

ANALYSE DES DÉBITS EN PÉRIODE DE TARISSEMENT : ESSAI D'UNE TYPOLOGIE RÉGIONALE APPLIQUÉE À DES RIVIÈRES DU BASSIN DE LA MEUSE (BELGIQUE)

Loïc GISCHER, Eric HALLOT, Geoffrey HOUBRECHTS,
Jean VAN CAMPENHOUT & François PETIT

Résumé

Les débits d'étiage ont été analysés dans vingt-cinq rivières de moyenne et haute Belgique, spécialement lorsqu'elles étaient en phase de tarissement, c'est-à-dire uniquement alimentées par la vidange des nappes aquifères. Des courbes de tarissement ont ainsi pu être mises en évidence : il s'agit de « courbes séquences » et non de « courbes tangentes ». De façon générale, il s'individualise deux coefficients de tarissement. Par ailleurs, nous avons déterminé quel était le pourcentage de l'écoulement rapide de crue toujours dans une optique régionale. Il ressort que cet écoulement varie avec le niveau de la nappe aquifère. Nous avons également tenté d'estimer la réserve utile utilisée dans le modèle simplifié de Thornthwaite, ceci en estimant, après des épisodes de sécheresses prononcées telles celles de 1976, 2003, le montant des pluies nécessaires avant que ne se présente une signature à l'exutoire (augmentation sensible des débits). Enfin, travaillant sur des débits en période de basses eaux, nous sommes interrogés sur le rôle des barrages de castors en tant que facteur de soutien d'étiage, comme cela avait été suggéré récemment dans la littérature. Il ressort de nos observations que l'influence des barrages de castors ne semble pas influencer le DCE (Q_{355}). D'ailleurs une analyse de l'évolution des DCE (Q_{355}) dans des rivières où ne se trouve aucun barrage de castors nous montre une certaine variabilité. Ceci nous amène tout d'abord à nuancer l'influence des barrages de castors, du moins sur le régime hydrologique de ces cours d'eau (qui sont systématiquement situés en tête de bassin hydrographique) mais aussi à nous interroger sur la pertinence du DCE (Q_{355}) comme descripteur des débits d'étiage.

Mots-clés

débit d'étiage, réserves aquifères, eau dans le sol, barrage de castors, bassin de la Meuse, courbe de tarissement, réserve utile

Abstract

Low flow discharge was analysed in twenty-five rivers of the midlands and highlands of Belgium, particularly during periods when base flow was supplied by aquifers. Recession curves were elaborated: these were "sequence curves" and not "tangent curves". In general, two recession coefficients may be identified. In addition, we determined the percentage of "rapid runoff flood" within a regional perspective. It is apparent that this flow varies with the level of the water table. We also tried to estimate the groundwater recharge used in Thornthwaite's simplified model. This was undertaken by estimating the amount of rain needed before observing a significant increase in discharge, following pronounced drought episodes such as those of 1976 and 2003. Finally, working on discharges during periods of low flow, we looked at the role of beaver dams as a factor contributing to low flow, as has been suggested recently in the literature. From our observations, it appears beaver dams do not influence the characteristic low flow discharge. Furthermore, an analysis of the evolution of the characteristic low flow discharge in rivers where there are no beaver dams shows some variability. This leads us, first of all, to qualify the influence of beaver dams, at least on the hydrological regime of these water courses (which are always located at the top of the watershed) but also to question the relevance of characteristic low flow discharge as a descriptor of low flow.

Keywords

low flow, base flow, groundwater, depletion curve, master recession curve, beaver dam, Meuse catchment

I. INTRODUCTION

À l'heure où les sécheresses et le manque d'eau pourraient devenir plus intenses dans les régions tempérées, l'intérêt pour les débits d'étiage ne cesse de croître actuellement au sein de la communauté scientifique (Driessen *et al.*, 2010 ; Verstrate *et al.*, 2011). Néanmoins, les études portant sur les débits d'étiage en Wallonie restent encore peu nombreuses. La principale préoccupation de ces analyses est de prédire les périodes de basses eaux afin de mettre en place des moyens de gestion, en se basant sur des variables qui permettent de caractériser les étiages comme le Q_{95} , c'est-à-dire le débit de percentile 95 (Gailliez & Degré, 2009) ou, ce qui est le plus souvent utilisé par les Anglais, Néerlandais et Allemands, le VCN_7 , c'est-à-dire le minimum annuel de la moyenne mobile des débits pris sur sept jours consécutifs (Bauwens *et al.*, 2011 ; Verstrate *et al.*, 2011). Par ailleurs, une connaissance des faibles débits se justifie également pour déterminer les valeurs des débits réservés, c'est-à-dire le débit minimum que des gestionnaires doivent laisser s'écouler dans la rivière, en aval d'un barrage par exemple.

Bultot et Dupriez (1976) avaient déjà réalisés des études exhaustives sur quelques bassins hydrographiques d'une certaine importance tels que la Semois. Ils y avaient notamment traité les débits d'étiages en termes de débits caractéristiques : (i) débit d'étiage extrême (plus petit débit journalier de la période de référence), (ii) débit caractéristique d'étiage (DCE ou encore Q_{355} débit égalé ou non dépassé 10 jours par an) mais aussi (iii) en termes de périodes d'étiage (période au cours de laquelle le débit ne monte pas au-dessus d'un seuil Q_e fixé). Le seuil adopté par Bultot et Dupriez, (1976) est la valeur médiane du débit caractéristique DC11 (c'est-à-dire le débit non atteint une année sur deux pendant 30 jours non nécessairement consécutifs). Toujours selon ces auteurs et selon ce critère, en 1921 par exemple, année qui fut marquée par l'une des sécheresses les plus fortes du XX^e siècle (Brouyaux *et al.*, 2004), la Semois a compté 216 jours d'étiage de façon ininterrompue.

Cependant, peu d'études nous renseignent sur le principal facteur responsable de la variation spatiale des débits d'étiage et, de façon générale, la littérature existante montre alors la prépondérance du rôle de la perméabilité des bassins (Tague & Grant, 2004 ; Larue & Giret, 2006 ; Lang & Gille, 2006 ; Vadnais *et al.*, 2011). En effet, en période de tarissement, c'est-à-dire en période de non-réalimentation par des précipitations, le débit des rivières est uniquement assuré par la vidange des nappes aquifères dont l'importance est principalement fonction de la perméabilité du substrat qui constitue leur bassin versant. Dans des régions où les rivières ont un régime hydrologique assez semblable à celui de certaines régions

du Massif ardennais (*sensu lato*), J. Corbonnois (2000) a cependant montré que les volumes d'eau contenus dans les réservoirs les plus productifs sont non seulement déterminés par la lithologie mais également par le pendage des couches qui guide l'écoulement des nappes. De même, les conditions de drainage des nappes par le réseau hydrographique, telles que la disposition du réseau hydrographique par rapport au pendage des couches ou la profondeur de l'incision par les cours d'eau ou encore la profondeur des niveaux aquifères, sont également des éléments déterminant dans l'alimentation en eau du réseau hydrographique (Corbonnois, 2000).

Jusqu'à présent, seules quelques rivières au sud du sillon Sambre et Meuse (Petit, 1995) ainsi que l'analyse de débits de sources dans des bassins hydrographiques, eux aussi situés principalement au sud du sillon Sambre et Meuse, ont fait l'objet d'analyses concernant l'apport des nappes en période d'étiage (Petit & Ericum, 1987 ; Petit *et al.*, 1999 ; Mols & Petit, 2005 ; Leroy, 2006).

Afin d'identifier l'impact des nappes aquifères sur l'alimentation des rivières en période d'étiage et d'estimer les réserves aquifères de différents bassins hydrographiques, plusieurs méthodes ont été testées sur des rivières wallonnes aux contextes hydrogéomorphologiques diversifiés, ceci durant la période 1976-2009. Ces rivières se regroupent schématiquement en six régions géographiques distinctes qui seront présentées succinctement par la suite : la Lorraine, l'Ardenne, la Fagne-Famenne, le Condroz, l'Entre-Vesdre-et-Meuse et la Hesbaye (Figure 1).

Par ailleurs, lors d'absence prolongée de précipitations que nous pourrions définir comme une période de sécheresse hydrologique (Klein, 2009), c'est principalement la zone d'aération (« eau dans le sol » dans l'équation du bilan hydrologique) qui est sollicitée par l'évapotranspiration. Une certaine quantité de cette réserve hydrique pourra être exploitée notamment par la végétation mais elle est variable notamment selon les types de sols. Ainsi, lorsque des précipitations se produisent après une période de sécheresse où le stock d'eau dans le sol a été fortement sollicité, on observe que la « signature à l'exutoire » (c'est-à-dire la réaugmentation des débits suite à un écoulement de surface ou de subsurface), ne se marque pas immédiatement, excepté dans le cas de précipitations très violentes mais souvent spatialement limitées, qui provoqueront des *flash-floods*. Les précipitations qui ne sont pas interceptées vont, dans leur grande majorité, recharger prioritairement l'eau dans le sol et combler ce déficit d'eau jusqu'à retrouver sa capacité maximum (Grésillon, 1996 ; Larue & Giret, 2004). Afin de déterminer cette valeur, nous avons suivi un certain nombre d'événements après des sécheresses marquées.

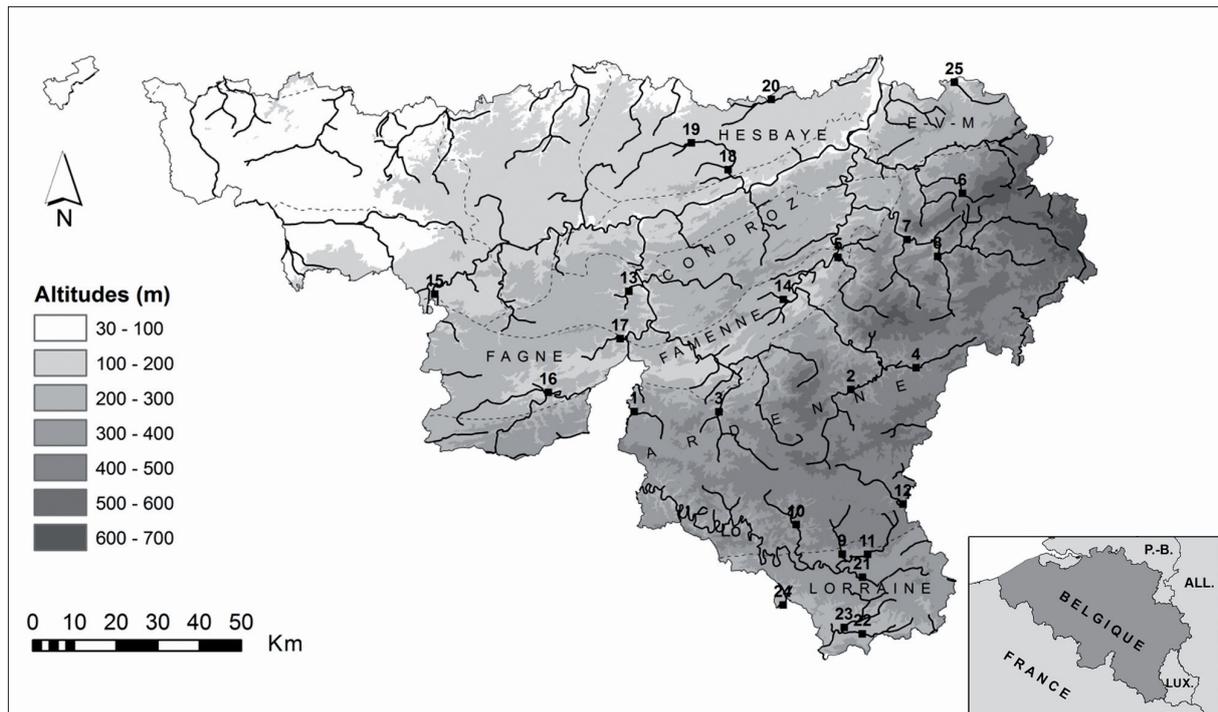


Figure 1. Localisation des sites de mesure : la numérotation renvoie aux chiffres du texte

II. DOMAINE D'ÉTUDE

A. Sources et sélection des données hydrologiques

Les données hydrométriques utilisées sont celles collectées par la DCENN (Direction des Cours d'Eau Non Navigables) et par le SETHY (Service d'Études Hydrologiques). Les stations limnigraphiques sélectionnées sont celles où les débits sont enregistrés depuis une période relativement longue (1976-2009). Les données climatiques (températures et précipitations journalières) sont issues de l'annuaire hydrologique, de l'IRM (Institut Royal Météorologique) et du SETHY.

Trois critères ont été retenus afin de sélectionner des bassins aux écoulements les plus naturels possibles : (i) une absence de captages des eaux souterraines et de prélèvements de surface, susceptibles de fausser les débits naturels des cours d'eau ; (ii) une homogénéité lithologique du bassin versant ; (iii) une série continue de données hydrométriques d'au moins vingt ans pour se baser sur des résultats suffisamment représentatifs des étiages (Gailliez & Degré, 2009 ; Hébert *et al.*, 2003).

B. Caractéristiques des rivières étudiées

Vingt-cinq bassins ont été analysés (Figure 1). Au sein de cette sélection, les bassins peuvent être divisés en différents ensembles selon leur lithologie et donc leur perméabilité. Tout d'abord, les bassins constitués de roches imperméables constituent un premier ensemble avec les bassins ardennais où le substrat est composé de

quartzites et de phyllades du Dévonien inférieur.

Il s'agit (i) des bassins du centre de l'Ardenne avec la Houille (1), l'Ourthe occidentale (2), la Lesse (3) et l'Ourthe orientale (4) ; (ii) des bassins du nord-est de l'Ardenne avec l'Aisne (5), la Hoëgne (6), la Lienne (7) et la Salm (8), (iii) des bassins du sud de l'Ardenne avec la Mellier (9), la Vierre (10), la Rulles (11) et la Sûre (12). Toujours dans les bassins imperméables, un deuxième groupe s'individualise avec des bassins de Fagne-Famenne composés principalement de schistes du Dévonien supérieur. Il s'agit du Ruisseau d'Heure (14), de la Hantes (15), de l'Eau Blanche (16) et de l'Hermeton (17).

En revanche, les bassins constitués d'un substratum plus perméable sont classés en trois groupes distincts. Le premier est composé des bassins de la Hesbaye qui est formée de craies du Crétacé et de sables du Tertiaire (la Burdinale (18), de la Mehaigne (19) et du Geer (20)). Le second groupe correspond au bassin de la Molinee (13) essentiellement développé dans des calcaires carbonifères du Condruz. Le troisième groupe est composé de la Gueule (25) dans l'Entre-Vesdre-et-Meuse où le sous-sol est composé de schistes et grès du Houiller sur lesquels reposent des terrains du Secondaire dont principalement des craies du Crétacé.

Enfin, des rivières de Lorraine ont également été sélectionnées. Cette région est composée de formations du Jurassique où s'observe une alternance de couches perméables (sables et grès) et imperméables (argiles et marnes). Les bassins du Ton (23) et de la Marge (24) se développent dans un substrat perméable alors que les

bassins de la Semois (21) et de la Vire (22) connaissent un substratum imperméable.

III. MÉTHODOLOGIE

A. Détermination de la période de tarissement

Étant donné qu'en période d'étiage, les débits des cours d'eau sont uniquement assurés par la vidange des réserves aquifères, cet apport peut être analysé à partir du tarissement. Celui-ci permet d'approcher le rythme de vidange des réserves aquifères à partir de différentes lois qui proposent de calculer un coefficient de tarissement (Dewandel *et al.*, 2003). Pour calculer ce coefficient, le choix s'est porté sur la loi de Maillet qui est la plus communément utilisée (Tallaksen, 1995) et est déterminée par une équation sous forme exponentielle :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (\text{éq. 1})$$

où Q_0 est le débit initial de la période de tarissement, Q_t le débit après un temps t et α le coefficient angulaire de la droite de tarissement.

Lorsque l'on porte en ordonnée les valeurs des débits observés (en échelle logarithmique) et en abscisse le temps en jour, on obtient graphiquement les éléments du calcul. La loi de Maillet rend bien compte de la décroissance des débits d'un cours d'eau lorsque les étiages sont alimentés par une nappe simple et homogène. L'intégrale de la courbe de Maillet permet ainsi d'estimer le volume

R des réserves emmagasinées dans le bassin versant à un instant t_0 (appelées réserves hydrologiques, Cosandey & Robinson, 2000), de telle sorte qu'après transformation, on obtient la relation suivante (Réménieras, 1974) :

$$R = Q_0 / \alpha \quad (\text{éq. 2})$$

Il arrive souvent que des segments de droite successifs s'individualisent nettement, séparés par des points d'inflexion, de telle sorte que plusieurs coefficients de tarissement peuvent alors être mis en évidence (Larue & Giret, 2004). Ces valeurs successives dénotent en fait des modes d'alimentation de nature différente : les valeurs les plus élevées représentent la vidange de réservoirs d'écoulement rapide de crue (ruissellement et écoulement de subsurface) tandis que les valeurs les plus faibles révèlent la vidange de nappes situées dans le manteau d'altération ou dans des zones de fissures. En ce qui concerne l'écoulement de base (*sensu stricto*), ces coefficients sont le plus souvent limités à deux, que nous appellerons respectivement α_1 et α_2 (exemple à la figure 2) qui représentent généralement ces deux types d'apport (Monjoie & Cajot, 1985).

La méthode d'extraction des phases de tarissement consiste à sélectionner des débits en décroissance durant des phases non influencées par des précipitations. Mais en climat tempéré océanique, la fréquence des épisodes pluvieux oblige, soit à retenir délibérément des phases de tarissement avec des faibles épisodes de précipitations, soit à se concentrer sur de très courtes périodes de

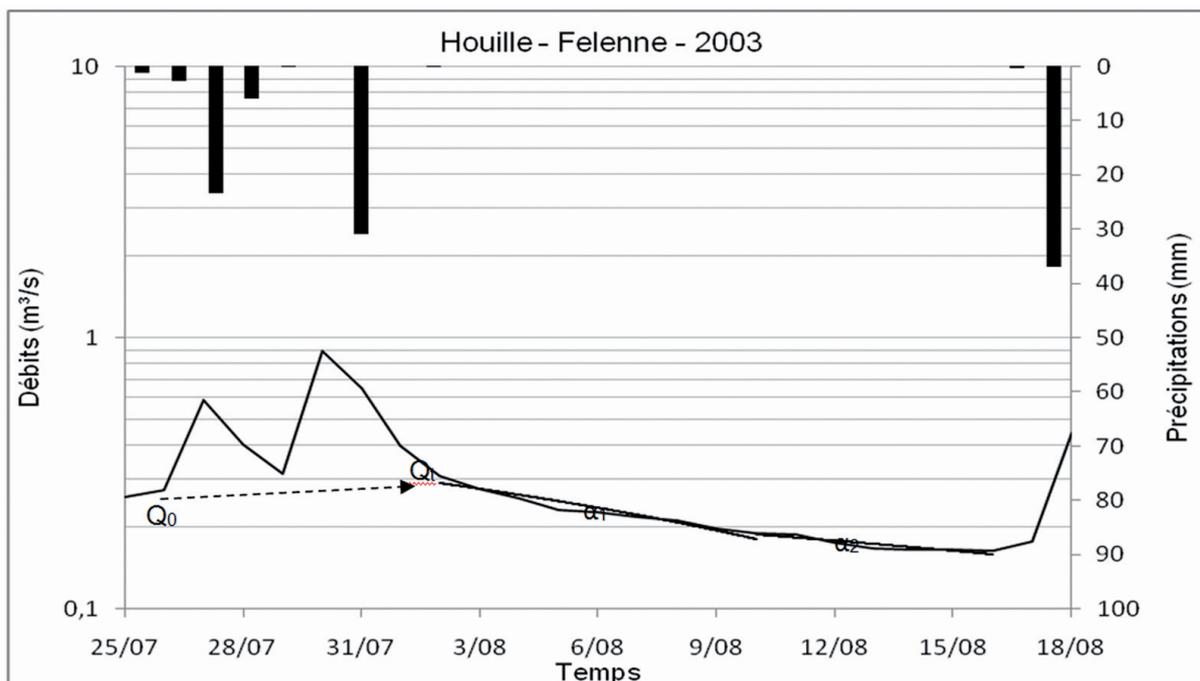


Figure 2. Hydrogramme de crue et de décrue de la Houille (1) durant l'été 2003

tarissement pur où il n'existe aucune précipitation. Pour la première méthode, Roche (1963) puis Larras (1972) parlent de l'enveloppe de tarissement qu'ils définissent comme l'enveloppe inférieure d'un hydrogramme ou encore comme la tangente aux points les plus bas (Figure 3). Cette méthode peut donc intégrer des remontées de débits liées à des épisodes pluvieux. Elle s'oppose à une démarche plus rigoureuse qui consiste à ne sélectionner que des débits décroissants consécutifs strictement non influencés par des précipitations. Gille et Lang (2003) ont qualifié ces deux approches respectivement de « méthodes de courbe enveloppes » et de « méthodes de courbes séquences ». Comme concluent ces auteurs, dans la prévision des débits d'étiages, l'approche par courbe séquence correspond d'avantage aux objectifs d'identification des différents types d'apports assurés par la vidange des aquifères. Mais une des questions qui se pose est la délimitation des séquences, c'est-à-dire de la période non influencée par des précipitations. Une première approche consiste à introduire un temps de ressuyage minimum entre la fin de l'épisode pluvieux et le début de la séquence de tarissement. Cette durée du temps de ressuyage (Tr exprimée en jour) peut être déterminée en relation avec la taille du bassin hydrographique (A exprimé en km^2) par la formule suivante, souvent utilisée dans la littérature (Rutledge & Daniel, 1994, in Lang, 2007) :

$$Tr = A^{0.2} \quad (\text{éq. 3})$$

Cette formule présente certes l'avantage de pouvoir être appliquée de façon systématique mais elle n'est pourtant pas optimale en raison des caractéristiques physiographiques des différents bassins et, de plus, elle semble peu adaptée à des bassins de dimension modeste. En effet, pour un bassin de $20 km^2$ par exemple, le tarissement débuterait seulement 1 jour après la fin des précipitations, ce qui, en Ardenne notamment, est inconcevable (Petit, 1995).

Conscients de ce problème, Lang & Gille (2006) ont proposé une méthode de détermination du débit de départ de la séquence (Q_0), sur base d'une étude portant sur 63 bassins versants situés dans les bassins Meuse-Rhin, démontrant ainsi que le débit débutant la phase de tarissement est généralement d'au moins cinq jours après la fin du pic de crue. D'autres études, basées sur des approches différentes, confirment ce résultat (Brodie & Hostetler, 2006 ; Lebaut, 2001). Enfin, en dessous d'un certain seuil, les précipitations ne sont pas capables d'influencer l'écoulement, surtout durant l'été hydrologique, moment où les étiages sont les plus fréquents, suite à l'évapotranspiration plus élevée. En général, ce seuil est fixé à $1 mm/jour$ (Lang, 2007) et permet, surtout en région océanique, de sélectionner un plus grand nombre de phases de tarissement par rapport à une situation où aucune précipitation ne serait prise en compte.

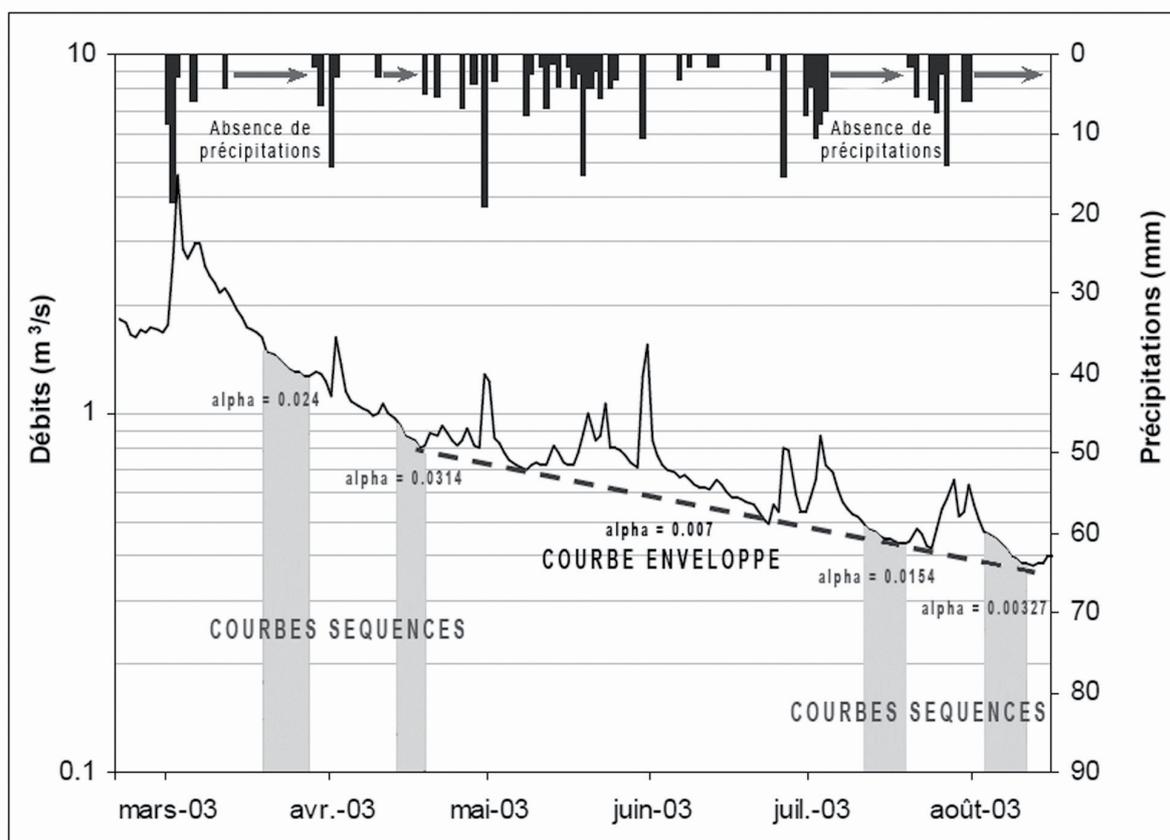


Figure 3. Exemple de courbe enveloppe de tarissement et de courbes séquences de tarissement (modifié d'après Lang & Gilles, 2006)

Afin de calculer systématiquement les coefficients de la même manière, nous avons opté pour une méthode visant à repérer les points d'inflexion dans la courbe de tarissement. Cependant, l'ensemble des méthodes existantes ne se basent que sur une séparation de l'écoulement rapide de crue et du débit de base (Brodie & Hostetler, 2006 ; Chapman, 1999). Or, l'objectif est d'identifier deux types d'apport de nappes, ce qui nous a poussé à utiliser une méthode qui permet d'identifier les ruptures de pentes dans une courbe cumulative du pic de crue jusqu'à la fin de la période de tarissement. Nous avons basé notre recherche sur la méthode par discontinuité utilisée en cartographie pour identifier les limites de classes. Cette méthode consiste à définir des paliers aux endroits où se situent les plus grands intervalles entre deux valeurs successives dans une courbe cumulative (Béguin & Pumain, 2010). Dans notre cas, les valeurs significatives de ces paliers ont été déterminées par un logiciel développé et programmé par le Laboratoire de Géographie Humaine de l'ULB (Romainville, 2009). Le logiciel a pour objectif d'approcher progressivement la courbe cumulative par une ligne brisée dont les sommets définissent les paliers. Sur les courbes de tarissement de chaque bassin, deux paliers ont été identifiés (Figure 2) : le premier palier sépare l'écoulement rapide de crue de l'écoulement de base tandis que le deuxième individualise α_1 d' α_2 . La première étape de construction de cette ligne brisée consiste à relier les deux extrémités de la courbe cumulative par une droite. Le point de la courbe cumulative le plus éloigné de la droite définira le premier palier de la ligne brisée. Ensuite, une nouvelle droite reliant le premier palier à l'extrémité de la courbe cumulative sera tracée. Ainsi, le deuxième palier sera situé au niveau du point de la courbe cumulative le plus éloigné de cette dernière droite. Le processus est arrêté quand les pentes des deux nouveaux segments distingués ne diffèrent plus significativement (Grimmeau, 1992).

Étant donné que ce logiciel est conçu à la base pour créer des classes en cartographie suivant la méthodologie proposée par Jenks (1963), toutes les valeurs ont été vérifiées sur les hydrogrammes lors du calcul des coefficients de tarissement afin qu'elles correspondent bien aux points d'inflexion de la courbe. Notons que durant l'opération, la séparation manuelle des différents types d'écoulements n'a pas été nécessaire.

Ainsi, la recherche a abouti à l'identification de cinquante-six phases de tarissement sur la période 1976-2009 mais, comme toutes les chroniques de débits n'étaient pas complètes simultanément à toutes les stations, au moins quarante épisodes de tarissement communs ont pu être déterminés pour chaque bassin.

B. Les surfaces contributives saturées

L'évaluation du rythme de vidange des nappes aquifères dans un bassin peut également être approchée par la théorie des « surfaces contributives saturées » (Cosandey

& Robinson, 2000). Cette dernière se base sur l'idée que les crues sont générées principalement par les précipitations tombant sur des zones de fond de vallon où la nappe aquifère affleure et qui sont dès lors saturées. Ces « fonds de vallon imperméabilisés » ont ainsi une extension spatiale qui dépend directement de l'état des nappes aquifères. Comme le débit de base des cours d'eau dépend également de l'état des réserves hydrologiques, ce débit se révèle donc être un bon descripteur de l'étendue de la surface contributive (Cosandey, 1986 ; Ambroise, 1999). À partir de cette hypothèse, une relation entre le débit de base précédent la crue et le coefficient d'écoulement rapide de crue (ERC, défini comme étant le rapport entre la lame d'eau écoulée en surface et subsurface et la lame d'eau précipitée) a été établie afin d'évaluer le rythme de vidange propre à chaque bassin. Cette relation entre le débit de base et le coefficient d'écoulement rapide de crue a été appliquée lors de différents événements pluvieux dans chaque bassin, à la fois lors de l'hiver et de l'été hydrologique.

Dans le but d'appliquer cette relation, le choix des événements pluvieux repose sur l'idée que les calculs devaient être réalisés sur des épisodes identiques pour comparer les comportements de chaque bassin versant. Ainsi, le choix s'est porté sur les trente-deux phases communes pour chaque bassin parmi les quarante périodes déterminées au préalable lors de l'évaluation des coefficients de tarissement. De plus, pour ces épisodes, nous disposons déjà de la séparation entre l'écoulement rapide de crue et l'écoulement de base suite à l'extraction des ruptures de pente lors de l'analyse du tarissement.

Dans le calcul de la relation évoquée ci-dessus, la quantité d'eau correspondant à l'écoulement rapide de crue est évaluée en reliant le débit de base précédant la crue Q_1 au débit Q_0 débutant la phase de tarissement α_1 (Figure 2). Pour chaque épisode de crue, les volumes écoulés sont calculés à partir des données de débits au pas de temps journalier et les volumes précipités sont déterminés à partir des données des stations météorologiques les plus proches des stations limnigraphiques. Nous n'avons pas pu évaluer les précipitations tombées sur les bassins versants par la méthode traditionnelle des polygones de Thiessen, tout d'abord du fait que le nombre de bassins retenus était fort élevé (25 bassins répartis sur l'ensemble de la Wallonie), du fait également que les données pluviométriques n'étaient pas toujours disponibles simultanément à chacune des stations qui auraient dû être prises en compte. Toutefois, ceci n'engendre qu'un biais mineur, pour les deux raisons suivantes : (i) tout d'abord parce plus de 44 stations pluviométriques ont été utilisées, ce qui représente un maillage relativement proche de celui que l'on aurait obtenu par les polygones de Thiessen ; (ii) la taille des bassins étant de superficie assez réduite (pour la plupart moins de 200 km²), on peut considérer que la station pluviométrique la plus

proche de la station limnigraphique est représentative de l'ensemble du bassin.

C. Les réserves hydriques

Pour évaluer les quantités d'eau capables de s'infiltrer dans le sol et d'alimenter les nappes aquifères, nous avons tenté d'approcher la réserve hydrique (appelée aussi « réserve utile »). La méthode du bilan hydrologique de Thornthwaite dont la procédure est explicitée notamment par Pédelaborde (1968), définit un poste qui approche cette réserve hydrique. La valeur proposée vaut généralement 100 mm mais, en réalité, cette valeur semble plutôt être un ordre de grandeur et, comme cela a été montré notamment en Wallonie, varie très fortement entre les régions (Demarcin *et al.*, 2011).

Dans notre étude, la réserve hydrique a été évaluée à partir de la reprise de l'écoulement de base durant l'hiver hydrologique ce qui « [...] permet une bonne approximation de la valeur globale de la réserve hydrique à l'échelle du bassin considéré » (Cosandey & Robinson, 2000). La même méthode avait déjà été employée pour des bassins hydrographiques élémentaires drainant les

tourbières des Hautes Fagnes (Wastiaux, 2000, 2008). Dans son analyse des écoulements rapide de crue, C. Wastiaux constate une différence entre des épisodes pluviométriques qui ne produisent aucune signature à l'exutoire et des épisodes qui engendrent des crues lorsque les sols sont saturés en eau. À partir de ce moment, les précipitations peuvent faire remonter les nappes aquifères ce qui entraîne une reprise de l'écoulement de base et une signature à l'exutoire.

Dès lors, l'approche est basée sur le calcul des précipitations tombées entre le « début de l'hiver hydrologique », c'est-à-dire lorsque, dans la méthode de Thornthwaite, les précipitations deviennent supérieures à l'évapotranspiration potentielle, et la reprise de l'écoulement rapide de crue (signature à l'exutoire) après une longue période de sécheresse durant l'été hydrologique. Sur cette base, nous avons retenu les événements qui se sont produits lors des années suivantes : 1976, 1978, 1979, 1988, 1989, 1990, 1991, 1995, 1996 et 2003 (Institut Royal Météorologique, 2011 ; Klein, 2009). Ainsi par exemple, la figure 4 montre la quantité de précipitations nécessaire pour que se manifeste une augmentation des débits de la Meuhaigne après la période de sécheresse de 2003. La prise en compte d'épisodes de sécheresse permet de

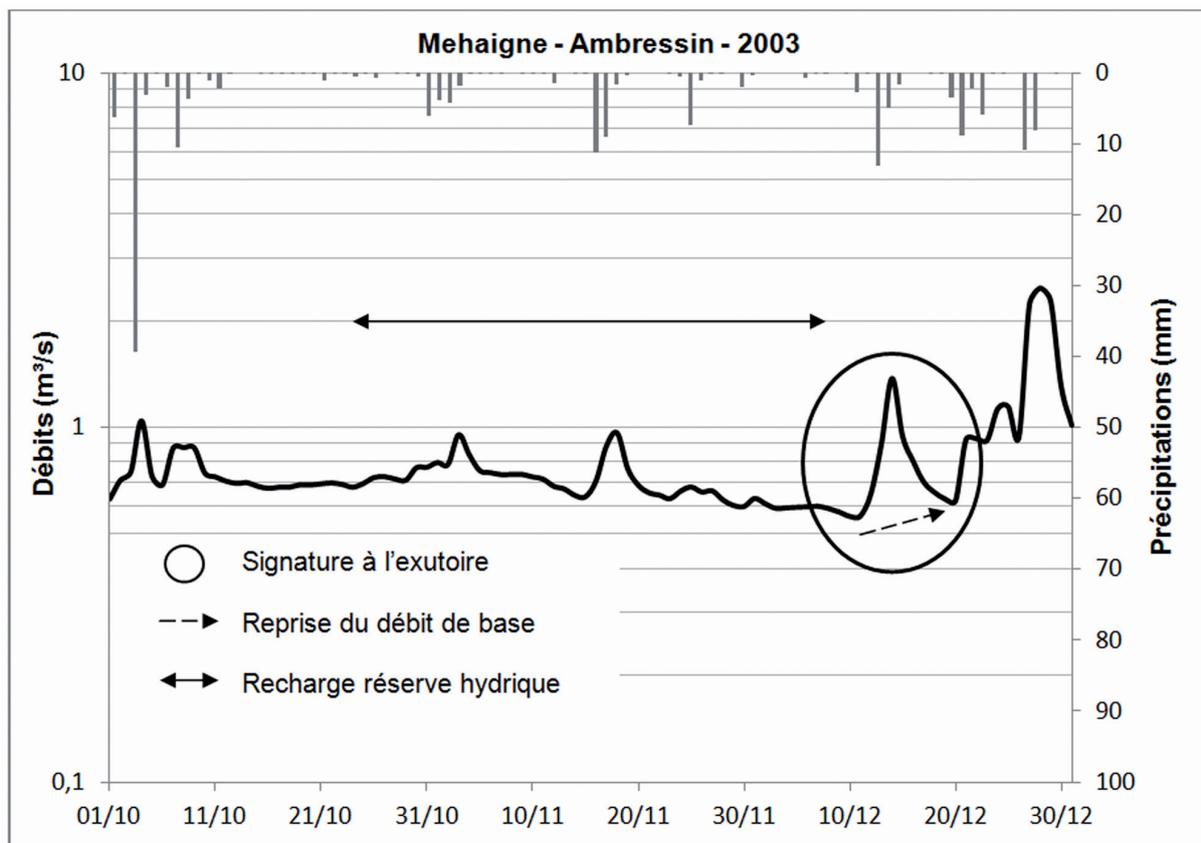


Figure 4. Reprise des débits (« signature ») à l'exutoire pour la Meuhaigne à Ambressin (19) après l'été 2003. On remarque qu'il faut plus de 130 mm de pluies (entre le 1/10 et le 11/12) avant de voir apparaître une signature à l'exutoire (augmentation des débits perceptible) le 12 décembre. La « reprise des débits de base » montre également une recharge des nappes aquifères (flèche en tireté)

s'assurer que la réserve hydrique est bien épuisée à la fin de l'été hydrologique, ceci afin de ne pas la surestimer. Cependant, comme tous les bassins n'ont pas un historique des données hydrométriques depuis 1976, les recharges hydriques pour toutes les années où l'été hydrologique était déficitaire n'ont pas pu être calculées. Ainsi, au moins six recharges hydriques ont été évaluées pour chaque bassin, car lors de la sélection des stations de mesures, les chroniques de débits devaient avoir au moins vingt ans. Enfin, lorsque les précipitations d'un mois entier étaient prises en compte dans le calcul de la réserve hydrique, les quantités d'eau évaporées ont été déduites des quantités d'eau précipitées. Étant donné que le calcul se réalise durant l'hiver hydrologique, l'évapotranspiration réelle équivaut à l'évapotranspiration potentielle déterminée ici par la formule de Thornthwaite.

D. Les profils hydrologiques

Le principe des profils hydrologiques est de suivre, pour un cours d'eau donné, l'évolution des débits selon son linéaire (ou la superficie de son bassin hydrographique, ce qui lui est étroitement corrélé), ceci pour des situations hydrologiques bien définies.

Il existe en effet une relation entre le débit Q et la surface A correspondante du bassin versant, selon une loi générale $Q = h A^g$ où h et g sont des paramètres caractéristiques de chaque bassin (Decloux & Sary, 1991 ; Sary, 1993). En coordonnées logarithmiques, la fonction se traduit de la façon suivante :

$$\text{Log}(Q) = g \text{ log}(A) + \text{log}(h) \quad (\text{éq. 4})$$

Pour différentes situations hydrologiques (h variable), on obtient une série de droites parallèles (pente g constante). Mais en période d'étiage, il arrive que les profils hydrologiques ne soient pas représentés par une seule droite mais par plusieurs segments. Ceci implique que g n'est constant que pour une zone homogène du bassin et que h représente alors l'état des réserves souterraines.

La pente d'un segment est représentative de l'augmentation ou de la diminution du débit spécifique de la zone homogène relative à ce segment. Arts & Sary (2000) analysent ainsi trois cas : (i) si la pente est égale à 1, le débit spécifique est identique pour toute la zone ; (ii) si la pente est supérieure à 1, le débit spécifique augmente de manière exponentielle de l'amont vers l'aval, (iii) si la pente est inférieure à 1, le débit spécifique diminue. Précisons que ces auteurs ont travaillé en Lorraine française et que leurs profils hydrologiques portent sur des rivières dont la superficie du bassin pouvait dépasser 500 km².

Dans ce travail, nous avons tracé des profils hydrologiques en utilisant les débits spécifiques (l/s/km²) et le linéaire de cours d'eau, ceci afin de faire ressortir les

contrastes entre les tronçons parcourus. Cette façon de procéder permet de s'affranchir non seulement de la taille du bassin versant, mais aussi des limites des bassins versants tracées à partir de la topographie (ligne de crête). En effet, en période d'étiage, l'apport des nappes est guidé beaucoup plus par la disposition des couches géologiques que par la topographie, spécialement en structure monoclinale (Gregory & Walling, 1973 ; Castany, 1982). De ce fait, le bassin hydrogéologique conditionnant l'écoulement de nappes peut-être différent du bassin déterminé par le relief.

Afin de vérifier les résultats obtenus à l'aide des traitements précédents, nous avons réalisé des campagnes de jaugeages lors de la fin de la sécheresse du printemps 2011 (23 et 24 mai) car la situation se prêtait particulièrement bien pour cerner l'apport des nappes aquifères aux cours d'eau à l'aide de profils hydrologiques. Les débits ont été mesurés au niveau d'un site amont et d'un site aval sur sept rivières du sud de la Wallonie non jaugées par les organismes responsables du suivi des débits. Les débits ont été mesurés à l'aide de canaux jaugeurs de type « Parshall-Flume » présents dans le sud de la Wallonie (Petit & Erpicum, 1987) ou, en leur absence, grâce à des jaugeages effectués au moulinet. Il est clair que le nombre de points ayant trait aux profils hydrologiques est limité, du fait de la taille très réduite des bassins (ceci en vue de garder leur homogénéité, cf. ci-dessous), du fait aussi que les jaugeages ne peuvent être multipliés à l'infini étant donné le temps requis. Nous sommes donc conscients que c'est en termes de tendance que devra porter notre analyse. Par ailleurs, ces rivières ont été sélectionnées parce qu'elles présentent une homogénéité lithologique dans l'ensemble de leur bassin versant, ce qui permet d'identifier le rôle d'un type d'affleurement précis dans le soutien des débits d'étiage.

Un autre élément pouvant influencer les débits en période d'étiage est la présence de barrages de castors ; cependant, comme nous allons le voir, les avis sont partagés. Ces barrages peuvent en effet bloquer les écoulements d'amont en aval et donc réduire les débits spécifiques (Gurnell, 1998). D'ailleurs, la réduction de vitesse peut aller de 2 % à 100 % dans le cas où l'écoulement par-dessus le barrage n'existe plus (Butler & Malanson, 2005). Cependant, certains auteurs ont montré que les barrages de castors pouvaient augmenter les débits d'étiage en un point donné d'un bassin. En effet, les barrages de castors peuvent créer des retenues d'eau qui débouchent sur des écoulements plus importants en fin de période d'étiage (Parker, 1986 ; Collen & Gibson, 2000). Ils peuvent également hausser les débits d'étiage par une élévation du niveau des nappes permettant une meilleure alimentation des débits (Marston, 1994). D'ailleurs, une étude récente réalisée dans le bassin de l'Ourthe orientale (4) à Mabompré, a montré que le débit caractéristique d'étiage

(DCE = Q_{355}) était passé de 0,60 m³/s avant l'apparition de barrages à 0,88 m³/s après l'apparition de barrages (Nyssen *et al.*, 2011).

C'est pourquoi, dans notre étude, nous avons envisagé le rôle éventuel de ces barrages dans le soutien des débits d'été. Pour ce faire, nous avons suivi l'évolution du DCE sur une période de vingt ans dans des rivières où le castor est installé depuis une dizaine d'années (d'après Plunus, 2009 ; CRA 2004 *in* Denis, 2010). Nous avons posé comme date d'apparition des barrages de castors dans le bassin l'année où des traces y ont été observées (Libois, 2006).

IV. RÉSULTATS

A. Variabilité et régionalisation du tarissement

La première observation à tirer des résultats concerne l'importante variabilité, pour une même rivière, des coefficients de tarissement alors que l'apport des nappes aux cours d'eau devrait être constant dans le temps (Tableau 1). Cette variabilité a déjà été mise en évidence dans des travaux antérieurs (Lebaut, 2001 ; Lang & Gille, 2006). Trois causes ont été avancées pour expliquer cette variabilité du tarissement d'un épisode à l'autre : (i) une variabilité saisonnière du tarissement suite à une transpiration plus importante par la ripisylve pendant les périodes de fort ensoleillement (Larue & Giret, 2004), (ii) un mauvais choix des débits de départ des phases de tarissement (Lebaut, 2001), (iii) la complexité liée à l'origine du débit de base (Cosandey *et al.*, 2003).

L'analyse de la variabilité des coefficients de tarissement a montré qu'ils se comportaient de manière similaire à la décroissance des débits au cours du temps : valeurs faibles en été et valeurs élevées en hiver comme l'atteste l'exemple de la Vire en Lorraine (Figure 5). Cette diminution progressive des coefficients de tarissement se rapproche des observations réalisées par Lebaut (2001) également en Lorraine. Quant à la ripisylve, elle joue un rôle pour des plus grandes rivières et surtout en climat méditerranéen (Lambert *et al.*, 1991 *in* Piègay *et al.*, 2003). La variabilité des coefficients de tarissement semble donc liée à un mauvais choix du débit de départ de l'épisode malgré la prise en compte d'un temps de ressuyage d'au moins cinq jours dans la sélection des épisodes de tarissement. Or, selon la loi de Maillet, le coefficient de tarissement n'est pas dépendant du choix du débit de départ. L'analyse a donc été complétée afin de vérifier si les débits débutant les phases de tarissement et les coefficients de tarissement étaient indépendants. Pour ce faire, les corrélations entre les deux variables ont été calculées pour chaque rivière. Les débits débutant les phases de tarissement α_1 et α_2 sont appelées respectivement Q_0 et Q_1 .

Comme la montre l'exemple de la Hoëgne (6) (Figure 6), une relation entre les deux variables semble être présente

pour α_1 ($R^2 = 0,382$) alors qu'elle est totalement absente pour α_2 ($R^2 = 0,001$). Cette tendance de voir une corrélation plus élevée pour α_1 que pour α_2 est présente pour tous les bassins. Nous pouvons en déduire que certains coefficients α_1 sont encore influencés par des phases de ressuyage et qu'ils ne correspondent pas totalement à un débit provenant exclusivement des nappes. Dès lors, dans la comparaison des rythmes de vidange des aquifères, le coefficient α_2 a été préféré, car il semble mieux correspondre à l'écoulement de nappes.

En général, la relation entre le tarissement et la géologie des bassins se limite à une analyse qualitative suite à la difficulté de quantifier la lithologie (Lang, 2007). Cependant, nous avons voulu tester une méthode pouvant caractériser la perméabilité des bassins et permettant de valider le rôle de la perméabilité dans le soutien des débits d'été. Cette méthode, proposée initialement par Lebaut (2000) dans les grès d'Ardenne-Luxembourg, repose sur un indice d'« imperméabilité » basé sur la relation entre les précipitations annuelles et l'écoulement annuel. En effet, dans un bassin imperméable, les débits répondront plus rapidement aux précipitations alors que dans un bassin perméable, le substrat jouera un rôle tampon et la réponse des débits y sera plus lente, voire postposée à une autre année, de telle sorte que la relation entre les débits et les précipitations y sera moins nette, ce qui se marquera par un coefficient de détermination moins bon. C'est sur cette base que nous avons appliqué cet indice d'« imperméabilité » pour chaque bassin, indice exprimé en pourcent, par simple transformation du coefficient de détermination.

La relation entre α_2 et l'indice d'« imperméabilité » correspond à une relation linéaire avec un coefficient de détermination de 0,77 (Figure 7). Cette relation semble assez bonne pour expliquer la diversité spatiale des écoulements en période d'été à partir du coefficient de tarissement α_2 . En effet, une séparation apparaît entre :

- (i) des bassins aux substrats imperméables comme en Ardenne (quartzites et phyllades du Dévonien inférieur), en Fagne-Famenne (schistes du Dévonien supérieur), et de façon partielle en Lorraine (argiles et marnes du Jurassique) avec des α_2 généralement supérieures à 0,025 j⁻¹ voire à 0,030 j⁻¹ ;
- (ii) des bassins aux substrats plus perméables comme dans le Condroz (calcaires du Carbonifère), la Hesbaye (craies du Crétacé et sables du Tertiaire) et la Lorraine (grès calcaires du Jurassique), avec des α_2 inférieures à 0,020 j⁻¹ voire à 0,010 j⁻¹.

Ces valeurs correspondent bien avec celles proposées par Petit (1995) en synthèse de plusieurs études : valeurs assez élevées pour la Rulles (0,031 j⁻¹) et l'Hermeton (0,024 j⁻¹) dénotant l'imperméabilité de leur bassin versant situé respectivement en Ardenne et dans la Fagne. Les valeurs plus faibles dans le Condroz (0,012 j⁻¹ pour la Molignée) y démontrent la présence d'aquifères

Tableau 1. Valeurs et variabilités des coefficients de tarissement

N°	Rivière	Station	Région géographique	Superficie (km ²)	Nombre épisodes	α_1		α_2	
						Moyen (j ⁻¹)	Coef. variation (%)	Moyen (j ⁻¹)	Coef. variation (%)
1	Houille	Felenne	Ardenne centrale	113	56	0,041	41	0,030	33
2	Ourthe occidentale	Erneuville	Ardenne centrale	270	51	0,049	40	0,032	42
3	Lesse	Daverdisse	Ardenne centrale	302	56	0,040	36	0,025	20
4	Ourthe orientale	Houffalize	Ardenne centrale	179	50	0,045	39	0,025	31
5	Aisne	Juzaine	Ardenne du Nord-Est	183	56	0,044	63	0,032	48
6	Hoëgne	Belleheid	Ardenne du Nord-Est	20	45	0,049	64	0,032	46
7	Lienne	Lorcé	Ardenne du Nord-Est	147	46	0,035	57	0,020	38
8	Salm	Trois-Pont	Ardenne du Nord-Est	202	49	0,038	40	0,025	28
9	Mellier	Marbehan	Ardenne du Sud	62	56	0,065	61	0,035	43
10	Vierre	Straimont	Ardenne du Sud	182	54	0,052	43	0,030	37
11	Rulles	Habay-la-Vieille	Ardenne du Sud	96	49	0,063	61	0,033	32
12	Sûre	Martelange	Ardenne du Sud	209	55	0,054	40	0,031	35
13	Molignée	Warnant	Condroz	125	56	0,021	38	0,013	23
14	Ruisseau d'heure	Baillonville	Fagne-Famenne	68	46	0,068	61	0,040	42
15	Hantes	Wihéries	Fagne-Famenne	142	51	0,055	60	0,034	41
16	Eau Blanche	Nismes	Fagne-Famenne	249	55	0,060	58	0,029	29
17	Hermeton	Hastièrre	Fagne-Famenne	166	56	0,055	51	0,024	28
18	Burdinale	Huccorgne	Hesbaye	28,3	45	0,042	42	0,022	24
19	Mehaigne	Ambressin	Hesbaye	195	42	0,018	33	0,016	19
20	Geer	Bergiliers	Hesbaye	123	48	0,021	31	0,008	18
21	Semois	Etalle	Lorraine	124	51	0,049	60	0,023	30
22	Vire	Ruette	Lorraine	104	48	0,037	40	0,017	28
23	Ton	Virton	Lorraine	89	46	0,015	33	0,009	17
24	Marge	Villers-devant-Orval	Lorraine	82	42	0,009	29	0,007	17
25	Gueule	Sippenaeken	Entre-Vesdre-et-Meuse	221	40	0,045	41	0,013	23

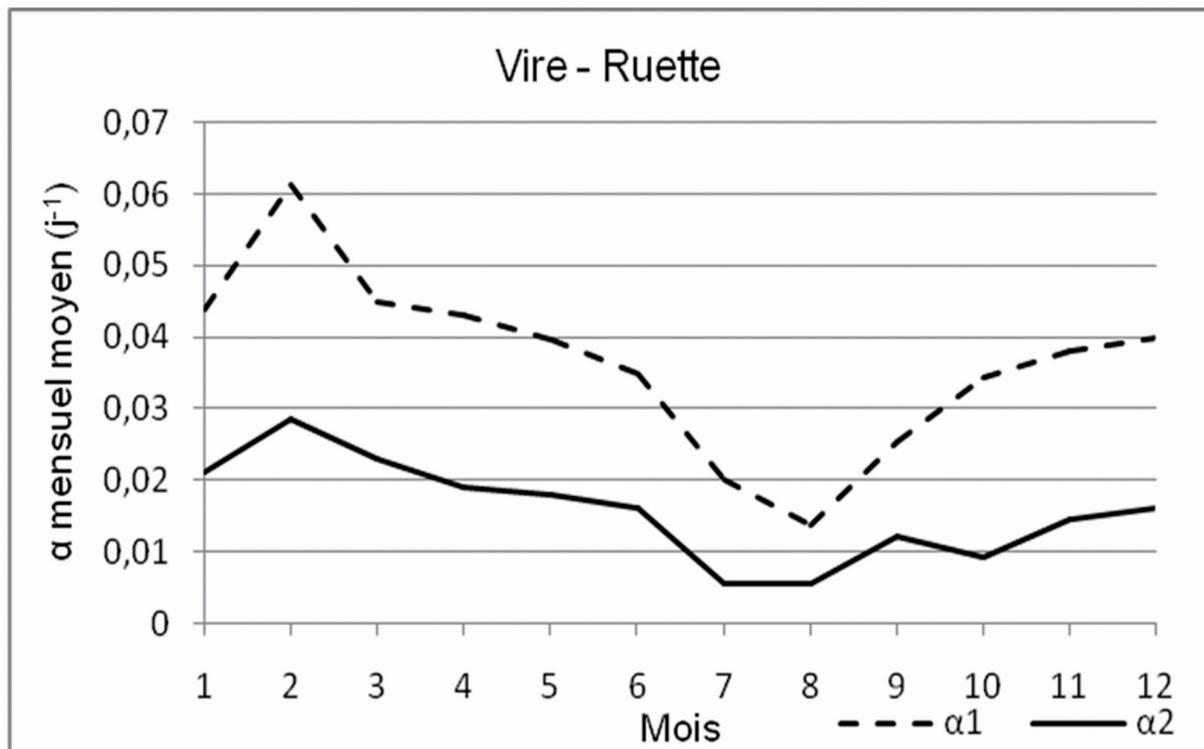


Figure 5. Régime moyen du tarissement au cours de l'année

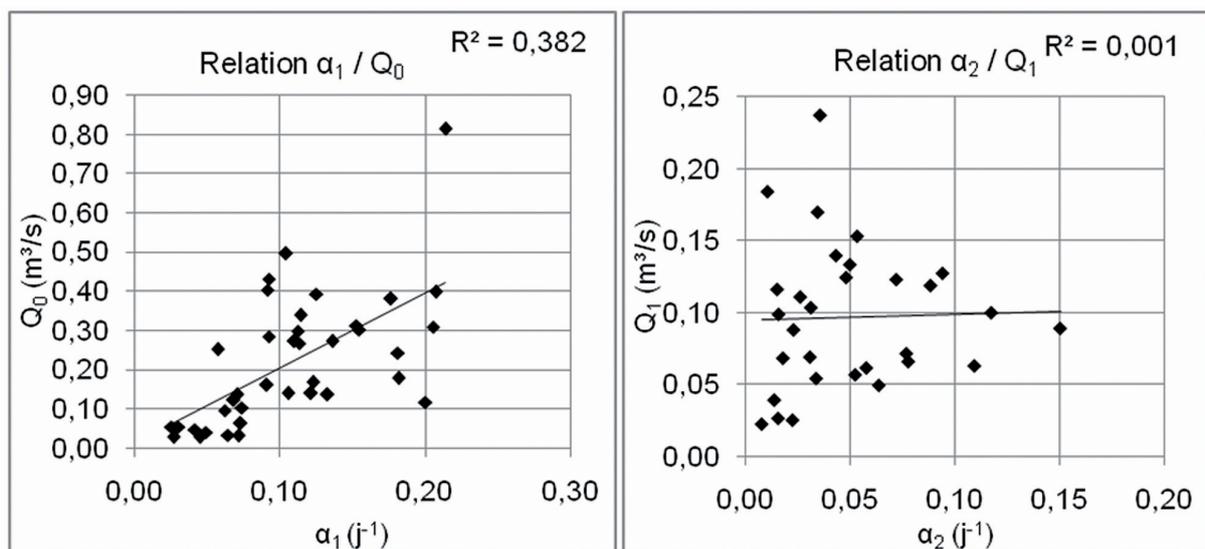


Figure 6. Corrélation entre les coefficients de tarissement et les débits débutant les phases pour la Hoëgne (6)

importants dans les calcaires. Par ailleurs, l'importance des ressources aquifères de la Lorraine ($0,003 j^{-1}$ dans la Rouge Eau) mérite d'être rappelée, ce qui ressortait déjà de l'analyse des régimes des rivières alimentées par un aquifère puissant situé dans les grès calcaireux de la cuesta sinémurienne et où le temps de réponse des débits aux précipitations est particulièrement long, vu l'influence tampon du substrat (Petit & Epicum, 1987).

B. Les surfaces contributives saturées

L'évolution du coefficient d'écoulement rapide de crue (Figure 8) permet de confirmer son comportement similaire à celui des réserves aquifères au cours de l'année, avec une décroissance de l'hiver à l'été hydrologique. Le coefficient d'écoulement rapide de crue est plus élevé durant l'hiver hydrologique lorsque les nappes de fond

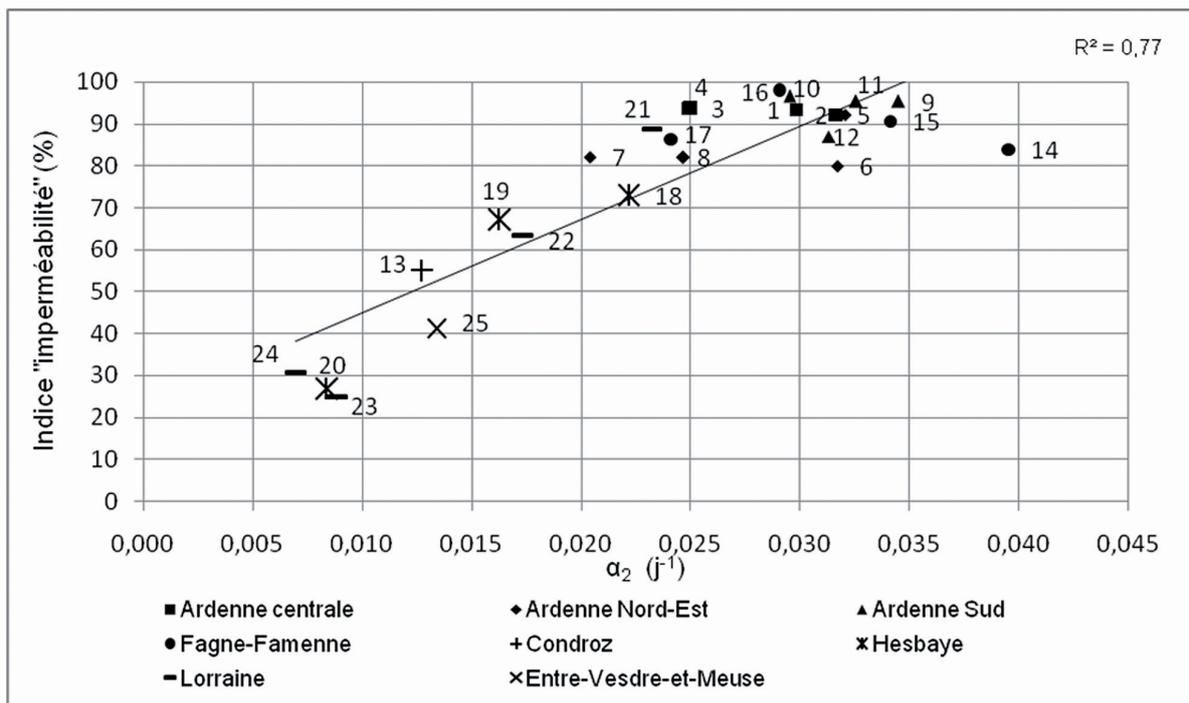


Figure 7. Relation entre α_2 et « l'indice d'imperméabilité » (voir définition dans le texte)

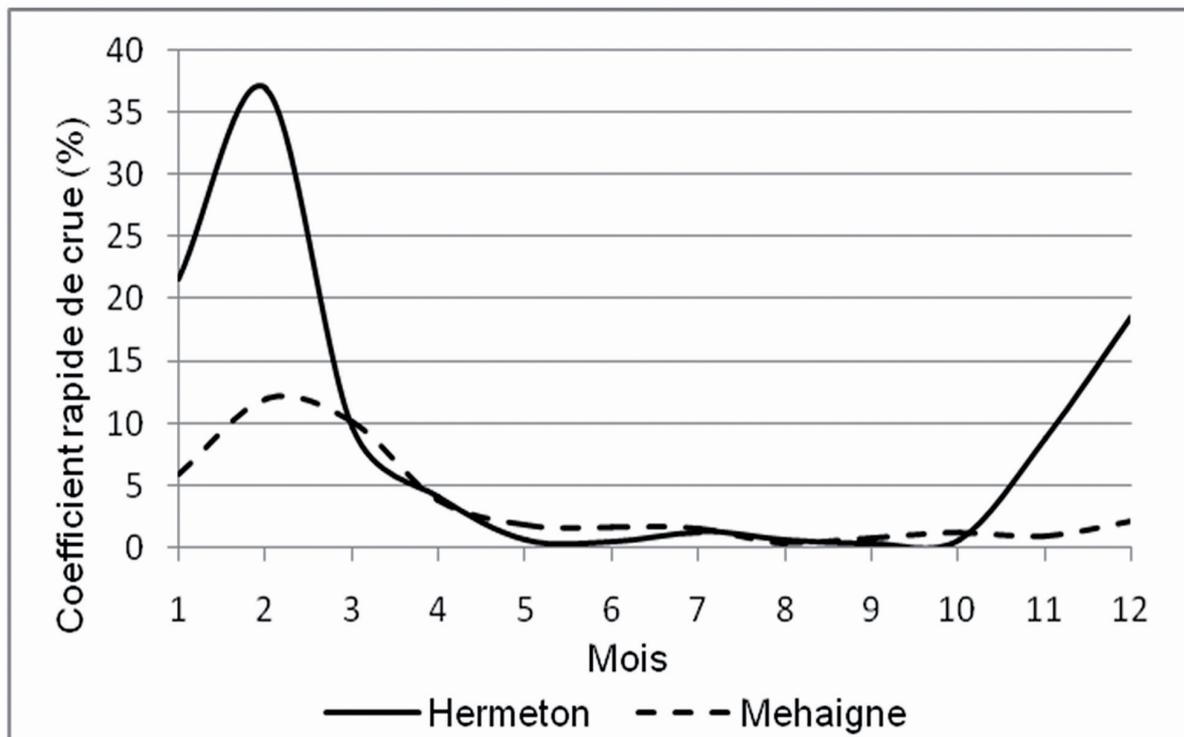


Figure 8. Évolution du coefficient rapide de crue mensuel moyen

de vallon sont rechargées, ce qui entraîne une extension importante des surfaces contributives saturées. Toutefois, une nette différence apparaît dans les valeurs maximales des coefficients d'écoulement rapide de crue. Pour l'Hermeton (17) au substrat imperméable, le coefficient

d'écoulement rapide de crue atteint 37 % en février pour seulement 12 % pour la Mehaigne (19) au substrat plus perméable. Cette différence est plus que probablement liée à l'état hydrique des sols qui intervient dans la formation de l'écoulement rapide de crue. En effet, cet état joue sur

la quantité d'eau nécessaire à saturer le sol au-dessus de la nappe et à faire affleurer celle-ci en fond de vallon. Dès lors, les sols dans le bassin de l'Hermeton (17) sont sans doute moins filtrants que ceux du bassin de la Mehaigne (19) ce qui engendre une saturation rapide permettant un

affleurement plus précoce et plus étendu des nappes de fond de vallon. Les coefficients d'ERC mis en évidence dans nos rivières sont très nettement plus élevés que ceux mis en évidence par Cosandey (1986) dans le bassin de Carnoët (entre 0,2 et 4 %), dans un contexte hydrogéolo-

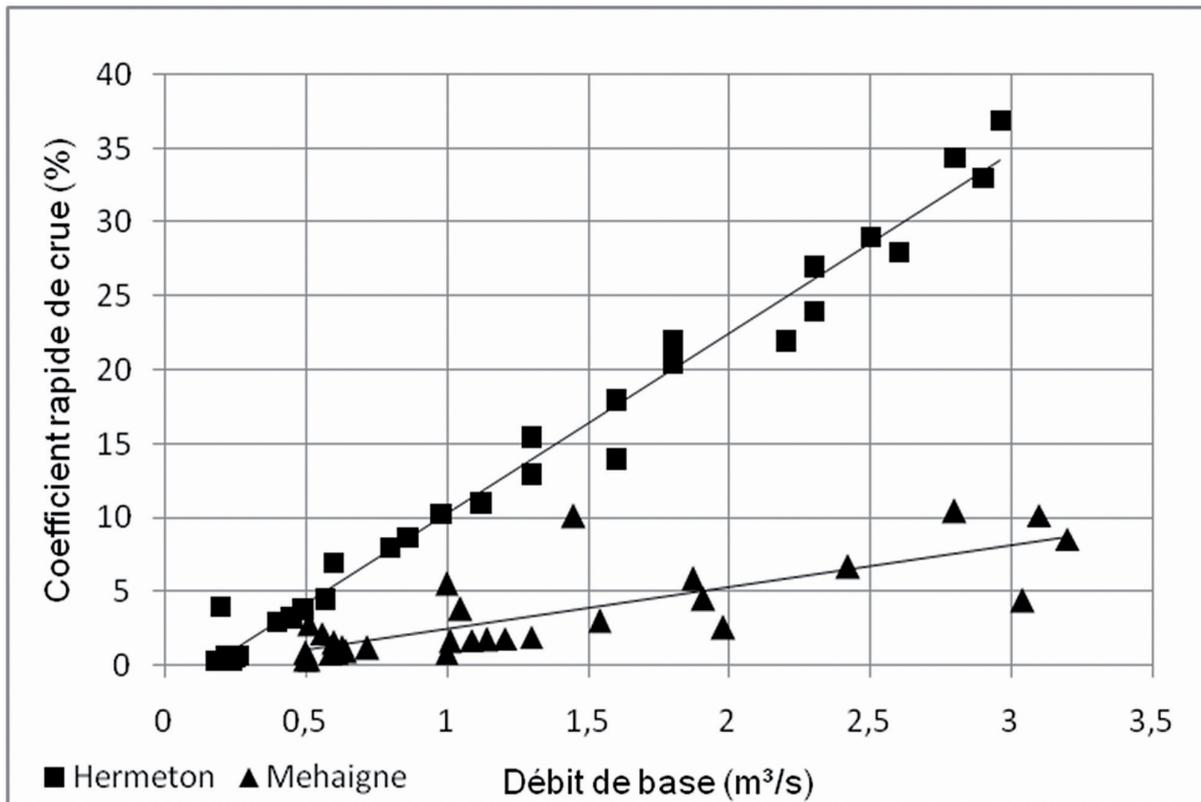


Figure 9. Relation entre le débit de base et le coefficient rapide de crue

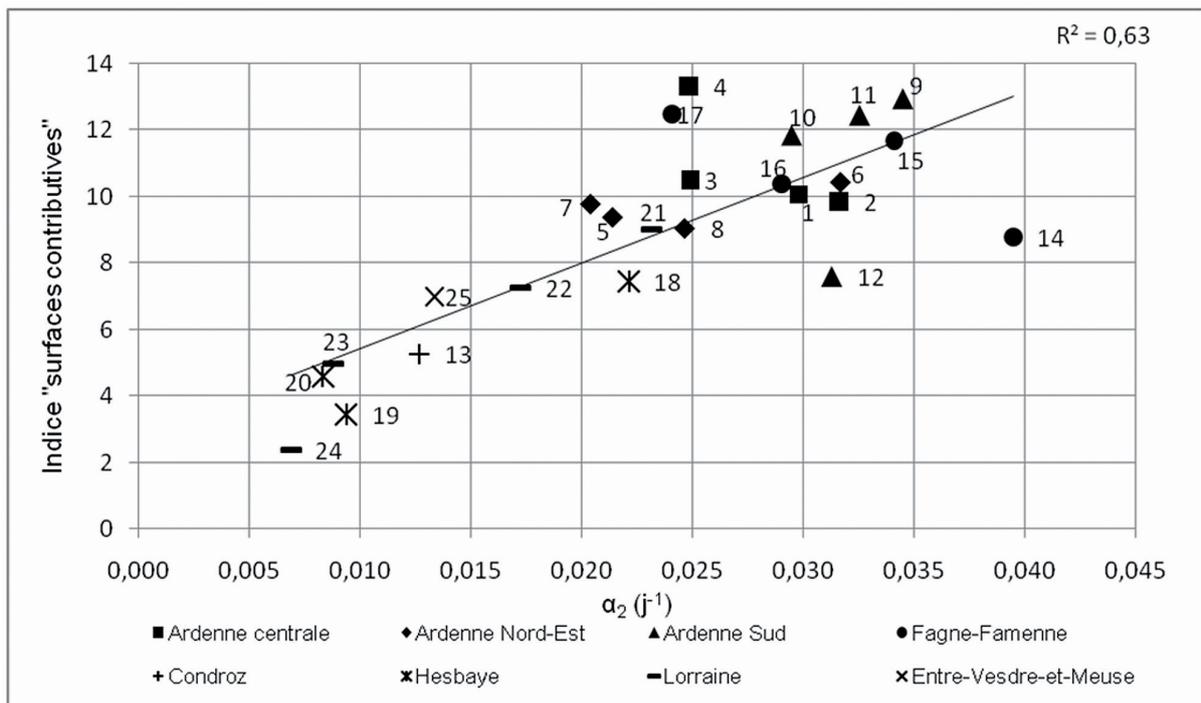


Figure 10. Relation entre α_2 et l'indice «surfaces contributives»

morphologique très différent, il est vrai (bassin forestier dont la superficie est de l'ordre de 0,2 km², développé sur des arènes granitiques favorables à l'infiltration).

Malgré l'intervention de l'état hydrique des sols sur la formation de l'écoulement rapide de crue, la relation entre le débit de base et le coefficient d'écoulement rapide de crue nous permet cependant d'évaluer le rythme de vidange des réserves aquifères au cours du temps (Figure 9). Ainsi, les relations sont différentes avec d'une part, un bassin imperméable (Hermeton - 17) où les réserves aquifères diminuent plus rapidement ce qui entraîne une pente de la droite de régression élevée (12,2 %) et d'autre part, un bassin perméable (Mehaigne - 19) où les réserves aquifères diminuent moins rapidement, ce qui engendre une pente de la droite de régression plus faible (2,9 %). Ces droites permettent de traduire le rythme de vidange des nappes de fond de vallon tout en étant également influencées par l'état hydrique des sols comme nous l'avons vu

plus haut. Les régressions obtenues dans chaque bassin sont dans l'ensemble valables (R^2 variant de 0,51 à 0,98) ce qui nous a permis d'utiliser ces droites issues de la relation entre le débit de base et l'écoulement rapide de crue comme un indicateur de la vidange des réserves souterraines dans chaque bassin. Nous avons nommé cet indicateur « *surfaces contributives* » et mis ce dernier en relation avec le coefficient de tarissement α_2 afin d'observer une différenciation régionale dans le soutien des débits en période d'étiage. La relation obtenue est une relation linéaire avec un coefficient de détermination de 0,63 (Figure 10). Cette relation nous permet de compléter l'information déjà recueillie avec le tarissement. Ainsi, les bassins perméables de la Hesbaye, de l'Entre-Vesdre-et-Meuse, du Condroz et de la Lorraine ont un coefficient de tarissement et un indice « *surfaces contributives* » faible suite à une vidange lente des nappes aquifères. Par contre, les bassins imperméables connaissent un coefficient de

Tableau 2. Valeurs moyennes de la recharge hydrique

Rivière	N°	Nombre épisodes	Pluies utiles	
			Moyenne (mm)	Coefficient variation (%)
Houille	1	10	89	11
Ourthe occidentale	2	7	97	7
Lesse	3	10	88	14
Ourthe orientale	4	8	92	17
Aisne	5	9	100	10
Hoëgne	6	6	74	49
Lienne	7	6	78	36
Salm	8	7	84	19
Mellier	9	9	91	21
Vierre	10	10	88	45
Rulles	11	7	82	29
Sûre	12	10	104	23
Molignée	13	10	113	11
Ruisseau d'heure	14	8	66	17
Hantes	15	8	84	10
Eau Blanche	16	10	90	24
Hermeton	17	10	66	32
Burdinale	18	6	109	30
Mehaigne	19	6	137	10
Geer	20	7	140	17
Semois	21	6	102	8
Vire	22	6	94	13
Ton	23	8	153	9
Marge	24	6	188	11
Gueule	25	6	121	28

tarissement et un indice « surfaces contributives » élevé par la présence de réserves aquifères limitées empêchant un soutien efficace des débits d'étiage.

Ces deux premiers traitements ont donc donné une indication sur la vitesse de restitution de l'eau des nappes aux cours d'eau, tout en donnant une première idée de la vitesse de saturation des sols en eau à partir des coefficients rapide de crue. Le traitement suivant s'intéresse plus en détail à cette capacité des différents bassins à laisser l'eau s'infiltrer dans le sol et à alimenter les aquifères.

C. Les réserves hydriques

Après avoir évalué les recharges hydriques lors des années d'été hydrologique déficitaires, une valeur moyenne pour chaque bassin a été établie et nommée sous la variable « pluies utiles » (Tableau 2). Ce tableau montre que la valeur de 100 mm proposée par Thornthwaite n'est qu'un ordre de grandeur et qu'elle varie en fonction de l'infiltrabilité des sols. La valeur minimale (66 mm) est située dans le bassin du Ruisseau d'heure (14) en Famenne (sols limono-caillouteux à charge schisteuse et psammitique) et la valeur maximale (188 mm) se trouve dans le bassin de la Marge (24) en Lorraine (sols sableux sur grès calcareux). Ces valeurs de recharge hydrique semblent peu varier d'un épisode à l'autre comme l'indique les coefficients de variation avec une valeur moyenne de 20% malgré deux valeurs maximales supérieures à 40% pour la Hoëgne (6) et la Vierre (10).

Les réserves hydriques les plus élevées semblent si-

tuées dans les régions perméables comme la Hesbaye (Geer - 20 et Mehaigne - 19), l'Entre-Vesdre-et-Meuse (Gueule - 25), le Condroz (Molignée - 13) et la Lorraine (Ton - 23 et Marge - 24), avec, le plus souvent, des valeurs dépassant largement 100 mm. Dans les bassins ardennais, ces valeurs restent quand même relativement élevées, variant schématiquement de 80 à 100 mm tandis que dans les rivières de Fagne-Famenne, elles restent inférieures à 80 mm. Les bassins qui présentent les meilleures infiltrations permettent à d'importantes quantités d'eau d'alimenter les nappes aquifères. Afin de vérifier cette information, les valeurs de « pluies utiles » ont été mises en relation avec les coefficients de tarissement α_2 (Figure 11). Dans cette relation, les bassins aux réserves hydriques limitées (« pluies utiles » < 100 mm) voient leur débit diminuer rapidement en période d'étiage ($\alpha_2 > 0,020 \text{ j}^{-1}$) alors que les bassins aux réserves hydriques plus élevées (« pluies utiles » > 100 mm) ont des vidanges de nappes plus lentes ($\alpha_2 < 0,020 \text{ j}^{-1}$). Ainsi, les différences lithologiques rencontrées en Wallonie se marquent sur les capacités d'infiltration des sols, car leur composition provient essentiellement de l'altération de la roche en place. Néanmoins, la présence de dépôts superficiels (limons nivéo-éoliens quaternaires) se fait également ressentir comme en Hesbaye par une bonne infiltrabilité. Dès lors, les volumes d'eau capables de s'infiltrer dans le sol (« pluies utiles ») donnent une bonne indication sur les quantités d'eau capables de recharger les nappes aquifères qui soutiennent les débits en période d'étiage.

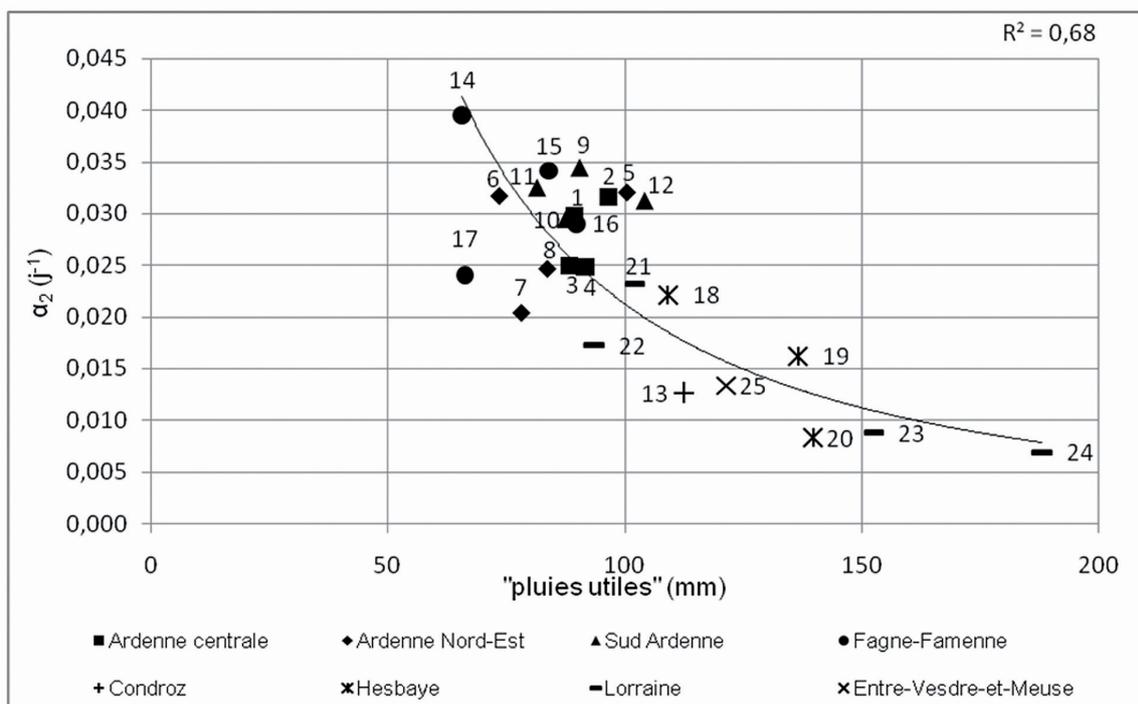


Figure 11. Relation entre α_2 et les « pluies utiles »

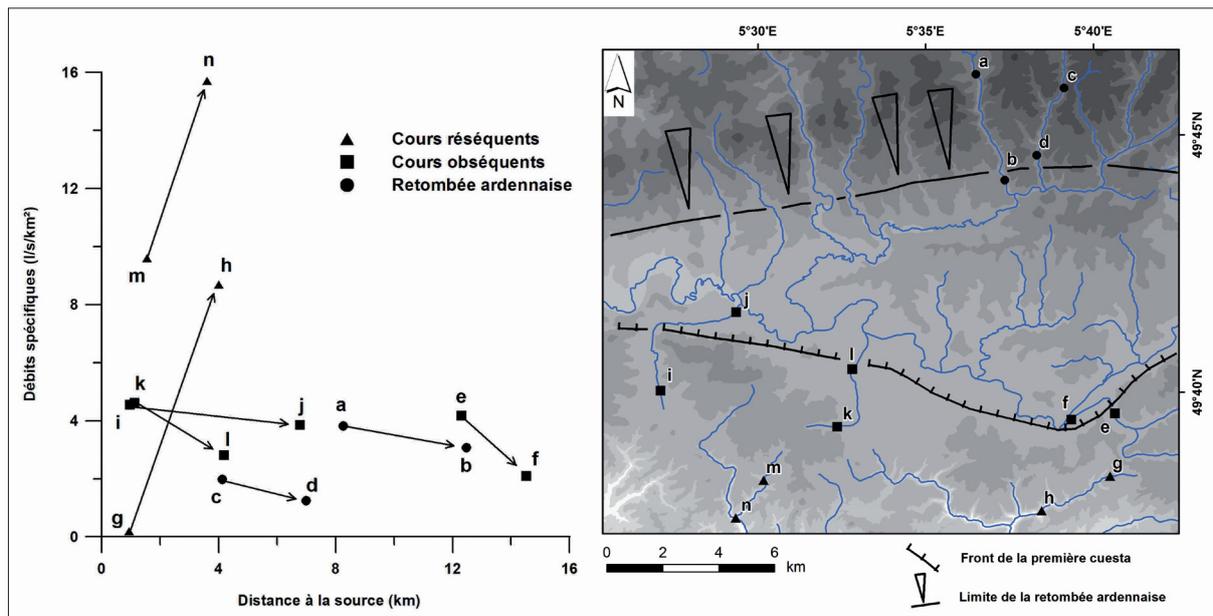


Figure 12. Profils hydrologiques du 24 mai 2011

Rappelons que les valeurs de réserve hydrique proposées ci-dessus ne représentent qu'une approximation de l'eau contenue dans les sols. En effet, la méthode que nous avons employée ne se base que sur la reprise de l'écoulement rapide de crue (signature à l'exutoire après une longue période de sécheresse) afin de comparer les capacités d'infiltration de chaque bassin. Pour déterminer la teneur exacte en eau des différents sols, des analyses de la texture et de la structure devraient être effectuées.

Quoi qu'il en soit, les valeurs mises en évidence dans notre étude correspondent bien à celles proposées par ailleurs, tenant compte des nuances régionales exprimées ci-dessus. En effet, Pédelaborde (1968) a montré que la réserve hydrique pouvait varier de 50 mm à 200 mm dans le bassin de l'Orne en France, alors que, pour rappel, il proposait une valeur moyenne de 100 mm. Par ailleurs, Larue & Giret (2004) qui définissent la réserve utile comme étant la réserve qui se reconstitue en priorité par les pluies avant qu'un écoulement ne se produise, proposent des valeurs de l'ordre de 100 mm pour des rivières situées dans le socle du Massif armoricain sur des sols minces et argileux développés sur des schistes briovériens.

D. Les profils hydrologiques

1. Impact des nappes aquifères

La différence d'alimentation des nappes aux cours d'eau en période d'étiage se marque aisément grâce aux profils hydrologiques réalisés sur des rivières différentes. Parmi ces rivières, deux se situent dans le sud de l'Ardenne aux terrains imperméables (quartzites et schistes) : l'Anlier (sites a et b) et l'Arlunes (sites c et d). Les autres rivières se situent en Lorraine sur la cuesta sinémurienne

composée de couches essentiellement perméables (grès de Florenville et grès d'Orval). Cependant, ces rivières lorraines se différencient par leur drainage. La Rouge Eau (sites g et h) et le Ruisseau de Lahage (sites m et n) ont un drainage réséquent (entaillant le revers de la cuesta) alors que la Vieille Rivière (sites e et f), le Ruisseau de Rolle (sites k et l) et la Breuvanne (sites i et j) ont un drainage obséquent (entaillant le front de la cuesta). Comme nous l'avons évoqué précédemment, ce choix est guidé par la question de cerner le rôle de la disposition du réseau hydrographique par rapport au pendage des couches géologiques.

L'Anlier (a et b) présente une baisse du débit spécifique d'amont en aval alors que la Rouge Eau (g et h) qui coule sur des grès calcaires très perméables et capables de développer d'importants aquifères, montre une très nette hausse du débit spécifique d'amont en aval. Dès lors, les différentes pentes des profils hydrologiques permettent de représenter la variabilité d'apport des nappes entre les différents terrains investigués dans le sud de la Wallonie (Figure 12).

Les rivières qui drainent de manière réséquente la cuesta sinémurienne connaissent des segments de pentes positives malgré la présence de captages (notamment Valvert à Etalle) alors que les autres rivières voient leur débit spécifique diminuer. La hausse du débit spécifique de la Rouge Eau (g et h) et du Ruisseau de Lahage (m et n) est liée à la présence de puissants aquifères au niveau de la cuesta sinémurienne déjà soulignée auparavant dans cette région, avec des coefficients de tarissement faibles et une infiltration élevée pour les bassins du Ton (23) et de la Marge (24). À l'opposé, la perte de débit spécifique pour l'Anlier (a et b) et l'Arlunes (c et d) provient d'un apport plus limité des

nappes situées dans les terrains imperméables du sud de l'Ardenne. D'ailleurs, les traitements précédents y ont détecté des coefficients de tarissement élevés et des infiltrations faibles pour les bassins étudiés dans cette région : Mellier (9), Vierre (10), Rulles (11) et Sûre (12).

Enfin, les rivières qui drainent la cuesta sinémurienne de manière obséquente connaissent également une diminution de leur débit spécifique, ce qui est lié à l'altitude plus élevée de leurs sources, vu la proximité et l'altitude de la Semois alors que pour la Rouge Eau

2. Impacts des barrages de castors

Afin de voir si les résultats obtenus par Nyssen *et al.* (2011) dans le bassin de l'Ourthe orientale à savoir que la présence de barrages augmente le DCE se vérifiaient dans d'autres rivières, nous avons suivi l'évolution du DCE sur une période de vingt ans dans les rivières suivantes où le castor est installé depuis une dizaine d'années. Il s'agit de la Mellier (9), la Lienne (7), la Houille (1) et l'Ourthe occidentale (2), la Rulles (11) et l'Ourthe orientale (4) (Figure 13a). On constate qu'il n'y a pas de relation entre l'évolution du DCE et la den-

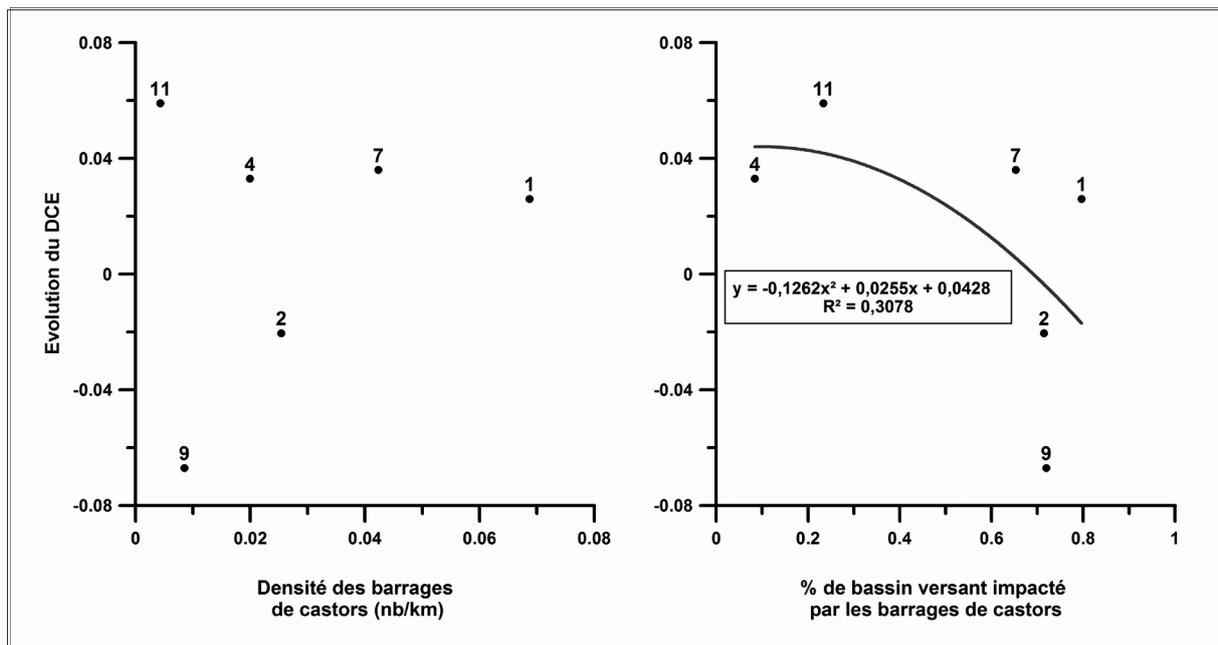


Figure 13a & 13b. Evolution du DCE en fonction de la densité de barrage de castors (à gauche) et en fonction du pourcentage de bassin versant affecté par ces derniers (à droite). Cette évolution correspond à la différence des DCE moyens antérieur et postérieur à l'apparition du castor, différence normalisée par le débit moyen annuel de période totale

et le Ruisseau de Lahage, le niveau de base est le Ton, nettement plus incisé. Par cette position, les nappes du Sinémurien y sont plus faibles sur le front de la cuesta et l'alimentation plus limitée. D'ailleurs, Petit & Erpicum (1987) avaient observé que les sources situées sur le front de la cuesta plafonnaient et décroissaient aussitôt après une précipitation alors que les sources plus basses connaissaient des variations de débits très faibles signifiant une alimentation des nappes plus importante.

Néanmoins, cette observation ne suffit pas à expliquer la perte de débit spécifique plus prononcée pour le Ruisseau de Rolle (k et l) et la Vieille Rivière (e et f) que pour les rivières ardennaises. Comme nous allons le voir ci-dessous, ces baisses de débits spécifiques plus fortes pourraient être dues à la présence de barrages de castors sur le linéaire de ces rivières.

sité de barrages (nombre de barrages suivant le linéaire de la rivière et de ses affluents). Cependant comme les barrages se trouvent généralement en tête de bassin alors que l'analyse des débits se fait aux stations limnigraphiques situées beaucoup plus en aval, l'effet des barrages peut être largement atténué par l'ensemble du bassin. Nous avons alors calculé une relation entre l'évolution du DCE et le pourcentage du bassin hydrographique impacté par les barrages (superficie des bassins sous l'effet des barrages par rapport à la superficie totale du bassin à la station hydrométrique considérée) mais les résultats sont peu probants (Figure 13b).

Toutefois, une analyse de l'évolution des DCE dans des cours d'eau sans barrages de castors, nous a montré qu'ils évoluaient en sens divers, quelle que soit la région naturelle. Une telle variabilité nous amène à nuancer l'impact des barrages de castors sur les débits d'étiage. En effet, les DCE sont liés à d'autres paramètres notam-

ment, comme le soulignent Gaillez et Degré (2009), les imprécisions qui demeurent lors de jaugeages effectués en période de basses eaux (présence de végétation aquatique, difficulté de mesurer précisément de faibles sections mouillées, vitesses très lentes du courant etc.). Ajoutons également que l'évolution des DCE mise en évidence ci-dessus est généralement comprise entre +/- 5 %, ce qui, dans certains cas, peut représenter les limites de précision des jaugeages.

V. DISCUSSION

L'analyse des débits en période de basses eaux et de tarissement a permis de mettre en évidence les quatre types de résultats suivants.

1. Tout d'abord, en appliquant la loi de Maillet, nous proposons, à une échelle régionale, des coefficients de tarissement fiables qui permettront d'estimer les réserves aquifères. Dans cette analyse, nous avons privilégié l'approche des courbes séquences plutôt que l'approche des courbes tangentes, ce qui permet une analyse plus fine des événements hydrologiques. Cette analyse a porté sur plus de quarante événements.

Deux coefficients de tarissement ont été mis en évidence de façon quasi systématique. Le premier (α_1) s'individualise environ 5 jours après la fin des précipitations mais il reste fortement corrélé avec le débit initial de tarissement alors qu'il devrait en être indépendant. En revanche, le second coefficient (α_2) n'est pas corrélé avec son débit initial de tarissement et débute en général une dizaine de jours après la fin des pluies. C'est donc sur ce dernier qu'a porté l'essentiel de notre analyse. Rappelons que, par application de la loi de Maillet ($R = Q_0 / \alpha_2$), la mise en évidence de valeurs précises de coefficient de tarissement permet une estimation fiable des réserves aquifères au niveau des bassins hydrographiques pris en considération, ce qui permet une estimation précise de ΔR dans l'équation du bilan hydrologique mais, comme on le verra, aura aussi une importance en termes de gestion des cours d'eau. Notons que Mercenier (1973) avait déjà observé une telle succession des coefficients de tarissement sur le ruisseau de la Mer et sur le ruisseau de Belleva, deux affluents de l'Ourthe orientale descendant du plateau des Tailles. Sur ce dernier ruisseau, $\alpha_1 = 0,070$ se marque 4 jours après le pic des débits et $\alpha_2 = 0,013$ s'individualise 10 jours après le pic, ces deux coefficients correspondant respectivement à l'écoulement souterrain dans la roche en place altérée d'une part, dans le bedrock compact d'autre part.

Comme cela avait déjà été démontré précédemment, mais sur quelques bassins hydrographiques seulement, les valeurs les plus élevées de α_2 ($> 0,030 \text{ j}^{-1}$), impliquant une diminution rapide des débits en période d'étiage (suite à l'absence de puissants aquifères) se trouvent principalement dans les bassins imperméables de l'Ar-

denne (quartzites et phyllades) et de la Fagne-Famenne bien que quelques nuances soient cependant à apporter. En revanche, les valeurs les plus faibles (α_2 variant de $0,007$ à $0,020 \text{ j}^{-1}$) caractérisent les bassins perméables de l'Entre-Vesdre-et-Meuse (craies), de la Hesbaye (craies et sables), du Condroz (calcaires) et de la Lorraine (sables et grès) là où les réserves aquifères peuvent être considérables et soutenir efficacement les débits d'étiage. Néanmoins, les comportements des bassins au sein d'une même formation lithologique peuvent varier en étiage. Cette différence est apparue au sein de la cuesta sinémurienne (grès calcaireux) en Lorraine où l'altitude des sources joue un rôle dans l'alimentation des débits. Les sources plus élevées en altitude, où la nappe du Sinémurien est plus mince, entraînent un apport plus limité aux cours d'eau que les sources plus basses où la nappe est plus épaisse comme l'avaient déjà observé Petit & Erpicum (1987).

En Nouvelle-Zélande, Grant (1971) met en évidence des coefficients de tarissements de l'ordre de $0,025$ pour des bassins calcaireux du Pliocène et de $0,079$ pour des bassins schisteux du Pliocène-Miocène. Demuth et Schreiber (1994) observent des valeurs inférieures à $0,02$ pour des bassins gréseux du Keuper et proche de $0,139$ pour des bassins situés dans le socle cristallin de la forêt Noire. Coxon et Drew (2000) proposent des valeurs comprises entre $0,011$ et $0,125$ pour des bassins situés dans des calcaires du Carbonifère inférieur dans la région des Buren (Baie de Galway en Irlande).

Lang (2007) a réalisé une régionalisation basée sur les coefficients de tarissement en Lorraine française (*sensu lato*), et met en évidence des valeurs fort élevées pour les terrains imperméables tels que les marnes et argiles du Trias et du Jurassique ($0,072$) ou les Vosges cristallines ($0,066$).

Enfin, Lebaut (2001), dans son étude sur les aquifères des «grès d'Ardenne-Luxembourg», a mis en évidence des coefficients de tarissement journalier compris entre $0,003$ et $0,008$ pour les terrains du Sinémurien et des valeurs supérieures à $0,023$, et le plus souvent proches de $0,035$, pour les formations du Paléozoïque.

Ces différentes valeurs correspondent bien à ce que nous avons mis en évidence dans le sud de l'Ardenne et la Lorraine.

2. Par ailleurs, nous avons déterminé quel était le pourcentage de l'écoulement rapide de crue (ERC) toujours dans une optique régionale. Il ressort que cet écoulement varie avec le niveau de la nappe aquifère, ce qui rejoint les observations réalisées notamment par Cosandey (1986) en Bretagne et par Ambroise (1999) dans les Vosges. On trouve des pourcentages d'ERC élevés en Ardenne et en Famenne (atteignant 35 %) alors qu'en Hesbaye, dans le Condroz et en Lorraine, ils ne dépassent pas 10 %. Ceci a évidemment une importance capitale dans la réponse des débits aux précipitations et donc dans l'éventuelle genèse de crues.

Tableau 3. Synthèse des principaux paramètres régionaux

	ECR max (%)	Réserve utile en mm	α_2
Hesbaye	8-14	109-140	0,008 - 0,022
E-V-Meuse	19	120	0,013
Condroz	14	100	0,013
Fagne-Famenne	49-58	66-90	0,024 - 0,040
Ardenne			
<i>Nord-est</i>	34-48	74-100	0,020 - 0,032
<i>Centrale</i>	30-49	88-97	0,025 - 0,032
<i>Sud</i>	29-40	82-104	0,030 - 0,035
Lorraine			
<i>Substrat marneux</i>	20-35	94-102	0,017 - 0,023
<i>Substrat gréseux</i>	3-9	153-188	0,007 - 0,009

3. Nous avons également tenté d'estimer la réserve utile prise en compte dans le modèle simplifié de Thornthwaite, ceci de la façon suivante. Après des épisodes de sécheresses prononcées, telles celles de 1976 ou 2003, nous avons estimé le montant des pluies nécessaires avant que ne se présente une signature à l'exutoire (augmentation sensible des débits). En clair, cela signifie que les lames d'eau précipitées avant qu'un écoulement ne se produise, servent essentiellement à reconstituer la réserve utile qui avait été sollicitée par évapotranspiration lors de la période de sécheresse antérieure. Les valeurs de réserve utile varient schématiquement de 80 mm en Famenne à plus de 130 mm en Hesbaye et en Lorraine alors que dans le Condroz, on dépasse encore 100 mm et qu'en Ardenne même nous arrivons localement à des valeurs proches de 80-100 mm, ce qui est loin d'être négligeable.

Globalement, ces valeurs restent du même ordre de grandeur que celles proposées par Pédalaborde pour le bassin parisien (100 mm). En Andalousie, Samper & Pisani (2009) ont calculé des valeurs variant de 121 à

168 mm pour des sols composés de dépôts quaternaires alluviaux. De Silva (2004) propose, quant à lui, des valeurs de 135,5 mm pour des sols sableux (Angleterre) et 66 mm pour des sols plus imperméables avec présence d'argiles.

De nombreuses valeurs qui permettent de caractériser des comportements d'étiage et plus particulièrement de tarissement sont calculées dans cet article. Les différentes méthodes et les résultats qui en découlent sont comparés entre eux et des liens cohérents sont mis en exergue. Ainsi, une synthèse de ces résultats est présentée en proposant une ébauche de typologie régionale, en regroupant des bassins par type de comportement, avec des ordres de grandeur des différentes valeurs calculées, ce qui est présenté dans le tableau suivant, en lien avec le contexte physiographique (Tableau 3).

4. Enfin, travaillant sur des débits en période de basses eaux, nous nous sommes interrogés sur le rôle des barrages de castors en tant que facteur de soutien

d'étiage, comme cela avait été suggéré récemment dans la littérature. Il ressort de nos observations qu'aucune relation ni même tendance ne peut être dégagée entre la densité de barrage et l'évolution du DCE. De plus, une analyse de l'évolution de ce dernier dans des rivières où ne se trouve aucun barrage de castors nous montre une certaine variabilité. Ceci nous amène tout d'abord à nuancer l'influence des barrages de castors, du moins sur le régime hydrologique de ces cours d'eau (qui sont systématiquement situés en tête de bassin hydrographique) mais aussi à nous interroger sur la pertinence du DCE comme descripteur des débits d'étiage.

VI. CONCLUSIONS

Le but de cet article était de mieux cerner le comportement des rivières wallonnes en période de basses eaux, ce qui, dans l'avenir, risque peut être de présenter un enjeu vital, en termes d'approvisionnement en eau de bonne qualité. Cette analyse réalisée dans 25 bassins hydrographiques a révélé plusieurs aspects susceptibles d'intervenir dans la gestion des cours d'eau. Les rivières retenues ont un bassin versant qui généralement ne dépasse pas 200 km², dans un souci de garder les bassins les plus homogènes possibles. Ils sont localisés dans un contexte régional différencié où les principales régions naturelles de Wallonie sont chacune représentées par plusieurs rivières.

Différentes méthodes ont permis de caractériser les comportements d'étiage et plus particulièrement le tarissement. La comparaison des résultats a permis de mettre en évidence des liens cohérents et une synthèse de ces résultats est présentée en proposant une ébauche de typologie régionale, en regroupant des bassins par type de comportement, avec des ordres de grandeur des différentes valeurs calculées, en lien avec le contexte physiographique.

Remerciements

Les auteurs remercient les gestionnaires des cours d'eau, la DCENN (Direction des Cours d'Eau Non Navigables) et le MET-SETHY (Service d'Études Hydrologiques) pour les données limnographiques qui ont été mises à notre disposition, ainsi que l'IRM pour les données de précipitations. La traduction du résumé a été effectuée par N. Shields qui est vivement remerciée. Les auteurs remercient également les deux relecteurs anonymes pour les remarques et suggestions qui ont contribué à améliorer cet article.

BIBLIOGRAPHIE

Ambroise B. (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : Processus, Facteurs, Modè-*

- les*. Bucarest : Éditions HGA, 198 p.
- Arts I. & Sary M. (2000). Cartographie des débits d'étiage : application au bassin de la Meurthe. *Revue géographique de l'Est*, 40(1-2), 35-46.
- Bauwens A., Sohier C. & Degré A. (2011). Hydrological response to climate change in the Lesse and the Vesdre catchments: contribution of a physically based model (Wallonia, Belgium). *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 1745-1756.
- Béguin M. & Pumain D. (2010). *La représentation des données géographiques*. Stastique et Géographie, 3^e édition, Paris : Armand Colin, 256 p.
- Brodie R.S. & Hostetler S. (2006). A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs. In: Australian Government (Ed.), *Connected water: Managing the linkages between surface water and ground water*. Canberra: Australian Government.
- Brouyaux F., Mormal P., Tricot C. & Vandiepenbeeck M. (2004). *La Belgique au fil du temps : les événements météorologiques marquants du vingtième siècle en Belgique*. Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles, 223 p.
- Butler D.R. & Malanson G.P. (2005). The geomorphic influences of beaver dams and failures of beaver dams. *Geomorphology*, 71, 48-60.
- Bultot F. & Dupriez G.L. (1976). *Bilans hydriques et données hydrologiques pour la conception de projets de mises en valeur des ressources en eau dans les bassins hydrographiques belges : 1 - Bassin de la Semois*, Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles, 147 p.
- Castany G. (1982). *Principes et méthodes de l'hydro-géologie*. Dunod, 238 p.
- Chapman T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 13, 701-714.
- Collen P. & Gibson R. (2000). The general ecology of beavers (*Castor* spp.), as related to their influence on stream ecosystems and riparian habitats, and the subsequent effects on fish: A review. *Fish Biology and Fisheries*, 10(4), 439-461.
- Corbonnois J. (2000). Les facteurs de l'organisation des écoulements en étiage. Exemple du bassin versant du Mouzon (Lorraine). *Revue géographique de l'Est*, 40 (1-2), 23-33.
- Cosandey C., Bibot S., Dacharry M., Gille E., Laganier R. & Salvador P. (2003). *Les eaux courantes*. Paris : Belin, 240 p.
- Cosandey C. (1986). De l'origine de l'écoulement rapide de crue dans un petit bassin expérimental breton. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd, 60, 177-186.
- Cosandey C. & Robinson M. (2000). *Hydrologie continentale*. Paris : Armand Collin, 360 p.
- Coxon, C. & Drew D.P. (2000). *Interdependence of groundwater and surface water in lowland karst areas of western Ireland: management issues arising from water and contaminant transfers*, In N.S. Robins &

- B.D.R. Misstear (Ed.), Groundwater in the Celtic Regions: Studies in Hard Rock and Quaternary Hydrogeology, *Geological Society Special Publications*, 81-88.
- De Silva R.P. (2004). Spatial variability of groundwater recharge. Is it really variable ? *Journal of Spatial Hydrology*, 4(1), 18.
- Décloux J.P. & Sary M. (1991). Campagnes d'étiages: objectifs, traitements et valorisation des données. *Mosella*, 13, 121-134.
- Demarcin P., Sohier C., Mokadem A.-I., Dautrebande S. & Degré A. (2011). Essai de cartographie des classes d'infiltrabilité des sols de Wallonie (Belgique). *Bio-technol. Agron. Soc. Environ*, 15(1), 119-128.
- Demuth S. & Scriber P. (1994). Studying storage behaviour using operational recession method, *International Association of Hydrological Sciences*, 221, 51-59.
- Denis A.-C. (2010). *Etude de la dynamique de la plaine alluviale de la Lienne et des conditions de sédimentation dans la tourbière des Prés de Neucy*. Mémoire de Master en Sciences géographiques, Université de Liège, 158 p.
- Dewandel B., Lachassagne P., Bakalowicz M., Weng Ph. & Al-Malki A. (2003). Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of Hydrology*, 274, 248-269.
- Driessen T., Hurkmans R. & Terink W. (2010). The hydrological response of the Ourthe catchment to climate change as modelled by the HBV model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 651-665.
- Gailliez S. & Degré A. (2009). Approche de la régionalisation des débits d'étiage en Région wallonne. In Société hydrotechnique de France (Éd.), *Etiages, sécheresses, canicules rares et leurs impacts sur les usages de l'eau*, Lyon : Société hydrotechnique de France. 69-74.
- Gilles E. & Lang C. (2003). Problématique d'optimisation des paramètres de calage d'un bilan hydrologique : Application aux bassins versants de la Sauer, *Mosella*, 28(1-2), 157-172.
- Grant P.J. (1971). Low flow characteristics on three rock types of the East Coast, and the translation of some representative basin data, *Journal of Hydrology (N.Z.)*, 10(1), 22-35.
- Gregory K.J. & Walling D.E. (1973). *Drainage Basin Form and Process: a geomorphological approach*, Arnold, 458 p.
- Gresillon J.-M. (1996). Le bassin versant. Échelles d'analyse et compréhension des processus, *Géomorphologie*, 3, 3-16.
- Grimmeau J.-P. (1992). Les migrations entre le Flandre et la Wallonie. Une analyse des flux 1989-91 au niveau communal, *Working paper Steunpunt Demografie* (1992-4), Bruxelles : Steunpunt Demografie-VUB, 21 p.
- Gurnell A. (1998). The hydrogeomorphological effects of beaver dam-building activity. *Progress in Physical Geography*, 22(2), 167-189.
- Hébert C., El-Jabi N. & Caissie, D. (2003). L'estimation des débits d'étiage en rivières au Nouveau Brunswick. *Rapp. tech. can. sci. halieut. aquat*, 2493, 24.
- Institut Royal Météorologique (2011). *Les événements météorologiques marquants depuis le début du XX^e siècle*. Consulté le 13 novembre 2011. URL : <http://www.meteo.be/meteo/view/fr/1103197-Secheresses.html>
- Jenks G. F. (1963). Generalisation in statistical mapping. *Annals of the Association of American Geographers*, 53, 15-26.
- Klein T. (2009). Comparaison des sécheresses estivales de 1976 et 2003 en Europe occidentale à l'aide d'indices climatiques. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 53, 75-86.
- Lambert R., Lami J.-M. & Senges F. (1991). *Analyse hydraulique de la sécheresse de 1990 à l'amont du Mas d'Agenais*, Toulouse : Presses universitaires du Mirail, 71 p.
- Lang C. (2007). *Etiages et tarissements : vers quelles modélisations ? L'approche conceptuelle et l'analyse statistique en réponse à la diversité spatiale des écoulements en étiage des cours d'eau de l'Est français*. Thèse de doctorat en géographie, Université Paul-Verlaine, Metz, 292 p.
- Lang C. & Gille E. (2006). Une méthode d'analyse du tarissement des cours d'eau pour la prévision des débits d'étiage, *Norois*, 201(4), 31-43.
- Larras J. 1972. *Prévision et prédétermination des étiages et des crues*. Paris : Eyrolles, 159 p.
- Larue J.-P., & Giret A. (2004). L'assèchement de cours d'eau dans le bassin de la Maine entre 1989 et 1992. *Norois*, 192(3), 117-133.
- Larue J.-P. & Giret A. (2006). Les étiages en milieu océanique: exemple dans le bassin de la Maine (France). *Revue des Sciences de l'eau*, 19(4), 395-407.
- Lebaut S. (2001). L'apport de l'analyse et de la modélisation hydrologique de bassins versants dans la connaissance du fonctionnement d'un aquifère : Les grès d'Ardenne-Luxembourg. *Mosella*, 26(1-2), 271 p.
- Leroy T. (2006). *Étude de paramètres physico-chimiques et hydrologiques de sources : la région d'Erezée, Mormont et Wéris*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 143 p. + annexes.
- Libois R. (2006). L'érosion de la biodiversité : les mammifères : Partim « les mammifères non volants ». Dossier scientifique réalisé dans le cadre de l'élaboration du rapport analytique 2006 sur l'État de l'Environnement wallon. Unité de recherches Zoogéographiques, Université de Liège, Liège, 127 p.
- Marston R.A. (1994). Entrenchment in small Mountain Valleys of the Western USA: Influence of beaver, grazing and clearcut logging. *Revue de géographie de Lyon*, 69(1), 11-15.
- Mercenier J. (1973). *Dynamique fluviale dans un petit bassin du rebord meridional du Plateau des Tailles*.

- Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 148 p.
- Mols J. & Petit F. (2005). Paramètres hydrologiques et physico-chimiques de sources du Crétacé du Pays de Herve et de la Hesbaye sèche. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 46, 51-61.
- Monjoie A. & Cajot O. (1985). Les aquifères présents dans le Massif des Hautes Fagnes. *Hautes Fagnes*, 51(3), 80-81.
- Nyssen J., Pontzeel J. & Billi P. (2011). Effect of beaver dams on the hydrology of small mountain streams: example from the Chevral in the Ourthe Oriental basin, Ardennes, Belgium. *Journal of Hydrology*, 402(1-2), 92-102.
- Parker M. (1986). Beaver, water quality, and Riparian system. In: Wyoming Water Research Center and University of Wyoming (Ed.) *Wyoming's water doesn't wait while we debate: proceedings of Wyoming Water 1986 and Streamside Zone Conference*, Wyoming.
- Pédélaborde P. (1968). Les bilans hydriques. *Cahiers de géographie du Québec*, 12(25), 5-23.
- Petit F. (1995). Régime hydrologique et dynamique fluviale des rivières ardennaises. In A. Demoulin (Ed.), *L'Ardenne : essai de Géographie physique*, Université de Liège. 194-223.
- Petit F., Araujo Bonatto J., Brassine B., Closkin P., Rosen E. & Ek C. (1999). Paramètres hydrologiques et physico-chimiques de sources de Haute Belgique : Ébauche d'une typologie régionale. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 37(2), 47-61.
- Petit F. & Ercicum M. (1987). Variation de la température des eaux de source et de leurs débits en fonction de leur mode d'alimentation. Exemples pris en Lorraine belge. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 22-23, 161-172.
- Piégay H., Pautou G. & Ruffinoni C. (2003). *Les forêts riveraines des cours d'eau: Écologie, fonctions et gestion*. Paris : Éditions de l'Institut pour le développement forestier.
- Plunus J. (2009). *Paramètres hydrologiques et impacts hydrologiques et géomorphologiques des barrages de castors en région wallonne*. Mémoire de master en Sciences géographiques, Université de Liège, 159 p.
- Rémémiéras G. (1974). *L'hydrologie de l'ingénieur*. Paris : Eyrolles, 456 p.
- Roche M. (1963). *Hydrologie de surface*, Paris : Gauthier-Villars, 430 p.
- Romainville A. (2009). *Discont avec Python*. Consulté le 13 novembre 2011. Repéré à URL: http://164.15.134.160/discont_on_web/
- Samper J. & Pisani B. (2009). *Aquifer recharge evaluation by a combination of soil water balance and groundwater flow models*, *Estudios de la Zona no Saturada del Suelo*, 8, 8.
- Sary M. (1993). Signification du profil hydrologique de basses-eaux. Cas de la Plaine dans le massif vosgien. In : Université de Nancy (Éd.), *L'eau, la terre et les hommes* (129-136). Nancy : Presses Universitaires de Nancy, 484 p.
- Tague C. & Grant G.E. (2004). A geological framework for interpreting the low-flow regimes of Cascade streams, Willamette River Basin, Oregon. *Water Resources Research*, 40.
- Tallaksen L.M. (1995). A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 165, 349-370.
- Vadnais M.-E., Assani A.A., Hallot E. & Petit F. (2011). Facteurs de variabilité spatiale des caractéristiques des débits minimums annuels des rivières Wallonnes (Belgique) *Revue des Sciences de l'Eau*, 24(3), 311-327.
- Verstrate A., Gailliez S. & Degré A. (2011). Statistical analysis of low-flow based on short time series, The case of Wallonia. *Geophysical Research Abstract*, 13.
- Wastiaux C. (2000). *Facteurs hydrologiques de la dégradation des tourbières hautes à sphaignes des Hautes-Fagnes (Belgique)*. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Université de Liège, 223 p.
- Wastiaux C. (2008). Les tourbières sont-elles des éponges régularisant l'écoulement ? *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 50, 57-66.

Coordonnées des auteurs :

Loïc GISCHER
 Eric HALLOT
 Geoffrey HOUBRECHTS
 Jean VAN CAMPENHOUT
 François PETIT
 Université de Liège,
 Unité de Géographie Physique et du Quaternaire,
 Sart Tilman, Bât. 11,
 B-4000 Liège