

Étude des pertes au ruissellement sur surfaces imperméables en milieu urbain

Study of runoff losses on impervious surfaces in an urban environment

D. BRULÉ¹, F. BLANCHET² et J. ROUSSELLE¹

Reçu le 23 octobre 1995, accepté le 18 décembre 1996*.

SUMMARY

The subject of this article is runoff losses in an urban environment, specifically initial losses through impermeable surface depressions directly connected to the network. For that purpose the hydrological behavior of two urban watersheds (Batany and Trianon) of about 5 hectares each, in the Bordeaux region of France, have been studied to observe that the fluctuations around the "Rainfall Depth versus Runoff Volume" law essentially derive from initial runoff losses which differ from one rainfall event to another. The fluctuations around this law make it impossible to precisely estimate runoff volume based on rainfall depth. Improved knowledge of initial losses would result in better estimation of the runoff volume of more regular (monthly or bi-monthly) rainfall events, which must increasingly be treated at water treatment plants in order to be able to control better the overflows. An hypothesis which would consider the involvement of pervious surfaces to be negligible would allow us to suppose that the initial losses from a given rainfall event are directly linked to the moisture content of the impervious surfaces connected to the network. The moisture content prior to the event is dependent upon the occurrence of a previous rainfall event and on the meteorological conditions prevailing between the previous rainfall event and the one under study.

A model, called the EVA model, has been developed with the objective of predicting runoff losses corresponding to a rainfall event as a function of the previously prevailing watershed moisture conditions. The model evaluates the amount of evaporation from the water contained in the surface depressions between two successive rainfall events, called the initial rainfall event and the final rainfall event. The initial rainfall event represents the previous rainfall event, and the final rainfall event is the event for which the losses are to be esti-

1. École Polytechnique, Département de génie civil, Campus de l'Université de Montréal, Case Postale 6079, Succursale « centre-ville », Montréal, Québec, Canada, H3C 3A7.
2. Société RHÉA, 11, rue du Vieux Pont, 92000, Nanterre, France.

* Les commentaires seront reçus jusqu'au 31 décembre 1997.

mated. The application of the model requires a very good record of the small rainfall events which have occurred during the modelling periods, and which are called the intermediate rainfall events. In practice, this constraint implies the need to monitor the dispersed rainfall events which, even if they cause only very light runoff, nonetheless contribute to a partial filling of the surface depressions present on the impervious terrain.

The equations used in the model are those which correspond to the energy balance between air and water using the net radiation, the latent, sensible and storage heat (the soil heat flux is considered negligible). The EVA model uses meteorological data such as the air temperature, relative humidity, wind speed and solar radiation. The model evaluates two variables: water depth and water temperature. Since water depth after evaporation is known, the losses of a rainfall event can be estimated by subtracting the total volume of water which has evaporated during the dry period from a maximum value of the losses. The modeled losses are then compared with the measured losses. In order to simplify the resolution of the problem, the total water volume contained in the thousands of surface depressions present in the watershed is considered to be contained in a single depression called a representative depression. This representative depression can take different forms and have different initial heights, which have been tested while the work was in progress.

The model is found to be coherent in terms of the variations in water depth in the surface depressions. The total water volume contained in the surface depressions takes from 1 to 3 days to evaporate depending on the season. The variation in water depth is caused by differences in evaporation rates occurring during the months close to the summer solstice and during the cooler months.

The first version of the model was created in 1992 and tested on two watersheds of about 250 hectares each in the Paris area. The model was modified and the new results were compared with the measurements obtained in two watersheds in the city of Bordeaux. The performance of the model was evaluated for 17 rainfall events, of which 10 were in Batany and 7 in Trianon. The model accurately predicts the losses corresponding to a rainfall event within 0.5 mm, in two cases out of three. The problem encountered in the remaining one-third of the cases was essentially that it is difficult to account for runoff during intermediate rainfall events because of very low flow rates and small rainfall depth measurements.

Experimental equipment installed in two watersheds in Bordeaux has made it possible to obtain relatively precise pluviometric and discharge measurements. However, there is uncertainty concerning these measurements, which is inherent in this field, when it comes to validating a model like EVA because such a model is used for regular rainfall events for which the initial losses directly influence the runoff volume.

However the knowledge, *a priori*, of initial runoff losses should enable better use of a model which, for example, assumes that the runoff coefficient increases progressively at the beginning of the rainfall event. The validation of such a model was attempted while the work was under way, but ran into the difficulty of selecting a set of rainfall events characterized by constant rainfall intensity.

The development of a model like EVA requires rainfall and flow measurements which are free of uncertainties and accessible within experimental watersheds which are perfectly monitored and where the measurement uncertainties are the same for all observable measurement ranges (in particular for the discharge measurements). These recommendations currently constitute a technical barrier in terms of measurement that will be difficult to surmount. However, the work carried out in this research hints at the possible improvement of

the classical hydrological models used in urban hydrology, particularly those used for forecasting the runoff volumes of regular rainfall events.

Key-words: initial losses, depression storage, impervious surfaces, evaporation, energy balance, water depth.

RÉSUMÉ

L'étude de la réponse hydrologique de deux bassins versants de l'agglomération de Bordeaux en France a montré que les pertes initiales au ruissellement sur les surfaces imperméables étaient responsables des écarts entre le volume ruisselé et le volume prévu proportionnel à la lame d'eau tombée sur un bassin versant. Les pertes initiales, qui n'excèdent pas 2 à 3 mm, dépendent essentiellement de l'état de saturation des surfaces imperméables au début de la pluie. Cet état initial des surfaces imperméables dépend lui-même des antécédents pluvieux, notamment des conditions hydrologiques et météorologiques depuis la dernière pluie qui précède l'événement pluvieux considéré. Afin d'estimer quantitativement les pertes au ruissellement au cours d'une pluie, un modèle d'évaporation nommé ÉVA a été développé. Les données météorologiques sont utilisées afin d'évaluer, à partir d'un bilan énergétique simplifié entre l'eau et l'air, la lame d'eau évaporée des surfaces imperméables entre deux pluies successives. Après une pluie, il faut de un à trois jours selon la saison pour que l'eau stockée dans les dépressions de surface soit totalement évaporée, sur les bassins testés.

Le modèle a été testé avec les mesures disponibles sur deux bassins versants urbains de la région bordelaise dont la surface totale n'excède pas 6 hectares. Quantitativement, on montre qu'il est possible de prédire les pertes au ruissellement avec une précision de 0,5 mm dans 65 % des cas étudiés. Les 35 % d'épisodes où l'on se heurte à des difficultés sont des séquences de faibles épisodes pluvieux séparés par quelques heures et n'excédant pas 3,0 mm. La modélisation du remplissage partiel des dépressions de surface des terrains imperméables est alors trop sommaire.

Mots clés : pertes initiales, dépression de surface, surfaces imperméables, évaporation, bilan énergétique, lame d'eau.

1 – INTRODUCTION ET CONTEXTE DE L'ÉTUDE

Durant l'été 1992, le radar ANATOL du laboratoire de Météorologie Physique de Clermont-Ferrand a été implanté sur le territoire de la Communauté Urbaine de Bordeaux. L'information recueillie par le radar ainsi que les mesures pluviographiques et les mesures de débit à l'exutoire de deux bassins versants urbains expérimentaux ont été interprétées de façon exhaustive (RHÉA, 1993). Le comportement quasi linéaire de la loi « *Lame d'eau – Volume ruisselé* » permet de considérer le volume ruisselé comme la mesure de référence de la lame d'eau sur ces bassins versants puis d'évaluer par la suite les performances de différents dispositifs de mesure de la lame d'eau notamment celles à partir du radar. Néanmoins l'étude hydrologique de ces bassins versants urbains met en évidence les fluctuations du comportement hydrologique autour d'un comportement strictement linéaire. Deux pluies de hauteurs identiques ne génèrent pas nécessairement le même volume de crue. Ce phénomène est lié directement aux per-

tes initiales au ruissellement sur les surfaces imperméables qui sont très variables d'une pluie à l'autre (BLANCHET, 1993). En effet, l'échantillon de pluies observées à Bordeaux en 1992 correspond à des précipitations courantes, sur des bassins versants sélectionnés pour leur aptitude à ne pas générer un ruissellement en provenance des surfaces perméables.

D'autre part, les variations des couples « *Lame d'eau – Volume ruisselé* » autour d'un comportement strictement linéaire sont fortement dépendantes des antécédents pluvieux. Il est donc légitime de supposer que ces variations ne s'expliquent que par le niveau de saturation des surfaces imperméables au début d'un épisode pluvieux. Cet état initial influence directement les volumes de ruissellement perdus lors de la phase initiale d'humectage puis de remplissage des dépressions de surface présentes sur les terrains imperméables. Cette perte en volume est communément nommée pertes initiales au ruissellement.

En absence de tout antécédent pluvieux, ces pertes initiales peuvent représenter une quantité de précipitation de 2 à 3 mm. Pour les épisodes pluvieux majeurs, elles peuvent donc être négligées. Par contre, elles constituent une source d'incertitude majeure dans la prévision des volumes ruisselés des épisodes pluvieux courants (fréquence d'une à deux fois par mois). Or l'évolution actuelle de la réglementation européenne en matière de maîtrise des rejets introduit l'obligation de procéder au traitement des volumes de ruissellement générés par de tels épisodes sur les réseaux unitaires, d'où l'intérêt de la prévision des volumes à traiter.

C'est dans ce contexte que nous avons développé un modèle numérique permettant une prédiction quantitative des pertes initiales au ruissellement. Ce modèle, nommé ÉVA (pour évaporation), se fonde sur les lois de la thermodynamique pour simuler l'évaporation de l'eau contenue dans les dépressions des surfaces imperméables entre deux pluies successives.

Une première version du modèle a été mise au point en 1992. Elle a été testée sur deux bassins versants de 250 hectares situés dans le département de la Seine-Saint-Denis (BRULÉ, 1993). Les résultats présentés ci-après sont issus d'une nouvelle version du modèle qui reprend la formulation théorique de la version précédente, tout en y ajoutant quelques modifications. Ces résultats ont été obtenus à partir de deux bassins versants de la région bordelaise (BRULÉ, 1995). L'article présente tout d'abord une brève revue de la littérature, le dispositif expérimental utilisé, la modélisation du processus d'évaporation ainsi que l'application et la discussion des résultats obtenus et finalement une conclusion termine le tout.

2 – REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

À notre connaissance, aucun travail de recherche n'a porté sur la prédiction quantitative des pertes initiales au ruissellement en milieu urbain ou plus précisément sur l'estimation des pertes initiales d'une pluie à partir de la connaissance des conditions hydrologiques et météorologiques qui la précèdent. Cette lacune s'explique par l'intérêt porté principalement aux fortes pluies responsables des

inondations et pour lesquelles les 2 à 3 mm de pertes initiales au ruissellement sont négligeables.

Les principaux modèles cités dans la littérature évaluent les pertes initiales d'un bassin versant à l'aide d'une valeur fixe indépendante de la pluie et les conditions hydro-météorologiques antérieures. Ils proviennent de relations empiriques qui sont fonction de la pente de la surface réceptrice (FALK et NIEMCZYNOVICZ, 1978 ; KIDD, 1978 ; CHOCAT, 1981) ou d'une régression linéaire entre le volume ruisselé et la précipitation (MILLER et VIESSMAN, 1972 ; ARNELL, 1982 ; BOYD *et al.*, 1993).

Des travaux menés en Italie sur l'estimation de la pluie nette sur un bassin versant urbain (BARBERO *et al.*, 1993) ont utilisé une forme modifiée du modèle de LINSLEY *et al.* (1982). Ce modèle propose une évolution de la capacité de rétention au cours d'une même pluie par la relation suivante :

$$H_s(t) = S(1 - e^{-PB/S}) \quad (1)$$

où $H_s(t)$ représente la hauteur d'eau dans les dépressions, PB la hauteur totale d'eau précipitée depuis le début de la pluie et le paramètre S qui représente la capacité totale d'emmagasinement du bassin versant (LINSLEY *et al.*, 1982 ; ANDRIEU, 1982 ; STU, 1989, etc.). Les valeurs de S utilisées varient de 0,18 à 2,80 mm, selon le type de surfaces imperméables (UNESCO, 1987). Cependant, après calage, BARBERO *et al.*, (1993), obtiennent une valeur de S de 10,5 mm ce qui diffère de beaucoup des valeurs proposées dans la littérature. Ils ont tenu compte des pluies antérieures à l'aide de cette expression où PB_a est la hauteur précipitée de la pluie précédente :

$$H_s(t) = S(e^{-PB_a/S})(1 - e^{-PB/S}) \quad (2)$$

Cependant, cette approche ne tient pas compte des caractéristiques météorologiques entre les deux pluies, notamment, la saison ainsi que l'occurrence ou non d'une période nocturne qui modifie d'autant les conditions d'évaporation de l'eau contenue dans les dépressions de surface entre les deux pluies successives considérées.

3 - LE DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL

Les deux bassins versants bordelais ayant servi de support à l'expérimentation de l'été 1992 sont Batany et Trianon (*fig. 1 et 2*). L'ensemble du dispositif expérimental a été mis au point et maintenu par le Centre d'Études Techniques de l'Équipement du Sud-Ouest. Le bassin versant de Batany couvre une surface de 1,97 ha et il a un coefficient d'imperméabilisation estimé à 68 %. Batany est constitué en majorité d'habitats individuels continus. Un pluviographe est installé à l'extérieur du bassin mais à proximité de son exutoire. Pour sa part, le bassin versant Trianon a une surface totale de 5,71 ha et un coefficient d'imperméabilisation estimé à 44 %, de plus il est couvert en grande partie d'habitats individuels discontinus. Les postes pluviographiques les plus proches de Trianon, les postes Périnot et Maginot, sont à quelques centaines de mètres à l'extérieur du bassin.

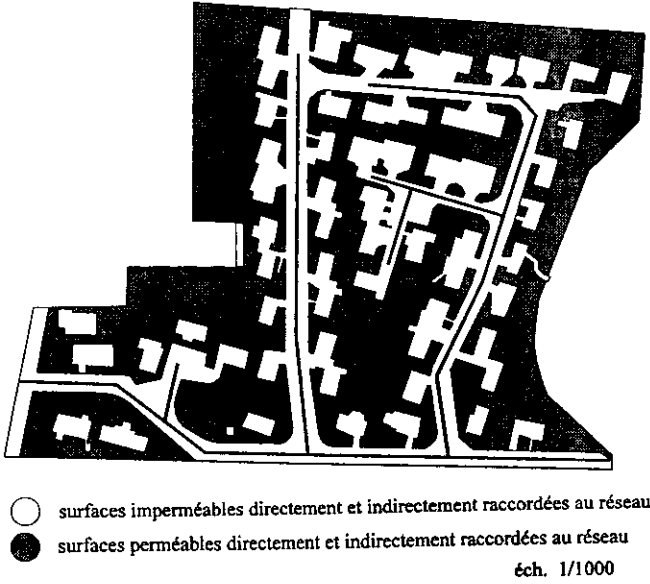


Figure 1 Bassin versant de Batany (Adapté de BALADES et LE ROUX (1990)).
Batany watershed (Adapted from BALADES and LE ROUX (1990)).

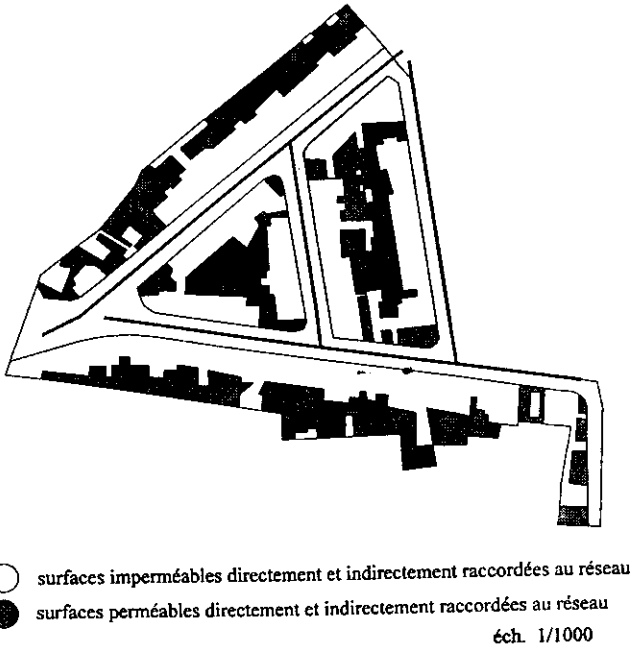


Figure 2 Bassin versant de Trianon (Adapté de BALADES et LE ROUX (1990)).
Trianon watershed (Adapted from BALADES and LE ROUX (1990)).

Chacun des deux exutoires est équipé d'un déversoir triangulaire à mince paroi. Deux sondes à ultrasons y sont implantées, une immergée et placée au fond de la conduite et l'autre, émergée. À Batany, le débit maximum mesurable de 67 l/s est limité par la hauteur du déversoir de 30 cm et il est de 155 l/s sur Trianon et il correspond à la hauteur du déversoir de 40 cm.

La campagne de mesures s'échelonnait de mars 1992 à septembre 1992. De tous les événements recensés, les plus homogènes ont servi à établir les comportements hydrologiques des deux bassins versants (RHÉA, 1993). La mesure de chacun des pluviographes a donc été confrontée aux mesures des postes pluviographiques les plus près afin d'assurer l'homogénéité de la pluie et minimiser les risques d'erreurs sur la mesure de la lame d'eau.

Les comportements hydrologiques des bassins versants Batany et Trianon sont illustrés aux figures 3 et 4. Les droites enveloppes ont été tracées manuelle-

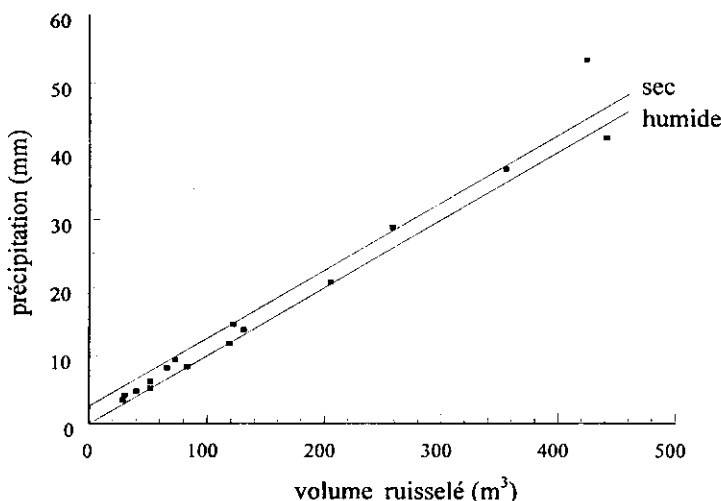


Figure 3 Comportement hydrologique du bassin versant Batany.
Hydrological behavior of the Batany watershed.

ment. En se référant à ces figures, la droite inférieure relie les événements ayant engendré des pertes minimales alors que la droite supérieure et parallèle à la première caractérise les pluies avec pertes maximales. La droite inférieure relie en fait les événements se produisant lorsque le sol est saturé d'eau. Les événements portés par la droite supérieure sont ceux qui suivent une période de temps sec assez longue (de deux à trois jours) pour engendrer des pertes au ruissellement maximales.

Les principales conclusions tirées des comportements hydrologiques des bassins versants Batany et Trianon peuvent se résumer ainsi :

- au-delà des premiers millimètres de précipitation, le coefficient d'apport est de 0,52 pour Batany et de 0,32 pour Trianon,

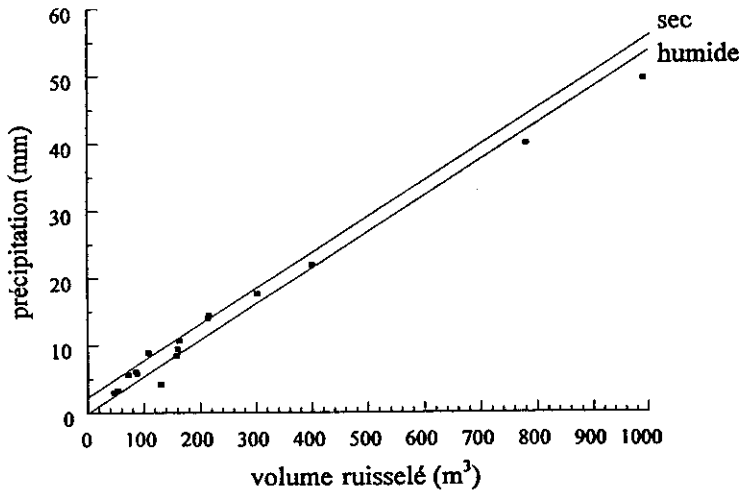


Figure 4 Comportement hydrologique du bassin versant Trianon.
Hydrological behavior of the Trianon watershed.

- en deçà de ces premiers millimètres, la surface active du bassin versant tend progressivement vers cette valeur limite,
- le seuil de précipitation à partir duquel ce comportement limite est atteint dépend essentiellement des antécédents pluvieux,
- les pertes totales au ruissellement qui surviennent au début de l'événement n'excèdent pas 2,5 mm sur chacun des deux bassins versants.

Ces conclusions sont conformes à l'évolution du coefficient de ruissellement au cours d'une même pluie reporté à la figure 5. Le comportement a) représente l'évolution du coefficient de ruissellement (C_{ruiss}) d'une pluie n'ayant aucun antécédent pluvieux et le coefficient limite ne sera atteint que lors d'une pluie importante (7 à 8 mm sur les bassins de Batany et Trianon). Le cas b) illustre l'évolution du C_{ruiss} lors d'une pluie avec de faibles antécédents pluvieux et dans ces conditions, une pluie plus faible provoquera la saturation du bassin versant. Finalement, le cas c) est celui d'une pluie tombant sur un sol complètement saturé par une pluie antécédente et dont le coefficient limite est atteint très rapidement. Les conclusions énumérées plus haut et le comportement hydrologique qui leur est associé illustrent l'importance des pertes initiales au ruissellement pour les pluies les plus fréquentes.

4 – MODÉLISATION DE L'ÉVAPORATION

L'approche utilisée pour estimer l'évaporation est l'approche thermodynamique qui permet d'évaluer les échanges de chaleur entre l'air et l'eau. Soit une colonne d'eau de surface S , l'équation du bilan thermique s'écrit comme suit :

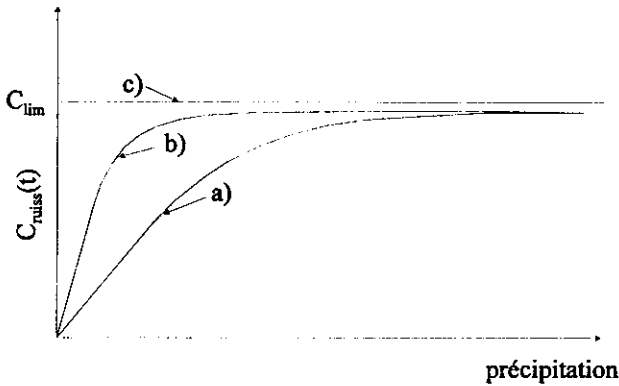


Figure 5 Variation du coefficient de ruissellement en fonction de la précipitation depuis le début de la pluie. a) Cas d'une pluie sans antécédent pluvieux ; b) Cas d'une pluie avec de faibles antécédents pluvieux ; c) Cas d'une pluie survenant immédiatement après une pluie.

Runoff coefficient variation as a function of rainfall depth from the start of the event. a) Case of a rainfall event without any rainfall antecedents; b) Case of a rainfall event with light rainfall antecedents; c) Case of a rainfall event immediately following another rainfall event.

$$Q = S[R_N - (H + LE)] \tag{3}$$

où Q représente le taux d'échauffement du volume d'eau, R_N est le rayonnement net, H et LE sont les flux de chaleur sensible et latente. À noter que les échanges de chaleur entre l'eau et le sol sont négligés.

4.1 Le rayonnement net

Le rayonnement net R_N se décompose comme suit :

$$R_N = R_c (1 - a) + R_{IR} \tag{4}$$

où R_c est le rayonnement de courte longueur d'onde mesuré, A l'albédo de la surface réceptrice et R_{IR} le rayonnement net dans l'infrarouge (composé du rayonnement atmosphérique et terrestre). R_{IR} est émis par la surface, il est donc globalement négatif. La valeur de l'albédo prise pour référence dans ces travaux est de 0,1. Cette valeur constitue une moyenne pour une nappe d'eau. (RÉMÉNIERAS, 1972). En l'absence de mesures directes de R_{IR} , nous avons utilisé la formule de Brunt qui permet d'obtenir des valeurs approximatives (ALBIGNAT *et al.*, 1979) :

$$R_{IR} = \alpha T_a^4 (0,39 - 0,077 \sqrt{e_s}) (1 - c_1 n) - 4\alpha T_a^3 (T_e - T_a) \tag{5}$$

où T_a représente la température de l'air, T_e la température de l'eau, la constante de Stéphan-Boltzman et e_s la pression de vapeur saturante à la température de l'eau. Le terme $(1 - c_1 n)$ tient compte de la présence de nuages qui peuvent influencer grandement le rayonnement atmosphérique. La variable n est la nébulosité et c_1 est une constante empirique égale à 0,72 (KONDRATIEV, 1969). Les données de la nébulosité n'étant pas disponibles pour la région de Bordeaux, le

rapport de la valeur réelle de l'insolation i sur la valeur maximale possible I a été utilisé comme approximation (GAN *et al.*, 1991).

4.2 Les flux de chaleur

Les termes des flux de chaleur sensible (H) et latente (LE) ont été estimés à partir de la méthode aérodynamique globale. C'est la méthode la plus adéquate, si des données météorologiques de routine, c'est-à-dire facilement accessibles dans une station météorologique, sont utilisées (ALBIGNAT *et al.*, 1979 ; STAUFFER, 1991). On retrouve alors les équations suivantes :

$$H = \rho_a c_p C_H (u - u_s)(T_e - T_a) \quad (6)$$

$$LE = L \rho_a C_E (u - u_s)(q_e - q_a) \quad (7)$$

où ρ_a représente la masse volumique de l'air, c_p la chaleur massique de l'air à pression constante, q_e et q_a , l'humidité spécifique de l'eau et de l'air et L la chaleur latente de vaporisation. La vitesse des courants de surface u_s est négligée par rapport à la vitesse du vent u (BOUTIN *et al.*, 1977). Les valeurs des coefficients d'échange C_H et C_E sont de 0,0016 (ALBIGNAT *et al.*, 1979).

On peut aussi exprimer le flux de chaleur latente sous la forme suivante où V représente le volume d'eau contenue dans la colonne et ρ_e la masse volumique de l'eau :

$$LE = -\rho_e L \frac{\partial V}{\partial t} \quad (8)$$

4.3 Le taux d'échauffement

Exprimé en watt, le taux d'échauffement du volume d'eau peut s'écrire :

$$Q = \rho_e c_v \frac{\partial (VT_e)}{\partial t} \quad (9)$$

où c_v représente la chaleur massique de l'eau. L'équation (3) utilisée avec chaque terme détaillé conduit à une relation à deux variables, soit le volume $V(t)$ et la température de l'eau $T_e(t)$. L'impossibilité d'obtenir la température de l'eau des dépressions de surface complique la résolution numérique des équations. La présence de deux inconnues force à introduire une seconde équation, c'est-à-dire l'égalité des expressions des flux de chaleur latente, soit les équations (7) et (8). On obtient donc le système d'équations différentielles suivant résolu par la méthode de Runge-Kutta (BURDEN et DOUGLAS, 1993) :

$$\rho_e c_v \left[V \frac{\partial T_e}{\partial t} + T_e \frac{\partial V}{\partial t} \right] = R_N S(t) - [H + LE] S(t) \quad (10)$$

$$L \rho_a C_E u (q_e - q_a) S(t) = -\rho_e L \frac{\partial V}{\partial t} \quad (11)$$

Une hypothèse simplificatrice permet de considérer une lame d'eau mince témoin et représentative de toutes les dépressions de surface présentes sur les sols imperméables du bassin. Le volume contenu dans la dépression représentative équivaut alors au volume d'eau retenue sur la surface active du bassin versant. De plus, la surface du plan d'eau en contact avec l'air dépend de la forme de dépression représentative choisie.

4.4 Conditions d'application

Une période de modélisation est définie comme étant une période qui débute avec une pluie initiale (pluie antérieure) et qui se termine avec une pluie finale (celle dont les pertes sont à estimer). Entre ces deux pluies, l'évaporation de l'eau retenue en surface se produit. La validation du modèle n'est possible que si les pluies initiale et finale de la période de modélisation possèdent des caractéristiques bien spécifiques soit :

1 – Toutes les deux doivent être suffisamment importantes pour saturer la capacité de rétention des dépressions de surface du sol imperméable. Une pluie initiale importante permet de connaître avec certitude les conditions de saturation du bassin au début de la période de modélisation tandis qu'une pluie finale importante permet de s'assurer que les pertes au ruissellement associées à celle-ci correspondent au volume d'eau disponible dans les dépressions.

2 – Pour que les pertes engendrées par la pluie finale soient connues avec précision et afin qu'elles puissent être comparées à celles modélisées, la pluie finale doit être homogène et la mesure à l'exutoire fiable. Le dispositif expérimental en place à Bordeaux a contribué à obtenir des mesures de pluies et de volumes ruisselés nombreuses et précises.

3 – Certaines pluies moins significatives d'un point de vue hydrologique doivent être intégrées entre les pluies initiales et finales. On doit être en mesure de connaître le volume de ces pluies qui contribueront à remplir partiellement les dépressions de surface.

Le modèle ÉVA utilise des données météorologiques telles que la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent, l'insolation et le rayonnement net de courte longueur d'onde. Dans le cas des deux bassins versants bordelais, ces mesures ont été acquises à la station météorologique de Mérignac située à environ deux kilomètres de chacun des deux bassins.

L'application du modèle nécessite une très bonne connaissance de la chronique des épisodes pluvieux qui surviennent au cours des périodes de modélisation. Cette contrainte impose en pratique d'inventorier les épisodes pluvieux dispersés qui, même s'ils ne provoquent qu'un ruissellement infime, contribuent néanmoins à un remplissage partiel des dépressions de surface présentes sur les terrains imperméables.

5 – APPLICATION ET DISCUSSION

Au total, 111 pluies ont été recensées sur Batany et Trianon durant la période de mars à septembre 1992. Certaines de ces pluies correspondaient à des épisodes dispersés (de 1 à 3 mm) pour lesquels le modèle ne pouvait être validé. D'autres correspondaient à des pluies hétérogènes où la mesure de la lame d'eau, notamment sur Trianon, souffrait d'une trop grande incertitude pour accéder correctement à une estimation des pertes au ruissellement. Finalement, le modèle ÉVA a donc été testé sur 17 pluies, soit 10 sur Batany et 7 sur Trianon.

5.1 Choix de la représentation de la dépression de surface témoin

ÉVA a été testé en utilisant quatre formes de dépressions représentatives soit une variation linéaire entre la lame d'eau et la surface ainsi que des formes : conique, sphérique et pyramidale. Trois hauteurs maximales moyennes initiales (e_{\max}) ont été testées soit : 15, 20 et 25 mm. La moyenne des écarts absolus entre les pertes modélisées par ÉVA et les pertes mesurées a été calculée pour chacune des combinaisons de formes de dépressions représentatives ainsi que de e_{\max} . La plus petite moyenne des écarts absolus a été obtenue avec la forme sphérique d'épaisseur initiale de 25 mm pour Batany et de 15 mm pour Trianon. Les écarts obtenus entre les différentes formes de flaques restent cependant limités. Les équations associées à la forme sphériques sont les suivantes :

$$V = S_a P_{\max} \left(\frac{e}{e_{\max}} \right)^2 \quad (12)$$

$$e_{S_a} = P_{\max} \left(\frac{e}{e_{\max}} \right)^2 \quad (13)$$

où V est le volume, e_{S_a} la lame d'eau dans les dépressions de surface, P_{\max} les pertes maximales observées sur la surface active S_a du bassin versant et e l'épaisseur dans la dépression représentative.

5.2 Comportement du modèle

La figure 6 présente la variation du rayonnement net R_N , des flux de chaleur sensible H et latente LE , du taux d'échauffement Q ainsi que de la lame d'eau sur les surfaces actives e_{S_a} en fonction du temps, pour la période de modélisation du 22/03/92 (12 h) au 24/03/92 (8 h) sur Batany.

Le rayonnement net, qui représente la principale source d'énergie, est positif le jour et devient négatif la nuit car, en période nocturne le rayonnement infrarouge est plus important que le rayonnement de courte longueur d'onde. Le flux de chaleur sensible représente l'énergie perdue ou gagnée par la surface évaporante par convection dans l'air ambiant. Lorsque la température de l'air (T_a) est supérieure à la température de l'eau (T_e), l'air transmet une partie de sa chaleur à l'eau et le terme devient négatif (voir équation 6).

Le flux de chaleur latente LE équivaut à l'énergie associée au changement d'état de l'eau. Comme l'indique l'équation (8), la paramétrisation du flux de chaleur latente comprend un signe négatif qui représente un gain d'énergie pour le système. Une température de l'eau souvent élevée accentue l'importance du flux de chaleur latente qui devient ainsi supérieur au rayonnement net. Une température élevée est observée particulièrement lors de journées où le rayonnement net est intense (en particulier pour les périodes situées près du solstice d'été).

5.3 Évolution de l'épaisseur de l'eau

Le modèle ÉVA calcule, à chaque heure, la lame d'eau dans les dépressions de surface afin d'évaluer, à la fin de la période de modélisation, les pertes de la pluie finale. Les pertes évaluées par le modèle sont de 0,6 mm et la variation de la lame d'eau est illustrée à la figure 6. On remarque qu'elle est moins importante la nuit que le jour et pour les périodes de modélisation situées près du solstice d'été, les échanges d'énergie sont plus importants et le taux d'évaporation est, par conséquent, plus élevé. L'évaporation de l'eau à la fin de juin et durant les

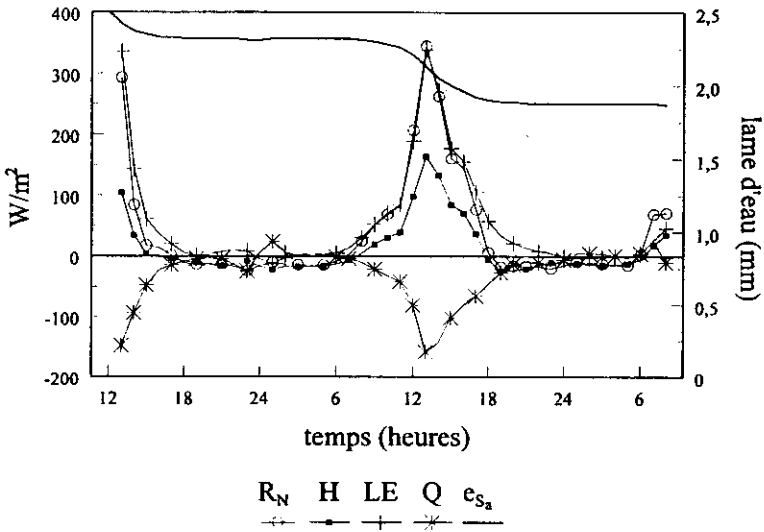


Figure 6 Variation du rayonnement net (R_N), des flux de chaleur sensible (H) et latente (LE), du taux d'échauffement de l'eau (Q) et de la lame d'eau (e_{Sa}). Période du 22/03/92 (12 h) au 24/03/92 (8 h) sur Batany.

Variation in net radiation (R_N), sensible heat (H), latent heat (LE), heat storage (Q) and water thickness (e_{Sa}). Period from 22/03/92 (12 noon) to 24/03/92 (8:00 am) over Batany.

mois de juillet et d'août est beaucoup plus rapide (environ 48 heures pour que la totalité de l'eau soit évaporée) que celle observée durant les mois de mars, avril et mai (plus de 48 heures). Le modèle se montre donc cohérent au niveau de la variation de la lame d'eau selon la saison et le moment de la journée où il est appliqué.

Les résultats obtenus pour les périodes de modélisation choisies sont présentés au tableau 1 pour Batany et au tableau 2 pour le bassin de Trianon. Ces tableaux présentent la date et l'heure des pluies initiales et finales des périodes de modélisation, la date et l'heure des pluies intermédiaires s'il y a lieu, les conditions de saturation du bassin versant avant la pluie finale, les pertes mesurées, les pertes modélisées selon la dépression représentative choisie ainsi que le cumul de la pluie finale.

5.4 Discussion sur la modélisation de l'évaporation

Le modèle ÉVA présenté ci-dessus s'appuie sur les lois physiques décrivant le processus d'évaporation qui s'établit après une pluie dans un plan d'eau considéré comme homogène vis-à-vis des échanges d'énergie.

Le modèle décrit les variations au cours du temps de deux paramètres : $S(t)$ et $Te(t)$. $V(t)$, $S(t)$ et $e(t)$ sont reliés entre-eux par la géométrie du plan d'eau prise pour hypothèse. Les conditions initiales du modèle sont décrites par les grandeurs $V(0)$ et $Te(0)$; cette dernière grandeur n'ayant que peu d'influence sur les résultats du modèle.

Tableau 1 Périodes de modélisation sur le bassin versant Batany.**Table 1** *Batany watershed modeling periods.*

Périodes	Pluies intermédiaires (cumul)	Saturation des dépressions du bassin avant la pluie finale	Pluie finale		
			Pertes		cumul (mm)
			mesurées (mm)	modélisées (mm)	
22/03 (12h) - 24/03 (8h)	aucune	intermédiaire	0,7	0,6	3,5
02/04 (14h) - 02/04 (21h)	aucune	totale	0,2	0,2	8,4
15/04 (5h) - 15/04 (15h)	aucune	totale	0,9	0,9	3,4
31/05 (15h) - 03/06 (14h)	02/06 (22h-23h): 0,6 mm 03/06 (2h-7h): 1,8 mm	totale	1,6	0,7	4,2
06/06(7h) - 09/06 (14h)	06/06 (10h-11h): 1,4 mm 08/06 (11h-12h): 3,2 mm	intermédiaire	1,2	1,2	10,6
10/06 (13h) - 12/06 (10h)	aucune	nulle	2,0	1,1	6,2
21/06 (14h) - 30/06 (0h)	23/06 (22h-2h): 1,4 mm 24/06 (5h-6h): 2,0 mm	nulle	2,7	2,5	37,4
01/07 (11h) - 05/07 (0h)	04/07 (7h-8h): 1,4 mm 04/07 (10h-11h): 1,4 mm 04/07 (13h-14h): 1,4 mm	totale	1,9	0,4	6,6
14/08 (18h) - 19/08 (20h)	19/08 (11h-12h): 1,2 mm	nulle	1,1	1,6	6,2
29/08 (12h) - 30/08 (11h)	aucune	intermédiaire	1,1	1,0	6,0

Tableau 2 Périodes de modélisation sur le bassin versant Trianon.**Table 2** *Trianon watershed modeling periods.*

Périodes	Pluies intermédiaires	Saturation des dépressions du bassin avant la pluie finale	Pluie finale		
			Pertes		cumul (mm)
			mesurées (mm)	modélisées (mm)	
22/03 (12h) - 24/03 (8h)	aucune	intermédiaire	0,4	1,0	3,3
07/04 (6h) - 14/04 (22h)	aucune	nulle	3,0	2,5	8,9
29/04 (12h) - 01/05 (8h)	aucune	intermédiaire	1,3	1,4	3,3
24/05 (11h) - 28/05 (16h)	28/05 (10h-11h): 1,0 mm	intermédiaire	2,6	1,9	13,7
28/05(21h) - 31/05 (14h)	29/05 (12h-13h): 0,8 mm 29/05 (15h-16h): 0,7 mm	nulle	2,8	2,5	8,8
31/05 (19h) - 04/06 (11h)	03/06 (1h-8h): 1,9 mm 03/06 (14h-17h): 3,0 mm	intermédiaire	2,3	0,6	22,0
23/06 (6h) - 30/06 (0h)	aucune	nulle	2,7	2,5	37,4

Les conditions d'applications du modèle relèvent, quant à elles, d'une approche plus conceptuelle que physique puisque la multitude de « flaques d'eau » présentes sur le bassin versant sont considérées globalement au sein d'un plan d'eau unique supposé représentatif.

5.5 Validation du modèle

Sur les 17 pluies utilisées pour tester le modèle, 11 affichent des résultats satisfaisants soit une différence entre les pertes modélisées et mesurées de moins de 0,5 mm. Dans environ 2 cas sur 3, le modèle de prévision des pertes au ruissellement est donc correct. Le problème rencontré pour le tiers restant provient essentiellement de la difficulté à maîtriser le ruissellement lors des pluies intermédiaires à cause des très faibles débits et lames d'eau alors mis en jeu (pluies du 03/06/92 et 05/07/92 sur Batany et du 28/05/92 et 04/06/92 sur Trianon).

La démonstration suivante illustre cette difficulté. Pour les deux bassins versants, le débit est mesuré par un déversoir triangulaire dont l'équation générale est de la forme suivante :

$$Q = \phi h^{2,5} \quad (14)$$

où Q est le débit en l/s, h la hauteur mesurée à l'aide des sondes en mm et ϕ une constante. Pour une pluie moyenne créant un ruissellement atteignant en hauteur 200 mm au-dessus du seuil déversoir, une erreur de 2 mm sur la hauteur d'eau déversée entraîne une erreur sur le débit de 2,5 %. Si, par ailleurs, le ruissellement au-dessus du seuil déversoir n'excède pas 40 mm (cas d'une petite pluie), l'erreur sur le débit est alors de 12,5 %. L'incertitude sur les mesures au cours des petites pluies survenant avant une pluie finale empêche la validation du modèle.

Celle-ci se heurte donc aux difficultés techniques de la métrologie notamment à la capacité des dispositifs de mesures de fournir des mesures dont les incertitudes sont les mêmes sur toutes les gammes de débits observables.

5.6 Perspectives d'utilisation du modèle

La connaissance, *a priori*, des pertes initiales au ruissellement permettrait une meilleure utilisation des modèles hydrologiques classiques, par exemple, un modèle qui admet que le coefficient de ruissellement (C_{ruiss}) augmente progressivement en début de pluie. En début de pluie (pluie courante correspondant au domaine d'application du modèle) le ruissellement s'établit progressivement :

- mouillage des surfaces inconditionnellement actives (toiture, voirie en pente) ;
- comblement des dépressions de surfaces (voiries, toiture en revêtement, etc.) et percolation à travers certaines surfaces très particulières comme le balastre de voies ferrées (très présentes en milieu urbain français) ;
- pour les pluies courantes, les surfaces perméables ne ruissellent pas et donc, de façon conceptuelle, on peut supposer que C_{ruiss} atteint ensuite une valeur limite.

L'évolution en début de pluie du C_{ruiss} est illustrée à la figure 5. L'équation de l'évolution du C_{ruiss} peut s'écrire comme suit :

$$C_{\text{ruiss}}(t) = C_{\text{lim}}(1 - e^{PB(t)/K}) \quad (15)$$

où $C_{\text{ruiss}}(t)$ est le coefficient de ruissellement considéré comme instantané à l'instant t , C_{lim} est le coefficient de ruissellement limite atteint lorsque les dépressions

de surface sont totalement remplies, $PB(t)$ est la pluie tombée depuis le début de l'événement et K est une constante spécifique à l'épisode pluvieux et est définie comme suit :

$$K = \alpha PI_{\text{mod}} \quad (16)$$

où PI_{mod} sont les pertes initiales modélisées par le modèle ÉVA, et α est une constante. Si $PI_{\text{mod}} = 0$ et $K = 0$ dans l'équation (16) alors $C_{\text{ruiss}} = C_{\text{lim}}$ dans l'équation (15) (fig. 5, cas c)).

La forme de chacune des courbes de la figure 5 dépend du paramètre K qui lui dépend de α et des pertes initiales déduites d'ÉVA. Le but est donc d'obtenir une valeur moyenne de α pour chacune des conditions de saturation du bassin versant définies par les pertes initiales modélisées. Les pertes au ruissellement pouvant varier de 0 à 2,5 mm sur les deux bassins versants, nous avons fixé 5 intervalles de 0,5 mm chacun pour lesquels un α moyen doit être estimé. La démonstration suivante illustre le cheminement suivi afin d'obtenir les paramètres K ou α .

Le volume qui ruisselle instantanément à l'instant t $VR(t)$ est donné par :

$$VR(t) = S_a C_{\text{ruiss}}(t) I(t) \quad (17)$$

où S_a représente la surface active du bassin versant, $I(t)$ l'intensité de la pluie à l'instant t :

En substituant l'équation (17) dans l'équation (15), on obtient :

$$VR = S_a C_{\text{lim}} \left[\int_0^{T_p} I(u) du - \int_0^{T_p} e^{-PB(u)/K} I(u) du \right] \quad (18)$$

VR représente ici le volume ruisselé au cours de la totalité de la pluie supposée débuter à 0 et s'achever à T_p . Cette valeur peut être comparée au volume ruisselé effectivement mesuré à l'exutoire en faisant l'intégration des débits mesurés entre 0 et $T_p + T_c$ (où T_c est le temps de concentration du bassin) pour tenir compte du transfert de l'eau dans les conduites.

Si on fait l'hypothèse que l'intensité de la pluie est constante de 0 à T_p , on a alors :

$$VR = S_a C_{\text{lim}} [PB - K(1 - e^{-PB/K})] \quad (19)$$

Les paramètres α et K ont été calculés à l'aide de l'équation (19) où C_{lim} est estimé à 0,52 et 0,32 pour les bassins de Batany et Trianon respectivement. Cependant, la validation d'une telle équation se heurte à la difficulté de sélectionner un jeu d'épisodes pluvieux pour lesquels l'intensité de la pluie est constante. L'équation (19) a été validée sur 9 pluies au total. Il devient difficile d'établir des α moyens pour chacun des intervalles de pertes modélisées fixés plus haut. Les résultats indiquent cependant que α varie entre 1 et 1,5.

6 – CONCLUSION

Un modèle, nommé ÉVA, a été développé en vue de prédire les pertes initiales au ruissellement d'une pluie sur un bassin versant. Cette prédiction est possible en simulant l'évaporation dans les dépressions de surface des sols imperméables à l'aide du bilan énergétique entre l'eau et l'air. Les pertes au ruissellement d'une pluie correspondent donc au volume d'eau disponible dans les dépressions de surface.

Les nouveaux objectifs des gestionnaires de réseaux d'assainissement concernent l'acheminement d'une partie des eaux pluviales vers les installations de traitement en vue de contrôler les débordements en rivière. De tels objectifs s'appliquent aux pluies courantes (fréquence de 1 à 2 fois dans un mois) pour lesquelles les pertes initiales vont influencer la quantité des volumes à traiter.

Le modèle est cohérent au niveau de la variation de la lame d'eau durant les périodes de temps sec. L'évaporation est nulle la nuit mais beaucoup plus importante en période diurne. De plus, la variation de l'épaisseur de l'eau diffère selon que l'évaporation se produit durant les mois situés près du solstice d'été ou durant les autres mois.

Le modèle a été validé sur des mesures de pluies et de débits pour deux bassins versants urbains de la ville de Bordeaux, Batany et Trianon qui ont une superficie totale qui n'excède pas 6 hectares. L'étude du comportement hydrologique de ces deux bassins a montré l'influence des pertes initiales sur surfaces imperméables (jusqu'à 2,5 mm) pour les pluies courantes.

La performance du modèle a été évaluée sur 17 pluies, soit 10 sur Batany et 7 sur Trianon et le modèle a prédit les pertes d'une pluie avec une précision de 0,5 mm dans 2 cas sur 3. Cependant, le développement d'un modèle comme ÉVA nécessite des mesures de pluie et de débit dépourvues d'incertitudes, accessibles à l'aide de bassins versants expérimentaux parfaitement instrumentés et où l'incertitude sur les mesures serait la même pour toutes les gammes de mesures observables (en particulier pour la mesure de débit). Ces recommandations constituent à l'heure actuelle une barrière technique de nature métrologique difficile à franchir. Cependant les travaux réalisés laissent entrevoir une amélioration des modèles hydrologiques classiques utilisés en hydrologie urbaine, notamment pour la prévision des volumes ruisselés pour des pluies courantes.

- -

REMERCIEMENTS

Les mesures sur les bassins versants de Batany et Trianon ont été acquises par le Centre d'Étude Technique de l'Équipement du Sud-Ouest et mises à notre disposition avec l'accord de la Communauté Urbaine de Bordeaux. Ces mesures ont été acquises lors de l'expérimentation du radar ANATOL à Bordeaux durant l'été 1992. Outre ceux déjà cités, cette expérimentation regroupait aussi les organismes suivant :

– la société RHÉA,

- le Laboratoire de Météorologie Physique de Clermont-Ferrand (LaMP),
- la Lyonnaise des Eaux-Dumez exploitant le réseau d'assainissement de la Communauté Urbaine de Bordeaux,
- le Conseil Général de Seine-Saint-Denis à travers sa direction de l'Eau et de l'Assainissement,
- l'Agence de l'eau Adour-Garonne.

Nous adressons également nos remerciements à tous ceux qui, de près ou de loin, ont participé au projet de coopération entre la France et le Québec et qui ont permis le développement du modèle. Nos remerciements vont aussi à Mme Dominique Brunelle de la Société d'Experts-Conseils en environnement ASSEAU de Montréal, au Dr. Abou Amani, associé de recherche à l'École Polytechnique de Montréal ainsi qu'à M. Guy Jacquet de la Société RHÉA, pour les suggestions apportées à ce texte.

Finalement, nous remercions les réviseurs pour les commentaires très instructifs apportés à l'article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALBIGNAT P., BOUTIN C., ISAKA, H. (1979). Estimation du bilan thermique et de la température moyenne de la couche de mélange d'un lac profond à l'aide de données météorologiques de routine. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A*, 28 : 71-87.
- ANDRIEU, H. (1982). *Introduction à la modélisation en hydrologie urbaine*. Université Paris 6 - Cours de D.E.A. des Sciences de l'eau, Paris, France, 66 pages.
- ARNELL, V. (1982). Estimating runoff volumes from urban areas. *Water Resour. Bull.*, 18 (3) : 383-387.
- BALADES, J.D., LE ROUX, J. (1990). *Part active des zones imperméables - première phase*. Laboratoire Régional de Bordeaux, France.
- BARBERO, G., CIAPONI, C. et PAPIRI, S. (1993). The estimate of the net rainfall through experimental data from the « Cascina Scala » (Pavia-Italy) urban catchment. *Proc. of the Sixth International Conference on Urban Storm Drainage, v.1*, Niagara Falls, Canada : 700-705.
- BLANCHET, F. (1993). *Élaboration d'une mesure de référence de la lame d'eau en hydrologie urbaine*. Thèse présentée pour l'obtention du titre de docteur d'Université, Université Paris XIII - Institut Galilée, Paris, France, 285 pages.
- BOUTIN, C., BOULLERY, B., ALBIGNAT, J.P., ISAKA, H. (1977). Étude expérimentale d'une relation entre le coefficient de frottement et le facteur de rafales en régime de vent faible au-dessus d'une surface d'eau. *Bound. Layer Meteor.*, 12 : 391-403.
- BOYD, M.J., BUFFILL, M.C., KNEE, R.M. (1993). Pervious and impervious runoff in urban catchments. *Hydrological Sciences J.*, 38 (6) : 463-478.
- BRULÉ, D. (1995). *Étude des pertes au ruissellement sur les surfaces imperméables en milieu urbain*. Mémoire de Maîtrise ès Sciences Appliquées, École Polytechnique de Montréal, Canada, 187 pages.
- BRULÉ, D. (1993). *Étude des pertes au ruissellement sur les surfaces imperméables de deux bassins versants urbains*. Projet de fin d'études, École Polytechnique de Montréal, Canada, 160 pages.
- BURDEN, L.R., DOUGLAS, F.J. (1993). *Numerical analysis*, 5^e éd. PWS Publishing Co., Boston.
- CHOCAT, B. (1981). *Un système d'aide à la gestion, la prévision et la conception des équipements d'assainissement*. Thèse présentée à l'Institut National des Sciences Appliquées de Lyon et l'Université Claude-Bernard Lyon 1, Lyon, France, 131 pages.

- FALK, J., NIEMCZYOMICZ, J. (1978). Characteristics of the above-ground runoff in seweraged catchments. In: *Urban Storm Drainage*, P.R. Helliwell, London: 159-171.
- GAN, K.C., McMAHON, T.A., O'NEILL, I.C. (1991). Sensitivity of reservoir sizing to evaporation estimates. *J. of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE*, 117 (3): 324-335.
- KIDD, C.H.R. (1978). A calibrated model for the simulation of the inlet hydrograph for fully seweraged catchments. In: *Urban Storm Drainage*, P.R. Helliwell, London: 172-186.
- KONDRATEV, K.Y. (1969). *Radiation in the Atmosphere*. Éd. Van Miegheem, New York, États-Unis.
- LINSLEY, R.K., KOHLER, M.A., PAULHUS, J.L. (1982). *Hydrology for Engineers*. 3^e édition, McGraw-Hill, New York, États-Unis, 508 pages.
- MILLER, C.R., VIESSMAN, Jr., W. (1972). Runoff from small urban watersheds. *Water Resour. Res.*, 8 (2): 429-434.
- RÉMÉNIERAS, G. (1972). *L'hydrologie de l'ingénieur*. Éd. Eyrolles, Paris, France.
- RHÉA (1993). *Campagne d'expérimentation du radar à double polarisation. Analyse et synthèse des résultats. Phase 2 : Établissement du banc-test hydrologique sur les bassins versants de Batany et Trianon*. RHÉA pour la Communauté Urbaine de Bordeaux, 32 pages.
- SERVICE TECHNIQUE DE L'URBANISME (1989). *Mémento sur l'évacuation des eaux pluviales*. La Documentation Française.
- STAUFFER, R.E. (1991). Testing lake energy budget models under varying atmospheric stability conditions. *J. of Hydrology*, 128: 115-135.
- UNESCO (1987). Manual on drainage in urbanized areas – Planning and design of drainage systems. *Studies and reports in hydrology*, n° 43.