

LES ECHELLES DU COUPLAGE HYDROLOGIE – METEOROLOGIE

J-D. CREUTIN,
Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement,
UMR 5564, BP 53, 38041 GRENOBLE Cedex 9

La présentation rappelle d'abord les échelles caractéristiques des phénomènes météorologiques et hydrologiques, décrit ensuite les variables hydriques du couplage, et enfin suggère une démarche de choix d'échelle de couplage.

A. Les échelles météorologiques

L'observation et la description des phénomènes atmosphériques a permis de définir les échelles spatiales et temporelles caractéristiques auxquelles ils se développent. Orlanski, 1975 propose un tableau qui fixe des ordres de grandeur et une terminologie des échelles correspondantes. Repris par différents ouvrages et travaux de météorologie, cette relation classique nous servira de référence simple pour caractériser trois échelles pertinentes pour les précipitations :

- i) la meso-échelle γ est celle de la cellule convective, dont la durée de vie est typiquement de l'ordre de l'heure et la taille de 100 km^2 ;
- ii) la meso-échelle β est celle de l'amas convectif ou de la ligne de grains, dont la durée de vie est de quelques heures à la journée et la taille de 1000 à 10000 km^2 ;
- iii) la meso-échelle α est celle de la perturbation frontale, dont la durée de vie est de plusieurs jours et la taille est typiquement de 100000 km^2 .

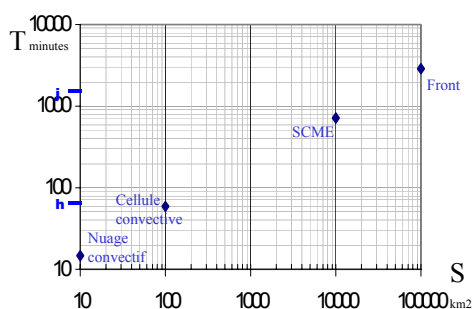
B. Les échelles hydrologiques

En hydrologie, il ne se trouve pas de tentative comparable de classification des phénomènes de crues et d'étiages en fonction de dimensions et durées caractéristiques. La raison en est double :

- i) Ces phénomènes concernent des bassins de toutes tailles, allant de quelques hectares (cas des bassins versants urbains) à plusieurs milliers de km^2 (cas des grands bassins généralement équipés).
- ii) Il existe sur ce continuum d'échelles une évolution des temps caractéristiques de fonctionnement de ces bassins. Mais la définition de ces échelles temporelles n'est pas simple dans la mesure où un bassin versant est un fort intégrateur temporel.

La figure 2 représente la réponse en débit de l'Ardèche à Sauze Saint Martin (2450 km^2) à une chronique de pluies horaires moyennes sur le bassin en octobre 1993. Cette réponse est non-linéaire (la rivière ne répond pratiquement pas aux 60 premières heures de pluie) et comporte clairement deux types de dynamiques – une rapide et une lente.

Figure 1 : Echelles caractéristiques des principaux types de systèmes précipitants

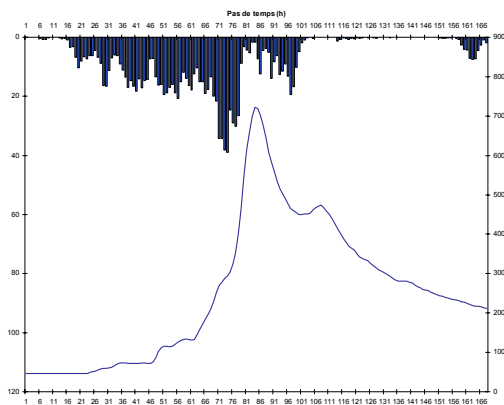


La réponse rapide “réplique” les deux dernières impulsions de précipitations autour des heures 75 et 100 avec un décalage temporel d'environ 12 heures. Elle est due au transfert des eaux de ruissellement dans le réseau hydrographique qui se fait à des vitesses de l'ordre du ms^{-1} . Reposant sur la distribution des temps de transfert dans le réseau, cette réponse linéaire est représentée par l'hydrogramme unitaire, réponse du bassin à une sollicitation unitaire de pluie. Le temps de montée au pic de l'hydrogramme unitaire est

du même ordre de grandeur que le temps de réponse. Il est utilisé ici pour caractériser le temps de réaction d'un bassin.

La réponse lente amène le débit de base de la rivière de 50 à 250 m³s⁻¹ en trois journées de pluie et ce débit mettra plusieurs semaines avant de retrouver sa valeur initiale. Cette réponse est due aux transferts souterrains qui se font avec des vitesses de plusieurs ordres de grandeurs inférieures à celles des transferts de surfaces. Elle est conditionnée par les précipitations antérieures mais aussi par les échanges sol – végétation – atmosphère et donc par la capacité de reprise évaporative de l'atmosphère

Figure 2 : Graphique de l'évolution temporelle des pluies moyennes horaires (en haut) et des débits (en bas) lors d'un épisode pluvieux de plusieurs jours ayant affecté l'Ardèche à Sauze Saint Martin en octobre 1993 (Thèse I. Zin, 2002).

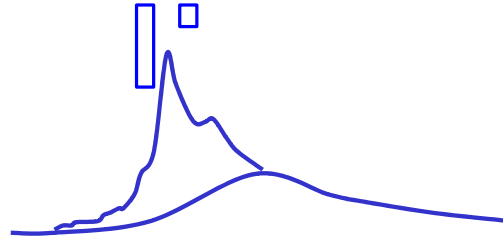


La figure 3 schématise cette analyse de la réponse du bassin de l'Ardèche qui peut s'appliquer sur une gamme considérable de surfaces (quelques hectares à plusieurs milliers de km²).

Un bassin versant intègre donc dans sa réponse plusieurs échelles temporelles de variabilité des précipitations. Sa réponse rapide déterminerait la limite inférieure des échelles spatiales auxquelles il est sensible. Le bassin est peu sensible aux variations du champ de précipitations qui ne modifient pas la lame d'eau moyenne. Ce qui revient à dire que toutes les échelles temporelles pour lesquelles la distance de décorrélation des cumuls de précipitations est inférieure à la taille du bassin

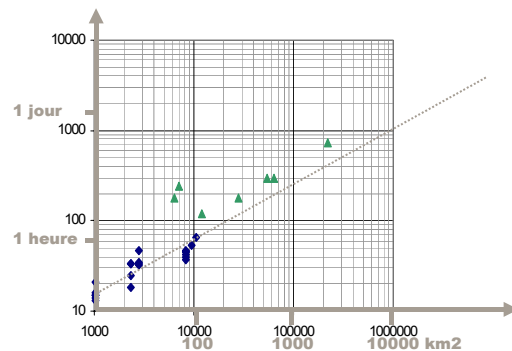
ne contribuent pas à la dynamique de la réponse hydrologique du bassin. Sa réponse lente couvre en fait toutes les échelles au delà de celles de la réponse rapide, liant de manière continue, les échelles du temps présent à celles du climat.

Figure 3 : Illustration schématique des réactions rapides et lente d'après l'exemple de la figure 1.



Pour un ensemble de bassins versants du midi méditerranéen les temps de réponses ont été identifiés par des méthodes classiques d'analyse (méthode de l'hydrogramme unitaire, DPFT – voir par exemple Duband et col. 1993). La figure 4 montre l'évolution de ces temps de réponse rapide en fonction de la taille des bassins. Les bassins de moins de 100 km² sont urbains (analyse A. Berne sur des données de la Ville de Marseille).

Figure 4 : Relation entre le temps de montée et la surface de bassins versants méditerranéens urbains (losanges) et ruraux (triangles)



La droite tracée sur cette figure rappelle la relation temps – surface indiquée figure 1 à propos des phénomènes météorologiques. Il est intéressant de constater que les bassins d'une taille donnée paraissent réagir aux phénomènes météorologiques de même taille avec un temps caractéristique comparable. Il est évident que ce graphique doit être enrichi d'autres points expérimentaux notamment aux grandes surfaces.

C. Les variables hydriques du couplage

Les précipitations et l'évapotranspiration sont les deux variables essentielles du couplage. Elles présentent des fluctuations spatiales et temporelles très différentes :

- i) Pouvant constituer des flux considérables à petites échelles de temps et d'espace (plusieurs centaines de mm.h^{-1} à l'échelle de la minute et de l'hectare), les précipitations possèdent une variabilité temporelle et spatiale considérable à toutes les échelles. C'est un phénomène intermittent.
- ii) Dépassant rarement quelques mm.j^{-1} , l'évapotranspiration a une variabilité vraisemblablement moins importante que celle des précipitations. Cette variabilité est mal connue faute de moyens directs de mesure.

En termes d'échelles, les précipitations déterminent, par leur variabilité, l'échelle spatiale et temporelle de la réponse rapide du bassin versant, alors que l'évapotranspiration détermine, par son intégration temporelle, la taille de la fenêtre temporelle nécessaire à une simulation réaliste de l'état hydrique des sols qui à son tour gouverne les réponses rapide et lente du bassin.

D. Les échelles du couplage

La question de l'échelle du couplage est pour le moins double :

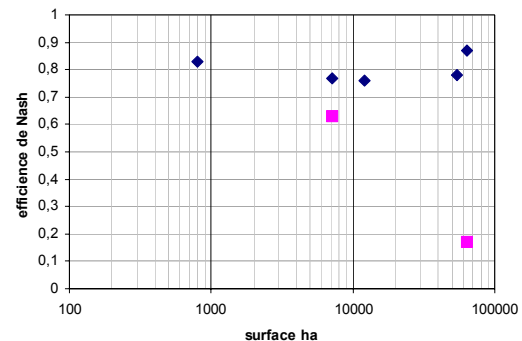
- Quelles sont les échelles et la durée de simulation qui donnent un état hydrique du sol acceptable ?
- Quelle est l'échelle à laquelle le modèle météorologique donne des champs de pluie acceptables ?

Il semble que la réponse à la première question soit donnée par différents travaux de validation de modèles météorologiques sur le long terme qui indiquent un bilan en eau correct sur une gamme de bassins (voir par exemple Habets, 1998).

Il est possible de donner quelques éléments de réponse à la deuxième question en s'appuyant sur l'hypothèse suivante : *la connaissance de la lame d'eau moyenne sur le bassin versant à un pas de temps égal à une fraction inférieure au tiers du temps de montée*

est une condition nécessaire¹ pour reconstituer les débits de manière raisonnable. Cette hypothèse est étayée par l'ensemble des travaux de modélisation dite globale de bassins versants. La figure 5 regroupe quelques résultats concernant le midi méditerranéen français. Pour des bassins de 8 à 640 km^2 , un modèle hydrologique global explique de

Figure 5 : Efficience de Nash caractérisant la qualité de reconstitution des débits sur des bassins versants de tailles différentes



l'ordre de 80% de la variance des débits à partir de la seule connaissance des pluies moyennes sur le bassin à un pas de temps approprié (losanges de la figure 5, le critère de Nash étant un coefficient type corrélation dont l'avantage est d'être également sensible au biais). Les carrés de la figure 5 indiquent la sensibilité de la reconstitution des débits à une incertitude sur la lame d'eau. Dans un cas il s'agit de l'effet d'une diminution de la densité du réseau de pluviomètres (Cas du Réal Colobrier, 80 km^2 d'après Obled et col., 1994) et dans l'autre il s'agit de l'utilisation de données radar sous-estimant de moitié les intensités de pluie (Cas de la Haute Ardèche, 640 km^2 d'après Datin, 1998).

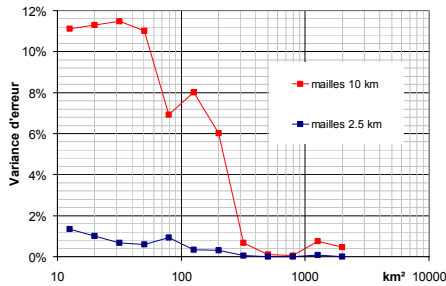
Cette hypothèse donne une clé de validation "hydrologique" des modèles météorologiques au sens où elle indique à quelles échelles d'espace et de temps et sur quelle variables peut porter le contrôle des champs de pluie simulés (voir Miniscloux, 2001).

Partant d'une taille de bassin hydrologique donnée en fonction d'un objectif choisi, il est possible de déterminer :

¹ Cette condition n'est certainement pas suffisante – voir travaux en cours sur l'impact de la répartition spatiale de la pluie sur la formation des débits.

- i) une échelle spatiale en fixant une taille de mailles de modélisation atmosphérique capable d'approcher raisonnablement la forme du bassin (voir figure 6).

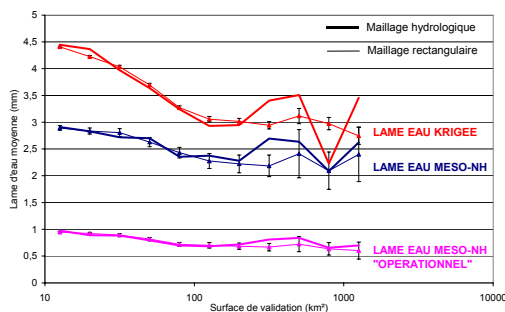
Figure 6 : Erreur d'estimation de la pluie moyenne en fonction de la taille des bassins versants pour deux tailles de mailles météorologiques (6.25 et 100 km²)



- ii) Une échelle temporelle en divisant par au moins trois le temps de montée correspondant à la surface du bassin, afin d'établir le pas de temps nécessaire à une description de l'entrée pluie.

La lecture des figures 6 et 4 nous indique que pour des bassins de 100 à 1000 km², qui correspondent au problème de risque de crue rapide en zone rurale, un maillage d'ordre

Figure 7 : Evolution de la moyenne des lames d'eau simulées par le modèle MesoNH et estimées par krigeage des données pluviométriques sol en fonction de la taille des bassins versants

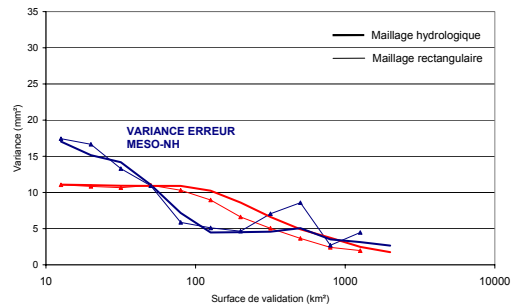


kilométrique doit fournir des lames d'eau réalistes au pas de temps horaire pour forcer un modèle hydrologique.

Les figures 7 et 8 (Miniscloux, 2001) donnent une validation, en terme de biais et de

variance d'erreur, de champs de pluie simulés par le modèle MesoNH dans la région des Cévennes – Vivarais les 13 et 14 octobre 1995 et intégrés au pas de temps de l'heure sur des bassins versant ayant de 10 à 1000 km².

Figure 8 : Même représentation que figure 7 mais pour la variance de l'erreur



La conclusion de cette analyse est que la sous-estimation d'environ 30% des champs de pluie par le modèle sera très pénalisante pour le couplage, même si le modèle météorologique semble être un bon indicateur de la répartition spatiale de la pluie aux échelles visées d'après l'analyse de la variance d'erreur. Il s'agit là bien entendu d'une illustration de la démarche de choix d'échelle de couplage et non d'un résultat robuste compte tenu de la taille de l'échantillon analysé (quatre heures de simulation).

Bibliographie

Datin, R., 1998 : Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : Traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques. Développements de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. Institut National Polytechnique de Grenoble, Doctorat de l'INPG. 369 p.

Duband, D., C. Obled and J.Y. Rodriguez, 1993 : Unit hydrograph revisited: an alternate iterative approach to UH and effective precipitation identification. *J. Hydrol.*, **150**, 115-149.

Habets, F., 1988 : Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône. Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier (Toulouse III), 224 p.

Miniscloux, F., 2001 : Précipitations orographiques et convectives en région Cévennes Vivarais : Validation de simulations numériques par des données pluviométriques et radar. Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble. 214 p.

Obled, C., J. Wendling and K. Beven, 1994 : The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. *J. Hydrol.*, **159**, 305-333.

Orlanski, I., 1975 : A rational subdivision of scale for atmospheric processes. *Bulletin American Meteorological Society*, **56**, 527-530.