

Un modèle pluie-débit distribué événementiel parcimonieux pour la prédétermination et la prévision des crues éclair en zone méditerranéenne. Application au bassin du Gardon d'Anduze.

Christophe Bouvier¹, Arthur Marchandise², Pascal Brunet¹, Anne Crespy¹

¹ UMR 5569 CNRS-IRD-UM1-UM2, Montpellier (France)

² SCHAPI, 42, avenue Gaspard Coriolis - 31 057 Toulouse cedex 1 (France)

Résumé

Les modèles pluie-débit jouent un rôle prépondérant pour l'estimation des crues rares, sur le long terme (prédétermination crue centennale par exemple) ou sur le court terme (prévision à quelques heures). L'objectif de ce papier est de proposer un modèle pluie-débit distribué événementiel parcimonieux, adapté au fonctionnement hydrologique des bassins cévenols et aux crues rapides et dévastatrices typiques du climat méditerranéen.

Le modèle proposé combine une fonction de production de type SCS et une fonction de transfert de type translation-stockage. La fonction SCS est aménagée pour simuler le ressuyage des sols entre 2 averses, et comporte 3 paramètres : S la capacité de stockage en eau, ds l'intensité de vidange du stock et w la fraction de la vidange qui rejoint l'exutoire du bassin. La fonction translation-stockage comporte 2 paramètres : V_0 la vitesse de transfert et K_0 un coefficient de diffusion. Le modèle est appliqué à une structure en mailles carrées régulières, en mode événementiel.

Le modèle a été appliqué sur le bassin du Gardon à Anduze (525 km²). La spatialisation opère principalement sur les pluies en entrée du modèle et sur les trajectoires d'écoulement de l'eau. Les paramètres de production et de transfert sont uniformes sur le bassin, pour respecter le principe de parcimonie. Le modèle reconstitue de façon satisfaisante les crues observées, avec des paramètres identiques pour chaque crue. Seul le paramètre S varie, pour prendre en compte les variations saisonnières, et a été relié à différents indicateurs de l'état de saturation des sols : débit de base, indice d'humidité des sols. Les paramètres du modèle sont conformes à l'interprétation physique qu'on pourrait leur donner, à l'aide d'observations relatives à la structure et à l'humidité des sols pour les paramètres de production, et aux sections d'écoulement pour les paramètres de transfert.

En conclusion, ce modèle pluie-débit distribué parcimonieux fournit des performances très satisfaisantes, avec des paramètres conservant une forte signification physique, et se prête à des applications à vocation opérationnelle dans le domaine de la prédétermination et de la prévision de crues.

Introduction

Les bassins méditerranéens du Sud de la France sont sujets à des crues rapides et dévastatrices, dont les conséquences peuvent être catastrophiques (Nîmes en 1988, Vaison La Romaine en 1992, départements de l'Aude en 1999 ou du Gard en 2002). Les niveaux des rivières peuvent monter de plus d'une dizaine de mètres en quelques heures, sous l'effet de précipitations dépassant parfois plusieurs centaines de mm en 24 h (Dominguez et al., 2005).

Pour protéger les populations, les stratégies relèvent de la prédétermination des crues rares (c'est-à-dire à l'évaluation statistique les hauteurs et les vitesses d'écoulement associés à différentes périodes de retour), ou de la prévision à court terme. La première a pour objectif de mettre en place des Plans de Protection des Risques d'Inondations, destinés à réglementer l'urbanisation et l'aménagement des zones inondables; la seconde permet d'anticiper les événements critiques et mettre les populations à l'abri avant et pendant la crue.

Dans les deux cas, les modèles pluie-débit sont des outils très utilisés, parce que les données débitométriques sont moins accessibles que les données pluviométriques. L'intérêt des modèles n'est pas seulement de reproduire des débits qui n'ont pas été observés sur un bassin donné (reconstitution sur des longues périodes, simulation d'événements extrêmes), mais aussi de simuler les effets de modifications du bassin ou du climat sur les écoulements, et enfin, d'être appliqué à des bassins non jaugés.

Cependant, ces extrapolations supposent que le modèle repose sur une base physique bien identifiée, ou que le comportement de ces modèles ait été soigneusement vérifié sur un échantillon consistant de bassins test. De nombreux modèles ont été appliqués jusqu'à présent, mais restent souvent inefficaces pour la simulation des crues rapides. Dans la plupart des cas, ces modèles comportent de trop nombreux paramètres, et sont susceptibles de dériver hors du domaine d'observation par suite d'une mauvaise estimation de ces paramètres (équivalence ou équifinalité des jeux de paramètres). Les modèles parcimonieux constituent un bon moyen de réduire ce genre de problème. Mais la parcimonie du modèle est souvent une limite à d'autres aspects essentiels de la modélisation pluie-débit : adéquation des processus physiques et prise en compte de leur organisation spatiale. Cet article propose un modèle réalisant un bon compromis entre ces différents aspects : parcimonie, distribution spatiale et processus physiques, et complète des travaux similaires (Ayrat, 2005; Gaume et al., 2004; Saulnier et Datin, 2004; Estupina-Borell et al., 2005).

La première partie de l'article présente la zone d'étude et l'analyse des processus à l'origine des crues dans la zone montagneuse cévenole. La seconde résume les principes du modèle : parcimonieux, distribué, événementiel. La calibration et l'interprétation du modèle font l'objet des deux dernières parties, où une attention particulière est accordée à la caractérisation des conditions initiales du système en début d'épisode, à l'aide de différents indicateurs de l'humidité des sols.

1. La zone d'étude et les processus hydrologiques

Le bassin du Gardon d'Anduze couvre une superficie de 525 km², et se situe dans la zone montagneuse des Cévennes, à 70 km au nord-est de Montpellier (Fig.1). Sur ce bassin, les crues surviennent essentiellement en automne, lors d'épisodes pluvieux pouvant atteindre plusieurs centaines de mm en 24h (près de 600 mm à Anduze en 2002). Les temps de réponse du bassin sont courts, de l'ordre de 3 à 5 heures; les coefficients de ruissellement dépendent des cumuls de pluie et des conditions d'humidité initiales, ils peuvent atteindre 0.5-0.6 pour les épisodes les plus importants.

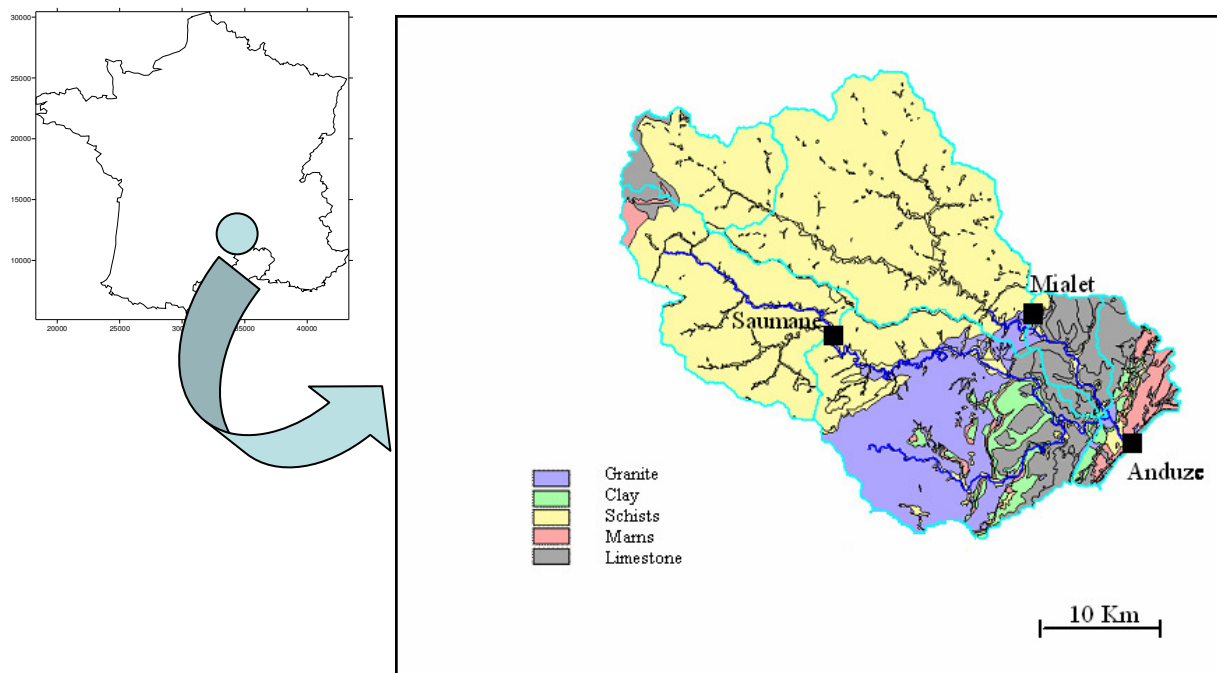


Figure 1 : Principales unités géologiques du Gardon d'Anduze

Le bassin s'étend de 100 à 900 m d'altitude, et présente de fortes pentes, 40 % en moyenne. Les classes géologiques dominantes sont les schistes (60%), les granites et les calcaires. Les sols surmontant ces formations géologiques sont relativement fins, de 10 cm à 1 m. Le bassin a fait l'objet d'expérimentations diverses, pour la compréhension du fonctionnement hydrologique (Bouvier et al., 2006) :

- les conductivités hydrauliques ont été mesurées à différentes profondeurs sur 4 sites, à l'aide d'un infiltromètre à membrane déportée: les conductivités à saturation sont très élevées, de l'ordre de 200 à 600 mm/h, et dépassent toujours les intensités de pluie. Ainsi, les pluies auront tendance à s'infiltrer en totalité, tant que le sol n'est pas saturé en eau;

- des expérimentations de ruissellement sur parcelle ont confirmé ce résultat. Ces expériences ont été menées sous pluies artificielles, sur 6 parcelles de 1 m², recueillant le ruissellement superficiel, et sur 2 parcelles de 10 m², recueillant le ruissellement en surface et l'écoulement de sub-surface. Les résultats montrent que le ruissellement est très faible, même sous des intensités de pluie de 200 ou 300 mm/h. L'écoulement de sub-surface peut en revanche être très important, et atteindre 60 % de la pluie reçue par la parcelle. De plus, les vitesses de transfert du flux de sub-surface ont pu être mesurées, par différents dispositifs de traçage chimique ou de mesures électriques : les vitesses mesurées sont de l'ordre de 3-5 cm/mn dans la plupart des cas. Enfin, des mesures piézométriques sur les versants confirment l'apparition de zones saturées au cours des épisodes pluvieux.

- les teneurs en eau des sols ont aussi été mesurées à l'échelle événementielle et annuelle, à l'aide de mesures TDR. A l'échelle annuelle, les teneurs en eau varient peu de septembre à avril, diminuent ensuite sensiblement pendant les mois chauds d'été, de juin à août, et finalement augmentent à nouveau, rapidement, lors des pluies d'automne, de septembre à novembre (Fig.2). La connaissance de ce cycle est très importante, pour initialiser correctement le modèle événementiel. On voit également que le début de l'automne est une

période critique pour la prévision, compte tenu de la conjonction de fortes précipitations et d'une forte variabilité des teneurs en eau.

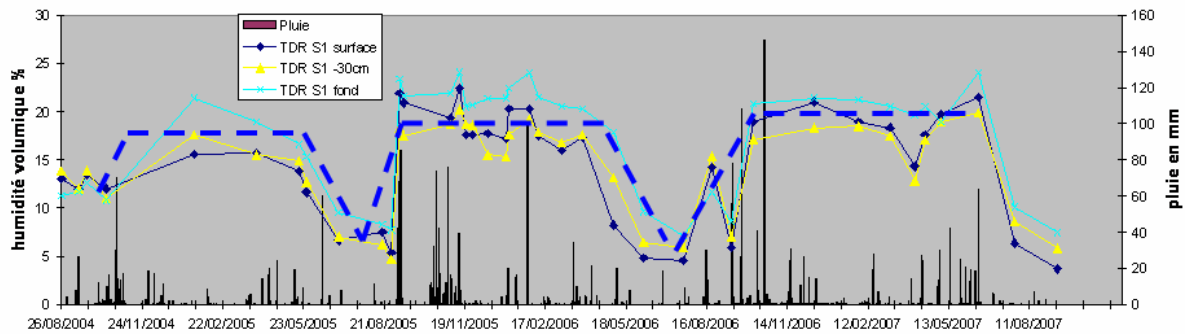


Figure 2 : Variations saisonnières des teneurs en eau du sol à différentes profondeurs (surface, 30 cm et fond). La ligne bleue pointillée représente le cycle simplifié de la variabilité saisonnière.

D'un point de vue spatial, le bassin du Gardon d'Anduze est très homogène au regard des propriétés structurales et hydrodynamiques des sols. Cette homogénéité favorise la représentativité des observations locales. En conclusion, l'ensemble de ces observations semble converger et montrer que les processus de formation des crues et de ruissellement sont essentiellement liés à la saturation en eau des formations superficielles.

2. Le modèle pluie-débit proposé

Le modèle proposé est un modèle distribué, parcimonieux et événementiel :

- distribué pour prendre en compte la variabilité spatiale des pluies, qui est souvent très importante dans cette zone montagneuse. Le bassin est discrétisé en mailles carrées régulières (pixel), et la pluie, les conditions de production et de transfert seront calculées pour chaque maille;
- parcimonieux, pour éviter les problèmes d'équivalence des différents jeux de paramètres résultant d'un trop grand nombre de paramètres au regards des variables de contrôle disponibles (on n'utilisera ici que les débits à l'exutoire du bassin pour ajuster le modèle). Par conséquent, seulement 3 paramètres de production et 2 paramètres de transfert seront définis pour le modèle, et ces paramètres seront uniformes sur le bassin;
- événementiel, parce que la phase inter-événementielle fait intervenir une combinaison de processus complexes (évaporation, percolation, drainage latéral) qui sont souvent mal pris en compte par les modèles continus parcimonieux (Aubert et al., 2003). Le caractère événementiel du modèle permet de réduire le nombre de paramètres, mais il est nécessaire en revanche de fixer l'état initial du système au début de chaque épisode; on cherchera à relier ces conditions à divers indicateurs des teneurs en eau des sols.

Le modèle de production est une version dérivée du SCS, considérant que le coefficient de ruissellement à l'instant t dépend principalement du cumul de précipitations depuis le début de l'épisode et de la capacité S d'un réservoir sol (voir par exemple Gaume et al., 2004). Bien que le SCS soit généralement interprété en termes d'indicateurs de ruissellement de surface, il peut

également être associé à des processus de saturation (Lyon et al., 2004). La version que nous avons utilisée ici considère un réservoir sol de capacité S , alimenté par infiltration et vidangé proportionnellement au niveau du réservoir, à l'aide d'un coefficient ds . Une fraction w de la vidange ($0 < w < 1$) est acheminée à l'exutoire du bassin, l'autre fraction $1 - w$ correspond à des pertes par évaporation ou percolation profonde. Ce modèle est appliqué à chacune des mailles, avec les mêmes paramètres, mais avec des entrées pluviométriques différentes, interpolées d'après les observations disponibles.

$$Pe(t) = Pb(t) \cdot \left(\frac{P^*(t) - 0.2S}{P^*(t) + 0.8S} \right) \left(2 - \frac{P^*(t) - 0.2S}{P^*(t) + 0.8S} \right)$$

$$Vid(t) = ds \cdot stoc(t)$$

$$\frac{dstoc(t)}{d(t)} = Pb(t) - Pe(t) - Vid(t)$$

$$Total\ cell\ runoff = Pe(t) + \omega \cdot Vid(t)$$

où Pb est la pluie brute, Pe la pluie efficace, $stoc$ le niveau dans le réservoir et vid la vidange du réservoir.

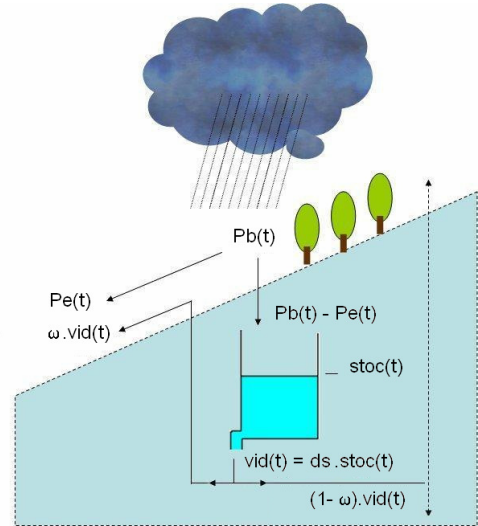


Figure 3 : Modèle de production opérant pour chaque maille du bassin

Le ruissellement produit par la maille est ensuite acheminé à l'exutoire du bassin, à l'aide d'un modèle translation-stockage ("lag and route"), faisant intervenir 2 paramètres V_0 ($m \cdot s^{-1}$) et K_0 (ad.). Les trajectoires entre chaque maille et l'exutoire sont déduites d'un modèle numérique de terrain. Le modèle calcule pour chacune des mailles un temps de propagation T_m (translation) et un temps de diffusion K_m (stockage), dont on déduit les débits correspondant à la contribution de la maille m au temps t .

$$T_m = \sum \frac{l_k}{V_0}$$

$$K_m = K_0 \cdot \sqrt{T_m}$$

$$q(t) = \frac{P_e(t_0) + w \cdot vid(t_0)}{K_m} \cdot \exp\left(-\frac{t - (t_0 + T_m)}{K_m}\right) \cdot A$$

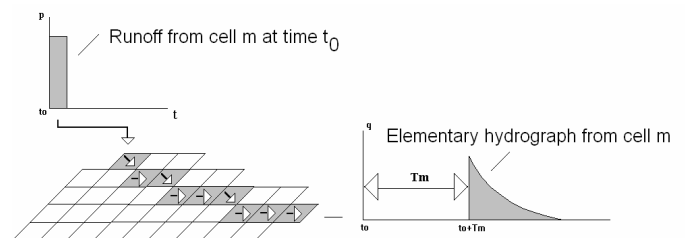


Figure 4 : Modèle de transfert opérant pour chaque maille du bassin

Finalement, toutes les contributions élémentaires sont additionnées, pour toutes les mailles et tous les pas de temps, pour obtenir l'hydrogramme complet de la crue. Ce modèle a été implémenté dans la plate-forme de modélisation ATHYS (<http://www.athys-soft.org>).

3. Calibration du modèle

Un total de 20 épisodes averse-crue a été retenu pour l'application du modèle pluie-débit. Ces événements ont été observés au cours de la période 1994-2002, et leurs débits maximum varient de 400 à 1500 m³/s. Les pluies proviennent de mesures réalisées par 6 pluviographes répartis sur le bassin, et varient de 90 à 460 mm.

Le modèle a été calibré pour chacun des épisodes de l'échantillon : les paramètres ds , w et Ko ont été maintenus fixes pour l'ensemble des épisodes ($ds=1 \text{ j}^{-1}$, $w=0.2$, $Vo = 2,2 \text{ m.s}^{-1}$, $Ko = 0.7$). Seul le paramètre S a été ajusté pour chacun des épisodes, pour prendre en compte la variabilité saisonnière de l'état du système. La méthode de calibration est itérative, de type Nelder et Mead, et le critère choisi pour tester l'efficacité du modèle est le critère de Nash-Sutcliffe, calculé sur les débits de crue (observés) qui dépassent 50 m³/s. Cette dernière condition a pour objectif de bien évaluer la performance du modèle sur les pics de crue, en minimisant l'influence des périodes de faible écoulement.

$$\text{Nash} = \frac{\sum(Q_{\text{obs}}(i) - Q_{\text{cal}}(i))^2}{\sum(Q_{\text{obs}}(i) - Q_{\text{moy}})^2}$$

A l'issue de ce traitement, on constate que les crues sont généralement bien reconstituées, les critères de Nash variant de 0.95 à 0.51 pour l'ensemble des crues (Fig.5). Les valeurs de S variant de 83 à 358 mm, on va chercher à les relier à divers indicateurs de l'humidité des sols.

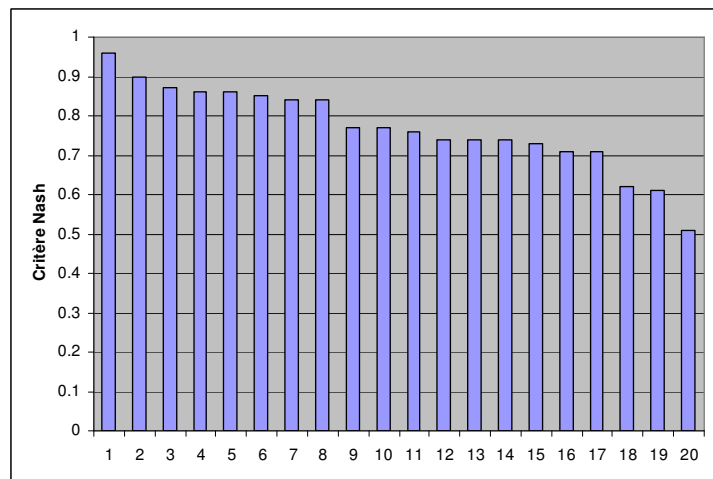


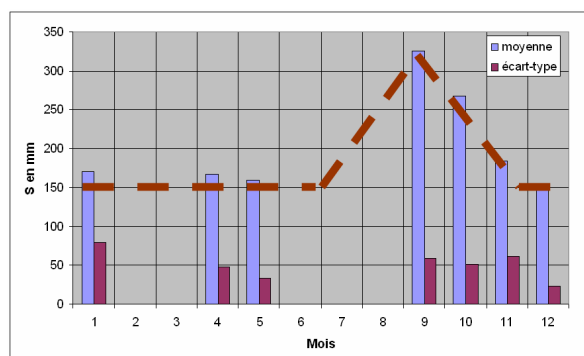
Figure 5 : Histogramme classé des valeurs du critère de Nash (S optimisé)

4. Interprétation des paramètres

Paramètre S

Pour synthétiser les variations de S , on a calculé pour chaque mois les moyennes et écart-types des valeurs obtenues après la calibration du modèle (Fig.6). On constate que les valeurs de S sont effectivement différenciées selon la saison, et on retrouve globalement le schéma-type de variation saisonnière des teneurs en eau (Fig.2) : les valeurs de S les plus élevées sont atteintes pour les premiers événements survenant à la fin de la saison chaude et sèche, généralement en septembre ($\theta \sim 0.05-0.10$); la décroissance des valeurs de S est forte au cours de l'automne, puis elles se stabilisent au cours de l'hiver et durant le printemps ($\theta \sim 0.20-0.25$). Une première méthode d'estimation de S pourrait donc être basée sur les valeurs moyennes mensuelles, mais cette méthode reste cependant relativement grossière, compte

Figure 6 : Variations saisonnières du paramètre S



tenu des anomalies saisonnières qui peuvent être importantes au cours de cette période. Une autre méthode pourrait être basée sur des mesures locales d'humidité des sols, mais ces mesures n'étaient pas disponibles sur la période correspondant aux crues étudiées. Pour prendre en compte les anomalies saisonnières, deux indicateurs ont finalement été testés :

- le débit de base à l'exutoire du bassin, qui est par exemple utilisé pour initialiser le déficit moyen du bassin dans TopModel (Franchini et al., 1996)
- l'indice SIM d'humidité du sol, fourni par Météo-France. L'indice SIM est calculé tous les jours à 6h00 TU pour des mailles de 8x8 km², à l'aide du modèle ISBA (Noilhan et Mahlouf, 1996), et fournit le pourcentage de saturation de la couche racinaire. Une valeur moyenne est calculée sur le bassin, par pondération des valeurs correspondant aux différents pixels contenus dans le bassin.

Les corrélations entre le paramètre S et chacun des indicateurs montrent que chaque indicateur est effectivement lié à S, mais dans les 2 cas, une dispersion importante persiste (Fig.7 et 8). Cette dispersion peut s'expliquer par diverses incertitudes portant d'une part sur la détermination du paramètre S (malgré le protocole appliqué), et d'autre part les valeurs des indicateurs eux-mêmes. L'estimation du paramètre S est en effet soumise aux incertitudes sur les pluies en entrée du modèle. Les débits de base peuvent être affectés par des modifications de l'étalonnage, fréquents en basses-eaux. Les indices SIM, en temps que sortie de modèle, peuvent être sujets à certaines dérives, qui doivent encore fait l'objet de travaux de validation. Notons enfin que les 2 indicateurs, débit de base et indice SIM, sont partiellement corrélés entre eux ($R^2=0.55$).

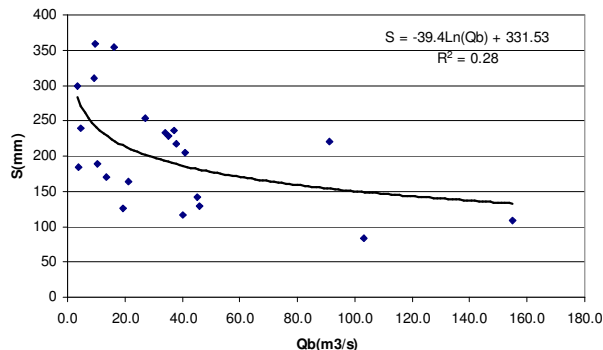


Figure 7 : Corrélation entre S et débit de base

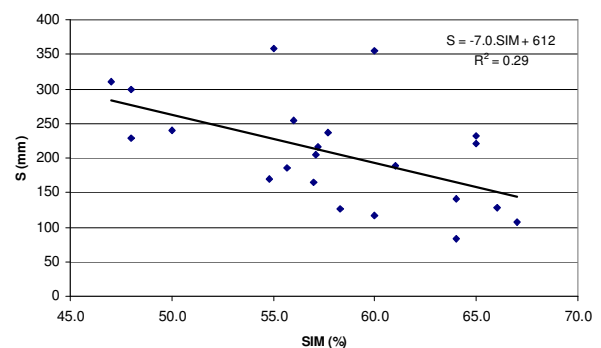


Figure 8 : Corrélation entre S et indice SIM

Les distributions des critères de Nash ont été calculées pour différents modes d'estimation du paramètre S (Fig. 9) :

- S optimisé pour chaque épisode
- S initialisé à l'aide de la relation $S = -39.4 \text{ Ln}(Qb) + 331.5$
- S initialisé à l'aide de la relation $S = -7.0 \text{ SIM} + 612$
- S fixé à sa valeur moyenne pour chaque épisode

On voit que les résultats sont globalement équivalents pour chacun des indicateurs utilisé. Ces indicateurs apportent effectivement un gain par rapport à une estimation moyenne de S, mais les performances du modèle restent assez inférieures aux performances optimales correspondant à un paramètre S calibré pour chaque épisode. Les recherches se poursuivent actuellement pour mieux évaluer ce qui est la part du modèle, et la part des indicateurs. L'utilisation des mesures d'humidité des sols est une piste privilégiée.

Paramètre V_o

Le paramètre V_o , qui représente la vitesse de l'écoulement sur l'ensemble des mailles du bassin, a été fixé à une valeur moyenne de 2.2 m/s. Le choix d'une hypothèse de vitesse constante sur le bassin peut se justifier par le fait que les écoulements à l'amont sont caractérisés par une forte pente et un faible tirant d'eau, alors que les écoulements à l'aval sont caractérisés par une faible pente et un fort tirant d'eau. Ces effets compensateurs de l'amont vers l'aval justifient en partie cette uniformité des vitesses. Il serait donc possible d'estimer V_o si on dispose de mesures de vitesses dans une (ou plusieurs) sections de référence (on retiendra une valeur moyenne). La valeur choisie, $V_o = 2.2$ m/s, est cohérente avec une estimation de la vitesse réelle dans un bief proche de l'exutoire, de l'ordre de 2 à 3 m/s pour une gamme de crues allant de quelques dizaines à quelques milliers de m³/s.

Paramètre K_o

Le paramètre K_o a pour rôle de diffuser l'écoulement de surface au cours de sa propagation. Il traduit plusieurs effets : distribution des vitesses dans une section transversale, étalement lié à la variation des vitesses selon la charge hydraulique. K_o permet d'estimer l'étalement $K_m = K_o \cdot T_m^{0.5}$ de la crue au cours de sa propagation entre la maille m et l'exutoire du bassin. Il a été fixé empiriquement à 8 pour toutes les mailles du bassin.

Bien que cela n'ait pas été vérifié dans ce travail, on admettra qu'il est possible d'obtenir une estimation de ce paramètre d'après les équations proposées par Dooge (1973) (Handbook of Hydrology, 1992, 26-9) pour l'interprétation du modèle "lag and route", d'où l'on tire :

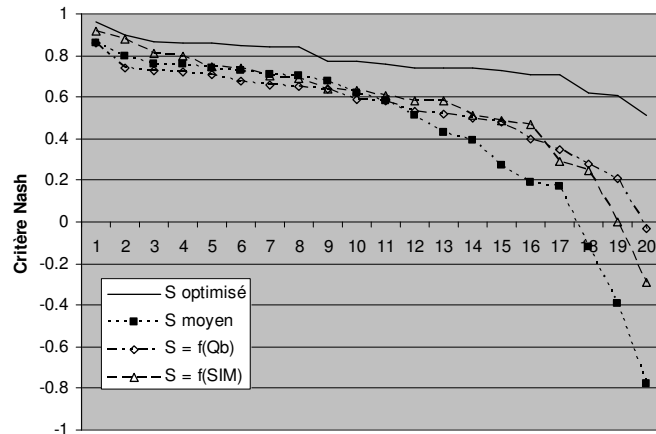
$$K_o = \left[\frac{2}{3} \left(1 - \frac{F^2}{4} \right) \left(\frac{Y_o}{S_o \times V_o} \right) \right]^{0.5}$$

où F , Y_o , S_o et V_o représentent respectivement le nombre de Froude, la hauteur d'eau, la pente d'énergie et la vitesse de la maille considérée. On admettra également que K_o est constant sur le bassin, et peut être estimé à partir de biefs ou de sections dont on connaît les caractéristiques hydrauliques (sections de jaugeage par exemple).

Paramètre ds

Le paramètre ds contrôle le ressuyage des sols, sous l'effet combiné de différents processus : évaporation, percolation profonde, écoulement latéral de sub-surface. A l'échelle événementielle, la reprise évaporatoire est relativement négligeable, et la vidange est essentiellement due au drainage vertical et latéral. Le rôle de ds est important, notamment pour bien représenter les crues à pointes multiples.

Figure 9 : Comparaison des critères Nash classés



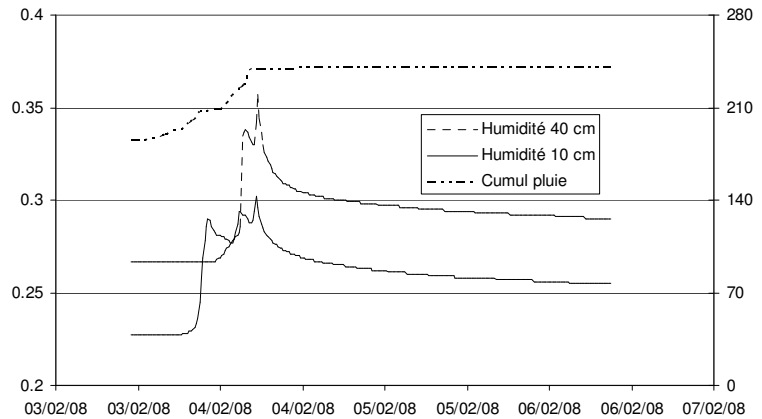
D'après les équations du modèle, ds peut être estimé à partir d'observations sur la courbe de récession du bassin : ds est en effet la valeur du coefficient de récession du bassin, dans le cas d'un tarissement de type exponentiel. ds peut également être estimé à partir de mesures continues de l'humidité des sols à l'échelle événementielle, qui traduisent la variation du stock en eau du sol (Fig.10).

Figure 10 : Variations événementielles des teneurs en eau du sol – Parcelle de Sumène.

Paramètre w

Le paramètre w est associé à l'écoulement retardé, d'origine sub-superficielle ou profonde. Le rôle de w consiste surtout à bien positionner la décrue, mais

il n'a qu'une influence minimale sur les débits de pointe de crue. Ce paramètre, compris entre 0 et 1, doit être calibré à partir d'observations.



Conclusions

Cet article montre que les crues éclair peuvent être efficacement simulées à l'aide d'un modèle distribué pluie-débit parcimonieux événementiel. Les conditions initiales de saturation des sols peuvent être déduites de différents indicateurs : valeurs moyennes mensuelles, débits de base, indices SIM. Les paramètres de production du modèle peuvent être interprétés physiquement : S comme la capacité moyenne maximale de stockage des sols, fonction de leur profondeur, porosité et teneur en eau moyennes, ds comme la diminution des teneurs en eau après l'arrêt de la pluie. Les paramètres de transfert peuvent être quant à eux définis à partir de considérations hydrauliques, basées sur des observations concernant les sections d'écoulement (pour V_0) ou à partir de formules théoriques liant la propagation à la diffusion (pour K_0).

Les paramètres appliqués dans le cas du Gardon à Anduze sont assez cohérents avec l'interprétation physique proposée, ce qui permet d'envisager la transposition spatiale à des bassins non jaugés. Le calage du modèle reste cependant nécessaire, mais peut se limiter à quelques épisodes, la base physique garantissant ensuite l'extrapolation du modèle hors de son domaine de calage.

L'application et, surtout, l'interprétation du modèle supposent que la formation des crues soit effectivement régie par des processus liés à la saturation des formations superficielles. Dans d'autres cas (ruissellement hortonien, bassins karstiques), les indicateurs auxquels sont reliés les paramètres du modèle et les conditions initiales du système peuvent être très différents.

Remerciements

Cette étude a été réalisée dans le cadre de l'Observatoire Hydrométéorologique Cévennes-Vivarais, soutenu par l'Institut National des Sciences de l'Univers. Les auteurs remercient les différents partenaires de l'Observatoire, notamment l'Ecole des Mines d'Alès et l'UMR Espace pour leur contribution à cette étude. Les auteurs remercient également le SCHAPI et Météo-France, pour la mise à disposition des indices SIM.

Références bibliographiques

- Aubert, D., Loumagne, C. and Oudin, L. (2003). Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. *J. Hydrol.*, 280, 145–161. Aubert et al., 2003
- Ayral, P.A. (2005) Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALTHAÏR – Approches spatiale et expérimentale – Application au bassin versant du Gardon d'Anduze. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Aix- Marseille I, 310 p.
- Bouvier C., Ayral P.A., Brunet P., Crespy A., Marchandise A., Martin C., 2007. Recent advances in rainfall-runoff modelling : extrapolation to extreme floods in southern France. Proceedings . In. Observing and modelling exceptional floods and rainfalls. *Proceedings of the 1st International Workshop on Hydrological Extremes*, FRIEND-AMHY, Cosenza; Italy, 3-4 may 2006, 229-238.
- Dominguez R., Bouvier C., Neppel L., Lubes H., 2005. Approche régionale pour l'estimation des distributions ponctuelles des pluies journalières dans le Languedoc-Roussillon. *Hydrological Sciences Journal*, 50(1), 17-29
- Dooge J.C.I., 1973. Linear theory of hydrologic systems. *Technical bulletin n°1468*, USDA, Wahington D.C.
- Estupina Borrell V., Chorda J., Dartus D., 2005. Prévision des crues éclair. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(13), 1109-1119
- Franchini M., Wendling J., Oblet C., Todini E., 1996. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *J. Hydrol.*, 175, 293-338
- Gaume E., Livet M., Desbordes M., Villeneuve J.P., 2004. Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *J. Hydrol.*, 286 (2004) 135–154
- Lyon S.W., Gérard-Marcant P., Walter M.T., Steenhuis T.S., 2004. Using a topographic index to distribute variable source area runoff predicted with the SCS-Curve-Number equation. *Hydrological Processes*, 18(15), 2757-2771.
- Noilhan, J., Mahfouf, J F, 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, vol.13, no.1-4, 145-159, Jun 1996
- Saulnier G.M., Datin R., 2004. "Analytical solving of a bias in the TOPMODEL framework water balance", *Hydrological Processes*, 18(7), 1195-1218.