	15,6	906	920	214	A
258	Rhône-Méditerranée-Corse	Baillaury	Y0105210	Banyuls	18,1	1249	691	323	A
259	Rhône-Méditerranée-Corse	Massane	Y0115410	Mas d'en Torrent	16,5	1249	753	513	A
260	Rhône-Méditerranée-Corse	Mondony	Y0245210	Amélie-les-Bains	32,3	986	875	415	A
261	Rhône-Méditerranée-Corse	Tet	Y0444010	Marquixanes	834,0	1249	695	313	D
262	Rhône-Méditerranée-Corse	Boules	Y0466010	Casefabre	59,5	1249	679	231	A
263	Rhône-Méditerranée-Corse	Tet (partielle)	Y0474030	Perpignan	1300,0	1249	679	230	D
264	Rhône-Méditerranée-Corse	Matassa	Y0626410	Albas	41,4	1077	662	147	A
265	Rhône-Méditerranée-Corse	Dure	Y1355410	Martys	12,8	974	1491	1004	B
266	Rhône-Méditerranée-Corse	Ognon	Y1445010	Pépieux	47,1	1077	928	123	B
267	Rhône-Méditerranée-Corse	Orbieu	Y1514010	Montjoi le Moulin	75,8	1163	974	347	A
268	Rhône-Méditerranée-Corse	Cesse	Y1605020	Ferrals-les-Montagnes	6,0	974	1455	2043	B
269	Rhône-Méditerranée-Corse	Cesse	Y1605030	Cantinerques	47,0	974	1463	868	B
270	Rhône-Méditerranée-Corse	Heraut	Y2002010	Vallerauque	46,0	898	1898	1741	A-B
271	Rhône-Méditerranée-Corse	Salaou	Y2235010	Mas Audran	78,0	1077	1065	430	A
272	Rhône-Méditerranée-Corse	Malière	Y4616220	Gour de l'Astre	12,0	1225	939	550	A
273	Rhône-Méditerranée-Corse	Caramy	Y5105010	Vins sur Caramy	215,0	1225	967	434	A
274	Rhône-Méditerranée-Corse	Verne	Y5436210	Les Cabris	38,0	1084	939	323	A
275	Rhône-Méditerranée-Corse	Golo	Y7002020	Albertacce	92,6	1025	1017	1151	D
276	Rhône-Méditerranée-Corse	Erco	Y7006010	Cuccia	23,0	1025	867	1112	D
277	Rhône-Méditerranée-Corse	Asco	Y7114010	Ponte Leccia	366,0	1025	773	488	D
278	Rhône-Méditerranée-Corse	Golo	Y7212010	Volpajola	930,0	1025	871	517	D
279	Rhône-Méditerranée-Corse	Bevinco	Y7315010	Lancone	53,6	1025	692	420	D
280	Rhône-Méditerranée-Corse	Luri	Y7415210	Campo	19,0	1025	663	352	A
281	Rhône-Méditerranée-Corse	Acqua Tignese	Y7416010	Ersa station AEP	4,9	1025	568	210	D
282	Rhône-Méditerranée-Corse	Aliso	Y7505010	Malpergo	68,6	1025	617	301	A
283	Rhône-Méditerranée-Corse	Regino	Y7615010	Regino amont	44,7	1025	683	307	A
284	Rhône-Méditerranée-Corse	Figarella	Y7715010	Bonifato	33,8	1025	613	937	D
285	Rhône-Méditerranée-Corse	Fango	Y7804010	Galeria	129,0	1008	810	553	D
286	Rhône-Méditerranée-Corse	Sagone	Y8005210	Pont de Ficaghiola	56,0	990	1226	319	D
287	Rhône-Méditerranée-Corse	Liamone	Y8124010	Pont de Truggia	325,0	990	1210	774	D
288	Rhône-Méditerranée-Corse	Botoracci	Y8505010	Pont de Gradello	3,7	990	673	256	D
289	Rhône-Méditerranée-Corse	Taravo	Y8614010	Bains de Guitera	157,0	990	1070	1062	D
290	Rhône-Méditerranée-Corse	Taravo	Y8624010	Pont d'Abra	335,0	990	1077	531	D
291	Rhône-Méditerranée-Corse	Rizzanese	Y8814010	Pont de Zoza	130,0	990	879	712	D
292	Rhône-Méditerranée-Corse	Ortolo	Y8905010	Moulin de Curgia	70,3	990	738	338	D
293	Rhône-Méditerranée-Corse	Tavignano	Y9012010	Corte Gouffre	164,0	1008	1087	1118	D
294	Rhône-Méditerranée-Corse	Vecchio	Y9025010	Pont de Noceta	154,4	1008	1041	818	D
295	Rhône-Méditerranée-Corse	Tavignano	Y9102010	Antisanti (II)	566,0	1008	1056	894	D
296	Rhône-Méditerranée-Corse	Tavignano	Y9102020	Pont d'Altiani	489,0	1008	1140	718	D
297	Rhône-Méditerranée-Corse	Alesani	Y9205010	Pietra di Verde	44,2	1025	1155	795	A
298	Rhône-Méditerranée-Corse	Bravone	Y9215010	Pont de Bravone	66,7	1025	830	403	D
299	Rhône-Méditerranée-Corse	Bravone	Y9215020	Prise de Granagiu	65,8	1025	904	207	D
300	Rhône-Méditerranée-Corse	Fium' Alto	Y9315010	Acitaja	114,0	1025	883	317	D
301	Rhône-Méditerranée-Corse	Fium Orbo	Y9414010	Ghisoni	114,0	1008	921	807	D
302	Rhône-Méditerranée-Corse	Solenzara	Y9605220	Tafonato	97,0	990	854	603	D
303	Rhône-Méditerranée-Corse	Solenzara	Y9605230	Canniciu	99,7	990	877	604	D
304	Rhône-Méditerranée-Corse	Cavo	Y9705210	Sainte Lucie	57,5	990	833	765	D
305	Rhône-Méditerranée-Corse	Cavo	Y9705220	Tagliu Rossu	48,9	990	781	679	D
306	Rhône-Méditerranée-Corse	Stabiaccio	Y9805010	Moulin de Lastreto	24,2	990	687	462	D
307	Rhône-Méditerranée-Corse	Petroso	Y9806210	Pont de Bala	53,3	990	768	436	D

Tableau 1 (suite): Liste des stations hydrométriques françaises (code utilisation: A=(Edijatno *et al.*, 1999); B= (Baudex *et al.*, 1999) et (Loumagne *et al.*, 1999); C=(Andréassian, 2001); D=Autre)

Agence de bassin	Lettre	Définition	Nombre de bassins dans l'échantillon
Rhin-Meuse	A	Bassins du Rhin et de la Moselle	31
	B	Bassin de la Meuse	0
Artois Picardie	D	Affluents du Rhin	1
	E	Fleuves côtiers de l'Escaut à la Bresle	2
Seine-Normandie	G	Fleuves côtiers de la Bresle à la Seine	0
	H	Bassin de la seine	53
	I	Fleuves côtiers de la Seine au Couesnon	3
Loire-Bretagne	J	Bretagne	18
	K	Bassin de la Loire supérieure	32
	L	Bassin de la Loire moyenne	12
	M	Bassin de la Loire inférieure	2
	N	Fleuves côtiers au sud de la Loire	1
Adour-Garonne	O	Bassin de la Garonne	38
	P	Bassin de la Dordogne	19
	Q	Bassin de l'Adour	1
	R	Bassin de la Charente	0
	S	Fleuves côtiers	3
Rhône-Méditerranée-Corse	U	Bassin de la Saône	16
	V	Bassin du Rhône (Saône, Isère, Durance exclus)	24
	W	Bassin de l'Isère	0
	X	Bassin de la Durance	1
	Y	Fleuves côtiers et Corse	50

Tableau 2: Signification des codes hydrologiques

Les codes utilisés ici pour les stations sont ceux attribués par la banque de données HYDRO. Ce sont des codes à 8 caractères:

- 1 lettre représentative d'un bassin (voir ci-dessous)
- 5 chiffres dont les 3 premiers représentent un secteur, un sous-secteur et une zone. Les deux derniers chiffres sont représentatifs d'un cours d'eau.
- 2 chiffres représentant un numéro d'ordre

La signification des lettres est donnée au Tableau 2, avec le nombre correspondant de bassins de notre échantillon.

Nous donnons ci-après quelques éléments d'information sur la géographie de la France (Source: Le Grand Larousse Universel).

Relief

Située à l'extrémité occidentale de l'Europe, la France (549000 km²) a un relief varié, et dans l'ensemble, assez modéré, comme en témoigne son altitude moyenne de 342 m. Du reste, 62 % de sa superficie sont en dessous de 250 m et 7 % à peine au dessus de 1000 m. La majeure partie du territoire est formée de plaines, de collines, de plateaux ou de petites montagnes aux altitudes modérées et aux formes peu vigoureuses. Bien que la France ait une dimension moyenne, elle offre un échantillon de la plupart des types de relief du continent européen: au nord et au centre, la plaine flamande constitue l'extrémité occidentale de la grande plaine nord européenne; l'Ardenne, les Vosges et le Massif central sont des petites montagnes de l'Europe moyenne; au sud, les Pyrénées, les Alpes et la Corse rattachent la France au monde alpin et méditerranéen. En simplifiant, on peut distinguer trois grands types de reliefs: les massifs anciens (massif Armoricaïn, Vosges, Cévennes, Ardennes, massif Central), les chaînes jeunes (Jura, Alpes, Pyrénées, Corse) et les bassins sédimentaires (Flandre, Landes, Armagnac, bassins parisien et aquitain, Lorraine, Champagne). Les bassins sédimentaires sont traversés par de grands cours d'eau (Meuse, Seine, Loire, Dordogne, Garonne, Saône).

Climat

A mi-chemin entre le pôle et l'Equateur, largement baignée par l'Atlantique, la France a un climat tempéré à dominante océanique. Elle est presque toute l'année concernée par les perturbations du front polaire, qui lui valent une assez grande instabilité d'un jour à l'autre et une certaine variabilité d'une année à l'autre. Les températures sont modérées, les moyennes annuelles étant comprises entre 10 et 15°C, et les amplitudes entre les moyennes des mois extrêmes sont le plus souvent d'une quinzaine de degrés. Les précipitations sont également modérées, rarement inférieures à 500 mm et ne dépassant guère 1500 mm. Il peut se produire des phénomènes climatiques excessifs (froid de l'hiver 62-63, sécheresse de l'été 76), mais ceux-ci sont finalement assez rares.

Le climat de la France est cependant fort nuancé. La latitude, l'altitude, l'éloignement de la mer et la disposition du relief constituent autant d'éléments de variété. En simplifiant, on peut distinguer quatre types de climat: le climat océanique typique, le climat océanique de transition (ou semi-continentale), le climat de montagne, et le climat méditerranéen.

Hydrographie

En raison de ses dimensions moyennes et de son relief diversifié, la France n'a pas de grands cours d'eau. La superficie des bassins hydrographiques est relativement réduite: même la Loire, le plus long des fleuves français avec 1020 km, a un bassin de 115000 km², qui paraît modeste par comparaison avec ceux des grands fleuves européens, bien que représentant plus du cinquième du territoire national. Les débits ne sont pas non plus considérables: le Rhône, qui a le plus gros débit, roule à peine 2000 m³/s en moyenne à Arles, à la tête de son delta.

Les régimes sont très variés, mais la plupart des cours d'eau ont un caractère pluvial océanique en accord avec le climat: les hautes eaux ont lieu en hiver, les amplitudes restant cependant modérées. En montagne, toutefois, nombre de cours d'eau ont une alimentation pluvio-nivale, avec de hautes eaux printanières, et quelques-uns une alimentation glaciaire, avec de hautes eaux estivales. Les cours d'eau méditerranéens, ont, de loin, le régime le plus irrégulier, avec des étiages très prononcés et des crues violentes, généralement liées aux grandes averses d'automne qui se produisent sur les reliefs. Les

grands fleuves ont évidemment des régimes complexes, combinant des alimentations diverses; toutefois, la Seine a un régime assez typiquement pluvial, tandis que la Loire et la Garonne ont un régime pluvio-nival. Ces trois cours d'eau se terminent par de grands estuaires, alors que le Rhône, qui charrie une grande quantité d'alluvions, a construit un delta.

Bibliographie

- Andréassian, V. (2001).** 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, Thèse en cours.*
- Baudez, J.C., Loumagne, C., Michel, C., Palagos, B., Gomendy, V. et Bartoli, F. (1999).** Modélisation hydrologique et hétérogénéité spatiale des bassins. Vers une comparaison de l'approche globale et de l'approche distribuée. *Etude et Gestion des Sols*, **6**(4), 165-184.
- Edijatno, Nascimento, N.O., Yang, X., Makhoulf, Z. et Michel, C. (1999).** GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, **44**(2), 263-277.
- Loumagne, C., Michel, C., Palagos, B., Baudez, J.C. et Bartoli, F. (1999).** D'une approche globale vers une approche semi-distribuée en modélisation pluie-débit (From a global to a semi-distributed approach in rainfall-runoff modelling). *La Houille Blanche*(6), 81-88.

Annexe 2.2

Présentation des bassins versants aux Etats-Unis (ARS et MOPEX)

1. Données ARS

Le Tableau 1 présente la liste des stations hydrométriques de la base ARS, avec pour chaque bassin, la superficie, l'ETP annuelle moyenne, la pluie annuelle moyenne et le débit annuel moyen. Ces trois moyennes ont été calculées à partir des chroniques disponibles dans le cadre de notre étude. Nous avons regroupé, avec les données ARS, les données des bassins versants expérimentaux de San Dimas et de Three Bar, ainsi que les données de la Leaf River, bien qu'ils ne soient pas gérés par l'USDA. Ceci explique qu'ils ont un code station distinctif dans le Tableau 1.

Les données de la base ARS peuvent être obtenues sur le site <http://hydrolab.arsusda.gov/> ou à partir de informations données par Thurman et Roberts (1995).

N°	Etat	Bassin	Code utilisé	Superficie (km ²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)
1	Arizona	Walnut Gulch Exp. Wat. - Tombstone	ARS63001	193,7	1629	307	5
2	Arizona	Walnut Gulch Exp. Wat. - Tombstone	ARS63004	2,9	1629	308	0
3	Arizona	Walnut Gulch Exp. Wat. - Tombstone	ARS63006	123,4	1629	311	5
4	Arizona	Walnut Gulch Exp. Wat. - Tombstone	ARS63007	17,5	1629	294	1
5	Arizona	Walnut Gulch Exp. Wat. - Tombstone	ARS63008	20,1	1629	312	1
6	Arizona	Walnut Gulch Exp. Wat. - Tombstone	ARS63011	10,7	1629	306	1
7	Arizona	Walnut Gulch Exp. Wat. - Tombstone	ARS63015	31,0	1629	303	1
8	Arizona	Three Bar Exp. Wat., Rossevelt Dam	USATRBAR	0,3	2045	737	75
9	Californie	San Dimas Experimental Forest	USASDEF1	0,3	1640	685	91
10	Californie	San Dimas Experimental Forest	USASDEF2	0,4	1638	778	115
11	Californie	San Dimas Experimental Forest	USASDEF3	0,3	1638	778	108
12	Californie	San Dimas Experimental Forest	USASDEF4	0,1	1638	778	134
13	Idaho	Reynolds Creek Exp. Wat.	ARS68001	302,9	933	601	212
14	Idaho	Reynolds Creek Exp. Wat.	ARS68002	47,2	991	523	31
15	Idaho	Reynolds Creek Exp. Wat.	ARS68003	41,2	991	504	25
16	Idaho	Reynolds Creek Exp. Wat.	ARS68004	70,6	884	604	158
17	Idaho	Reynolds Creek Exp. Wat.	ARS68011	1,6	989	508	3
18	Idaho	Reynolds Creek Exp. Wat.	ARS68013	0,5	850	1036	2
19	Iowa	Treynor Exp. Wat.	ARS71001	0,4	966	822	1
20	Iowa	Treynor Exp. Wat.	ARS71002	0,4	966	667	1
21	Iowa	Treynor Exp. Wat.	ARS71003	0,6	965	653	1
22	Iowa	Treynor Exp. Wat.	ARS71004	0,8	965	653	1
23	Iowa	Treynor Exp. Wat.	ARS71005	20,4	962	776	3
24	Mississippi	Pigeon Roost Exp. Wat., Oxford	ARS62001	10,5	1148	1435	13
25	Mississippi	Pigeon Roost Exp. Wat., Oxford	ARS62002	5,9	1149	1435	20
26	Mississippi	Pigeon Roost Exp. Wat., Oxford	ARS62010	105,0	1148	1543	350
27	Mississippi	Leaf River	USALEAFR	1949,0	1062	1432	500
28	Missouri	Kingdom City Exp. Wat., Columbia, McCredie	ARS25001	0,8	901	949	2
29	Nouveau Mexique	Santa Rosa Exp. Wat.	ARS64001	225,1	1579	325	2
30	Ohio	North Appalachian Exp. Wat., Coshocton	ARS26030	1,6	788	965	6
31	Ohio	North Appalachian Exp. Wat., Coshocton	ARS26033	4,8	798	913	13
32	Ohio	North Appalachian Exp. Wat., Coshocton	ARS26035	13,5	798	919	36
33	Ohio	North Appalachian Exp. Wat., Coshocton	ARS26036	24,0	798	908	63
34	Oklahoma	Washita River Exp. Wat.	ARS69012	174,8	1792	707	25
35	Oklahoma	Washita River Exp. Wat.	ARS69013	199,6	1778	649	131
36	Oklahoma	Washita River Exp. Wat.	ARS69016	118,3	1777	649	91
37	Pennsylvanie	Mahantango Creek Exp. Wat., Klingertown	ARS16006	9,3	885	1120	50
38	Texas	Riesel Exp. Wat.	ARS42002	3,0	1318	942	5
39	Texas	Riesel Exp. Wat.	ARS42003	5,8	1318	942	11
40	Texas	Riesel Exp. Wat.	ARS42004	23,0	1319	936	39
41	Texas	Lowrey Draw Exp. Wat., Sonora	ARS70002	9,3	1581	619	0
42	Texas	Lowrey Draw Exp. Wat., Sonora	ARS70004	56,6	1582	620	7
43	Vermont	Sleepers River Exp. Wat. - North Danville	ARS67001	55,7	683	1156	286
44	Vermont	Sleepers River Exp. Wat. - North Danville	ARS67004	56,5	683	1235	312
45	Vermont	Sleepers River Exp. Wat. - North Danville	ARS67005	144,2	683	1148	842

Tableau 1: Liste des stations de la base de données ARS

Ces sites expérimentaux américains sont généralement bien suivis. Les données collectées ont servi de support à de nombreuses études. Il existe, pour certains de ces bassins, des sites Internet de présentation. Par souci de concision, nous ne donnons dans la suite, pour les bassins du Tableau 1, que quelques références bibliographiques et les sites Internet disponibles, qui pourront être consultés pour plus de précisions:

- 1-7. Le site expérimental de Tombstone est présenté à: <http://www.tucson.ars.ag.gov/swrc/>. Des études sur ce site ont été menées par Wilcox *et al.* (1990) et Michaud et Sorooshian (1994).
8. Le site expérimental de Three Bar est présenté par Hibbert (1971), Andréassian, (1992) et Compiler (1999). De nombreuses informations sont également disponibles sur le site: <http://ag.arizona.edu/OALS/watershed/highlands/threebar.html>.
- 9-12. Des informations détaillées du site expérimental de San Dimas sont présentées dans USDA Forest Service (1988) ou peuvent être consultées sur le site Internet: <http://www.rfl.psw.fs.fed.us/prefire/sdefhtml/index.html#top>. Ce bassin expérimentale a fait également l'objet d'une hydrologique par Andréassian (1992).
- 13-18 Le site de Reynolds Creek est géré par l'USDA-ARS Northwest Watershed Research Center, Boise, Idaho. Il a été étudié par Wilcox *et al.* (1990). Le site Internet est disponible à l'adresse suivante: <http://ars-boi.ars.pn.usbr.gov/Reynolds/index.html>
- 19-23 Quelques informations sur le site de Treynor sont présentées sur le site Internet: <http://hydrolab.arsusda.gov/wdc/ia.htm>.
- 24-26. Quelques renseignements sont disponibles sur le site: <http://msa.ars.usda.gov/la/srrc/>
27. Les données du bassin de la Leaf River ont été utilisées par de nombreux auteurs, notamment par Sorooshian *et al.* (1983), Sorooshian *et al.* (1993), Hsu *et al.* (1995), Yapo *et al.* (1996), Gupta *et al.* (1998) et Yapo *et al.* (1998) dans le cadre de problématiques d'optimisation de paramètres.
29. Le site expérimental de Santa Rosa est géré par l'USDA-ARS Southwest Watershed Research Center, Tucson, Arizona. L'adresse du site Internet est: <http://www.tucson.ars.ag.gov/swrc/>
- 30-33. Le site expérimental de Coshocton est présenté sur: <http://www.ars-grin.gov/naew/>. Il a fait l'objet de nombreuses études, notamment par Bonta *et al.* (1992), Brakensiek *et al.* (1992), Bonta (1993), Wu *et al.* (1993), Bonta et Rao (1994), Bonta (1997) ou Bonta *et al.* (1997).
- 34-36. Le site expérimental de Washita Experimental est géré par l'USDA-ARS Grazinglands Research Laboratory, El Reno, Oklahoma. Il a notamment été étudié par Loague et Freeze (1985), Wilcox *et al.* (1990) et Allen et Naney (1991). L'adresse du site Internet est: <http://grl.ars.usda.gov/lwashita-view.html>
37. Ce site est géré par le Pasture Systems and Watershed Management Research Laboratory. Le site Internet est: http://pswmrl.arsup.psu.edu/ars_up_home.html. Loague et Freeze (1985) ont travaillé sur ce bassin.
- 38-40. Le site de Riesel est géré par le Grassland Research Center, Riesel, Texas, avec comme site Internet: <http://arsserv0.tamu.edu/riesel.htm>. Il a notamment été étudié par Wilcox *et al.* (1990).
- 41-42. Le site expérimental de Sonora est géré par l'USDA-ARS Grassland, Soil/Water Research Laboratory, Temple, Texas. Des informations sur cet organisme sont disponibles sur le site: <http://arsserv0.tamu.edu/>. Quelques renseignements sur le bassin sont données sur le site: <http://hydrolab.arsusda.gov/wdc/tx.htm#Sonora>.

Bibliographie

- Allen, P.B. et Naney, J.W. (1991).** Hydrology of the Little Washita River Watershed - Data and Analyses. *Publication ARS-90, National Agricultural Water Quality Laboratory, Durant, Oklahoma.*
- Andréassian, V. (1992).** Comparative hydrology of Mediterranean shrublands. *Mémoire de Master of Science, University of Arizona*, 139 p.
- Bonta, J.V. (1993).** Review of the effects of surface coal mining on hydrology and water quality of three Ohio watersheds. *Hydrological Science and Technology*, 9(1-4), 54-88.

- Bonta, J.V. (1997).** Determination of watershed curve number using derived distributions. *J. of Irrigation and Drainage Engineering*, **123**(1), 28-36.
- Bonta, J.V., Amerman, C.R., Dick, W.A., Harlukowicz, T.J. et Razem, A.C. (1992).** Impact of surface coal mining on three Ohio watersheds - Ground-water chemistry. *Water Resources Bulletin*, **28**(3), 597-614.
- Bonta, J.V., Amerman, C.R., Harlukowicz, T.J. et Dick, W.A. (1997).** Impact of coal surface mining on three Ohio watersheds - Surface-water hydrology. *J. of the Am. Water Resources Association*, **33**(4), 907-917.
- Bonta, J.V. et Rao, A.R. (1994).** Seasonal distributions of peak flows from small agricultural watersheds. *J. of Irrigation and Drainage Eng.*, **120**(2), 422-439.
- Brakensiek, D.L., Rawls, W.J., Logsdon, S.D. et Edwards, W.M. (1992).** Fractal description of macroporosity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56**, 1721-1723.
- Compiler, M.B.B. (1999).** History of Watershed Research in the Central Arizona Highlands. *Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-29, U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, Fort Collins, CO.*
- Gupta, H.V., Sorooshian, S. et Yapo, P.O. (1998).** Toward improved calibration of hydrologic models: multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, **34**(4), 751-763.
- Hibbert, A.R. (1971).** Increases in streamflow after converting chaparral to grass. *Water Resources Research*, **7**(1), 71-80.
- Hsu, K.L., Gupta, H.V. et Sorooshian, S. (1995).** Artificial neural network modeling of the rainfall-runoff processes. *Water Resources Research*, **31**(10), 2517-2530.
- Loague, K.M. et Freeze, R.A. (1985).** A comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Water Resources Research*, **21**(2), 229-248.
- Michaud, J. et Sorooshian, S. (1994).** Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a mid-sized semiarid watershed. *Water Resources Research*, **30**(3), 593-605.
- Sorooshian, S., Duan, Q. et Gupta, V.K. (1993).** Calibration of rainfall-runoff models: application of global optimization to the Sacramento soil moisture accounting model. *Water Resources Research*, **29**(3), 1185-1194.
- Sorooshian, S., Gupta, V.K. et 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.
- Thurman, J.L. et Roberts, R.T. (1995).** New strategies for the Water Data Center. *Journal of Soil and Water Conservation*, **50**(5), 530-531.
- USDA-Forest-Service (1988).** The San Dimas Experimental Forest. *Gen. Tech. Report PSW-104.*
- Wilcox, B.P., Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. et Wight, J.R. (1990).** Predicting runoff from rangeland catchments: a comparison of two models. *Water Resources Research*, **26**(10), 2401-2410.
- Wu, T.H., Hall, J.A. et Bonta, J.V. (1993).** Evaluation of runoff and erosion models. *J. of Irrigation and Drainage Eng.*, **119**(4), 364-382.
- Yapo, P.O., Gupta, H.V. et Sorooshian, S. (1996).** Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology*, **181**, 23-48.
- Yapo, P.O., Gupta, H.V. et Sorooshian, S. (1998).** Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, **204**, 83-97.

2. Données MOPEX

Le Tableau 2 présente la liste des stations hydrométriques de la base MOPEX, avec pour chaque bassin, la superficie, l'ETP annuelle moyenne, la pluie annuelle moyenne et le débit annuel moyen. Ces trois moyennes ont été calculées à partir des chroniques disponibles dans le cadre de notre étude.

Cette base de données a été constituée à l'occasion du Workshop sur la régionalisation des paramètres des modèles de surface, atmosphériques ou hydrologiques, qui s'est tenu le 27 et 28 Juillet 1999, à Birmingham, Grande Bretagne, dans le cadre du symposium organisé par l'IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics). Davantage d'informations sont disponibles sur le site internet: <http://www.nws.noaa.gov/oh/mopex>.

N°	Etat	Cours d'eau	Code utilisé	Nom station	Superficie (km ²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)
1	Arkansas	Lee Creek	US250000	Van Buren	1103,3	1056	1146	410
2	Arkansas	Mulberry River	US252000	Mulberry	966,1	947	1213	491
3	Arkansas	Fourche Lafave River	US261500	Gravelly	1061,9	1008	1252	444
4	Arkansas	Little River	US340000	Horatio	6894,6	1112	1294	486
5	Kansas	Pawnee River	US141200	Larned	5563,3	1694	527	12
6	Kansas	Arkansas River	US144200	Valley Center	3436,9	1350	782	89
7	Kansas	NF Ninnescah River	US144780	Cheney	2038,3	1434	699	65
8	Kansas	SF Ninnescah River	US145200	Murdock	1683,5	1465	693	115
9	Kansas	Whitewater River	US147070	Towanda	1103,3	1313	834	150
10	Kansas	Walnut River	US147800	Winfield	4869,2	1303	852	163
11	Kansas	Medecine Lodge River	US149000	Kiowa	2338,8	1512	650	51
12	Kansas	Chikaskia River	US151500	Corbin	2056,5	1413	748	106
13	Kansas	Caney River	US172000	Elgin	1152,6	1280	890	202
14	Kansas	Neosho River	US183000	Iola	9888,6	1247	935	171
15	Missouri	Spring River	US186000	Waco	3014,8	1094	1020	255
16	Missouri	Shoal Creek	US187000	Joplin	1105,9	1073	1033	313
17	Missouri	Elk River	US189000	Tiff City	2258,5	1067	1075	305
18	Nouveau Mexique	Canadian River	US199000	Hebron	593,1	1239	391	13
19	Nouveau Mexique	Mora River	US221000	Shoemaker	2859,4	1212	333	15
20	Nouveau Mexique	Conchas river	US222500	Variadero	1354,6	1521	333	6
21	Oklahoma	Salt Fork Arkansas River	US148350	Winchester	2217,0	1538	634	38
22	Oklahoma	Chikaskia River	US152000	Blackwell	4814,8	1392	751	103
23	Oklahoma	Black Beer Creek	US153000	Pawnee	1491,8	1342	834	111
24	Oklahoma	Bird Creek	US177500	Sperry	2344,0	1257	924	200
25	Oklahoma	Big Cabin Creek	US191000	Big Cabin	1165,5	1167	1043	247
26	Oklahoma	Illinois River	US196500	Tahlequah	2483,8	1060	1129	318
27	Oklahoma	Beaver River	US232500	Guymon	5540,0	1635	393	2
28	Oklahoma	Deep Fork	US243500	Beggs	5226,6	1301	919	137
29	Oklahoma	Salt Fork Red River	US300500	Mangum	4055,9	1680	601	18
30	Oklahoma	Elk Creek	US304500	Hobart	1421,9	1565	652	53
31	Oklahoma	Deep Red Run	US311500	Randlett	1598,0	1542	713	83
32	Oklahoma	Blue River	US332500	Blue	1232,8	1343	987	201
33	Oklahoma	Clear Boggy Creek	US335000	Caney	1864,8	1313	1010	217
34	Oklahoma	Mountain Fork	US339000	Eagletown	2038,3	1075	1329	574
35	Texas	Pease River	US307800	Childress	7132,9	1713	587	7
36	Texas	North Wichita River	US311700	Truscott	2426,8	1661	606	23
37	Texas	Little Wichita River	US314500	Archer City	1245,8	1561	691	32

Tableau 1: Liste des stations de la base de données MOPEX

Ce jeu de données ayant été constitué à l'origine pour servir de support à des essais de régionalisation des paramètres de modèles hydrologiques et climatiques, de très nombreuses caractéristiques physiques sont disponibles avec ces données. Notons que 21 de ces stations sont situées sur les bassins des rivières Arkansas, Red et White. Cet ensemble de cours d'eau a fait l'objet d'une étude de régionalisation des paramètres d'un modèle hydrologique par Abdulla et Lettenmaier (1997), sur la base de données préparées initialement par Wallis *et al.* (1991).

Pour certains des bassins de notre échantillon, des indications sont données sur la qualité des enregistrements ou les modifications de régimes induites par des activités humaines. Ceci pouvant affecter la qualité des simulations des modèles, nous donnons ces informations ci-après pour les bassins concernés.

Bassin US141200: Pawnee River, Larned, Kansas

Débit affectés par des pompages de nappes et des changements de pratiques agricoles après 1965.

Bassin US144200: Arkansas River, Valley center, Kansas

Depuis 1939, des pompages sont effectués dans la nappe qui est connectée hydrauliquement à la rivière. Ceci aurait dû affecter le régime, mais il n'y a pas eu d'effets constatés dans le régime d'écoulement.

Bassin US1452000: SF Ninnescah River, Murdock, Kansas

La qualité de l'enregistrement à cette station ne permet pas d'exploitation fiable à un pas de temps inférieur au mois.

Bassin US147800: Walnut River, Winfield, Kansas

Légère régularisation des débits après 1980.

Bassin US177500: Bird Creek, Sperry, Oklahoma

Débit légèrement régularisés depuis Mars 1977 par Birch Lake et depuis Octobre 1984 par Skiatook Lake.

Bassin US183000: Neosho River, Iola, Kansas

Régularisation après 1962.

Bassin US221000: Mora River, Shoemaker, Nouveau Mexique

Dérivations en amont.

Bassin US222500: Conchas River, Variadero, Nouveau Mexique

Enregistrement de qualité moyenne. Dérivations en amont.

Bassin US232500: Beaver River, Guymon, Oklahoma

Importants pompages en amont ayant débuté en 1958.

Bassin US314500: Little Wichita River, Archer City, Texas

Régularisation des débits par le lac Kickapoo depuis 1945.

Bassin US339000: Mountain Fork, Eagletown, Oklahoma

Débits affectés par un réservoir à partir de 1966.

Bassin US340000: Little River, Horatio, Arkansas

Débits régularisés après 1968.

Bibliographie

Abdulla, F.A. et Lettenmaier, D.P. (1997). Development of regional parameter estimation equations for a macroscale hydrologic model. *Journal of Hydrology*, **197**, 230-257.

Wallis, J.R., Lettenmaier, D.P. et Wood, E.F. (1991). A daily hydroclimatological data set for the continental United States. *Water Resources Research*, **27**(7), 1657-1663.

Nous donnons ci-après quelques éléments d'information sur les Etats-Unis (Source: Le Grand Larousse Universel)

Contexte géographique

Au quatrième rang dans le monde pour la superficie (9364000 km²), les Etats-Unis comprennent 50 Etats (48 Etats contigus, l'Alaska et Hawaïi).

Relief

Le tiers occidental est occupé par une partie de la cordillère nord-américaine, divisée elle-même en trois sous-système: le système pacifique (de Coast Ranges à la Sierra Nevada), le système central (hauts plateaux volcaniques, plaines élevées, profondes dépressions) et le système oriental (montagnes Rocheuses, dont les sommets dépassent 4000 m). Les massifs anciens comprennent d'abord les Appalaches, puis les monts Ouachita et la plateau Ozark (500 à 600 m) principalement sédimentaires. Les plaines centrales sédimentaires s'élèvent de part et d'autre du Mississippi vers les Rocheuses, jusqu'à plus de 1000 m (Grandes Plaines) et vers les Appalaches. Les Grands Lacs occupent des bassins glaciaires, dont certains sont entourés de lobes morainiques (lacs Michigan et Huron). Le golfe du Mexique et l'Atlantique sont bordés de plaines côtières; des lagunes fermées par des cordons

caractérisent le littoral régularisé sur presque toute sa longueur; seul le puissant delta digité du Mississippi dépasse la ligne de côte.

La partie du bouclier canadien située aux Etats-Unis comprend, à l'ouest, des collines rocheuses et des cuvettes lacustres, et à l'est le bloc soulevé des monts Adirondacks, incisé de cirques glaciaires.

Climat

Du fait de leur étendue, de leur extension en latitude et de la disposition de leur relief, les Etats-Unis connaissent une grande variété de climats. Le nord de la façade pacifique jouit d'un climat tempéré maritime. L'air océanique apporte des précipitations abondantes et l'été est relativement sec. Le climat de la côte californienne est de type méditerranéen: hiver clément, été très sec, chaleur estivale tempérée par la mer, pluies totales faibles (moins de 400 mm). La Vallée centrale de Californie, le désert Mojave et l'ouest de l'Arizona connaissent une sécheresse extrême; ce sont des fournaises en été (maximum moyen de juillet à Phoenix 40,5°C; maximum absolu: 54°C dans la Vallée de la Mort). Les plateaux intérieurs sont semi-arides par suite de leur situation abritée. Les montagnes de la Cordillère présentent des conditions très variables: les plus proches de l'océan, les plus hautes et les versants exposés à l'ouest sont les plus arrosés (3000 mm dans les Cascades, 1500 mm dans les Rocheuses du Montana).

Les Grandes Plaines ont un climat continental sec (moins de 500 mm); balayées tour à tour par de l'air polaire et de l'air tropical, elles subissent des types de temps très contrastés (dans le nord, hiver très rigoureux, dans le sud, été très chaud). Dans le Midwest et le Nord-Est, les traits continentaux s'atténuent vers l'est et le total pluviométrique augmente. L'été est chaud et lourd dans le Midwest; c'est le 'climat du maïs'. Les Adirondacks et les hauteurs de Nouvelle-Angleterre ont des hivers longs et neigeux. Le Sud-Est possède un climat sub-tropical. Le climat tropical n'affecte que le sud de la Floride. Le Sud-Est est souvent touché par des typhons en fin d'été et en automne.

Hydrologie

L'artère Missouri-bas Mississippi mesure plus de 6000 km. A l'amont, le régime comporte des hautes eaux en avril (fonte des neiges) et en juin (pluies). Le Missouri porte le débit à 6000 m³/s, mais c'est l'Ohio (8000 m³/s) qui impose son régime au fleuve: hautes eaux de fin d'hiver, étiage d'automne. Les crues catastrophiques sont fréquentes, malgré la régularisation de l'Ohio et la construction de digues sur le bas fleuve. Le Colorado a un écoulement quasi-artificiel, car il est totalement équipé, sauf dans le Grand Canyon, de barrages, lacs de retenue et dérivations (électricité, irrigation): moins de 40 % d'un module théorique de 700 m³/s atteignent la mer. La Columbia apporte 4000 m³/s au Pacifique; son débit est presque totalement régularisé.

Annexe 2.3

Présentation des bassins versants en Australie

Le Tableau 1 présente la liste des stations hydrométriques en Australie, avec pour chaque bassin, la superficie, l'ETP annuelle moyenne, la pluie annuelle moyenne et le débit annuel moyen. Ces trois moyennes ont été calculées à partir des chroniques disponibles dans le cadre de notre étude. Nous donnons également les utilisations antérieures récentes de ces bassins. Des descriptions plus précises de ces bassins sont généralement données dans ces études.

N°	Zone (région)	Cours d'eau	Code utilisé	Nom station	Superficie (km ²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)	Utilisation
1	New South Wales (Murray-Darling)	Naradhan Creek	AU412093	Naradhan	44.0	1206	444	3	C-D-F
2	New South Wales (Murray-Darling)	Belar Creek	AU420003	Warkton	133.0	1226	1108	93	A-C-D-F
3	New South Wales (South-East Coast)	Styx River	AU206001	Jeogla	163.0	1171	1320	453	A-C-D-F
4	New South Wales (South-East Coast)	Allyn River	AU210022	Halton	205.0	1209	1210	378	A-C-D-F-H
5	New South Wales (South-East Coast)	Corang River	AU215004	Hockeys	166.0	942	810	313	A-B-C-D-F
6	Queensland (North Australia)	Mitchell Grass	AU915001	Richmond	3.0	1614	450	16	B-C-D-F
7	Queensland (North-East Coast)	Alligator Creek	AU118106	Allendale	69.0	1722	1119	478	B-C-D-F
8	Queensland (North-East Coast)	Broken river	AU120204	Crediton	41.0	1566	2110	1006	A-C-D-F
9	Queensland (North-East Coast)	Jardine River	AU927001	Telegraph Line	2500.0	1806	1646	879	C-D-E-F
10	Queensland (South-East Coast)	Cainable Creek	AU145103	Good Dam Site	41.0	1353	899	104	A-C-D-F
11	South Australia Gulf	Scott Creek	AU503502	Scotts Bottom	27.0	1081	942	132	A-C-D-F-H
12	South Australia Gulf	North Para River	AU505517	Penrice	118.0	1092	536	52	C-D-F
13	South Australia Gulf	Kanyaka Creek	AU509503	Old Kanyaka	180.0	1109	300	2	B-C-D-F
14	Tasmania	Forth River	AU315006	Lemonthyme	311.0	784	2048	1461	A-C-D-F
15	Victoria (Murray-Darling)	Nariel Creek	AU401212	Upper Nariel	252.0	1048	1202	484	A-C-D-F
16	Victoria (Murray-Darling)	Dandongadale River	AU403218	Matong North	182.0	1047	1286	384	A-B-C-D-F
17	Victoria (South-East Coast)	Suggan Buggan River	AU222213	Suggan Buggan	357.0	838	795	155	A-C-D-F
18	Victoria (South-East Coast)	Bass River	AU227219	Loch	52.0	886	1121	333	C-D-F
19	Victoria (South-East Coast)	Jimmy Creek	AU238208	Jimmy Creek	23.0	893	668	163	A-B-C-D-F
20	Western Australia (North Australia)	Fletcher Creek	AU809312	Frog Hollow	30.0	1850	608	39	C-D-F
21	Western Australia (South-West Coast)	Stones Brook	AU612005	Mast View	15.0	1175	1005	121	C-D-F
22	Western Australia (South-West Coast)	Canning River	AU616065	Glen Eagle	544.0	1245	770	18	B-C-D-E-F
23	Western Australia (South-West Coast)	Canning River	AU999990	Scenic Drive	517.0	1403	879	15	G
24	Western Australia (South-West Coast)	Salmon Brook	AU999991		0.8	1321	1178	137	G
25	Western Australia (West Coast)	Nokanena Brook	AU701003	Wootachooka	229.0	1288	406	19	C-D-F
26	Western Australia (West Coast)	Kanienjie Creek Tributary	AU708009	Fish Pool	41.0	1738	394	101	C-D-F

Tableau 1: Liste des stations hydrométriques australiennes (Utilisations antérieures: A=Chiew et McMahon, 1993; B=Chiew *et al.*, 1993; C=Chiew et McMahon, 1994; D=Chiew *et al.*, 1995; E=Chiew *et al.*, 1996; F=Summer *et al.*, 1997; Ye *et al.*, 1997; G=Thyer *et al.*, 1999)

Remarque: les stations 23 et 24 n'étant pas répertoriées dans le 'benchmark' australien, nous leur avons attribué des codes arbitraires

Nous donnons ci-après quelques éléments d'information sur l'Australie (Source: Le Grand Larousse Universel)

Contexte géographique

D'une surface de 7700000 km², l'Australie est à la fois le plus petit continent et l'île la plus grande. C'est une fédération composée de six Etats (Nouvelle-Galles du Sud, Victoria, Queensland, Australie Méridionale, Australie Occidentale, Tasmanie) auxquels s'ajoutent le Territoire fédéral de la capitale et le Territoire du Nord.

Relief

L'Australie est le continent le plus plat. L'altitude a une moyenne de 210 m et varie entre -12 m au Lac Eyre, point le plus bas du pays, et 2230 m au Mont Kosciusko, dans les Alpes australiennes près de la frontière entre la Nouvelle-Galles du Sud et le Victoria. Les grands ensembles sont orientés du nord au sud. Les hauteurs de la cordillère australienne, sur la côte est, de la presqu'île d'York à la Tasmanie, forment des plateaux entaillés par des vallées profondes ou de lourdes croupes qui séparent des vallées assez évasées (Alpes australiennes – Snow Mountains). La dépression centrale se divise en deux bassins : au nord, le grand bassin artésien, dont le fond descend en dessous du niveau de la mer au lac Eyre; au sud le bassin drainé par le Murray et ses affluents. Le plateau occidental, d'une altitude moyenne comprise entre 200 et 600 m, présente de grandes étendues couvertes de latérite, de grès et de sables. Quelques lourds massifs s'élèvent au dessus de 1000 m. Au sud s'étale le plateau calcaire de Nullarbor et au sud-ouest l'étroite plaine du Swanland; cette partie occidentale de l'Australie est l'une des plus vieilles terres du globe.

Climat

De part et d'autre du Tropique du Capricorne, l'Australie a dans l'ensemble un climat chaud et sec, au caractère continental accentué par la massivité du pays. Les régions bien arrosées ne forment qu'une frange de quelques centaines de kilomètres dans l'est et le sud ouest. On distingue plusieurs zones climatiques. La zone la plus étendue (deux tiers du pays) est, au centre, la zone aride. Les températures sont élevées (moyenne 23,3°C à Alice Springs) et les précipitations très faibles (moins de 150 mm). La chaleur écrasante du jour contraste généralement avec le froid glacial la nuit. La zone tropicale, au nord et au nord est, a des températures élevées avec d'énormes pluies de saison chaude (décembre) et une longue sécheresse pendant la saison la moins chaude. La zone tempérée, au sud-est, a des températures moyennes, des pluies en toutes saisons mais avec un maximum en hiver. Au sud et au sud-ouest, le climat est de type méditerranéen.

Végétation

Les conditions climatiques expliquent la médiocrité d'ensemble de la végétation. La véritable forêt n'existe que dans les régions bien arrosées de l'est et du sud-ouest: c'est une forêt tropicale au nord, une forêt australe au sud avec beaucoup d'eucalyptus et d'acacias. Lorsque l'on s'éloigne de ces zones, on passe rapidement à des zones de bush, puis au désert où ne subsistent que quelques herbes et de rares buissons épineux.

Hydrographie

64 % de la superficie n'ont pas d'écoulement vers la mer. D'immenses régions du centre et de l'ouest ne sont drainées que par des oueds (creeks), qui coulent au moment des grandes averses. D'autres régions ont un réseau hydrographique organisé, mais les rivières vont se perdre dans des cuvettes intérieures comme le lac Eyre. En dehors des rivières de la côte orientale, le seul fleuve important est le Murra avec pour affluents principaux le Darling et le Murrumbidgee. Bien alimenté dans sa partie amont (cordillère australienne), il s'appauvrit peu à peu durant le reste de son parcours vers l'océan.

Bibliographie

- Chiew, F. et McMahon, T. (1994).** Application of the daily rainfall-runoff model MODHYDROLOG to 28 Australian catchments. *Journal of Hydrology*, **153**, 383-416.
- Chiew, F.H.S. et McMahon, T.A. (1993).** Detection of trend or change in annual flow of Australian rivers. *International Journal of Climatology*, **13**, 643-653.
- Chiew, F.H.S., Pitman, A.J. et McMahon, T.A. (1996).** Conceptual catchment scale rainfall-runoff models and AGCM land-surface parameterisation schemes. *Journal of Hydrology*, **179**, 137-157.
- Chiew, F.H.S., Stewardson, M.J. et McMahon, T.A. (1993).** Comparison of six rainfall-runoff modelling approaches. *Journal of Hydrology*, **147**, 1-36.
- Chiew, F.H.S., Whetton, P.H., McMahon, T.H. et Pittock, A.B. (1995).** Simulation of the impacts of climate change on runoff and soil moisture in Australian catchments. *Journal of Hydrology*, **167**, 121-147.
- Summer, N.R., Fleming, P.M. et Bates, B.C. (1997).** Calibration of a modified SFB model for twenty-five Australian catchments using simulated annealing. *Journal of Hydrology*, **197**, 166-188.
- Thyer, M., Kuczera, G. et Bates, B.C. (1999).** Probabilistic optimization for conceptual rainfall-runoff models: a comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms. *Water Resources Research*, **35**(3), 767-773.
- Ye, W., Bates, B.C., Viney, N.R., Sivapalan, M. et Jakeman, A.J. (1997).** Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, **33**(1), 153-166.

Annexe 2.4

Présentation des bassins versants en Côte d'Ivoire

Le Tableau 1 présente la liste des stations hydrométriques en Côte d'Ivoire fournies par l'IRD, avec pour chaque bassin, la superficie, l'ETP annuelle moyenne, la pluie annuelle moyenne et le débit annuel moyen. Ces trois moyennes ont été calculées à partir des chroniques disponibles dans le cadre de notre étude.

N°	Cours d'eau	Code utilisé	Nom station	Superficie (km²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)
1	Kan	CI010350	Dimbokro	6300	1517	1082	44
2	Baya	CI040370	Yébouakro	2756	1524	1056	32
3	Kourouké	CI150400	Iradougou	1990	1597	1451	231
4	Bagoé	CI160120	Kouto	4700	1772	1499	116
5	Bafing	CI250130	Bafingdala	5930	1330	1300	173
6	Lobo	CI250190	Nibéhibé	6829	1330	1187	42
7	N'Zo	CI250220	Kahin	4379	1359	1448	179
8	Ko	CI250400	Man	207	1330	1627	464
9	Sien	CI250500	Massadougou	1320	1606	1419	133
10	Kavi	CI350350	M'Bessé	975	1471	1237	133

Tableau 1: Liste des stations hydrométriques ivoiriennes

Dans le Tableau 2, nous donnons la localisation des postes pluviométriques utilisés pour chaque bassin, ainsi que les stations de mesure de l'ETP associées.

Zone	Bassin	Postes pluviométriques	Station ETP
Zone de forêt	Kavi	Agboville, Céchi	Dimbokro
	Ko	Man	Man
	N'zo	Man, Kouibly	Man
Zone de transition	Bafing	Touba	Man
	Lobo	Vavoua	Gagnoa
	Baya	Tanda, Kounfao	Bouaké, Dimbokro
	Kan	Bouaké, Tiébissou	Bouaké, Dimbokro
Zone de savane	Bagoé	Madinani, Boundiali	Korhogo
	Sien	Odienné	Odienné
	Kourouké	Odienné	Odienné

Tableau 2: Postes pluviométriques et station ETP

Nous reportons dans ce qui suit des informations qui permettent de mieux situer le contexte hydrologique ivoirien.

Situation géographique

La Côte d'Ivoire est située dans l'hémisphère nord entre le Tropique du Cancer et l'Equateur et donne sur l'Atlantique dans le Golfe de Guinée. Plus précisément, ses coordonnées sont comprises entre 10° et 4° de latitude nord et 10° et 0° de longitude ouest. Sa superficie est d'environ 322 462 km². La Côte d'Ivoire a des frontières communes avec 5 pays: le Libéria à l'Ouest puis la Guinée un peu plus au Nord; le Mali et le Burkina Faso au Nord; le Ghana à l'Est. La côte le long du Golfe de Guinée est d'environ 550 km.

Contexte hydrographique

La Côte d'Ivoire compte quatre fleuves principaux avec de nombreux affluents:

- La Comoë prend sa source au Burkina Faso et traverse la Côte d'Ivoire du Nord au Sud en traversant le Parc National de la Comoë, puis en longeant la frontière du Ghana pour aller se jeter dans l'Atlantique au niveau de Grand-Bassam. Le Baya est un affluent du Comoë.
- Au Nord-Ouest de Yamoussoukro, le Bandama est formé par la rencontre du Bandama blanc qui prend sa source au Nord de Korhogo et se jette dans l'immense lac de Kossou formé par le barrage du même nom, et du Bandama rouge ou Maraoué qui prend sa source dans le pays Malinké. Le

Bandama poursuit ensuite au Sud en formant le lac de Taabo puis atteint le Golfe de Guinée à Grand-Lahou en longeant le Parc National d'Assagny. Le Kan fait partie du bassin de la Sassandra.

- Le Sassandra, formé au Nord du Parc National du Mont Sangbé par deux affluents principaux, le Boa et le Tiemba, descend au Sud en marquant la frontière orientale de ce parc puis se jette dans le lac formé par le barrage de Buyo. Il prend ensuite une direction Sud-Est, en passant par Soubré (les chutes de Naoua) et va se jeter dans l'Atlantique à Sassandra. Le Sien étudié par Servat et Dezetter (1992) et Paturel *et al.* (1995), le Ko étudié par Ouédraogo (1996) et Ouédraogo *et al.* (1998), ainsi que le Bafing, le N'zo et le Lobo, font partie du bassin de la Sassandra.
- Le Cavally vient de Guinée et entre en Côte d'Ivoire en traversant le pays Dan. Plus au Sud il marque la frontière avec le Libéria jusqu'au Cap Palmas sur le Golfe de Guinée.

Le Bagoé étudié par Dezetter (1991), Servat et Dezetter (1991,1992), Paturel *et al.* (1995), Ouédraogo (1996) et Ouédraogo *et al.* (1998), et le Kouroukélé, coulent vers le nord et font partie du bassin du haut Niger.

Contexte climatique

La Côte d'Ivoire est située dans la zone de transition entre le climat équatorial humide et le climat tropical sec. Ainsi, le pays peut être divisé en deux zones principales: le Sud et le Nord.

D'une manière générale, les températures sont élevées et la différence entre les deux zones est surtout faite au niveau du taux d'hygrométrie de l'air qui peut avoisiner les 100% dans le Sud et descendre à 20% dans le Nord par temps d'Harmattan (vent sec en provenance du Sahara). Les températures évoluent généralement entre 28° et 37°C.

En fait, le climat du pays varie en fonction du mouvement du Front Intertropical qui lui fait subir, tour à tour, le régime océanique et très humide des alizés du sud, puis le régime saharien des alizés du nord (Harmattan), plus secs.

Le Sud est très humide et connaît quatre saisons: une grande et une petite saison des pluies alternant avec une petite et une grande saison sèche. D'avril à mi-Juillet, les alizés humides en provenance de l'Océan soufflent sur le Sud du pays. Les vents gorgés d'humidité provoquent de fréquents grains et de nombreux orages. C'est ce qu'on nomme la mousson ou grande saison des pluies. De mi-Juillet à Septembre, les pluies cessent mais le ciel peut rester couvert. C'est la petite saison sèche. De Septembre à Novembre, la petite saison des pluies débute pour donner quelques petites précipitations. Enfin, de Décembre à Mars, s'installe la grande saison sèche, rendue plutôt agréable par les alizés du nord (Harmattan).

Le Nord est plus sec et les saisons, moins marquées, peuvent être assimilées à deux saisons principales. De Juin à Septembre, les alizés humides marquent la grande saison des pluies. D'Octobre à Mai, les précipitations deviennent plus rares : c'est la grande saison sèche.

Végétation

La forêt s'étend sur toute la partie Sud du pays. Elle est limitée, au Sud, par la côte du Golfe de Guinée et, au Nord, par un axe qui part de Man à l'ouest, redescend plus au Sud dans la région de Yamoussoukro et remonte aux environs de Boudoukou dans la partie Ouest. La forêt primaire a pratiquement disparu à l'exception de certaines zones protégées comme les parcs nationaux de Taï au Sud-Ouest du pays et Banco dans les environs d'Abidjan où l'on trouve encore de beaux spécimens. Le centre du pays a vu la forêt disparaître pour laisser place aux vastes plantations de café et de cacao.

La savane marque la seconde zone climatique du pays c'est à dire toute la partie Nord de la Côte d'Ivoire. Elle se caractérise par de grands espaces recouverts d'herbage qui deviennent plus clairsemés à l'approche du Sahel. Pendant la saison sèche, elle prend la couleur de la terre pour redevenir verte dès les premières pluies. Toutefois, les zones proches des cours d'eau présentent des forêts denses et une végétation très riche.

Relief

La Côte d'Ivoire est un pays ayant un faible relief dont la plus haute montagne, le mont Nimba culmine à 1 752 m. En fait, le relief est localisé dans la partie Ouest du pays, du Centre au Nord. Il est constitué de hauts plateaux (en moyenne 400 m) surplombés par de petites chaînes et quelques reliefs isolés. Ainsi, du Sud au Nord, on trouve d'abord le Mont Peko (1002 m) au milieu du parc du même nom, le Mont Tonkoui (1189 m) près de Man et plus à l'Ouest le Mont Nimba (1 752 m) point de rencontre entre les frontières de la Côte d'Ivoire, de la Guinée et du Libéria. Ensuite, on trouve le Mont Sangbé (1072 m) entouré du Parc National, le Mont Kourouba (950 m) à la frontière Guinéenne et, enfin, le massif de Dienguélé (806 m) aux portes d'Odienné. Au Nord-Ouest, dans le Parc National de la Comoë, on rencontre différents massifs tels que les Monts Boutourou (589 m), le Mont Potrou (625 m) ou encore les Monts Yévelé (635 m). Au Nord de Ferkessédougou, se trouve le Mont Nianghouo (597 m).

Le reste du pays présente peu de relief à l'exception, toutefois, de quelques très beaux sites comme le Mont Orumbo Boka (527 m), montagne sacrée Baoulé, au Sud-Ouest de Toumodi ou les buttes tabulaires du Bowé de Kiendi.

Bibliographie

- Dezetter, A. (1991).** Modélisation globale de la relation pluie débit. Application en zone de savanes soudanaises (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). *Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II*, 422 p.
- Ouédraogo, M. (1996).** Caractérisation d'une modification éventuelle de la relation pluie-débit autour des années 1970 en Côte d'Ivoire. *Mémoire de DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Université de Montpellier*, 56 p.
- Ouédraogo, M., Servat, E., Paturol, J.E., Lubès-Niel, H. et Masson, J.M. (1998).** Caractérisation d'une modification éventuelle de la relation pluie-débit autour des années 1970 en Afrique de l'ouest et centrale non-sahélienne. *Proc. of the Abidjan Conf., Ivory Coast, Water Resources Variability in Africa during the XXth Century, IAHS Publication n° 252*, 315-321.
- Paturol, 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**, 11-125.
- Servat, E. et Dezetter, A. (1991).** Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrological Sciences Journal*, **36**(4), 307-331.
- Servat, E. et Dezetter, A. (1992).** Modélisation de la relation pluie-débit et estimation des apports en eau dans le nord-ouest de la Côte d'Ivoire. *Hydrologie Continentale*, **7**(2), 129-142.

Annexe 2.5

Présentation des bassins versants au Brésil

Le Tableau 1 présente la liste des stations hydrométriques au Brésil, avec pour chaque bassin, la superficie, l'ETP annuelle moyenne, la pluie annuelle moyenne et le débit annuel moyen. Ces trois moyennes ont été calculées à partir des chroniques disponibles dans le cadre de notre étude. Les données de ces quatre bassins proviennent d'une étude de comparaison de modèles réalisée par Melo et Nascimento (1999), de l'université de Belo Horizonte.

N°	Cours d'eau	Code utilisé	Nom station	Superficie (km ²)	ETP (mm)	Pluie (mm)	Débit (mm)
1	São Francisco	BRES0001	Barrage de Três Marias	50600	1071	1497	473
2	São Francisco	BRES0002	Porto Andorinhas	13300	999	1445	589
3	Para	BRES0003	Porto Para	11300	933	1490	444
4	Paraopeba	BRES0004	Porto Mesquita	13643	924	1577	368

Tableau 1: Liste des stations hydrométriques brésiliennes

Les débits 'naturels' au Barrage de Três Marias sont reconstitués en utilisant une équation de bilan en eau du réservoir et des données du limnigraphe installé proche du barrage. Ils sont donc sujets à une assez importante incertitude.

Le São Francisco est la plus longue rivière coulant entièrement au Brésil. Il parcourt plus de 1600 km du sud vers le nord avant de rejoindre l'océan atlantique. La zone étudiée se situe sur la partie amont du bassin, dans l'Etat de Minas Gerais. Le réservoir de Três Marias a une capacité de 17 km³. Les précipitations annuelles sur le bassin excède généralement 1300 mm, avec un débit à la sortie du bassin entre 100 et 8000 m³/s et une moyenne aux alentours de 700 m³/s. L'ETP mensuelle moyenne varie entre 60 mm dans les mois les plus secs (juillet et août), à 110 mm dans les mois les plus arrosés (décembre et janvier), avec une moyenne annuelle approchant les 1000 mm. La température moyenne varie entre 17°C en période sèche à 24°C en saison humide.

Le site http://www.mct.gov.br/clima/comunic_old/met04_02.htm (en portugais) présente les caractéristiques du réservoir de Três Marias.

Nous donnons ci-après quelques éléments d'information sur le Brésil (Source: Le Grand Larousse Universel)

Relief

L'altitude moyenne du plus vaste Etat de l'Amérique du sud (8512000 km²) est médiocre: 40 % de la superficie sont en dessous de 200 m. Le paysage topographique est souvent plat et monotone; les formes tabulaires dominant. La majeure partie du Brésil est constituée par le socle précambrien, inégalement recouvert par des roches sédimentaires. On peut distinguer cinq grandes régions morphologiques: l'Amazonie, le Nord-Est, l'Est et le Sud-Est, le Brésil méridional, le Brésil central et occidental.

L'Amazonie correspond à une gouttière du socle. Elle est limitée au nord par des plateaux qui constituent le massif guyanais.

Le Nord-Est ou Nordeste est formé de plateaux limités par des reliefs de côte. L'altitude est inférieure à 1000 m. Quelques grands fleuves ont dégagé de larges vallées.

L'Est et le Sud-Est constitue des plateaux de hautes terres. Le relèvement du socle y a été plus marqué, et les reliefs cristallins tombent directement vers l'Atlantique. Entre le rio São Francisco et le littoral s'allongent des plateaux surmontés de crêtes de quartzites qui donnent au paysage une allure montagneuse. De ces chaînes descendent de nombreux fleuves. En arrière s'allonge la vallée du Paraíba do Sul, qui est dominée au nord-ouest, par l'abrupt de la serra da Mantiqueira. A l'exception des fleuves Paraíba, Ribeira et Itajai, le drainage des hautes terres, dirigé vers l'ouest, est le fait du Rio Grande, formateur du Parana, des rios Tiete, Paranapanema, Ivai, Chapeco et Iguaçu.

Le Brésil méridional est en marge du socle. Les terrains de la couverture dessinent de grandes côtes sinueuses, précédées de butes témoins, percées largement par les fleuves nés sur le revers de la Serra do Mar.

Le Brésil central et occidental est caractérisé par l'extension des chapadas. Le Parana coule du nord vers le sud dans un synclinal, limité à l'ouest par les plateaux de São Paulo, à l'est par ceux du Mato Grosso méridional. On appelle cette dépression le Pantanal, à cause de sa pente insignifiante. Le socle forme des reliefs appalachiens dans la serra dos Pirineus et la chapada dos Veadeiros, ainsi que dans la boutonnière d'Urucum en plein Pantanal.

Climat

La température moyenne annuelle dépasse 22°C, sauf au sud et dans les secteurs élevés du Brésil. De l'Amazonie au tropique, les écarts thermiques s'accroissent entre une saison très chaude et une saison plus fraîche. Les pluies sont supérieures à 2000 mm par an dans l'Amazonie et le littoral, où le relief accentue les précipitations (4524 mm dans la serra do Mar). Dans l'ensemble, la saison des pluies est en été, d'octobre à mars, la saison sèche en hiver, de mars à septembre. Dans l'intérieur des États du Nord-Est et dans la vallée moyenne et inférieure du São Francisco règne un climat semi-aride, avec parfois plusieurs années de sécheresse consécutive. Dans le Brésil du Sud, l'hiver devient la saison humide et le climat est de type subtropical.

Végétation

La forêt permanente couvre pratiquement toute l'Amazonie. Sa puissance et sa densité s'atténuent au-delà du tropique. La savane constitue la seconde formation végétale importante au Brésil, au Mato Grosso et dans le Goiás notamment. Les prairies des pays du sud annoncent la pampa, visible sur les collines du Rio Grande do Sul. La zone semi-aride a une végétation xérophile, la caatinga.

Bibliographie

Melo, M.D. et Nascimento, N.O. (1999). A comparative study on modelling rainfall-runoff processes in large watersheds, using conceptual models of different complexity levels. *Article soumis pour publication.*

Annexe 3

Annexe 3

Article soumis pour publication au Journal of Hydrology

(Deuxième version - Juillet 2000 – En cours de révision)

Does a large number of parameters enhance model performance ? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments.

Charles Perrin^(*), Claude Michel and Vazken Andréassian

Abstract

Hydrological models must be reliable and robust as these qualities influence all applications based on model output. Previous studies on conceptual rainfall-runoff models have shown that one of the root causes of their output uncertainty is model over-parameterisation. The problem of poorly defined parameters has attracted much attention but has not yet been satisfactorily solved. We believe that the most fruitful way forward is to improve the structures where these parameters act. The main objective of this paper is to examine the role of complexity in hydrological models by studying the relation between the number of optimised parameters and model performance. An extensive comparative performance assessment of the structures of 19 daily lumped models was carried out on 429 catchments, mostly in France but also in the United States, Australia, the Ivory Coast and Brazil. Bulk treatment of the data showed that the complex models outperform the simple ones in calibration mode but not in verification mode. We argue that the main reason why complex models lack stability is that the structure, i.e. the way components are organised, is not suited to extracting information available in hydrological time-series. An inadequate complexity typically results in model over-parameterisation and parameter uncertainty. Although complexity has been used as a response to the challenge of predicting the hydrological effects of environmental changes, this study suggests that such models may have been developed with excessive confidence and that they could face difficulties of parameter estimation and structure validation when confronted with hydro-meteorological time-series. This comparative study indicates that some parsimonious models can yield promising results and should be further developed, although they are not able to tackle all types of problems, which would be the case if their complexity were ideally adapted.

Keywords: Hydrology; Models; Catchments; Comparison; Complexity; Parsimony

1. Introduction

After more than 30 years of ‘classical’ hydrological model development, there is an increasing trend in hydrology today to use new tools, that provide distributed information of catchment characteristics. It is tempting to introduce newly available information into increasingly complex catchment models, when one is faced with the task of accurately representing the inherent complexity of real systems. However, although this approach might be useful in terms of knowledge of the processes, it has limitations when applied in an operational context. Conversely, simple catchment models that lump catchment heterogeneities and represent the transformation of precipitation into streamflow, conceptually or empirically, are generally easy-to-use tools with low data requirements. In spite of the crude approximation resulting from their lumped nature and simple structure, such models have proved efficient in many case studies reported in the literature and they are undoubtedly useful for engineers and water managers. Daily conceptual models (of interest here) have successfully fulfilled most operational requirements, such as flood frequency assessment (Cameron et al., 1999; Uhlenbrook et al., 1999), reservoir management (e.g. Yang et al., 1995), flood and drought forecasting (see for example Yang and Michel, 2000). Although these models have, up to now, been unable to predict the change in streamflow caused by land-use changes, they are apt at objectively detecting such changes (see for example Lavabre et al., 1993; Lørup et al., 1998).

Since the early sixties, many hydrologists have concentrated their efforts on designing rainfall-runoff models. Because they have attracted such widespread interest and so many different ones are being developed, the need for comparative studies was expressed quite early on (e.g. WMO, 1975) to evaluate the ability of models to simulate streamflow and to provide guidelines for end-users. Model assessment however is a tricky exercise and the conclusions of such experiments generally depend on the methodology of the comparisons and the characteristics of the test catchments. This is all the more true as models are mostly tested on limited numbers of catchments. Due to increasing computational capacity, it is possible today to extensively test simple models against a great many catchments, under a wide range of climate conditions. However it would be naïve to believe that, one might, from a broad-based comparison, identify one single outstanding model according to any assessment criterion that would satisfy all water stakeholders (Leviandier, 1988). Nevertheless, we believe that the robustness and reliability of a model resides primarily in its ability to perform under as varied a set of hydrological conditions as possible. From this standpoint, comparative assessments serve to highlight strengths and weaknesses of modelling approaches of various complexity.

2. Existing comparative assessments

Comparative assessment of the performances of rainfall-runoff models is not a new issue but is rarely the focus of much research, whereas there is a plethora of studies reporting satisfactory results from a single model. Reviews of most comparison exercises carried out so far can be found in Michaud and Sorooshian (1994) or in Refsgaard and Knudsen (1996). The latter state that, in general, no firm conclusion can be drawn regarding differences in model performances. The conclusions of comparisons may be different from one study to another and depend on the objectives, the methodology, the type of model, the test catchments, the optimisation procedure as well as on the criteria used to assess the performances. Still fewer comparisons have focused specifically on continuous conceptual rainfall-runoff models which are the main concern here. Some examples are: studies by WMO (1975, 1986, 1992), Moore and Mein (1975), Kite (1975), Weeks and Hebbert (1980), Franchini and Pacciani (1991) extended by Franchini et al. (1996), Chiew et al. (1993), Zhang and Lindström (1996), Ye et al. (1997), Gan et al. (1997), Perrin and Littlewood (2000). The methodologies and results of these studies merit a few general comments.

All the comparisons have involved the application of models to limited sets of catchments (generally less than ten). Some of them used data sets with very varied hydro-climatic characteristics (e.g. WMO, 1975; Chiew et al., 1993), whereas others focused on specific conditions, e.g. dry conditions in Gan et al. (1997) or Ye et al. (1997). The limited data sets generally make the conclusions very dependent on the hydro-climatic conditions, whereas we believe that a model is all the more reliable if it performs well under highly varied conditions.

The comparisons sometimes concern entire modelling approaches where each model designer can choose a specific objective function and/or calibration procedure to run the model (e.g. WMO, 1975 and 1986; Perrin and Littlewood, 2000). We believe — and this is one of the cornerstones of our approach — that the quality of a rainfall-runoff modelling methodology resides essentially and primarily in the model structure, i.e. in the core of the link between rainfall and streamflow. Its robustness, reliability or versatility are of prime importance for the quality of the tools derived from it.

Lastly, it is usually difficult to interpret the reasons for comparatively good or bad performances by one particular model and the proposed reasons are generally assumptions that have not been really demonstrated. Moreover, the results obtained with various models and reported in comparative studies often show differences that are not significant enough to be consistently interpreted as evidence of quality.

3. Objective

The main objective of this study is to test the performances of several structures derived from well-known rainfall-runoff models on a large sample of catchments within a common framework. Our study was conducted in four steps:

- 1) collection of a large sample of data from a wide variety of catchments under different climate conditions;
- 2) selection of a variety of existing continuous lumped conceptual or empirical rainfall-runoff models working at a daily time-step. Simple versions with a limited number of free parameters have been devised and recoded to obtain structures with, at most, 9 free parameters;
- 3) implementation of an automatic testing scheme where all model structures can be similarly tested on the whole data sample both in calibration and simulation modes;
- 4) choice of assessment criteria to judge the quality of model structures and to analyse results.

This extensive testing of several model structures over many catchments provides a large body of results that can only be analysed statistically. It provides an opportunity to both investigate the link between the complexity and the robustness or reliability of models, and to establish possible complementarity between structures.

Restricting the study to a smaller number of catchments, e.g. 20 or 30, would have meant becoming overly dependent on an arbitrary selection of catchments. The main value of this research lies in including as many catchments as were available when the work began. A more in-depth analysis of a few catchments might not have provided a better insight into the relative merits of the tested models. We strongly believe that a really proficient model should go beyond catchments peculiarities.

4. Catchments and data

Except for the studies by Vandewiele et al. (1992) and Xu and Vandewiele (1995), who assessed the performances of monthly water-balance models on, respectively, 79 and 91 basins in Belgium, China and Burma, previous comparisons generally applied the models to a small number of catchments (less than ten). Although computing limitations may have prevented extensive testing in the past, it is today easier to implement testing schemes that can accommodate a large amount of calculations. Here, models are tested on a wide variety of catchments, some of which have already been used in previous work on rainfall-runoff modelling.

4.1. Data collection

One of the main characteristics of the test sample is that daily data were gathered from a large number of catchments. The data requirements of the tested models are low: as inputs they generally only need rainfall and potential evapotranspiration (PE) series and as output streamflow series (used to calibrate the model). Hydro-meteorological data sets were collected for 429 catchments in Australia, Brazil, France, the Ivory Coast and the United States. They consist of daily time-series of areal rainfall and streamflow. PE data are time-series or long-term average values at a daily or ten-day time-step. Between three and 38 calendar years of concomitant data were available on each catchment.

The 26 Australian catchments are taken from the sample used by Chiew and McMahon (1994) to test MODHYDROLOG and their climate conditions vary from tropical humid to semi-arid. The four Brazilian basins are sub-catchments of the São Francisco River basin in the State of Minas Gerais. They are situated in the upper reaches of the basin upstream from the Três Marias Dam and have a humid climate with a mean annual rainfall of about 1500 mm. The bulk of the catchments (307) are located in France. 140 of these catchments were used by Edijatno et al. (1999) to develop the GR3J model. Although France has a mainly temperate climate, its climate conditions are varied and they are all represented in this sample: Mediterranean conditions in the South of France, oceanic influences in the West and some continental features in the eastern part of the country. Three of the ten catchments

in the Ivory Coast are situated in the dry northern part of the country (savannah conditions). Their data have previously been used by Servat and Dezetter (1991, 1992) for rainfall-runoff modelling purposes. The other catchments are located in the centre or the south of the Ivory Coast, with a wetter climate and a denser forest cover. Data from 45 American basins (mainly small agricultural or experimental watersheds) were provided by the Agricultural Research Service (ARS) Water Database (Thurman and Roberts, 1995). They are situated in the states of Arizona, Georgia, Idaho, Iowa, New Mexico, Mississippi, Missouri, Ohio, Oklahoma, Pennsylvania, Texas and Vermont. Data sets for 37 other American catchments from the Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX) database were also used. These 37 catchments are located in the states of Arkansas, Kansas, Missouri, New Mexico, Oklahoma and Texas.

The collected precipitation and streamflow data were not re-checked by the authors. The calculation of areal rainfall was dependent on the number and proximity of raingauges. Collected or derived PE data (daily or ten-day values) are of different types: Morton (1983) estimation for the Australian data, pan evaporation in Brazil, Penman (1948) values in France and the Ivory Coast, Hargreaves and Samani (1982) calculations for ARS data and data derived from the atlas by Farnsworth et al. (1982) for American MOPEX basins. In the case of American, Brazilian and French basins, PE data are long-term averages whereas in Australia and the Ivory Coast, data differ from one year to another. However, the importance of high quality is not as crucial in the case of PE data as in rainfall data since models are generally less sensitive to this input variable (see e.g. Paturol et al., 1995).

Because there are no agreed-upon criteria for data discrimination, there was no preliminary rejection of data sets. In some cases, slight snowmelt, groundwater influence, karstic phenomena or human influences are likely to exist. But any selection is inevitably based on some modelling prejudice, which can bias the comparison process. No preliminary data processing such as streamflow re-naturalisation was used. Since we were dealing with a comparative exercise, it was thought necessary to apply the models to all available data, without a priori judgement of hypothetical data quality. If some data are actually of poor quality, all models will suffer equally from this shortcoming.

4.2. Catchment characteristics

The previously cited references provide adequate descriptions of some of the basins used in this study. Given the sample size, we can only present a rough overview of the characteristics of the whole catchment sample. Fig.1 (a) and (b) shows mean annual characteristics (PE, rainfall and streamflow) plotted for all 429 basins. Table 1 summarises the ranges in size and hydro-climatic characteristics of the catchments in each country. An ‘irregularity’ coefficient applied to rainfall (or streamflow) quantifies the seasonal variability of regimes and is defined by:

$$I (\%) = 100. \frac{V_{mx} - V_{mn}}{\overline{V_m}} \quad \text{Eq. (1)}$$

where V_{mx} is the maximum monthly rainfall (or streamflow), V_{mn} is the minimum monthly rainfall (or streamflow) and $\overline{V_m}$ is the mean monthly rainfall (or streamflow).

Hydro-climatic conditions vary over a wide range from temperate through semi-arid to tropical humid, with a mean annual PE between 630 and 2040 mm, mean annual rainfall between 300 and 2300 mm and mean annual streamflow between 0.2 and 2040 mm. There is also a great diversity of seasonal rainfall and streamflow regimes, from very similar to very contrasting dry and wet seasons. Some catchments are ephemeral, whereas others have substantial groundwater influences. Catchment sizes range from small (0.1 km²) to more than 10,000 km² with a median size of 100 km², as shown by the cumulative curve of catchment areas in Fig. 2. The two largest catchments are the Seine River at Paris in France (43,800 km²) and the São Francisco River at the Três Marias Dam in Brazil (50,600 km²). These catchments were first thought to be too large to be adequately modelled with a lumped approach, but our assessment demonstrated that a large catchment size does not prevent lumped models from performing satisfactorily.

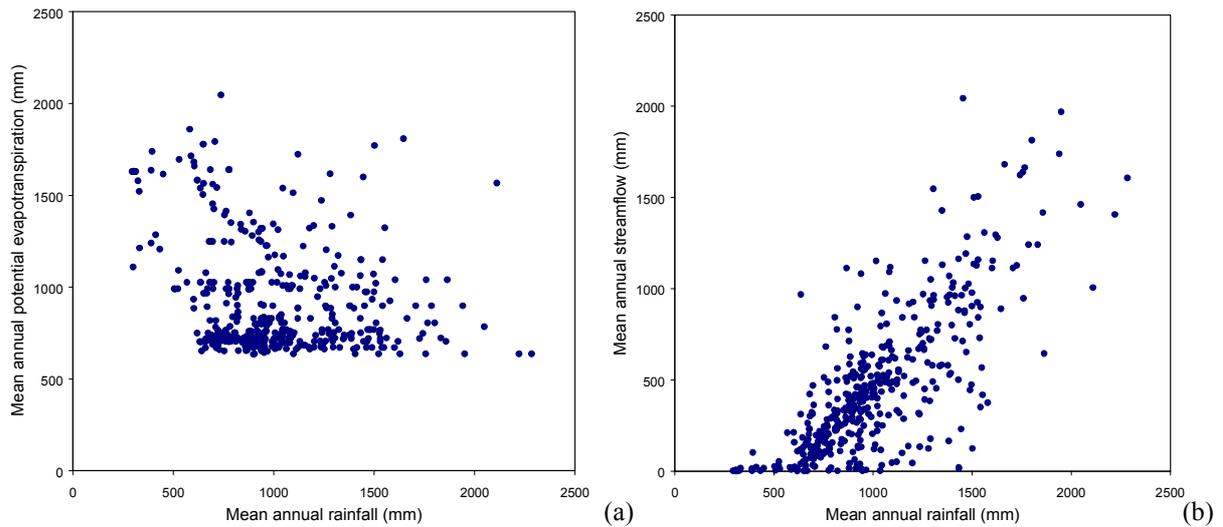


Fig. 1. Plots of (a) mean annual potential evapotranspiration (mm) and (b) mean annual streamflow against mean annual rainfall (mm)

Table 1. Ranges in size and hydro-climatic characteristics for the sample of 429

Country	Australia	Brazil	France	Ivory Coast	United Staes
Number of catchments	26	4	307	10	82
Catchment area (km ²)	3 - 2500	11300 - 50600	1 - 43800	207 - 6830	0.1 - 9890
Mean annual potential evapotraspiration (mm)	790 - 1850	930 - 1080	630 - 1250	1330 - 1770	680 - 2040
Mean annual precipitations (mm)	300 - 2100	1450 - 1580	570 - 2300	1060 - 1630	300 - 1540
Mean annual streamflow (mm)	2 - 1460	370 - 590	26 - 2040	32 - 460	0.2 - 840
Catchment yield (%)	0.3 - 71.3	23.1 - 38.1	3.7 - 153	2.6 - 26.5	0.1 - 72.6
BFI (%)	0.1 - 82.3	62.3 - 79.1	5 - 98.5	34 - 74.9	0.1 - 81.2
Irregularity coefficient of rainfall (%)	158 - 497	284 - 290	144 - 329	235 - 313	146 - 447
Irregularity coefficient of streamflow (%)	222 - 1170	208 - 260	39 - 673	173 - 504	147 - 1110

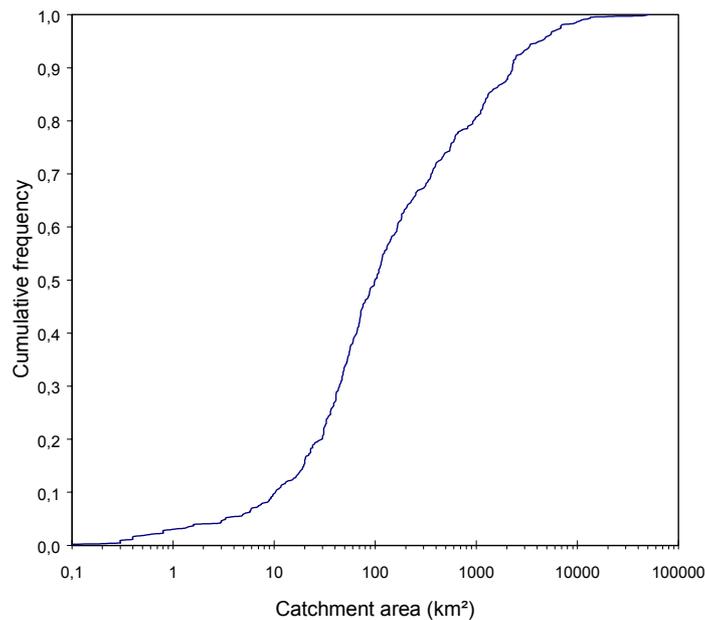


Fig. 2. Distribution of catchment area (in km²)

In addition to various hydro-climatic characteristics, the catchment sample unavoidably includes a great variety of geology, pedology, topography or land-cover conditions.

5. Models

5.1. Model selection

Modelling of the rainfall-runoff process has attracted considerable interest over the past four decades and today there is a plethora of available hydrological models. Conceptual ones are based on varied perceptions of the hydrological cycle. This study focuses only on the ability of these models to generate streamflow.

The choice of models used in this comparative assessment was based on a wide review of the literature. Because this study is oriented towards operational hydrology, all tested models have low data requirements and can be readily used in an operational context. Excluded from the comparison are models that are either spatially distributed, event-based or ‘physically-based’ (in the sense that they require field measurements). The study concentrates on lumped, continuous, empirical or conceptual models. All these models are of the soil moisture accounting storage model type and the distinction between empirical and conceptual models only refers to the way model structures were built, as expressed by Edijatno et al. (1999).

The sample of possible models was restricted by excluding those that are too complex in terms of the number of optimised parameters such as the SSARR model (Speers, 1995) or the Stanford Watershed Model (Crawford and Linsley, 1963). 19 models were finally included in the study with a complexity ranging from three to less than 18 parameters in their original versions. They were developed in different contexts, sometimes using very different concepts, but most of them were already successfully tested on many case studies, under various climate and hydrological conditions. For example, the HBV model first developed for a North-European climate was later applied in more than 30 countries world-wide (see e.g. Bergström, 1995).

A simple equation model was also chosen as a baseline reference. The equation proposed by Tsykin (1985) and applied by Chiew et al. (1993) in their comparison of models was selected. It gives runoff as a function of antecedent rainfall by:

$$RUN_i = a + b \cdot RAIN_i^c \cdot RAIN_{i-1}^d \cdot RAIN_{i-2}^e \dots \quad \text{Eq. (2)}$$

where RUN_i is runoff at time i , $RAIN_i, RAIN_{i-1}, RAIN_{i-2} \dots$ are rainfalls at times $i, i-1, i-2 \dots$ respectively, and $a, b, c, d, e \dots$ are parameters. A four-parameter modified version is proposed here to introduce seasonal variations contained in PE data, so that runoff is now given by:

$$RUN_i = \frac{X3}{1 + \frac{PE_i}{X2}} \prod_{j=0}^n \left(1 + \frac{RAIN_{i-j}}{X1} \right)^{X4^{1-j}} \quad \text{Eq. (3)}$$

where PE_i is the potential evapotranspiration at time i , n is the memory length of the system, and $X1, X2, X3$ and $X4$ are parameters. The chosen geometric progression of the exponents applied to rainfall reduces the number of optimised parameters and proved satisfactory.

5.2. Parsimony in conceptual modelling

In a reference paper, Nash and Sutcliffe (1970) presented some principles for building models with optimised parameters. They expressed the need for both simplicity and lack of duplication in model structures. They also added the requirement of versatility, where adding parts to the model is only acceptable if they substantially increase model accuracy and robustness. Conscious of the need to address problems such as impacts of environmental changes, modellers felt compelled to develop more ambitious models, i.e. models with a greater number of parameters. Therefore, many models

face the problem of ‘equifinality’ exposed by Beven (1993), a situation where different parameter sets may yield equivalent model outputs. This means that great uncertainty characterises these poorly defined parameters, with heavy problems of identification during calibration (see e.g. Gupta and Sorooshian, 1983).

The issue of parameter uncertainty has drawn on a growing interest over the last two decades, partly because it influences the reliability of all further applications of models, e.g. flood frequency estimation (Cameron et al., 1999; Uhlenbrook et al., 1999) or detection of the effects of land-use changes (Mein and Brown, 1978; Nandakumar and Mein, 1997). To reduce this uncertainty, some authors have proposed the use of additional information on catchments, with multiresponse data. Studies by Kuczera and Mroczkowski (1998) with the CATPRO model or by Lamb et al. (1998) in the case of TOPMODEL showed clear improvements in parameter determination but none in streamflow simulation. These results suggest that it is a far more complex task to develop multi-output models than precipitation-runoff models and that the internal variables of the latter can seldom be considered to reflect reality. The quantification of uncertainty by means of Monte-Carlo based approaches (Beven and Binley, 1992; Kuczera and Parent, 1998) only circumvents the problem.

Although the over-parameterisation issue is well-known, only a few hydrologists adhere to the principle of parsimony advocated by Nash and Sutcliffe (1970) and later by Jakeman and Hornberger (1993) or Wheater et al. (1993) in conceptual rainfall-runoff modelling. However several examples in the literature seem to converge toward this point of view. Mein and Brown (1978) in the case of the modified 13-parameter SFB model showed that a drastic reduction in the number of optimised parameters only caused a slight reduction of the model performances. Chiew and McMahon (1994) indicated that, in the case of the MODHYDROLOG model, all 19 parameters are not necessary and that, in most cases, the calibration of only nine of them is sufficient to give adequate estimates of streamflow. Zhao and Liu (1995) noted that the output of the Xinanjiang model is generally sensitive to only seven of the 15 parameters in the model. In the case of the SMAR model family, Tan and O’Connor (1996) showed that the eight-parameter SMARY version is more versatile than the nine-parameter SMARG version. Recently Abdulla et al. (1999) observed that, in the case of the four baseflow parameters of the ARNO model, one or more of the parameters may not be useful and that a reparameterised model involving fewer parameters might perform equally well. Uhlenbrook et al. (1999) also reported that good simulations could be achieved with the HBV model over a wide range of parameter values even for sensitive parameters and that the increase in simulation quality was quite small when more complex versions of the model were used.

5.3. Structure simplifications and modifications

The appraisal of complete original models is not the aim of this paper. The aim is to detect whether some structures are more efficient than others, and more importantly, whether performance is connected to complexity, i.e. to the number of free parameters. Therefore, the number of optimised parameters of the tested model structures was arbitrarily limited to nine. Given this upper limit, model structures with a larger number of parameters were simplified. To this end, some parameters of low sensitivity were fixed or parts of the structure (loss or transfer functions) were simplified taking into account previous sensitivity analyses or modeller recommendations, when available. In some cases, modifications were introduced because they significantly improved the performances of tested structures on our data sample. To account for the time-lag in daily rainfall-runoff transformation, especially in large basins, a non-integer pure time delay was introduced to all model structures that did not originally include such a delaying function. With this parameter, all models can be used on the large catchments involved in the tests.

Table 2 lists model structures selected in the study with the number of optimised parameters of the tested version. The subsequent results may be different from those obtained with the original modelling methodologies. Therefore, each structure has been given a code name, M_{ij} , where i is the number of optimised parameters and j is an arbitrary rank in the list of models with i parameters. These codes will be used in the following sections to display results without any reference to the original models from which the structures are derived. Only the tested version (see Eq. (3)) of the Tsykin model was given the distinct value zero for j .

Table 2. List of model structures with the retained number of parameters

Model number	Original model name and/or reference	Number of optimized parameters in the tested version
0	Tsykin (1985)	5
1	GR3J (Edijatno et al., 1999)	3
2	Model 16 (Bonvoisin and Boorman, 1992)	5
3	Model 15 (Bonvoisin and Boorman, 1992)	6
4	PDM (Moore and Clarke, 1981)	6
5	IHACRES (Jakeman et al., 1990)	7
6	TANK (Sugawara, 1995)	7
7	TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979)	7
8	MODGLO (Servat, 1986)	8
9	mSFB (Summer et al., 1997)	8
10	SMAR (Tan and O'Connor, 1996)	8
11	Wageningen (Warmerdam et al., 1997)	8
12	Xinaniang (Zhao and Liu, 1995)	8
13	Arno (Todini, 1996)	9
14	Dawdy and O'Donnell (1965)	9
15	Georgakakos and Baumer (1996)	9
16	HBV (Bergström, 1995)	9
17	Institute of Hydrology lumped model (Blackie and Eeles, 1985)	9
18	MODHYDROLOG (Chiew and McMahon, 1994)	9
19	NAM (DHI, 1991)	9

In order to provide the models with equal amount of information about the catchments, those that originally required specific catchment descriptors or were designed for specific climate input data had to be modified. For example, the distribution curve of the topographic index in TOPMODEL was parameterised with a logistic function using two additional parameters to be optimised, and temperature input data were replaced by PE data in IHACRES model.

A limitation of this research is that a thorough evaluation of each original model is beyond the scope of this wide and unified comparative study. Because of the large number of models, their structures are not described in detail (as done e.g. by Franchini and Pacciani, 1991 and Franchini et al., 1996) but this information is available from the authors. A few general comments can be made. Model complexity ranges from three to nine optimised parameters (however, no four-parameter model was available). Structures involve from two to five storages. All model structures have a soil moisture accounting component which accounts for the evolution in time of catchment moisture state. Loss modules, determining effective rainfall, depend on one to five parameters. Procedures responsible for flow routing depend on two to seven parameters. The routing process considers at least two flow components and is either linear or non-linear. The number of parameters used for the transfer module is generally higher than that involved in the loss module.

6. Testing methodology

As mentioned above, the aim of this study was not to assess original models and their attached modelling methodologies such as those proposed in ready-to-use hydrological packages. These methodologies are not only based on a rainfall-runoff model structure, but also include specific procedures, chosen by the modeller, to select calibration periods, determine the optimum values of parameters, assess model fit quality or to determine uncertainties. Here, our sole objective was to examine crude model structures built on many different concepts. All tested models were given the same treatment in calibration and assessment procedures. This contrasts with other comparative studies (e.g. WMO, 1975; Perrin and Littlewood, 2000) where the parameter estimation technique and the modelling methodology were chosen by each model designer. The comparison methodology is described below.

6.1. Split sample test procedure

The evaluation of a model must take account of to the primary objective of the model. In rainfall-runoff modelling, streamflow is the only model output. Indeed this variable is of crucial importance for many model applications (engineering design, water resources management, flood forecasting, etc.). The better the model simulations, the more reliable the applications. Therefore, this study (like others such as those by Chiew et al., 1993 or Ye et al., 1997) has focused on the ability of models to simulate streamflow.

Klemeš (1986) proposed a hierarchical assessment methodology to test model performances in calibration-simulation mode (split sample test) or in transposition mode (proxy-basin test). These tests can also include non-stationary conditions in the catchment, in which case they are called ‘differential’ tests. This scheme gives a key importance to model verification by assessing the transposability of models in time, space or under changing environmental conditions. This whole verification approach is powerful and desirable but quite cumbersome and is therefore seldom fully applied. Note, however, two studies which implemented this testing framework: Refsgaard and Knudsen (1996) applied it to three models of different types (NAM, MIKE SHE and WATBAL) on three Zimbabwean catchments; Donnelly-Makowecki and Moore (1999) tested TOPMODEL and simple lumped reservoir models with this scheme on two Canadian catchments in British Columbia. Because of the size of our sample, the framework adopted here is based only on the split-sample test, in line with most of the comparative studies reported in the literature. For each catchment, data time-series were split into between two and six independent (non-overlapping) sub-periods, depending on the length of the total available record. The periods vary between one and eight years but are mostly four- to six-year long, as shown in Fig. 3. In total, 1284 test periods were identified on the 429 catchments, i.e., an average of three periods per catchment.

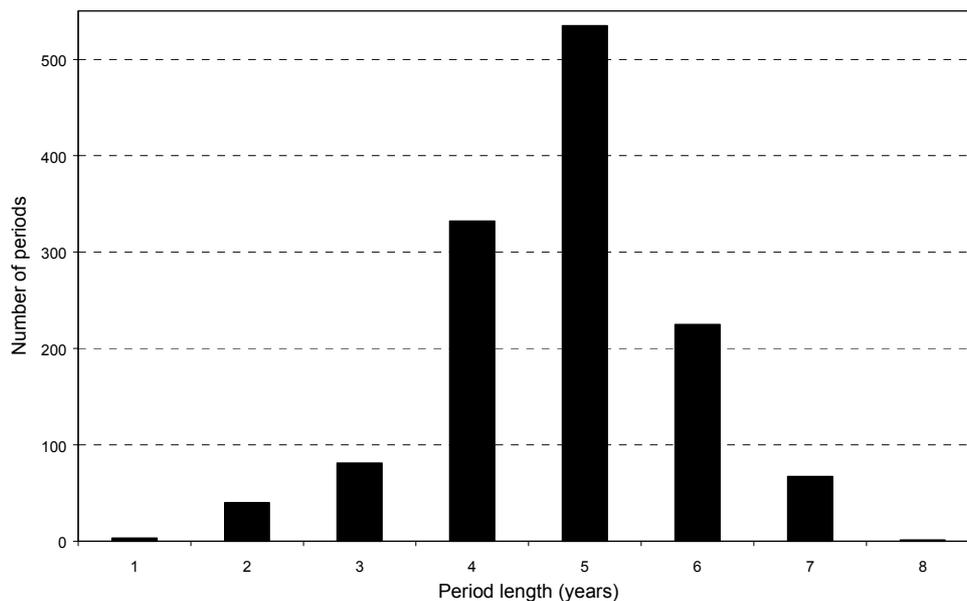


Fig. 3. Distribution of the length of test periods (in years) on the sample of 429 catchments

For each catchment, the models were successively calibrated on each sub-period and then tested in verification mode on all the remaining periods. For example, on a catchment with six test periods, six calibration and 30 verification tests were performed. This represents a total of 3204 verification tests for the 429 catchments. To our knowledge, this is the most wide-ranging model evaluation reported in the literature so far. The distribution of calibration periods and verification tests between different data origins is given in Table 3. French catchments represent about 72 % of the test sample and 56 % of the verification tests. Hence the comparison results are strongly influenced by the French hydrological context, while basins from other countries (44 % of the verification tests) provide a valuable broadening of the spectrum of hydro-climatic conditions, thereby improving the reliability of the assessment.

Table 3. Distribution of calibration periods and verification tests by catchment origin (with proportion of the total sample in brackets)

Country	Australia	Brazil	France	Ivory Coast	United States	Total
Number of catchments	26 (6.1 %)	4 (0.9 %)	307 (71.6 %)	10 (2.3 %)	82 (19.1 %)	429
Number of calibration periods	63 (4.9 %)	12 (0.9 %)	856 (66.7 %)	41 (3.2 %)	312 (24.3 %)	1284
Number of verification tests	98 (3.1 %)	24 (0.7 %)	1780 (55.5 %)	156 (4.9 %)	1146 (35.8 %)	3204

In this study, only verification test results are used to illustrate model performances, since in an operational context, models are always used in verification mode.

6.2. Warm-up period (state initialisation)

The quality of model simulations depends partly on how well unknown values are determined. Parameters are the most crucial unknowns. However, the contents in model storages at the beginning of simulation periods are also unknown values which must be determined so as not to jeopardise the simulations.

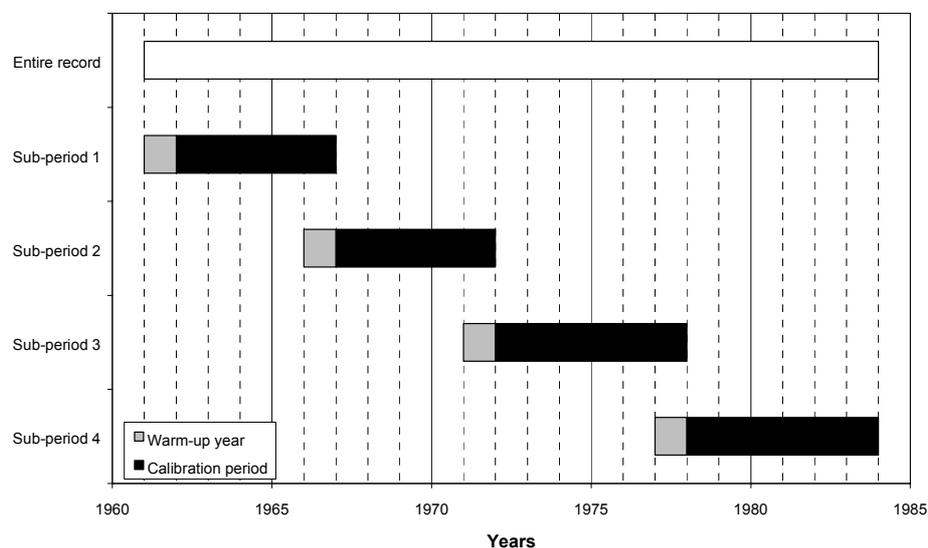


Fig. 4. Example of data record splitting into two sub-periods of six years and two sub-periods of seven years including a warm-up year.

Special care was taken to prevent problems linked to inappropriate initial conditions. First, the initial level in model storages was set to average seasonal values for the corresponding time of year. Second, a one-year warm-up period was inserted at the beginning of each period to attenuate the effect of the storage initialisation. Model results for the first year were ignored in the computation of goodness-of-fit criteria, as done by Chiew and McMahon (1994) or Edijatno et al. (1999). The division of data records into sub-periods was based on calendar years. Fig. 4 shows the splitting methodology in the case of a 23-year record, which is split into four sub-periods including the one-year warm-up period.

6.3. Optimisation technique

Many authors agree that the quality of model parameters partly depends on the efficiency and robustness of the optimisation algorithm (Duan et al., 1992). Considerable efforts have been made over the past two decades to develop and implement more complex and more efficient calibration techniques able to cope with many parameters and highly non-linear structures. The reasons for this are to be found in problems inherent to conceptual models, notably parameter interaction, low sensitivity of some parameters or presence of local optima (Johnston and Pilgrim, 1976; Duan et al.,

1992), where classical local search methods are theoretically of limited efficiency. With enhanced computer power came proposals of global search techniques intended to explore a large part of the response surface (e.g. Genetic Algorithm applied by Wang, 1991, or Shuffled Complex Evolution – University of Arizona method developed by Duan et al., 1992). Although these methods have a theoretical advantage over local search techniques and have proved more efficient in many cases (see e.g. Tanakamaru, 1995), they, like local search methods, are confronted with problems of model structures, especially the non-uniqueness of optimum, which makes different parameters sets equivalent in terms of the value of the objective function. Results obtained by Wang (1991) showed for example that different optimum parameter sets with equal objective function value could be found for a seven-parameter versions of the Xinanjiang model when calibrated with a Genetic Algorithm technique. In an interesting study, Gan and Biftu (1996) used real data to test local and global search techniques on four conceptual models. They showed that, in most cases, global convergence cannot be achieved because it is impossible to identify one single optimum. Global search techniques have a slight advantage in calibration which generally does not extend beyond the calibration period. For the evaluation of the 19 model structures, a simple local search technique was deemed sufficient. It was also less demanding in terms of computation considering the size of our test sample (1284 calibration runs for 19 models).

The selected optimisation technique is the steepest descent method summarised in Edijatno et al. (1999). In this method each optimisation run starts with an initial parameter set identified for each model as the one yielding the best results on the whole sample of catchments. Then the algorithm evolves step-by-step in the parameter space toward the ‘optimum’ parameter values. Outside the scope of this paper, the application of the algorithm to four model structures with different numbers of parameters, showed that the combined use in calibration of two different initial parameter sets for each structure did not produce significant improvements in model performances in verification mode.

6.4. Objective function

It must be reminded first that the choice of an objective function depends primarily on the intended applications of the model and that it is therefore essentially user-dependent (Diskin and Simon, 1977). The objective function selected to calibrate the models is of the least-square type. It is based on the formulation proposed by Nash and Sutcliffe (1970) and given by:

$$CR1 (\%) = 100 \cdot \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{cal,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \right) \quad \text{Eq. (4)}$$

where $Q_{obs,i}$ and $Q_{cal,i}$ are the observed and calculated streamflows at time step i , $\overline{Q_{obs}}$ is the mean observed streamflow over the calibration period and n the number of time steps. Because of non-constant variance of model errors, this criterion tends to emphasise large errors, i.e. those generally occurring during flood events. A more all-purpose criterion is obtained by using root-square transformed streamflow, as done by Chiew and McMahon (1994). The objective function is therefore given by:

$$CR2 (\%) = 100 \cdot \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{Q_{cal,i}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{\overline{Q_{obs}}})^2} \right) \quad \text{Eq. (5)}$$

This is the criterion used here to calibrate all models. Hence, the model structures are required to satisfy this objective in calibration as well as in verification mode. However, as this is a comparative exercise, it was thought worthwhile to add other criteria in order to judge the simulation quality in validation.

6.5. Assessment criteria

In the complex operation of evaluating model performances in terms of streamflow simulation quality, assessment criteria must be selected. The interpretation of graphical (qualitative) criteria is quite subjective, as discussed by Houghton-Carr (1999). Therefore, numerical criteria were preferred here. Węglarczyk (1998) noticed however that there is no best statistical quality criterion for hydrological simulation models. Hence if a single criterion is chosen, model verification becomes a partial exercise. Following recommendations by WMO (1975, 1986) or ASCE Task committee (1993), a panel of several (four) numerical criteria was chosen to assess model performances, including the objective function used in calibration. The assessment criteria presented below are built on three analytical formulations of model error, namely quadratic, absolute and cumulative errors, given in Eq. (6), (7) and (9) respectively.

Two numerical measurements are based on the mean square model error SE defined by:

$$SE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{cal,i})^2 \quad \text{Eq. (6)}$$

Based on SE , the two first assessment criteria $CR1$ and $CR2$ defined in Eq. (4) and (5) were used. These measures vary between $-\infty$ and 100 % for perfect agreement and are easy to interpret. 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 one. $CR1$ puts more emphasis on flood simulations. The Nash-Sutcliffe criterion has been extensively used in hydrology, although Garrick et al. (1978) or Martinec and Rango (1989) have shown that it has its weaknesses.

The third criterion is built on the mean absolute model error AE defined by:

$$AE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_{obs,i} - Q_{cal,i}| \quad \text{Eq. (7)}$$

A transformation similar to the one adopted for $CR1$ or $CR2$ allowed the criterion to vary from $-\infty$ to 100 %. This criterion ($CR3$) is defined by:

$$CR3 (\%) = 100 \cdot \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n |Q_{obs,i} - Q_{cal,i}|}{\sum_{i=1}^n |Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}}|} \right) \quad \text{Eq. (8)}$$

This criterion is, for example, potentially useful in a forecasting context for example, where the simulations must be as close as possible to the observed values at every time step (Ye et al., 1997).

The fourth criterion is based on the mean cumulative error CE of the model defined by:

$$CE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{cal,i}) \quad \text{Eq. (9)}$$

This error can also be written in relative terms (balance error) by:

$$CE^* (\%) = 100 \cdot \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{cal,i})}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \right) \quad \text{Eq. (10)}$$

The zero value indicates perfect agreement for CE^* . As CE^* can take positive or negative values, CE^* values obtained over different periods can yield an average value close to zero, i.e. a good model balance although this is not the case. To circumvent this problem and make all four criteria vary in the

same interval $]-\infty; 1]$ with perfect agreement indicated by 100 %, the following formulation is proposed for criterion $CR4$:

$$CR4 (\%) = 100 \cdot \left[1 - \left| \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n Q_{cal,i}}{n}}}{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}}{n}}} - \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}}{n}}}{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n Q_{cal,i}}{n}}} \right| \right] \quad \text{Eq. (11)}$$

$CR4$ measures the ability of the model to correctly reproduce streamflow volumes over the studied period. Criterion $CR4$ is different from the three other criteria ($CR1$ to $CR3$) in that it does not measure a departure from observed values at each time step of the simulation (for this reason, $CR4$ cannot be used alone as calibration criterion).

With all four formulations, values can be averaged over the sample of catchments, thus facilitating statistical comparisons of model performances given our large test sample. These four quality measurements were thought sufficient to assess basic qualities of model simulations. They are not, however, completely independent of one another.

7. Results and discussion

The 19 daily rainfall-runoff model structures, as well as the baseline M50 model, were successively applied to the 429 catchments of the sample. All 1284 calibration runs and their corresponding 3204 verification tests were performed for each structure. In the discussion of the results, we concentrate mainly on performances obtained in verification mode, since this is the most common mode of model use in an operational context. In the following, the term ‘model’ sometimes used alone stands for ‘model structure’, as we only assess the performances of model structures, not full modelling methodologies.

In the following sections, we analyse the results of this comparative assessment and attempt to answer a few questions that we believe to be some of the most important in rainfall-runoff modelling.

7.1. How well do soil moisture accounting models actually perform ?

Beside the Soil Moisture Accounting (SMA) type of models, widely developed since the beginning of the 60s, many other non-SMA approaches have been used, such as the ARMA models or the Artificial Neural Networks. The baseline M50 model used in this study represents a simple alternative approach to SMA methods, that was already used by Chiew et al. (1993) in a slightly different form. Thus, it was interesting to begin by comparing its results with those obtained by the 19 SMA models studied here.

Fig. 5 shows mean performances averaged on the 1284 calibrations together with 0.1 and 0.9 percentiles for the objective function ($CR2$). Fig. 6 (a, b, c, d) shows mean performances averaged on the 3204 verifications, along with 0.1 and 0.9 percentiles for all four quality measurements ($CR1$ to $CR4$). It is immediately clear that the performances of the 19 models are systematically much better (in calibration or verification) than those produced by the baseline model M50. This model is unable to provide satisfactory simulations on average, which corroborates the results obtained by Chiew et al. (1993) at a daily time step. We believe that this lack of accuracy stems both from the absence of a reservoir routing function and from too rudimentary a simulation of antecedent conditions. In contrast, the 19 conceptual model structures all include a procedure that (explicitly or implicitly) follows moisture conditions over time. Thus, the modelling of antecedent catchment moisture conditions appears to be an efficient approach on many of the test catchments.

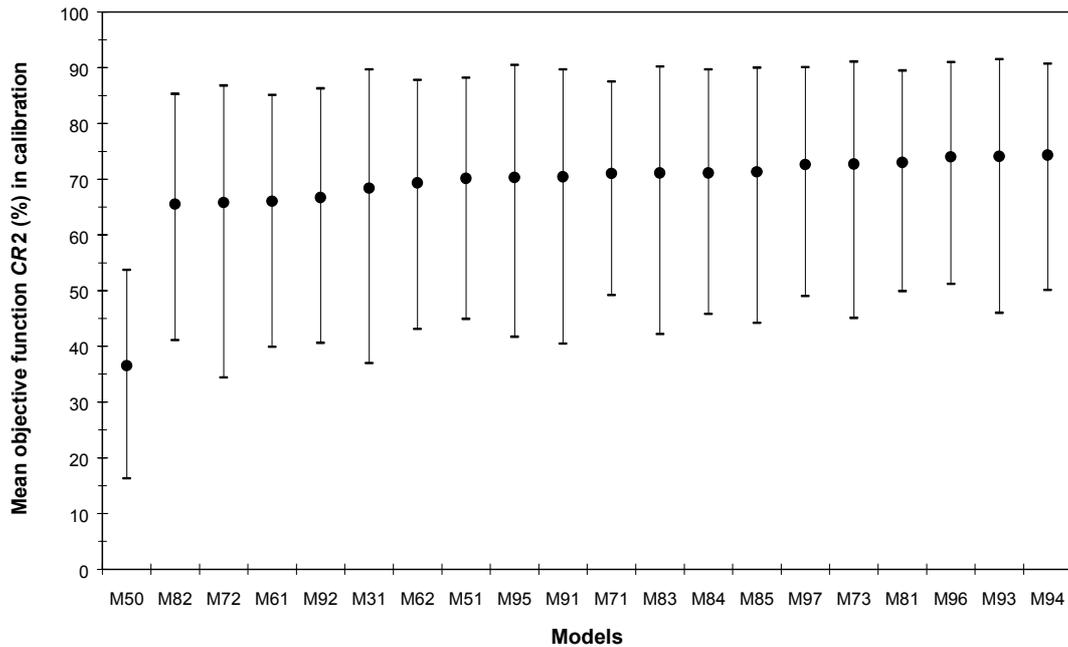
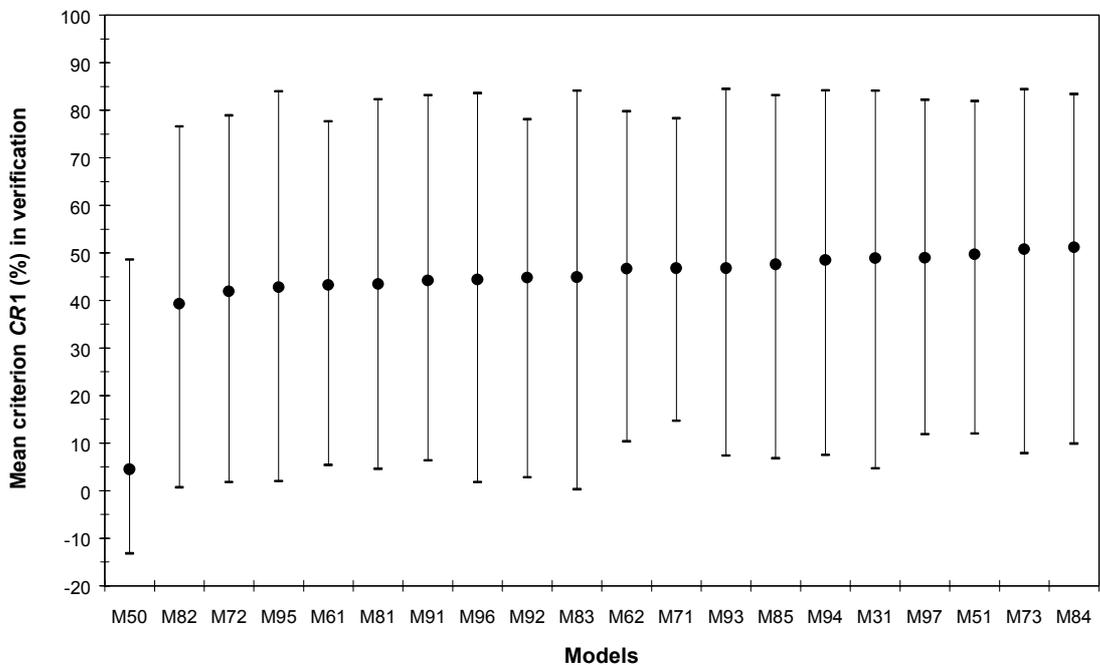
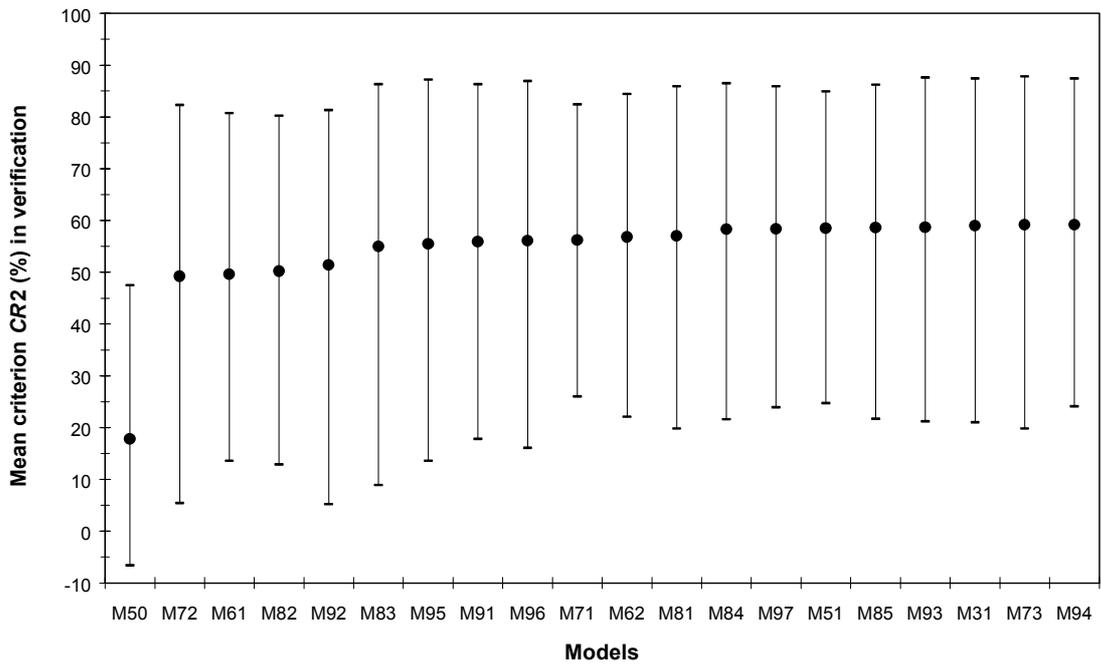


Fig. 5. Mean results with 0.1 and 0.9 percentiles of *CR2* obtained by M50 and 19 conceptual models on the 1284 calibrations

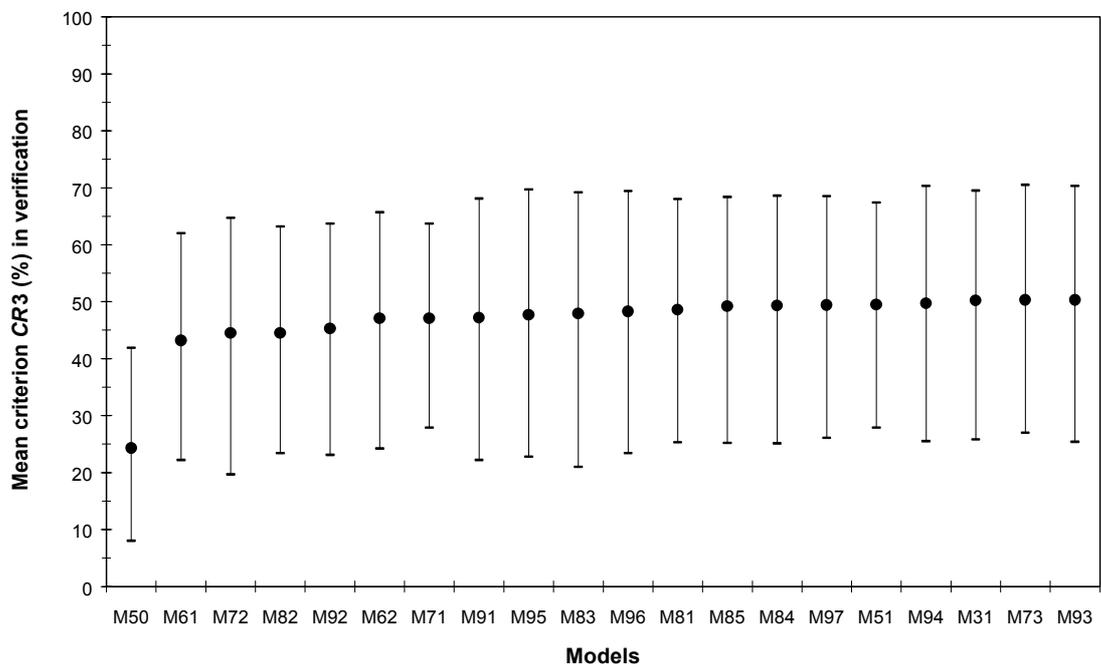
Strikingly, the performances of the 19 models appear relatively similar. This is further illustrated in Table 4, which shows the ranges covered by the four assessment criteria in calibration and simulation modes: mean performances are generally less than 10 % apart. The value of the percentiles 0.9 are even closer, which suggests that all models are able to reach similarly high performances on a number of catchments, albeit not maximum on the same catchments. Comparatively, the variation ranges of percentiles 0.1 are greater.



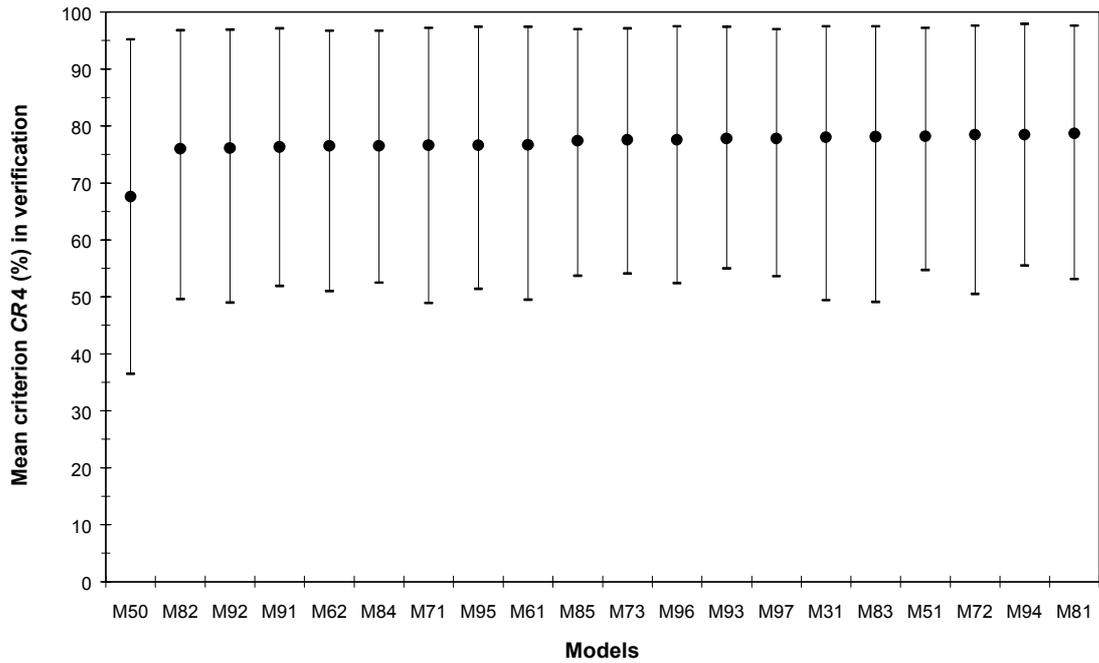
(a)



(b)



(c)



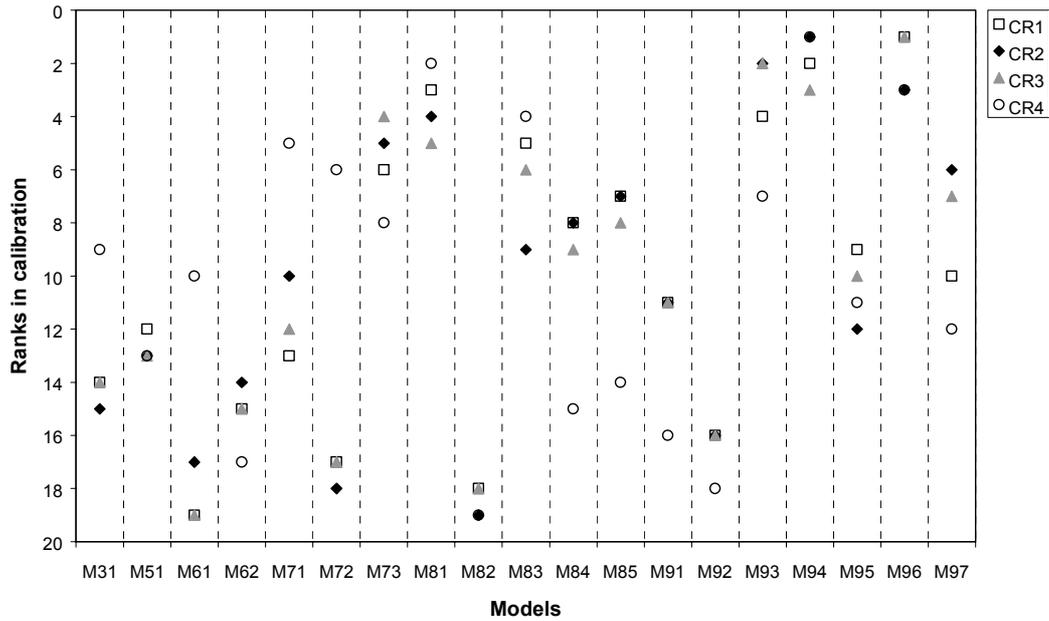
(d)

Fig. 6. (continued) Mean results with 0.1 and 0.9 percentiles obtained by M50 and 19 conceptual models on the 3204 verification tests for criteria (a) *CR1*, (b) *CR2*, (c) *CR3* and (d) *CR4*

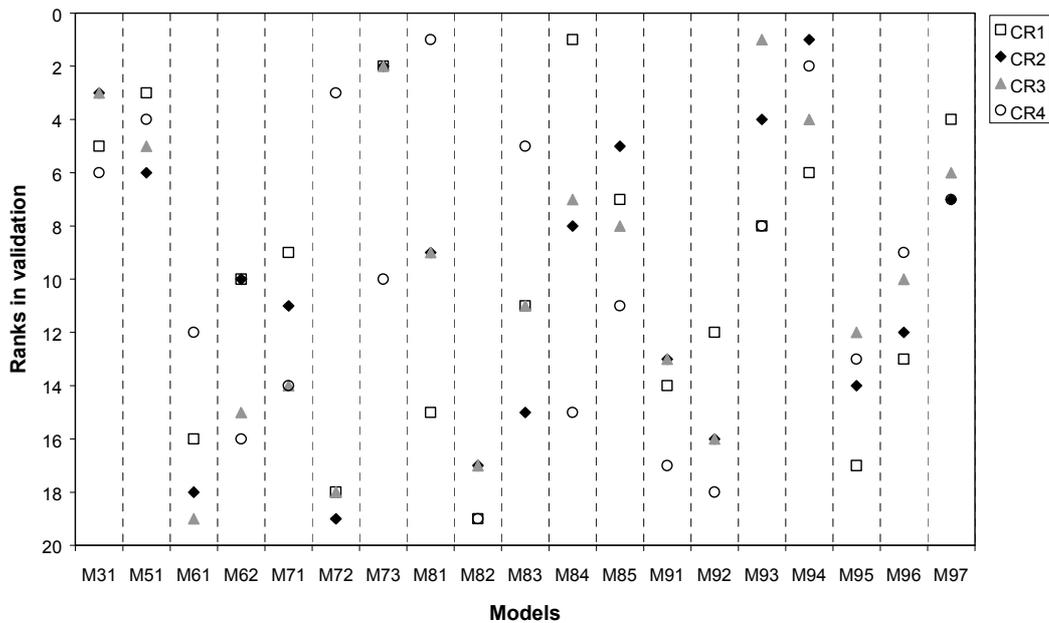
Table 4. Ranges of performances (means, 0.1 and 0.9 percentiles) of the 19 model structures for the four assessment criteria *CR1* to *CR4* in calibration and verification

		Percentile 0.1 (%)	Mean (%)	Percentile 0.9 (%)
<i>CR1</i>	Calibration	20.4 - 39.4	57.3 - 68.2	82.0 - 89.0
	Verification	0.3 - 14.7	39.3 - 51.2	76.6 - 84.5
<i>CR2</i>	Calibration	34.4 - 51.2	65.5 - 74.3	85.1 - 91.5
	Verification	5.2 - 26.0	49.2 - 59.2	80.2 - 87.8
<i>CR3</i>	Calibration	34.0 - 40.4	52.2 - 59.5	67.5 - 75.2
	Verification	19.7 - 27.9	43.2 - 50.3	62.0 - 70.5
<i>CR4</i>	Calibration	64.4 - 73.8	83.9 - 89.3	97.3 - 99.3
	Verification	48.9 - 55.5	76.0 - 78.7	96.7 - 97.9

Fig. 7 (a) and (b) summarise the ranks obtained by each model in calibration and verification for the four assessment criteria. It shows that no single model was superior to the others according to all quality criteria either in calibration or in verification. This also underlines the advantage of using several criteria to assess validation performances. It reveals that some models prove complementary qualities by providing good performances according to criteria different from the objective function *CR2* used in calibration.



(a)



(b)

Fig. 7. Model ranking for the four assessment criteria (a) in calibration mode and (b) in simulation mode

The following comments complement the above results. All models obtain a mean *CR1* rating above 60 % for 120 catchments (28 % of the test sample). Conversely, all models obtain performances below 60 % for 149 catchments (35 % of the test sample). This means that for about one third of the catchments, rainfall-runoff models do not produce satisfactory answers. What are the reasons for model failure ? The inadequacy of model structure is likely to be the main one. Errors in data, impaired streamflow, groundwater, snowmelt or human influences may also be responsible for the inability of the model to simulate streamflow correctly on these catchments. All these factors explain the quite low mean performances of the 19 models (less than 60 % in verification mode for the first three criteria).

7.2. How is model robustness reflected by calibration / verification results ?

Together with reliability, discussed in the next section, robustness is one of the most important characteristics of any model, especially when it is to be used in engineering. We propose to quantify robustness by the decrease of average performance between calibration and verification. This decrease is a well-known but undesirable feature of hydrological models: parameters are generally over-calibrated for the particular calibration period; when data are changed in verification tests, the parameters are less suitable for the new data, and this results in lower performances.

It is clear from the comparison between Fig. 5 and 6 (a) and from Table 5, which gives the mean, maximum and minimum differences of mean performances from calibration to verification, that there is a significant drop in the mean values of criteria from calibration to verification. However, this drop is not the same for all 19 model structures, as indicated by the minimum and maximum differences in Table 5. In the case of *CR2*, for example, the drop ranges from 9.4 % to 17.9 %. This shows that some models are more robust, i.e. that they have better stability, and are thus more likely to yield simulations of the same quality level in verification as in calibration.

Table 5. Mean, minimum and maximum differences between mean performances of criteria *CR1* to *CR4* from calibration to verification for the 19 models

	CR1	CR2	CR3	CR4
Mean difference (%)	-16.7	-14.5	-8.5	-8.9
Minimum difference (%)	-11.9	-9.4	-5.2	-7.1
Maximum difference (%)	-23.8	-17.9	-11.2	-11.3

7.3. Can some structures guarantee better reliability ?

The previous results are now analysed in terms of model reliability. We propose to quantify model reliability by the number of catchments where a model ranks among the best performing structures. A model is said to be in class 1 when it ranks among the first three and in class 2 when it ranks from fourth to sixth.

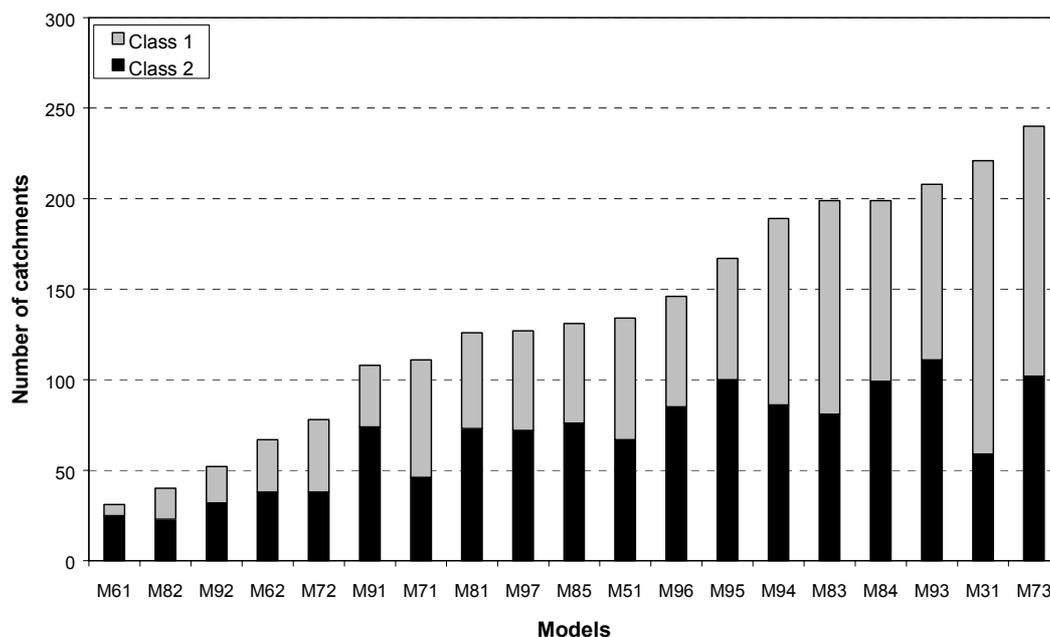
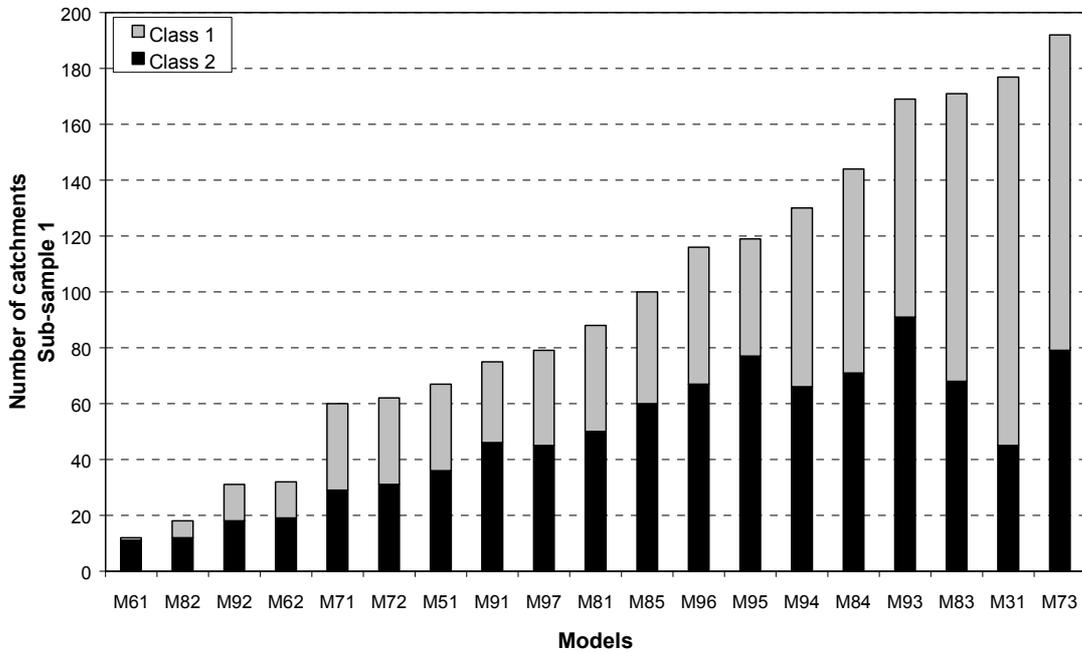
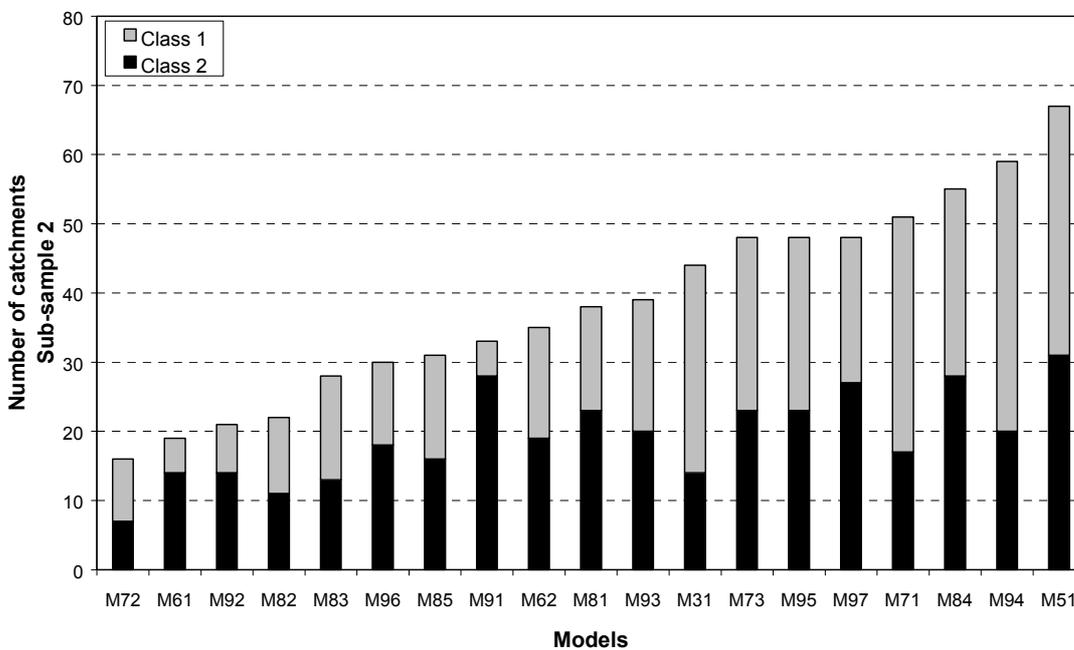


Fig 8. Number of catchments (in the whole sample of basins) for which a model ranks in class 1 or in class 2 according to *CR1* performances

The average performance of each model on all periods is used to sort the models on each catchment by order of increasing performance. In Fig. 8, each model is shown with the number of catchments on which it ranked in class 1 or 2 according to the *CR1* criterion (Nash-Sutcliffe criterion) in verification, i.e. the number of basins where it was among the six best performing structures. The number ranges from 31 to 240 (between 6 and 162 for class 1 only). This disparity indicates that some models reach comparatively better performances on a greater number of catchments than others and therefore are more reliable.



(a)



(b)

Fig. 9. Number of catchments for which a model ranks in class 1 or in class 2 according to *CR1* performances on (a) sub-sample 1 and (b) sub-sample 2

Furthermore, we noticed that it was always possible to find at least three catchments in the sample for which one of the 19 structures ranked as the most satisfactory. This indicates that the ranks of the models, shown in Fig. 5 and 6, still depend on the characteristics of the test sample. It means that by

taking sub-samples of the 429 catchments, we could have ranked the models differently, as illustrated by Fig. 9 where the catchment sample was split into two sub-samples (sub-sample 1 with the 307 French basins and sub-sample 2 with the remaining 122 basins). It shows different model rankings and different levels of performance. Therefore, we believe that the reliability of a model can only be assessed on large test samples with varied catchments.

7.4. Can we talk of 'equifinality' between model structures ?

The concept of 'equifinality' in modelling (see for example Beven, 1993) describes the fact that, for a given model, several parameter sets can provide equal results in terms of model simulations and performances. Here, we investigate the possibility of extending this concept to model structures, by checking whether different model structures are able to provide similar results on a catchment. We base the following analysis on mean *CR1* values per catchment obtained in verification:

- for 41 catchments, there is virtually no difference between the results obtained by the first two models;
- for 66% of catchments the difference between the first and the second model is less than 2 % and it is greater than 10 % of the *CR1* rating for only 43 catchments (out of 429). For only 15 of these 43 catchments the *CR1* performance of the top model is greater than 60 %. This indicates that the major differences between the best models generally occur when all models have difficulties in simulating the behaviour of a catchment;
- lastly, the difference between the first and the third model is less than 2 % for 44 % of catchments and the difference between the first and the tenth model is less than 10 % in the case of 271 catchments (63 % of test basins).

This analysis tends to support a kind of 'equifinality' principle, i.e., on a large proportion of the catchments (modelling cases), different models can give similar results. The results presented by Franchini and Pacciani (1991) and complemented by Franchini et al. (1996) in the case of the Sieve basin also show that eight different models yield very similar results in simulation mode.

7.5. Does the number of free parameters increase model performances ?

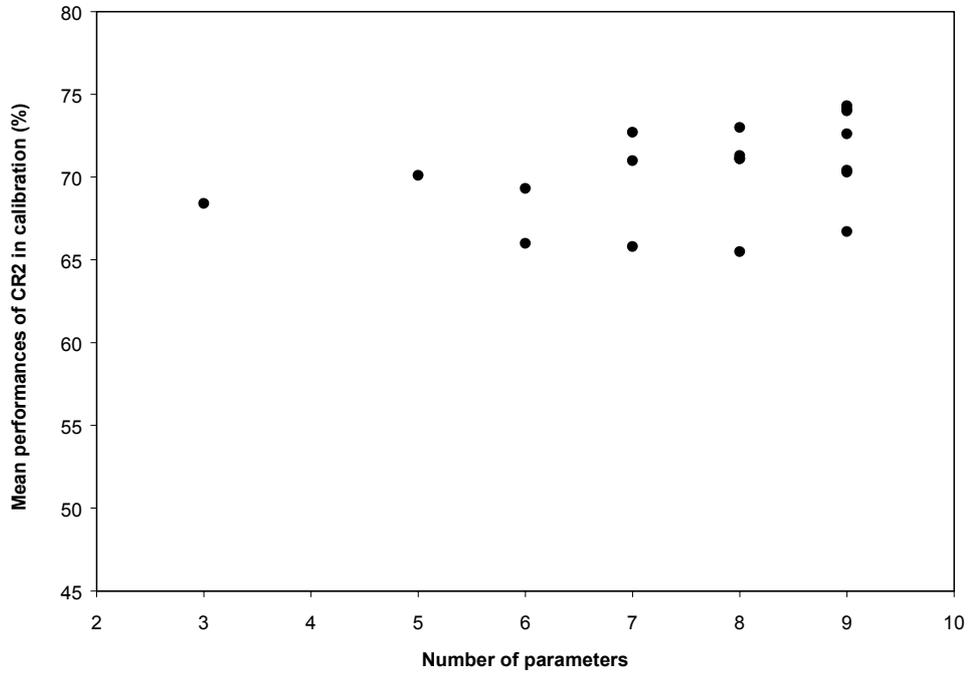
During the past 30 years, many modellers of the rainfall-runoff relationship have considered that increasing model complexity is the paramount solution for improving model performances. Here, we quantify model complexity by the number of parameters optimised during the calibration phase. Fig. 10 (a) and (b) shows the performances of models as measured by *CR2*, the Nash-Sutcliffe criterion on square root transformed streamflow plotted against the number of model parameters. In calibration mode, models with a larger number of parameters generally benefit from this increase in degrees of freedom and yield a better fit of observed data. But this trend disappears at the verification stage where models with a limited number of parameters achieve results as good as those of more complex models.

Ye et al. (1997) and Gan et al. (1997) already noticed this lack of overall superiority of complex models over simpler ones. This can be partly explained by the stability of performances from calibration to simulation, as shown in Fig. 10 (c). As discussed previously, it seems that the complex models tend to be less robust, i.e. they tend to have less stable performances than simpler ones.

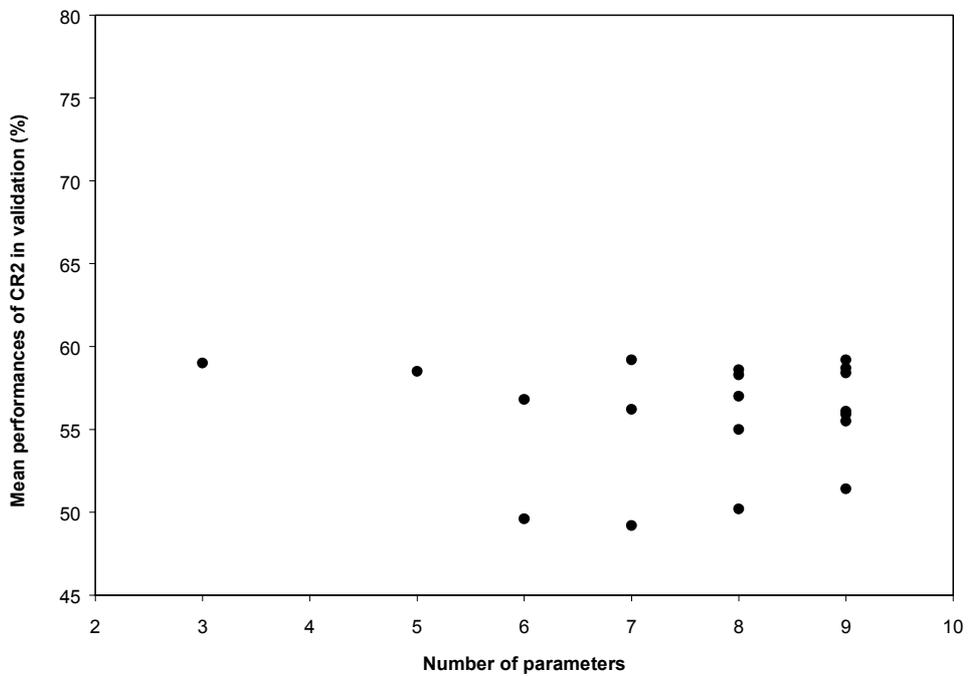
It is also worth noting that, in calibration or simulation, models with the same number of parameters may produce quite different results. This strengthens the argument by Gan et al. (1997) that the structure of the model (i.e. the type of storages, the nature of mathematical functions, the way elements are interrelated in the structure, the parameterisation of loss or routing modules) is of crucial importance for the success in modelling. Complexity alone cannot guarantee good and reliable performances. To date, model structures do not seem to be accurate enough to support a high complexity.

Fig. 10 (b) shows that different structures with different levels of complexity can attain similar quality levels of performances. A possible conclusion, also proposed by Nash and Sutcliffe (1970), could be

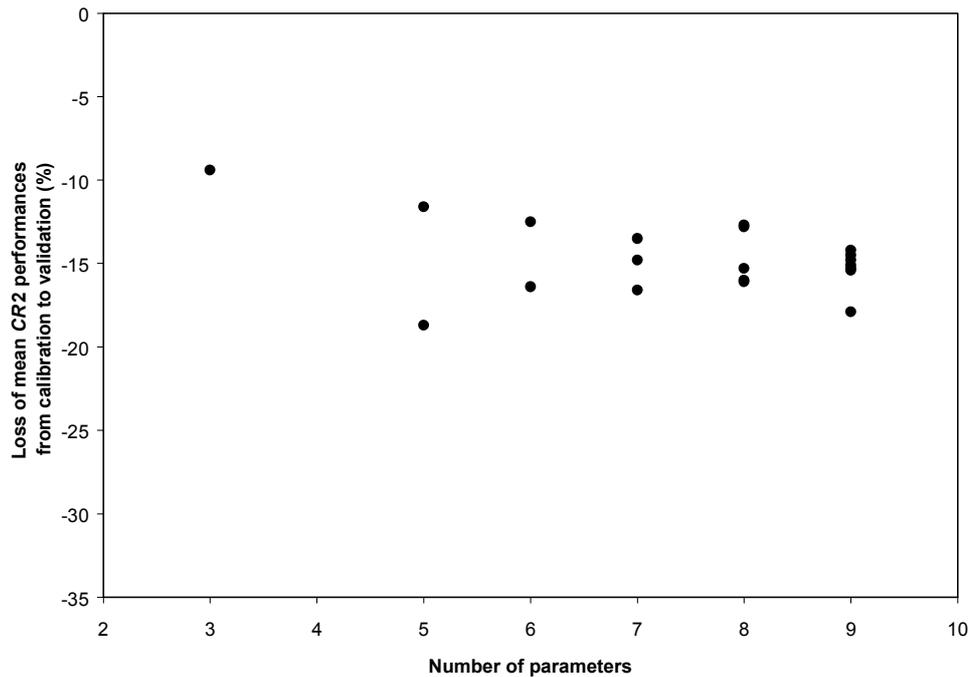
to advise the use of the simpler among these, almost equivalent, models. This idea is discussed further in the following paragraph.



(a)



(b)



(c)

Fig. 10. Mean performances for criterion $CR2$ (a) in calibration and (b) in verification, and (c) difference between verification and calibration, versus the number of model parameters

7.6. Complementarity of model structures: can we reach the ‘ideal’ model ?

We have mentioned previously that, among the 19 tested models, all do not achieve top performances on the same catchments, and that it is always possible to find a catchment where one model outperforms all the others. How could this complementarity between different model structures be used ? Let’s consider the situation in which a modeller would have the choice between the 19 model structures to simulate rainfall-runoff relationship on each catchment. In each case study, testing of all structures could determine which is the most suitable model for that particular case. This was done for all 429 catchments, by retaining for each one the best performance provided by the 19 structures. We considered this “best performance set” as one that could be derived from an ‘ideal model’, which from now on will be referred to as the $M_{\alpha\omega}$ model.

Fig. 11 shows the distributions of $CR1$ values obtained in verification by $M50$, $M_{\alpha\omega}$ and the 19 conceptual models. There is a significant gap between $M_{\alpha\omega}$ performances and those of the best conceptual model. On average, the $M_{\alpha\omega}$ model reaches 64.4 % for criterion $CR1$ whereas the mean performance of the best conceptual model is only 54.9 %. This seems to indicate possible complementarity between structures. To test this idea we have looked for the pairs of structures whose association was the most successful. Table 6 shows the symmetric matrix, for eight of the 19 models, featuring the number of catchments for which at least the model in row or the model in column ranked among the best four structures. On the diagonal are the numbers of catchments for which one single model ranked among the four best structures. If two models are associated, the resulting combined model is clearly more reliable. The improvement may be almost 100 catchments as compared with the best performing one of the two individual models.

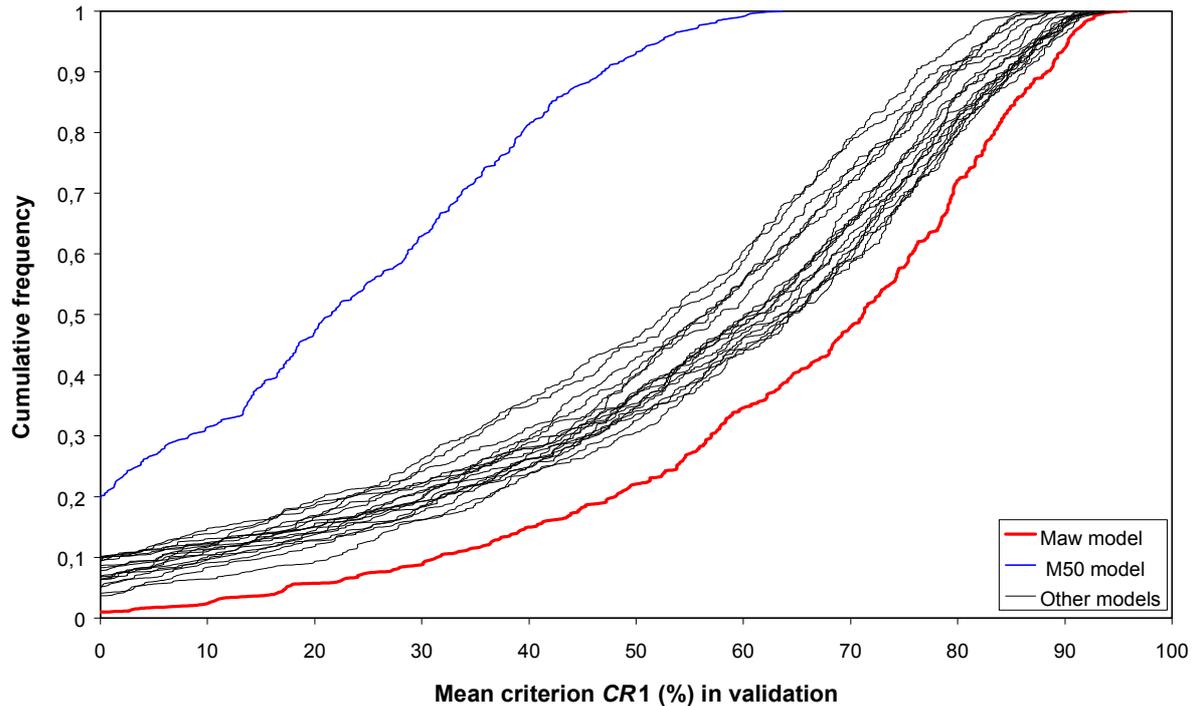


Fig. 11. Distributions of mean performances per catchment obtained in verification with criterion *CR1*

Table 6. Number of catchments for which at least one of the two models (row or column) is ranked in the first four best structures (results based on mean *CR1* criterion per catchment in simulation)

		Second model							
		M31	M51	M73	M83	M84	M93	M94	M95
First model	M31	185							
	M51	241	89						
	M73	284	238	170					
	M83	270	228	263	149				
	M84	270	198	229	257	132			
	M93	270	201	262	242	230	130		
	M94	260	207	263	228	239	224	134	
	M95	248	181	222	223	214	202	204	105

This shows that each model contains specific components whose efficiency can be satisfactorily complemented by others. Hence the association of two models can alleviate the limitations of both. Finding the models that together give the best performance could indicate which components from one could be successfully introduced into the other. Ideally associating the 19 models gives the results of the $M_{\alpha\omega}$ model, with very substantial improvements. In this sense Shamseldin et al. (1997) or more recently Shamseldin and O'Connor (1999) discussing forecasting, demonstrated that model association can be used successfully by combining outputs of different models a posteriori. The use of several different models can, however, make several model applications (such as those using regionalisation) more difficult to implement. We believe that prior attempts to include the best components of different models into a single one are worth considering. The resulting model would be more efficient and more reliable, although the distribution curve of the $M_{\alpha\omega}$ model in Fig. 11 probably sets the upper (and unreachable) limit for possible improvements with this lumped conceptual approach.

8. Conclusion and future work

This paper discusses the degree of model complexity (as reflected by the number of optimised parameters) required to simulate rainfall-runoff relationships on a wide variety of catchments. To assess the actual value of complexity in a model, an extensive testing scheme was carried out on 19 daily lumped model structures with three to nine optimised parameters. Model structures were tested on their ability to simulate streamflow, i.e. the target variable of such models in an operational hydrological context. Their performances were compared on a sample of 429 catchments located mainly in France but also in the United States, Australia, the Ivory Coast and Brazil.

It was demonstrated that very simple models can achieve a level of performance almost as high as models with more parameters. These more complex models are subject to over-parameterisation which prevents them from reaching their potential performance level. It seems therefore that the number of free parameters might be restricted to between three and five in lumped rainfall-runoff models. Steefel and Van Capellen (1998), commenting on a paper by Oreskes et al. (1994), stated that in many respects, the ultimate test of a particular model is its simplicity relative to its performance on a given number of observations. From this point of view, it can be argued that, for equivalent performances, the simplest models should be preferred. They do effectively cause less problems of parameter uncertainty, which is of utmost importance, for example, in regionalization where parameter reliability is a key issue (Wheater et al., 1993). Steefel and Van Capellen (1998) add that there is however a limit to model simplicity and this limit is reached when the model fails to adequately explain the observations (i.e. simplicity alone cannot be used as a valid criterion for how good a model is). We share this opinion and believe that one can strive for model parsimony as long as this does not impair the ability of the model to simulate streamflow values.

This study also provides insights into the important issue of model complementarity. In our test, none of the models was found to be the best one in all cases. In contrast, associating complementary model structures was shown to improve the results of single models applied independently. This opens up new possibilities of merging efficient components from different models into a single simple one, where structure and well-chosen parameterisation should be the main concerns. Research is under way to explore the possibility of building such a model, starting from the simplest structure and gradually and accurately increasing the complexity as needed to improve model performances. This approach, advised by Nash and Sutcliffe (1970) also follows recommendations by Bergström (1991), who states that it avoids 'the frustration of abandoning seemingly elegant concepts and theories when going from complex to simpler model structures'. We hope that this paper will stimulate further work on model testing and on development of new, simpler and more efficient models that would benefit operational hydrology.

Acknowledgements

ENGEES (Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg) is thanked for its support of this study. The authors thank Dr Francis H.S. Chiew at the Department of Civil and Environmental Engineering of the University of Melbourne, Australia, for providing data sets of the Australian catchments and for his fruitful review of this paper; Dr Eric Servat at the Institut de Recherche pour le Développement (formerly ORSTOM) in Montpellier, France, for providing data sets for catchments in the Ivory Coast; Jane L. Thurman from the Water Data Center at the US Department of Agriculture, Beltsville, United States, for providing ARS data; Dr Nilo Oliveira Nascimento at the University of Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil for providing data for Brazilian catchments. Data sets of American catchments from the MOPEX database were made available for the Workshop on regionalization of parameters of hydrological and atmospheric land surface models, 27-28 July 1999, Birmingham, Great Britain (see Web site www.nws.noaa.gov/oh/mopex). For French catchments, streamflow data were provided by the HYDRO database of the French Ministry for Environment, and Météo France provided potential evapotranspiration and precipitation data. The anonymous reviewer is also thanked for his comments which helped to improve the text.

References

- Abdulla, F.A., Lettenmaier, D.P. and Liang, X., 1999. Estimation of the ARNO model baseflow parameters using daily streamflow data. *Journal of Hydrology*, 222, 37-54.
- ASCE Task Committee, 1993. The ASCE task committee on definition of criteria for evaluation of watershed models of the watershed management committee, Irrigation and Drainage division, Criteria for evaluation of watershed models. *J. Irr. Drain. Eng.*, 119(3), 429-442.
- Bergström, S., 1991. Principles and confidence in hydrological modelling. *Nordic Hydrology*, 22, 123-136.
- Bergström, S., 1995. The HBV model. In: *Computer models in watershed modeling*, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications, 443-476.
- Beven, K. and Binley, A., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6, 279-298.
- 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., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16, 41-51.
- Blackie, J.R. and Eeles, C.W.C., 1985. Lumped catchment models - Chapter 11. In: *Hydrological forecasting*, M. G. Anderson and T. P. Burt (Ed.), John Wiley & Sons Ltd, 311-345.
- Bonvoisin, N.J. and Boorman, D.B., 1992. Daily rainfall-runoff modelling as an aid to the transfer of hydrological parameters. Report to MAFF, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Cameron, D.S., Beven, K.J., Tawn, J., Blazkova, S. and Naden, P., 1999. Flood frequency estimation by continuous simulation for a gauged upland catchment (with uncertainty). *Journal of Hydrology*, 219, 169-187.
- Chiew, F. and McMahon, T., 1994. Application of the daily rainfall-runoff model MODHYDROLOG to 28 Australian catchments. *Journal of Hydrology*, 153, 383-416.
- Chiew, F.H.S., Stewardson, M.J. and McMahon, T.A., 1993. Comparison of six rainfall-runoff modelling approaches. *Journal of Hydrology*, 147, 1-36.
- Crawford, N.H. and Linsley, R.K., 1963. A conceptual model of the hydrologic cycle. IAHS Publication n°63, 573-587.
- Danish Hydraulic Institute - DHI, 1996. NAM - MIKE 11. Documentation and User's Guide. Danish Hydraulic Institute, Hørsholm, Denmark.
- Dawdy, D.R. and O'Donnell, T., 1965. Mathematical models of catchment behavior. *American Society of Civil Engineers Proceedings*, 91(HY4), 123-137.
- Diskin, M.H. and Simon, E., 1977. A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models. *Journal of Hydrology*, 34, 129-149.
- Donnelly-Makowecki, L.M. et Moore, R.D. (1999). Hierarchical testing of three rainfall-runoff models in small forested catchments. *Journal of Hydrology*, 219(3/4), 136-152.
- Duan, Q., Sorooshian, S. and Gupta, V.K., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4), 1015-1031.
- Edijatno, Nascimento, N.O., Yang, X., Makhoulouf, Z. and Michel, C., 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2), 263-277.
- Farnsworth, R.K., Thompson, ES 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.
- Franchini, M. and Pacciani, M., 1991. Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, 122, 161-219.
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C. and Todini, E., 1996. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 175, 293-338.

- Gan, T.Y. and Biftu, G.F., 1996. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research*, 32(12), 3513-3524.
- Gan, T.Y., Dlamini, E.M. and Biftu, G.F., 1997. Effects of model complexity and structure, data quality and objective function on hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 192, 81-103.
- Garrick, M., Cunnane, C. and Nash, J.E., 1978. A criterion of efficiency for rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, 38, 375-381.
- Georgakakos, K.P. and Baumer, O.W., 1996. Measurement and utilization of on-site soil moisture data. *Journal of Hydrology*, 184, 131-152.
- Gupta, V.K. and Sorooshian, S., 1983. Uniqueness and observability of conceptual rainfall-runoff model parameters: the percolation process examined. *Water Resources Research*, 19(1), 269-276.
- Hargreaves, G.H. and Samani, Z.A., 1982. Estimating potential evapotranspiration. *Tech. Note J. Irrig. Drain. Eng.*, 108(3), 225-230.
- Houghton-Carr, H.A., 1999. Assessment criteria for simple conceptual daily rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2), 237-261.
- Jakeman, A.J. and Hornberger, G.M., 1993. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model ? *Water Resources Research*, 29(8), 2637-2649.
- 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.
- Johnston, P.R. and Pilgrim, D.H., 1976. Parameter optimization for watershed models. *Water Resources Research*, 12(3), 477-486.
- Kite, G.W., 1975. Performances of two deterministic hydrological models. *IAHS Publication n°115*, 136-142.
- Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 13-24.
- Kuczera, G. and Mroczkowski, M., 1998. Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of multiresponse data. *Water Resources Research*, 34(6), 1481-1489.
- Kuczera, G. and Parent, E., 1998. Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: the Metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, 211, 69-85.
- Lamb, R., Beven, K. and Myrabbø, S., 1998. Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. *Advances in Water Resources*, 22(4), 305-317.
- Lavabre, J., Sempere Torres, D. et Cernesson, F., 1993. Changes in the hydrological response of a small Mediterranean basin a year after a wildfire. *Journal of Hydrology*, 142, 273-299.
- Leviandier, T., 1988. Mise en oeuvre et interprétation de la comparaison de modèles (Implementation and interpretation of model comparison) (in French). *La Houille Blanche* (5/6), 395-398.
- Lørup, J.K., Refsgaard, J.C. et Mazvimavi, D. (1998). Assessing the effects of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: Case studies from Zimbabwe. *Journal of Hydrology*, 205, 147-163.
- Martinec, J. and Rango, A., 1989. Merits of statistical criteria for the performance of hydrological models. *Water Resources Bulletin*, 25(2), 421-432.
- Michaud, J. and Sorooshian, S., 1994. Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a midsized semiarid watershed. *Water Resources Research*, 30(3), 593-605.
- Mein, R.G. and Brown, B.M., 1978. Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resources Research*, 14(2), 299-303.
- Moore, I.D. and Mein, R.G., 1975. An evaluation of three rainfall-runoff models. *Proceedings of the Hydrological Symposium, Sydney, May 1975, Inst. Eng. Aust., Nat. Conf. Publ.*, 75/3, 122-126.
- Moore, R.J. and Clarke, R.T., 1981. A distribution function approach to rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research*, 17(5), 1367-1382.

- Morton, F.I., 1983. Operational estimates of actual evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66, 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*, 27(3), 282-290.
- Oreskes, N., Shrader-Frechette, K. and Belitz, K., 1994. Verification, validation and confirmation of numerical models in the Earth Sciences. *Science*, 263, 644-646.
- 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, 11-125.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, A193, 120-145.
- Perrin, C. and Littlewood, I.G., 2000. A comparative assessment of two rainfall-runoff modelling approaches: GR4J and IHACRES, Proceedings of the Prague Conference (22-24 September 1998), IHP-V, Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris, (in press).
- Refsgaard, J.C. and Knudsen, J., 1996. Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, 32(7), 2189-2202.
- Servat, E., 1986. Présentation de trois modèles globaux conceptuels déterministes: CREC 5, MODGLO, MODIBI. ORSTOM, Département F, Unité de Recherche 604.
- Servat, E. and Dezetter, A., 1991. Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrological Sciences Journal*, 36(4), 307-331.
- Servat, E. and Dezetter, A., 1992. Modélisation de la relation pluie-débit et estimation des apports en eau dans le nord-ouest de la Côte d'Ivoire (in French). *Hydrologie Continentale*, 7(2), 129-142.
- Shamseldin, A.Y., O'Connor, K.M. and Liang, G.C., 1997. Methods for combining the outputs of different rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, 197, 203-229.
- Shamseldin, A.Y. and O'Connor, K.M., 1999. A real-time combination method for the outputs of different rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 44(6), 895-912.
- Speers, D.D., 1995. SSARR Model. Chapter 11. In: *Computer Models in Watershed Hydrology*, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications, 367-394.
- Steeffel, C.I. and Van Cappellen, P., 1998. Reactive transport modeling of natural systems. *Journal of Hydrology*, 209, 1-7.
- Sugawara, M., 1995. The development of a hydrological model - Tank. Chapter 7. In: *Time and the River, Essays by Eminent Hydrologists*, G. Kite (Ed.), Water Resources Publications, 201-258 p.
- Summer, N.R., Fleming, P.M. and Bates, B.C., 1997. Calibration of a modified SFB model for twenty-five Australian catchments using simulated annealing. *Journal of Hydrology*, 197, 166-188.
- Tan, B.Q. and O'Connor, K.M., 1996. Application of an empirical infiltration equation in the SMAR conceptual model. *Journal of Hydrology*, 185, 275-295.
- Tanakamaru, H., 1995. Parameter estimation for the Tank Model using global optimisation. *Trans. JSIDRE*, 178, 103-112.
- Thurman, J.L. and Roberts, R.T., 1995. New strategies for the Water Data Center. *Journal of Soil and Water Conservation*, 50(5), 530-531.
- Todini, E., 1996. The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 175, 339-382.
- Tsykin, E.N., 1985. Multiple nonlinear statistical models for runoff simulation and prediction. *Journal of Hydrology*, 77, 209-226.
- Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, C. and Rodhe, A., 1999. Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. *Hydrological Sciences Journal*, 44(5), 779-797.

- Vandewiele, G.L., Xu, C.Y. and Win, N.L., 1992. Methodology and comparative study of monthly models in Belgium, China and Burma. *Journal of Hydrology*, 134, 315-347.
- Wang, Q.J., 1991. The genetic algorithm and its application to calibrating conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 27(9), 2467-2471.
- Warmerdam, P.M.M., Kole, J. and Chormanski, J., 1997. Modelling rainfall-runoff processes in the Hupselse Beek research basin. *Ecohydrological processes in small basins, Proceedings of the Strasbourg Conference (24-26 September 1996)*, IHP-V, Technical Documents in Hydrology n°14, UNESCO, Paris, 155-160.
- Weeks, W.D. and Hebbert, R.H.B., 1980. A comparison of rainfall-runoff models. *Nordic Hydrology*, 11, 7-24.
- Weglarczyk, S., 1998. The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models. *Journal of Hydrology*, 206, 98-103.
- Wheater, H.S., Jakeman, A.J. et Beven, K.J., 1993. Progress and directions in rainfall-runoff modelling - Chapter 5. In: *Modelling Change in Environmental Systems*, A. J. Jakeman, M. B. Beck et M. J. McAleer (Ed.), John Wiley & Sons Ltd, 101-132.
- World Meteorological Organization - WMO, 1975. Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. *Operational Hydrology Report n° 7*, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- World Meteorological Organization - WMO, 1986. Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report n° 23*, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- World Meteorological Organization - WMO, 1992. Simulated real-time intercomparison of hydrological models. *Operational Hydrology Report n° 38*, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Xu, C.Y. and Vandewiele G.L., 1995. Parsimonious monthly rainfall-runoff models for humid basins with different input requirements. *Advances in Water Resources*, 18, 39-48.
- Yang, X. et Michel, C., 2000. Flood forecasting with a watershed model: a new method of parameter updating. *Hydrological Sciences Journal*, in press.
- Yang, X., Parent, E., Michel, C. et Roche, P.A., 1995. Comparison of real-time reservoir-operation techniques. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 121(5), 345-351.
- Ye, W., Bates, B.C., Viney, N.R., Silvapan, M. and Jakeman, A.J., 1997. Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, 33(1), 153-166.
- Zhang, X. and Lindström, G., 1996. A comparative study of a Swedish and a Chinese hydrological model. *Water Resources Bulletin*, 32(5), 985-994.
- Zhao, R.J. and Liu, X.R., 1995. The Xinanjiang model - Chapter 7. In: *Computer models of Watershed Hydrology*, V. P. Singh (Ed.), Water Resources Publications, 215-232.

Annexe 4

Annexe 4

Description de la méthode d'analyse d'incertitude par approximation linéaire

Nous détaillons ici la procédure d'analyse d'incertitude exposée par Mein et Brown (1978) ou Troutman (1985).

On considère un modèle dépendant de k paramètres $\theta_1, \dots, \theta_k$ donnant une estimation des débits sur n pas de temps. Au pas de temps j , la différence entre le débit estimé $F_j(\theta)$ par le modèle et le débit observé X_j constitue l'erreur ou résidu du modèle, donné par:

$$R_j(\theta) = X_j - F_j(\theta) \quad \text{Eq. (1)}$$

ou sous forme vectorielle par:

$$R = X - F(\theta) \quad \text{Eq. (2)}$$

Ces résidus du modèle sont dû à l'inadéquation de la structure du modèle et aux erreurs contenues dans les données. Supposons qu'il existe un vecteur vrai θ_0 qui minimise les erreurs dues à l'inadéquation du modèle. Soit U le vecteur des résidus lorsque l'on applique ce vecteur des paramètres. On a alors:

$$U = X - F(\theta_0) \quad \text{Eq. (3)}$$

U est supposé être un processus stochastique stationnaire de moyenne nulle et dont la covariance est donnée par:

$$\text{Cov}(U_j, U_{j+r}) = \gamma_r \quad \text{Eq. (4)}$$

γ_r est la covariance entre les erreurs distantes de r pas de temps.

En pratique, on ne connaît pas le vrai jeu de paramètre θ_0 et donc, on ne peut ni déterminer l'erreur U ni la matrice de covariance associée. En suivant la théorie du modèle linéaire général, un estimateur du vecteur optimum des paramètres est obtenu en minimisant l'erreur quadratique du modèle, c'est-à-dire l'expression:

$$\sum_{j=1}^n R_j(\theta)^2 \quad \text{Eq. (5)}$$

ou sous forme vectorielle:

$$R^T \cdot R \quad \text{Eq. (6)}$$

$$\text{soit } (X - F(\theta))^T \cdot (X - F(\theta)) \quad \text{Eq. (7)}$$

où T désigne l'opérateur transposé. Le vecteur $\hat{\theta}$ ainsi obtenu est considéré comme étant le meilleur estimateur de θ_0 , et les résidus R représentent une estimation de U . Il faut cependant que les hypothèses sur les résidus de moyenne nulle, de variance constante, et d'absence d'auto-corrélation du modèle soient vérifiées. Elles le sont rarement vérifiées dans le cas des modèles hydrologiques.

On fait maintenant l'hypothèse que la structure du modèle est telle que l'estimation de X par $F(\theta)$ se dégrade lorsque $|\theta - \theta_0|$ augmente, c'est-à-dire lorsque l'on s'écarte du vecteur des vrais paramètres.

On peut supposer que l'erreur d'estimation sur θ_0 est faible, et donc que $|\theta_0 - \hat{\theta}|$ est petit. On peut donc considérer qu'une approximation de $F(\theta)$ en θ_0 est donnée par le développement de $F(\theta)$ en série de Taylor au premier ordre:

$$F_j(\theta) \cong F_j(\theta_0) + \sum_{s=1}^k (\theta_s - \theta_{0s}) \left[\frac{\partial F_j(\theta)}{\partial \theta_s} \right]_{\theta=\theta_0} \quad 1 \leq j \leq n \quad \text{Eq. (8)}$$

ou encore sous forme matricielle:

$$F(\theta) \cong F(\theta_0) + \Delta(\theta - \theta_0) \quad \text{Eq. (9)}$$

où Δ est une matrice ($n \times k$) définie par:

$$\Delta_{ij} = \left[\frac{\partial F_i}{\partial \theta_j} \right]_{\theta = \theta_0} \quad \text{Eq. (10)}$$

En combinant l'Eq. (3) et l'Eq. (9) dans l'Eq. (7), l'expression à minimiser pour déterminer une estimation de θ est alors donnée par:

$$[U - \Delta(\theta - \theta_0)]^T [U - \Delta(\theta - \theta_0)] \quad \text{Eq. (11)}$$

qui est minimisée par:

$$\hat{\theta} = \theta_0 + (\Delta^T \Delta)^{-1} \Delta^T U \quad \text{Eq. (12)}$$

La matrice de covariance de $\hat{\theta}$ est donnée par:

$$(\Delta^T \Delta)^{-1} \Delta^T \Gamma \Delta (\Delta^T \Delta)^{-1} \quad \text{Eq. (13)}$$

où Γ est la matrice de covariance du vecteur d'erreur U . La matrice donnée par l'Eq. (13) est une matrice symétrique de dimension ($k \times k$) qui porte sur sa diagonale la variance des composantes du vecteur des paramètres $\hat{\theta}$ et en dehors de la diagonale les covariances entre les paires de paramètres.

La détermination de cette matrice suppose le calcul préalable des matrices Γ et Δ .

La matrice Γ est une matrice ($n \times n$) dont les termes sont des estimateurs γ_r' des termes de covariance γ_r de l'Eq. (4), qui sont obtenus à partir des résidus du modèle distants de r pas de temps:

$$\gamma_r' = \frac{1}{n-r} \sum_{j=1}^{n-r} R_j R_{j+r} \quad \text{avec } r=0,1,\dots,n-1 \quad \text{Eq. (14)}$$

Sur la diagonale, on trouve tous les éléments égaux à γ_0' , puis sur la diagonale adjacente, tous les éléments sont égaux à γ_1' , et ainsi de suite. En principe, tous les γ_r' vont décroître de façon monotone vers 0 lorsque r augmente.

Dans notre étude, nous avons simplifié la situation en considérant Γ comme étant sensiblement un multiple de la matrice identité. L'Eq. (13) se réduit alors à l'expression:

$$s^2 (\Delta^T \Delta)^{-1} \quad \text{Eq. (15)}$$

où s^2 est l'élément commun de la diagonale principale de Γ égal à la variance d'estimation d'un débit journalier.

Les éléments de la matrice Δ dont l'expression apparaît à l'Eq. (10) peuvent être calculés en approximant les dérivées partielles par des différences finies aux alentours de $\hat{\theta}$: on effectue successivement des petites variations sur les k paramètres et on calcule à chaque fois l'effet de ces changements sur les sorties du modèle.

Par le calcul des matrices Δ et Γ , on obtient donc une estimation de la matrice des variances-covariances des paramètres du modèle.

Bibliographie

- Mein, R.G. et Brown, B.M. (1978).** Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resources Research*, **14**(2), 299-303.
- Troutman, B.M. (1985).** Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modeling. 1. Theory. *Water Resources Research*, **21**(8), 1195-1213.

Annexe 5

Annexe 5

Rôle de l'initialisation sur les performances du modèle

Nous recherchons ici l'éventuel rôle que peut jouer l'initialisation du modèle GR3J sur ses performances ou sur l'optimisation de ses paramètres. Cette brève étude fait référence aux travaux d'analyse d'incertitude du chapitre 6.

Le changement des valeurs des paramètres X1 et X2 lorsque la longueur de la période de calage augmente pourrait venir d'une période d'initialisation insuffisamment longue. Lorsque la période de calage augmente, il y a en effet davantage de valeurs positives des échanges, ce qui signifie qu'il y a davantage de cas où le modèle a tendance à vouloir évacuer plus d'eau du bassin. Ceci pourrait provenir d'un taux de remplissage initial du réservoir de production trop élevé au début de la période d'initialisation (le taux de remplissage initial du réservoir de production ayant été fixé à 70 % dans les résultats présentés dans le chapitre 6). A la fin de l'année d'initialisation, il se peut que le niveau dans le réservoir de production soit toujours trop élevé, ce qui entraîne une trop faible quantité d'eau évacuée par évapotranspiration du réservoir de production au cours de la deuxième année et parallèlement une quantité trop importante de la pluie dirigée vers le routage. Cette quantité trop importante d'eau est alors compensée par une valeur plus élevée du paramètre d'échange. Lorsque le nombre d'années de la période de calage augmente, l'influence d'une mauvaise initialisation du réservoir de production diminue.

Ici, nous nous sommes intéressés uniquement au réservoir de production, le réservoir de routage étant généralement stabilisé beaucoup plus rapidement en raison d'une variabilité temporelle plus rapide.

Quelques tests ont été effectués pour vérifier si le changement de la valeur du paramètre d'échange était dû à une période d'initialisation trop courte:

le taux initial de remplissage du réservoir de production a été fixé à une valeur plus faible (40 %),

- une deuxième année a été rajoutée à la période d'initialisation.

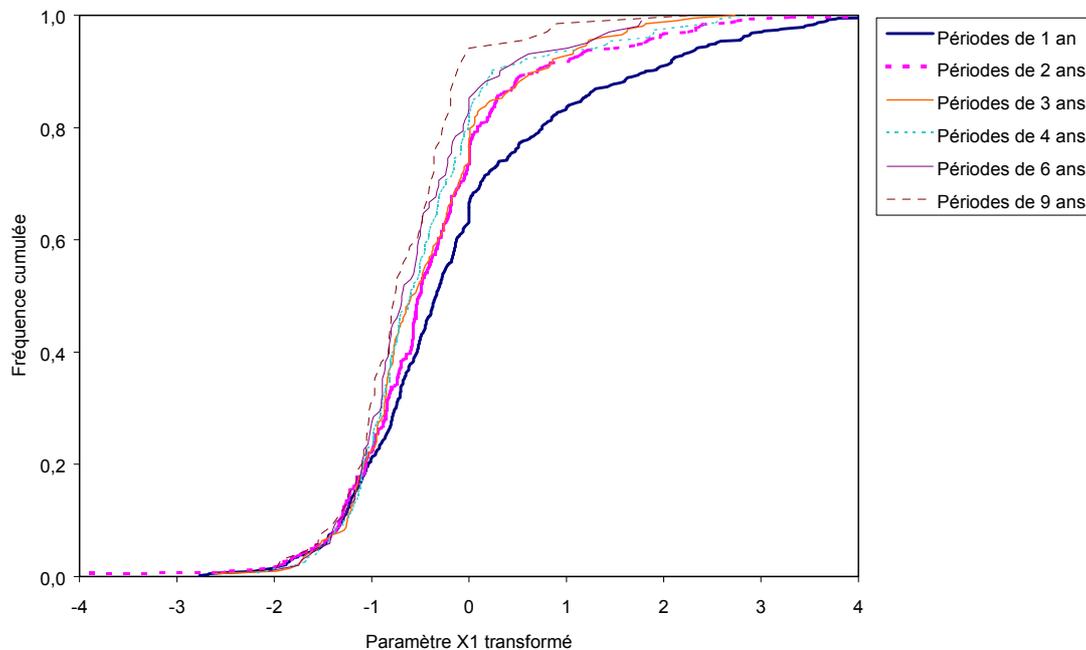


Figure 1: Distributions des valeurs du paramètre X1 de la structure GR51 pour différentes longueurs de période

Comme des changements importants ont été observés dans les valeurs des paramètres X1 et X2 pour les courtes périodes en comparaison de la période de référence (voir Figure 1), nous avons tout d'abord vérifié l'influence de l'initialisation sur des périodes de calage de 1 an. 35 périodes de 1 an ont été utilisées, ce qui correspond à 595 calages sur les 17 bassins. La structure GR51 a été utilisée.

La Figure 2 montre les distributions des paramètres X1 obtenus en utilisant un taux d'initialisation du réservoir de production de 40 % et 70 % avec une année d'initialisation. Une légère différence est observée entre les deux courbes. Cependant, dans le cas d'un taux de remplissage initial de 40 %, il y a moins de valeurs positives de X1, confirmant que dans certains cas, le niveau initial trop élevé du réservoir de production influence pendant la phase de calage la détermination de X1. Ceci est confirmé par la comparaison des paramètres à la Figure 3. Ce graphique indique que dans 75 % des cas, des valeurs de X1 identiques ont été identifiées avec les deux initialisations différentes, et que la différence entre les valeurs du paramètre n'a été significative (supérieure à 0,1) que dans 8 % des cas. Les différences observées pour le paramètre X2 sont du même ordre de grandeur.

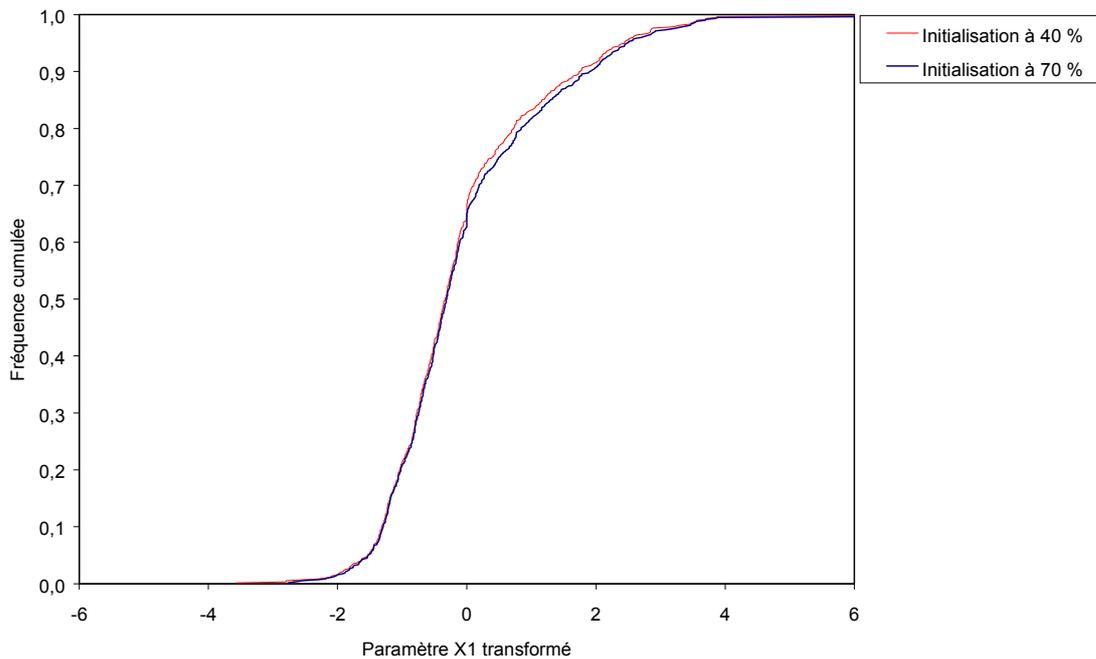


Figure 2: Distributions des valeurs de X1 avec une période d'initialisation de 1 an et deux initialisations différentes du réservoir de production (40 % et 70 %)

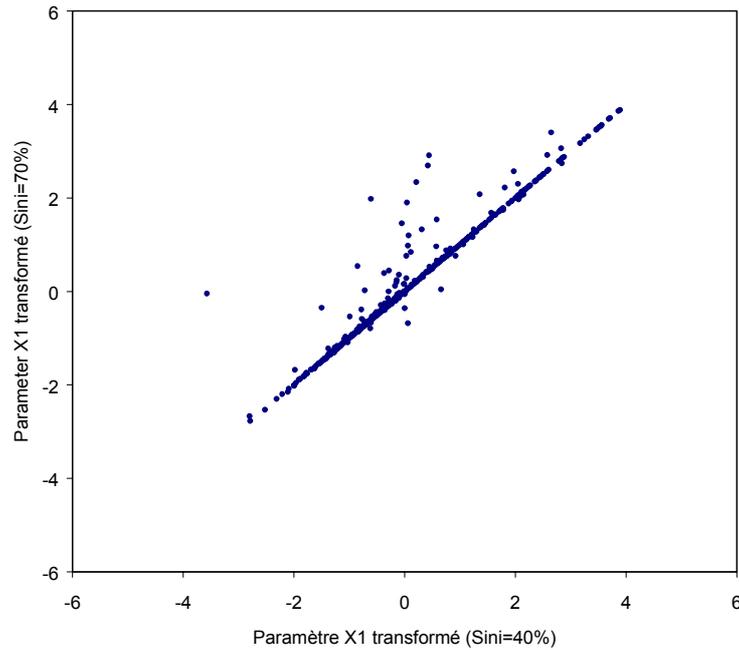


Figure 3: Comparaison des valeurs du paramètre X1 obtenues avec des taux de remplissage initiaux du réservoir de production de 40 % et 70 %

Les mêmes tests en calage ont été réalisés avec une période d'initialisation de deux ans, avec des taux de remplissage initiaux de 40 et 70 %. 93 % des valeurs du paramètre X1 sont les mêmes en passant d'un taux initial à l'autre, et la différence est significative dans seulement 4 % des cas (les résultats sont très similaires pour X2). Les Figures 4 et 5 illustrent la différence des distributions de paramètres lorsque l'on passe de un à deux ans d'initialisation. Il y a très peu de changement dans les distributions, mais la différence plus importante dans le cas d'un taux initial de 70 % (Figure 5) tend à indiquer que cette valeur est trop élevée en moyenne pour ces bassins. La Figure 5 confirme par ailleurs qu'une trop courte période d'initialisation associée avec un taux initial trop élevé du réservoir de production conduit à un pourcentage légèrement plus élevé de valeurs positives de X1.

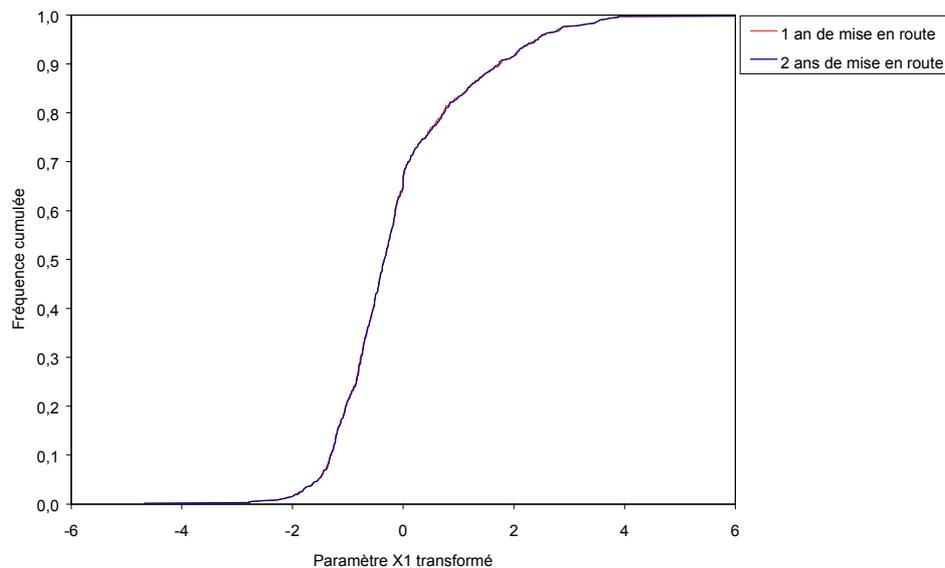


Figure 4: Distributions des paramètres X1 dans le cas d'un taux de remplissage initial de 40 % pour des périodes d'initialisation de un et deux ans.

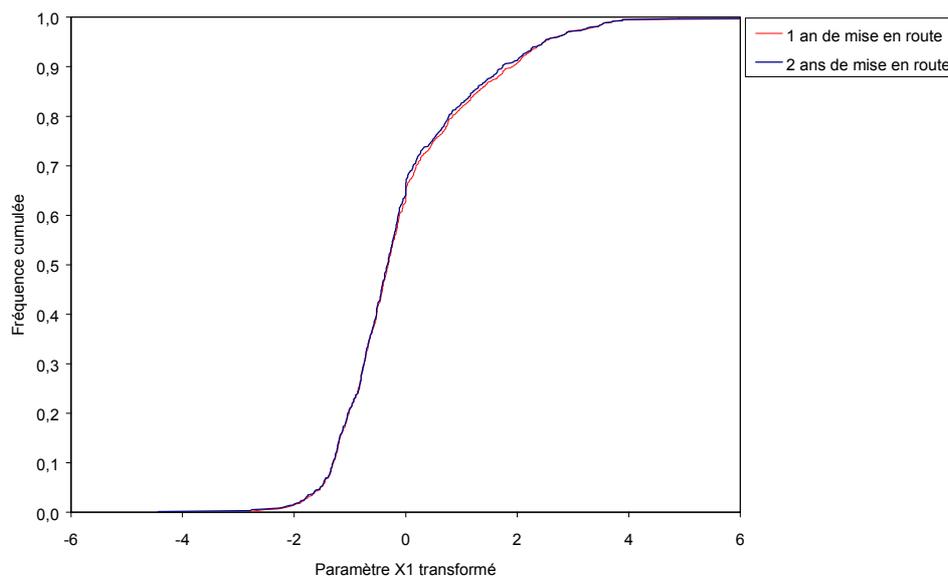


Figure 5: Distributions des paramètres X1 dans le cas d'un taux de remplissage initial de 70 % pour des périodes d'initialisation de un et deux ans.

L'optimisation des paramètres du modèle GR51, particulièrement de X1 et X2, est influencée de façon significative par le taux de remplissage initial du réservoir de production dans un nombre limité de cas. Avec une période d'initialisation de un an, seuls 8 % des paramètres changent avec des taux d'initialisation différents. Une initialisation avec une deuxième année rend l'optimisation insensible au taux de remplissage initial du réservoir de production dans 95 % des cas.

Un taux de remplissage initial trop élevé du réservoir de production dont l'effet n'est pas gommé par la période d'initialisation, conduit à une identification de valeurs artificiellement élevées du paramètre d'échange qui compense de trop faibles pertes par évaporation et une quantité trop grande de pluie dirigée vers le module de routage. Cependant, au regard des résultats précédents, les effets des conditions initiales dans le réservoir de production sur la valeur du paramètre X1 semblent marginaux en comparaison de ceux observés suite au changement de la longueur de la période de calage. Il est probable que lorsque la période de calage augmente, l'influence des conditions initiales diminue. Par conséquent, nous n'avons pas mené de tests pour des périodes de calage plus longues.

Titre

Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative

Résumé

Il existe actuellement un grand nombre de modèles hydrologiques conceptuels ou empiriques globaux permettant de simuler la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant. Notre étude comparative a permis de tester 38 structures de modèles sur un large échantillon de 429 bassins versants situés en France, aux Etats-Unis, en Australie, en Côte d'Ivoire et au Brésil. Les structures ont toutes été évaluées dans le même cadre de test, avec les mêmes données d'entrée. Leurs paramètres ont été calés par une méthode d'optimisation locale qui a prouvé de bonnes capacités à identifier un optimum satisfaisant. Les performances en terme de qualité des simulations des débits observés ont été évaluées grâce à un ensemble de critères quantitatifs, dont certains correspondent à des formulations nouvelles.

Les tests réalisés indiquent qu'un faible nombre de paramètres libres (3 à 5) est suffisant pour obtenir des résultats aussi satisfaisants que des structures avec un plus grand nombre de degrés de liberté, l'augmentation de leur nombre limitant la robustesse du modèle. Par ailleurs, la structure du modèle joue un rôle prépondérant sur la qualité des simulations. Certains outils mathématiques contenus dans différentes structures apparaissent complémentaires et leur association au sein d'un même modèle permet d'améliorer les simulations de débit. La structure du modèle simple GR3J a ainsi pu être modifiée pour obtenir une structure à quatre paramètres plus satisfaisante, avec notamment une meilleure simulation des étiages.

Mots-clés

Modélisation pluie-débit; Bassins versants; Comparaison; Optimisation; Critères d'évaluation; Incertitudes; Régionalisation

Title

Towards an improved version of a lumped rainfall-runoff model through a comparative approach

Abstract

There is today a large number of existing lumped conceptual or empirical hydrological models for simulating the rainfall-runoff transformation at catchment scale. The study examined and evaluated 38 model structures on 429 catchments located in France, the United-States, Australia, the Ivory Coast and Brazil. All structures were evaluated in the same testing framework and fed with the same amount of data. Their parameters were calibrated using a local optimisation search procedure which proved able to locate satisfactory sets of optimum parameters. The performances in terms of quality of observed streamflow simulation was assessed with several quantitative criteria, including new formulations.

Tests results indicate that a low number of free parameters (3 to 5) is sufficient to achieve model simulations as satisfactory as those obtained with models with a larger number of parameters and that an increasing number of degrees of freedom limits model robustness. Furthermore model structure plays a key role in the quality of simulations. Some mathematical tools used in different structures appear complementary and their association in a single model may improve streamflow simulations. The structure of the simple GR3J model was thus modified into a more satisfactory four-parameter structure, with improved low flow simulations.

Keywords

Rainfall-runoff modelling; Catchments; Comparison; Optimisation; Assessment criteria; Uncertainty; Regionalisation

Spécialité Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement

Ecole Doctorale Terre, Univers, Environnement (Institut National Polytechnique de Grenoble)

Intitulé et adresse du laboratoire

Unité de Recherche Qualité et Fonctionnement Hydrologique des Systèmes Aquatiques

Cemagref

Parc de Tourvoie

BP 44

F-92163 Antony Cedex