



HAL
open science

Peut-on estimer l'effet du changement climatique sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin sans modèle pluie-débit ? Un test de la méthode de transfert climat-écoulement par régression dans le bassin transnational de la Meuse

B. Grelier, Gilles Drogue, Michel Piroton, Pierre Archambeau, Emilie Gernez

► To cite this version:

B. Grelier, Gilles Drogue, Michel Piroton, Pierre Archambeau, Emilie Gernez. Peut-on estimer l'effet du changement climatique sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin sans modèle pluie-débit ? Un test de la méthode de transfert climat-écoulement par régression dans le bassin transnational de la Meuse. *Climatologie*, 2017, 14, pp.48-81. 10.4267/climatologie.1232 . hal-01695680

HAL Id: hal-01695680

<https://hal.univ-lorraine.fr/hal-01695680>

Submitted on 30 Jan 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

PEUT-ON ESTIMER L'EFFET DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR L'ÉCOULEMENT À L'EXUTOIRE D'UN BASSIN SANS MODÈLE PLUIE-DÉBIT ? UN TEST DE LA MÉTHODE DE TRANSFERT CLIMAT-ÉCOULEMENT PAR RÉGRESSION DANS LE BASSIN TRANSNATIONAL DE LA MEUSE

Benjamin GRELIER¹, Gilles DROGUE¹, Michel PIROTON²,
Pierre ARCHAMBEAU², Emilie GERNEZ³

¹ Université de Lorraine (LOTERR, Centre de Recherche en Géographie)
Île du Saulcy, BP 60228, 57045 Metz cedex 01 – France
benjamin.grelier@univ-lorraine.fr, gilles.drogue@univ-lorraine.fr

² Université de Liège (Uliège) - Hydraulics in Environmental and Civil Engineering (HECE)
Quartier Polytech - Allée de la Découverte, 13A (B52/3), 4000 Liège – Belgique
michel.piroton@uliege.be, pierre.archambeau@uliege.be

³ Établissement Public Territorial du Bassin de la Meuse
26 avenue Jean Jaurès, 08000 Charleville-Mézières – France
emilie.gernez@epama.fr

Résumé

L'étude de l'impact futur du changement climatique sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin repose généralement sur l'utilisation d'un modèle pluie-débit. Cet article explore les potentiels et les limites d'une stratégie alternative, fondée sur une méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple. Cette méthode s'appuie sur un séquençage d'une régression des moindres carrés partiels (PLS) et d'une régression linéaire multiple (RLM) destinée à estimer des indices d'écoulement *via* les meilleurs prédicteurs climatiques identifiés par régression PLS. Les modèles de régression RLM paramétrés sur des critères quantitatifs, et par jugement expert des conditions hydro-climatiques actuelles, sont ensuite forcés par des sorties de modèles de climat pour produire des projections hydrologiques à différents horizons. L'application de la méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple à deux cours d'eau du bassin de la Meuse décrits à partir d'indices d'écoulement de basses, de moyennes et de hautes eaux, montre que : i) cette méthode fonctionne convenablement pour certains indices d'écoulement seulement ; ii) une connaissance minimale de la variabilité climatique à l'échelle régionale (apportée dans notre cas, par la pression atmosphérique et le gradient régional de pression en surface et à 500 hPa) suffit à décrire de façon acceptable le forçage climatique sur ces indices ; iii) le jugement expert est indispensable pour identifier les prédicteurs climatiques hydrologiquement pertinents ; iv) la force du lien entre climat et écoulement est propre à chaque bassin versant ; v) les changements d'écoulement prédits par la méthode de transfert climat-écoulement sous scénarios climatiques CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*) pour les prochaines décennies sont en accord avec ceux prédits par la modélisation pluie-débit. Au stade de nos investigations, trois limites majeures de la méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple ont été identifiées : 1) elle exige de longues chroniques hydro-climatiques ; 2) elle a tendance à sous-estimer la variabilité interannuelle de l'écoulement à l'exutoire des bassins testés ; 3) elle n'est pas en capacité de garantir avec certitude l'évolution des indices d'écoulement dans des conditions climatiques très différentes de celles de la période d'observation.

Mots-clés : méthode de transfert climat-écoulement, régression linéaire multiple, changement climatique, bassin de la Meuse.

Abstract

Can we assess the impact of climate change on flow at the outlet of a catchment through a rainfall-runoff model-free approach?

A test of a regression-based climate-streamflow transfer method in the Meuse river basin

Study of the future impact of climate change on streamflow at the outlet of a catchment is usually based on a rainfall-runoff model. This paper explores *pros and cons* of an alternate strategy using a regression-based transfer function between climate and streamflow for assessing the impact of climatic change on flow at the

outlet of a catchment. The climate-flow relationship is modeled through a PLS (Partial Least Squares) regression – RLM (Multiple Linear Regression) regression sequence. The RLM regression models are calibrated between low, medium and high streamflow indices and the best climate indices, which were preliminary identified through PLS regression according to quantitative criteria as well as an expert judgment of current hydro-climatic conditions. The regression-based climate-streamflow transfer function is then applied to climate model outputs to produce hydrological projections for the 2021-2050 and the 2071-2100 periods. Results obtained for two pilot rivers of the Meuse basin show that i) this method is efficient for some flow indices only; ii) a minimal knowledge about the climate variability (through atmospheric pressure and pressure gradient force at the ground and at the level of 500 hPa) is sufficient to depict in an acceptable way the climatic forcing on these indices; iii) an expert judgment is essential in identifying hydrologically relevant climatic predictors; iv) the strength of the climate-streamflow relationship is catchment-dependent; v) streamflow changes predicted by the climate-flow method for the next decades under CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) climate scenarios are in agreement with those of rainfall-runoff modelling. However, at the stage of our investigations, three main limits of the regression-based climate-streamflow transfer function were identified: 1) it needs long hydro-climatic time series; 2) it tends to under-estimate interannual streamflow variability; 3) there is no guarantee of its ability to extrapolate to climatic impact on streamflow indices in climatic conditions that are far from those observed in historical records.

Keywords: climate-streamflow transfer method, multiple linear regression analysis, climatic change, Meuse river basin.

Introduction

Au cours des dix dernières années, l'étude des effets du changement climatique sur le cycle de l'eau a suscité une mobilisation considérable de la communauté des climatologues et des gestionnaires de l'eau, comme en témoignent les nombreuses études prospectives sur les rivières françaises recensées par Carroget *et al.* (2017). En hydrologie quantitative, les changements futurs de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin sont généralement « scénarisés » à partir d'une lecture croisée du passé et du futur. L'analyse des changements passés se fonde sur des observations climatiques et hydrologiques ainsi que sur l'étude de leurs liens potentiels avec le climat (Renard, 2006). Les potentiels scénarii futurs du climat sont simulés à partir de modèles de circulation générale (MCG), couplés ou non, et/ou de modèles de climat régionaux (MCR) forcés par des MCG. La jonction du passé et du futur se fait le plus souvent par l'intermédiaire d'un chaînage de modèles organisé selon une logique descendante (*top-down* en anglais) ayant pour point de départ, les scénarios d'émission et de concentration en gaz à effet de serre (GES), et comme point d'arrivée, les sorties déterministes ou ensemblistes d'un ou de plusieurs modèles pluie-débit (Ducharne *et al.*, 2011). Evoquant les liens entre changement climatique futur et hydrologie, l'hydrologue Keith Beven, écrivait récemment que les simulations des modèles de climat ne sont pas encore « *fit for purpose* » (Beven, 2012). En d'autres termes, elles ne sont pas encore adaptées aux besoins de l'hydrologie des cours d'eau notamment en raison de la forte incertitude épistémique qui subsiste aujourd'hui (connaissance imparfaite du système climatique) et de la difficulté d'articuler échelle climatique et échelle hydrologique. Sur ce point, Richard *et al.* (2012) se veulent optimistes et soutiennent « *qu'à moyen terme (d'ici une dizaine d'années), de manière concomitante à l'évolution des puissances des calculateurs, on peut s'attendre à l'émergence de modèles [de climat] multi-échelles en remplacement de modèles emboîtés/forcés* ». Mais pour l'heure, le forçage direct et définitif d'un modèle pluie-débit par une sortie brute de MCG ou de MCR serait une erreur méthodologique majeure.

Le scepticisme de Beven (2012), loin d'être isolé dans la communauté des hydrologues, souligne le défi que représente l'évaluation rigoureuse de l'amplitude, de la localisation du

changement climatique et de son impact sur l'hydrologie des cours d'eau dans un futur proche (les deux prochaines décennies) ou lointain (la fin du siècle).

Par ailleurs, comme nous l'évoquions précédemment, la chaîne de modélisation descendante qui sous-tend l'étude d'impact du changement climatique futur se termine par le maillon du modèle pluie-débit... En est-il le « maillon faible » ? Ou pour rester optimiste, le « maillon le moins faible » ? Pour les projections futures des débits d'étiage, la réponse semble être négative... Les travaux récents de Vidal *et al.* (2016) démontrent en effet que le maillon le plus faible correspond au modèle hydrologique qui contribue plus fortement que le MCG à l'incertitude totale de la chaîne de modélisation. Ainsi, comme tout modèle, le modèle pluie-débit possède une incertitude « congénitale » qui ne peut être négligée. Tout l'enjeu des réponses apportées à cette question de l'incertitude du modèle pluie-débit est de réussir à poser un diagnostic sur les limites de l'utilisation de ce modèle en extrapolation climatique. L'indispensable calage des paramètres des modèles hydrologiques et leur difficile validation imposent une contrainte d'unité de lieu, d'action et de temps (de Marsily, 1994), limitant considérablement leur utilisation en extrapolation. Les travaux de Chiew *et al.* (2009), Vaze *et al.* (2010) et Coron (2013), par exemple, mettent clairement en évidence le fait que la robustesse d'un modèle pluie-débit, autrement dit sa capacité à conserver ses qualités dans des conditions climatiques contrastées, dépend de la transférabilité temporelle de ses paramètres de calage, de sa structure (formulation interne de la transformation pluie-débit) et de la qualité des données d'entrée (y compris la façon dont celles-ci sont calculées à partir des observations météorologiques). En conséquence, comme il n'existe pas à l'heure actuelle de méthode 'universelle' pour extrapoler climatiquement l'écoulement à l'exutoire d'un bassin, *a fortiori* pour des futurs climatiques 'non jaugés' (Peel et Blöschl, 2011), l'hydro-climatologue doit effectuer un travail indispensable de *benchmarking*, d'étude comparative des méthodes d'extrapolation climatique existantes.

Le principal but de cet article est de contribuer à celle-ci en évaluant les potentiels et les limites d'une méthode simple et empirique (*i.e.* fondée uniquement sur des séries de données observées) permettant de qualifier/quantifier l'effet du changement climatique futur sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin, sans recourir à un modèle pluie-débit. Cette méthode repose sur la recherche de liens directs et optimaux entre climat et écoulement. Ces liens sont détectés grâce à une fonction de transfert paramétrée dans les conditions climatiques actuelles, puis transposée à différents horizons temporels afin d'extrapoler l'impact climatique futur sur l'écoulement à l'exutoire du bassin. Comme le soulignent Giuntoli *et al.* (2013), ce mode opératoire peut être bénéfique en outre si le MCG ou le MCR utilisé reproduit la dynamique de l'atmosphère (liée localement aux variations de pression atmosphérique) avec plus de réalisme que les précipitations, habituellement utilisées comme une entrée des modèles pluie-débit. Ce type d'approche reliant directement dynamique atmosphérique et écoulement de rivière n'a été que peu utilisé jusqu'à présent. Il convient donc d'évaluer son utilité en hydrologie comme l'on fait par exemple Samaniego et Bardossy (2007) dans le Baden-Württemberg en Allemagne ou encore Tisseuil *et al.* (2010) dans le bassin Adour-Garonne.

La mise en œuvre d'une telle méthode sur un bassin nécessite d'effectuer une analyse croisée d'observations de débit et du climat pour en outre i) identifier les meilleurs indices/variables climatiques susceptibles de prédire la relation climat-écoulement, ii) détecter les indices d'écoulement prédictibles par ces indices/variables climatiques, iii) paramétrer une relation statistique (fonction de transfert) permettant de simuler l'évolution des indices d'écoulement sous projections climatiques à partir des meilleurs indices/variables climatiques. Ces trois pistes de recherche sont explorées dans la suite de cet article.

1. Bassins versants, données et méthodes

Nos recherches s'inscrivent dans le sillage du projet européen INTERREG IVB AMICE (*Adaptation of the Meuse to the Impact of Climate Evolution*) piloté par l'EPTB (Établissement Public Territorial de Bassin) Meuse qui visait à proposer une stratégie d'adaptation au changement climatique des crues et des étiages de la Meuse qui soit coordonnée à l'échelle transnationale (Dewals et Fournier, 2013). L'application de la méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple s'est focalisée sur deux sous-bassins « pilotes » du bassin de la Meuse : le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, situé en France, et le bassin de l'Ourthe à Tabreux, situé en Belgique (figure 1). Ces deux bassins font l'objet d'une présentation détaillée au § 1.1.

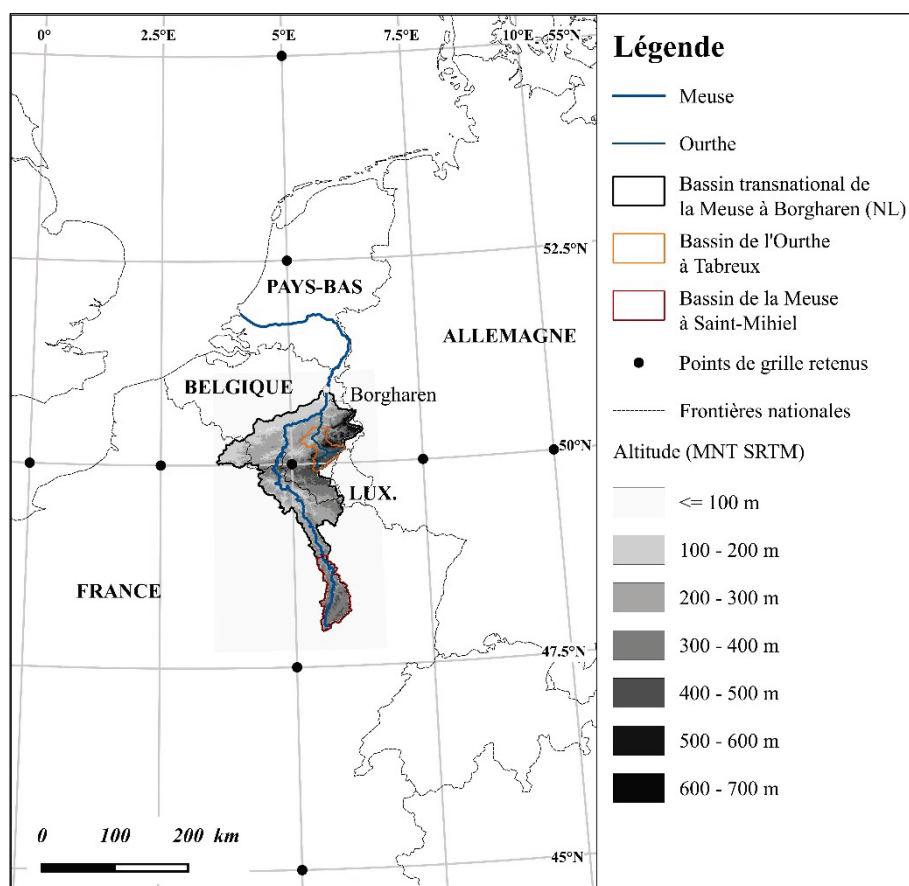


Figure 1 : Limites des bassins versants étudiés et positionnement des points de grille utilisés pour le calcul du gradient régional de pression (GRP). *Catchment contours and location of grid points used to compute the « pressure gradient force » (PGF) atmospheric index.*

Notons que le lien climat-écoulement a déjà été étudié dans le district hydrographique international de la Meuse à partir de la chronique de débits séculaire de la Meuse à Borgharen (station hydrométrique située au Pays-Bas, cf. figure 1) commençant en 1911. Ainsi, Tu *et al.* (2004) montrent que les variations de précipitations contrôlent largement les variations d'écoulement à l'échelle interannuelle sur ce bassin de 21 000 km². Néanmoins, selon Fenicia *et al.* (2009), l'occupation du sol et plus précisément les changements de pratique en matière de gestion forestière, dont l'impact sur l'écoulement de la Meuse à Borgharen était jusque-là considéré comme négligeable, pourraient expliquer une large part de l'anomalie d'écoulement intervenue entre 1933 et 1968. Notre objectif est d'évaluer les potentiels et les limites de la relation climat-écoulement pour construire une prospective hydrologique à partir de la période d'observation postérieure à l'anomalie d'écoulement.

1.1. Présentation des bassins étudiés

Les principales caractéristiques physiques et hydrologiques des bassins étudiés sont résumées dans le tableau 1. Ces deux bassins ont été choisis dans le but de tester la reproductibilité de nos travaux ainsi que l'impact de l'hydro-diversité des bassins sur la relation climat-écoulement. Précisons que l'indicateur *Rising Limb Density* (densité des montées de crue) du tableau 1 se définit comme le rapport entre le nombre de montées de crue et leur durée totale (Sawicz *et al.*, 2011). Lorsque cet indicateur est élevé, cela signifie que le cours d'eau se caractérise par des montées de crue fréquentes et rapides, synonymes de forte réactivité. Inversement, lorsque la valeur est faible, cela signifie que les montées de crues sont plus étalées dans le temps.

	Surface (km ²)	Altitude minimale (m)	Altitude maximale (m)	Précipitations (mm/an)	ETP Penman (mm/an)	Module de débit (mm/an)	% de forêt	% de surfaces agricoles	% de zones urbanisées	Rising Limb Density (jour ⁻¹) ^{***}	Indice d'écoulement de base ^{***}
Meuse à Saint-Mihiel*	2543	216	509	936	644	367	39	58	3	0,39	0,560
Ourthe à Tabreux**	1607	107	663	1000	730	460	46	48	6	0,72	0,575

* À l'exception des indicateurs '*Rising Limb Density*' et 'Indice d'écoulement de base', les données sont tirées de la fiche de synthèse B2220010 'La Meuse à Saint-Mihiel' consultable en ligne sur <https://webgr.irstea.fr/activites/base-de-donnees/>.

** À l'exception de l'indicateur 'Indice d'écoulement de base', les données sont tirées de De Boer-Euser *et al.* (2017).

*** Le calcul de cet indice a été effectué sur la période 1970-2011.

Tableau 1 : Caractéristiques physiques et hydrologiques des deux bassins versants étudiés. *Physical and hydrological characteristics of the two studied catchments.*

1.1.1. La Meuse à Saint-Mihiel (France)

La Meuse à Saint-Mihiel draine un bassin de taille moyenne (2543 km²) à dominante calcaire et agricole (tableau 1). Elle s'écoule dans le couloir meusien qui constitue une vallée de transit lent avec un lit majeur de plusieurs centaines de mètres de large participant activement à l'écoulement des crues. Comme l'écrivent François *et al.* (2011), depuis sa source dans le Bassigny et jusqu'à Saint-Mihiel, la Meuse entaille successivement les plateaux calcaires du Dogger puis le plateau de l'Oxfordien. Les premiers concentrent une densité relativement importante de phénomènes karstiques qui peuvent être à l'origine de pertes (en amont de Neufchâteau) et de circulations souterraines vers des bassins contigus (la Moselle ou la Marne). Ces échanges s'effectuent dans la plupart des cas aux dépens du bassin de la Meuse.

La Meuse à Saint-Mihiel est un cours d'eau peu réactif qui se caractérise par la prédominance de l'écoulement de base dans l'écoulement total (tableau 1). Il est très peu influencé par les usages de l'eau de sorte que son régime est considéré comme naturel. Celui-ci est de type pluvio-évaporal avec des hautes eaux d'hiver (maximum de février) et des basses eaux d'été (minimum d'août) (figure 2). L'influence nivale est négligeable dans la genèse des écoulements de crue. Ajoutons que la station hydrométrique de Saint-Mihiel fait partie du réseau de référence pour la surveillance climatique des étiages dont les données ont été soigneusement critiquées et validées (Giuntoli et Renard, 2009). La chronique de débits journaliers considérée dans nos travaux s'étend de 1970 à 2011.

1.1.2. L'Ourthe à Tabreux (Belgique)

Le bassin de l'Ourthe à Tabreux est un bassin de taille moyenne (1607 km²) à dominante forestière (tableau 1). Il est situé dans les Ardennes au sud-est de la Belgique (figure 1). Sa limite est partiellement adjacente avec la frontière nord-ouest du Luxembourg. L'Ourthe à Tabreux résulte de la confluence de l'Ourthe occidentale et de l'Ourthe orientale à Nisramont où se situe un barrage-réservoir entré en service en 1958. Celui-ci influence peu le régime hydrologique de l'Ourthe à Tabreux comme l'atteste les conclusions de l'étude récente conduite par Dewals *et al.* (2017). On peut donc le considérer comme étant peu influencé. Le confluent Ourthe-Meuse se situe à Liège où l'Ourthe contribue significativement aux volumes d'écoulement lors des crues de la Meuse, en raison de sols peu profonds et de pentes fortes dans la partie amont de son bassin (de Wit *et al.*, 2007).

Le régime hydrologique de l'Ourthe à Tabreux est de type pluvio-évaporal (figure 2), avec des hautes eaux d'hiver (maximum de février) et des basses eaux d'été (minimum d'août). Le cours d'eau a une forte réactivité tout en étant majoritairement alimenté par un écoulement de base (tableau 1). L'influence nivale est faible sur les écoulements de crue (De Boer-Euser *et al.*, 2017). La chronique de débits journaliers considérée par notre étude s'étend de 1970 à 2011. Les données hydrométriques ont été critiquées et validées par le Service d'Etudes Hydrologiques (SETHY).

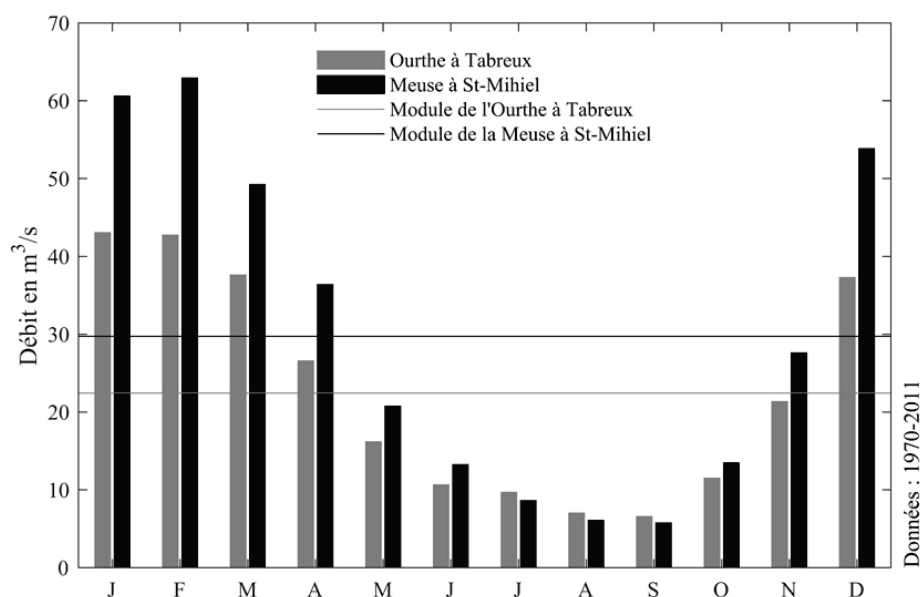


Figure 2 : Débit moyen mensuel de la Meuse à Saint-Mihiel (France) et de l'Ourthe à Tabreux (Belgique) sur la période 1970-2011. *Mean monthly streamflow of the Meuse River at Saint-Mihiel (France) and the Ourthe River at Tabreux (Belgium) over the 1970-2011 period.*

1.2. Quels indices atmosphériques pour étalonner le transfert climat-écoulement ?

Les travaux de Qian *et al.* (2000), Lavers *et al.* (2013) ou encore Dieppois *et al.* (2016) ont montré que si l'indice *North Atlantic Oscillation* (NAO) est un bon prédicteur de la variabilité des précipitations saisonnières dans le sud et le nord de l'Europe (Iles britanniques, Scandinavie et Péninsule ibérique), il est beaucoup moins performant pour d'autres régions d'Europe, notamment les régions intérieures comme l'Est des Alpes. Rappelons, que dans sa forme la plus simple, l'indice NAO est la différence de pression normalisée entre Ponta Delgada aux Açores et Reykjavik en Islande. Il sert à mesurer l'intensité de l'Oscillation Nord-Atlantique, modulation de la circulation zonale d'ouest par le dipôle de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise (Yiou et Delmotte, 2005).

S'intéressant aux liens climat-débit sur le bassin de la Seine, Massei *et al.* (2010) concluent que l'indice NAO n'explique qu'une faible part (23 %) de la variance totale de l'écoulement de la Seine. Ce résultat montre que l'indice NAO n'a qu'un pouvoir limité dans la prédiction du débit des cours d'eau dans le Nord de la France. Précédemment, Bouwer *et al.* (2008) soutenaient une affirmation similaire : l'indice NAO possède un potentiel limité pour décrire la variabilité du débit des cours d'eau dans le Nord-Ouest de l'Europe comparativement à la Scandinavie ou à la Péninsule ibérique. A l'échelle du territoire français, Giuntoli *et al.* (2013) ont détecté une faible liaison entre les indices de large échelle comme l'indice NAO ou l'indice *Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO) et les débits d'étiage. En outre, la variabilité temporelle basse fréquence de l'indice AMO s'exprime à une échelle de temps peu compatible avec la variabilité temporelle haute fréquence des indices hydrologiques de basses eaux. Comme l'ont bien montré Massei *et al.* (2017) pour le bassin de la Seine, tout est donc un problème de gamme de variabilité et de prédicteurs climatiques associés.

Par conséquent, il nous a semblé préférable, comme le préconisent Giuntoli *et al.* (2013), de privilégier dans notre recherche de meilleurs prédicteurs climatiques de la liaison climat-écoulement, les indices susceptibles de traduire plus localement la variabilité des types de circulation et la trajectoire des masses d'air potentiellement à l'origine de fluctuations d'écoulement interannuelles dans notre contexte géographique. Dans cette optique, deux indices atmosphériques de méso-échelle déjà publiés nous paraissaient particulièrement prometteurs : le « *Paris-London westerly index* », introduit par Slonosky *et al.* (2000), mieux adapté à la climatologie régionale de l'Europe de l'Ouest que l'indice NAO, et le gradient régional de pression introduit par Kastendeuch (2007). Cet auteur démontre que les composantes du gradient régional de pression sont de puissants prédicteurs de la variabilité méso-échelle des précipitations et des températures de l'air mensuelles en Europe de l'Ouest. Son intérêt pour l'hydrologie de méso-échelle est donc évident. Dans la perspective d'utiliser la méthode de transfert climat-écoulement par régression en extrapolation climatique, le calcul de ces deux indices atmosphériques offre l'intérêt, dans leur configuration initiale, de ne nécessiter que la connaissance de la pression au niveau de la mer comme donnée d'entrée.

1.2.1. Le « *Paris-London westerly index* » (P-LWI)

Cet indice, dont on pourrait franciser le nom par « indice de courant d'ouest Paris-Londres » a été récemment actualisé par Cornes *et al.* (2011a, 2011b) à partir de longues séries d'observations quotidiennes de la pression au niveau de la mer enregistrées à Paris et à Londres au cours de la période 1692-2007. Les anomalies mensuelles ont été calculées en référence à la normale climatique 1961-1990 représentative des conditions climatiques pseudo-actuelles puis standardisées par l'écart-type de chaque mois, également calculé sur la normale 1961-1990 (figure 3).

Etant donné le fait que le gradient de pression entre Londres et Paris décline au pas de temps climatologique du sud au nord, le P-LWI peut être considéré comme une mesure du courant géostrophique sur une ligne située dans l'axe de la Manche (Cornes *et al.*, 2013). Les similitudes et les différences entre le P-LWI et l'indice NAO sont commentées en détail dans Cornes *et al.* (2013). Nous retiendrons de cette comparaison que l'indice P-LWI doit plutôt être considéré comme un indicateur de l'état de la NAO que de l'indice NAO *stricto sensu*. Il constitue donc un indice pertinent pour mesurer la force du flux zonal d'ouest sur l'Europe du Nord-Ouest et est plus adapté que l'indice NAO pour l'étude du climat à l'échelle régionale, ce qui correspond à notre approche. Les valeurs positives (*negatives*) du P-LWI sont associées à une prédominance (*minorité*) du flux zonal d'ouest sur l'Europe de l'Ouest. Les valeurs négatives correspondent à une prédominance du flux d'Est. La chronologie du P-LWI moyen

annuel retracée sur la figure 3 montre en outre que la circulation atmosphérique a été plus variable avant le XIX^e siècle dans la Manche.

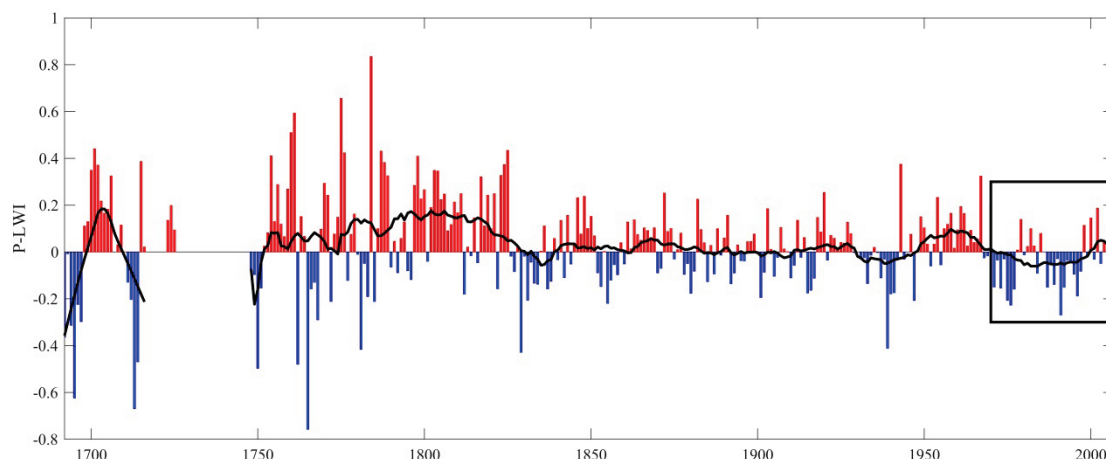


Figure 3 : Chronique annuelle du « Paris-London westerly index » (P-LWI) reconstitué par Cornes *et al.* (2013) sur la période 1692-2007 (NB : les données sont manquantes en 1707, de 1717 à 1722 et de 1725 à 1747). La courbe noire correspond à une moyenne glissante sur 20 ans. Le rectangle noir indique la période utilisée pour l'analyse statistique de la liaison climat-écoulement. *Annual series of the « Paris-London westerly index » (P-LWI) reconstructed by Cornes et al. (2013) over the 1692-2007 period (NB: missing values occur in 1707, from 1717 to 1722 and from 1725 to 1747). The black curve is a 20-y moving average. The black rectangle represents the time period used to study the statistical linkage between climate and streamflow.*

1.2.2. Le gradient régional de pression (GRP)

Comme l'indique Kastendeuch (2007), le GRP décrit la force qui est responsable de l'accélération d'une particule d'air d'un haut géopotential vers un bas géopotential. Il s'agit donc de la force qui produit le vent. Cette force agit perpendiculairement aux isobares en se dirigeant d'un haut géopotential vers un bas géopotential. Plus le gradient régional de pression est élevé, plus le vent est fort. En reprenant les conclusions analytiques de Kastendeuch (2007), les meilleurs prédicteurs climatiques tirés du GRP sont ces composantes X et Y déterminées à partir de la pression au niveau de la mer (P_{mer}) et calculées comme suit :

$$X_{\text{GRP}} = (P_{\text{mer}(E)} - P_{\text{mer}(O)})/d_{EO}$$

$$Y_{\text{GRP}} = (P_{\text{mer}(N)} - P_{\text{mer}(S)})/d_{NS}$$

où les lettres E, O, N, S désignent les points de grille situés dans les quatre directions cardinales autour d'un point de grille central pour lequel on souhaite connaître les valeurs de X et de Y, et d la distance euclidienne en km séparant les deux points de grille situés de part et d'autre du point de grille central.

En raison de la déviation du flux géostrophique induite par la force de Coriolis, la composante X du GRP est un indicateur de l'intensité du flux méridien (une valeur positive indique un flux de sud et une possible advection d'air tropical; une valeur négative indique un flux de nord et une possible advection d'air polaire). La composante Y du GRP est représentative de l'intensité du flux zonal (une valeur positive indique un flux d'est et une advection d'air continental; une valeur négative indique un flux d'ouest et une advection d'air maritime). L'ajout d'un troisième prédicteur, la pression au niveau de la mer au point de grille central ($P_{\text{mer}(C)}$), permet de différencier les mois dominés par des situations synoptiques de hautes pressions (circulation plutôt anticyclonique), de ceux dominés par des situations synoptiques de basses pressions (circulation plutôt cyclonique), des mois de marais barométrique durant lesquels le gradient de pression au niveau de la mer est insignifiant. Ainsi, les trois prédicteurs atmosphériques (X_{GRP} , Y_{GRP} , $P_{\text{mer}(C)}$) décrivent chacun une fraction des variations climatiques et ont l'avantage d'être faiblement corrélés entre eux. Ils apportent donc une information peu redondante (Kastendeuch, 2007).

Les calculs ont été effectués à partir de cinq points de grille espacés de $2,5^\circ$ et 5° centrés sur le point de grille de coordonnées $5^\circ\text{E} - 50^\circ\text{N}$ situé au centre de la zone d'étude (figure 1). Pour chaque point de grille, les données de pression atmosphériques mensuelles ont été estimées par moyenne arithmétique des données de réanalyse NCEP/NCAR les plus proches. Outre la pression au niveau de la mer, nous avons choisi d'utiliser le géopotential 500 hPa (Z500) afin d'introduire la dynamique de la moyenne troposphère dans le calcul de la force du gradient de pression. En effet, bien que fortement corrélé au champ de pression en surface, le Z500 renseigne en outre sur la force du flux dans l'atmosphère libre. Le Z500 moyen et les composantes X_{GRP} , Y_{GRP} au niveau 500 hPa ont donc aussi servi à caractériser la variabilité climatique interannuelle. A titre illustratif, la figure 4 retrace l'évolution annuelle des indices X_{GRP} , Y_{GRP} et $P_{\text{mer}(C)}$ au point central sur la période 1970-2011.

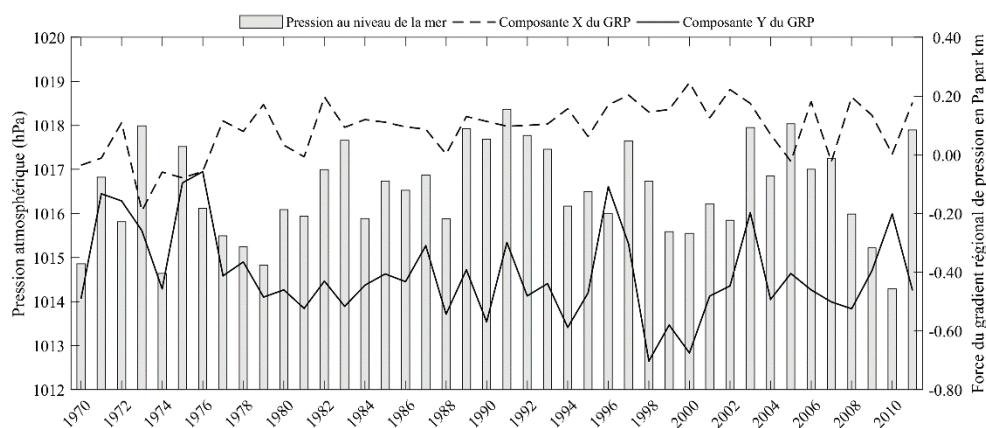


Figure 4 : Chronique annuelle des composantes X_{GRP} et Y_{GRP} du gradient régional de pression (GRP) et de la pression atmosphérique au niveau de la mer au point de grille $5^\circ\text{E} - 50^\circ\text{N}$ sur la période 1970-2011. X_{GRP} et Y_{GRP} ont été calculés à partir de la pression au niveau de la mer et d'une grille de $2,5^\circ$ de résolution. *Annual series of the X_{PGF} and the Y_{PGF} components of the « pressure gradient force » (PGF) as well as of the sea level pressure for the grid point $5^\circ\text{E} - 50^\circ\text{N}$ over the 1970-2011 period. X_{PGF} and Y_{PGF} were computed with the sea level pressure data at a grid resolution of 2.5° .*

1.3. Données de pression atmosphérique CMIP5

Pour estimer l'évolution future du GRP, un ensemble de 13 MCG de l'expérience CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*) a été constitué (annexe 1). Pour chaque point de grille de l'étude (figure 1), les données de pression au niveau de la mer et de Z500 ont été estimées par une moyenne arithmétique des données modélisées les plus proches. Les données interpolées ont ensuite été soumises à un post-traitement (correction quantile-quantile) dans le but de corriger leurs distributions. Les détails de la procédure de correction sont présentés en annexe 2. Les runs de MCG ont été sélectionnés sous forçage RCP 4.5 (stabilisation du réchauffement climatique à l'horizon 2100) et RCP 8.5 (amplification du réchauffement climatique jusqu'en 2300) qui représentent deux scénarios d'analyse des politiques climatiques sur les quatre utilisés dans le cadre de l'*Advanced Report 5* (AR5) du Groupement Intergouvernemental d'Experts sur le Climat (GIEC), qui comprennent également deux scénarios d'atténuation (Moss *et al.*, 2010). Dans un premier temps, nous avons donc pris le parti de ne retenir que deux scénarios radiatifs, l'un médian (RCP 4.5), l'autre très « pessimiste » (RCP 8.5).

1.4. Les indices d'écoulement

Dans l'optique de décrire la relation climat-écoulement et de prédire l'évolution de l'hydrologie des deux bassins étudiés dans de nouvelles conditions climatiques, 14 indices

d'écoulement ont été définis. Nous avons sélectionné des indices intégrateurs correspondant à la dynamique lente de l'écoulement (par exemple le débit moyen annuel) et des indices dynamiques (par exemple le QjXA ou débit journalier maximum annuel) qui retranscrivent la dynamique rapide de l'écoulement en période de crue et d'étiage. Le tableau 2 présente la synthèse des indices d'écoulement décrits schématiquement sur les figures 5a et 5b.

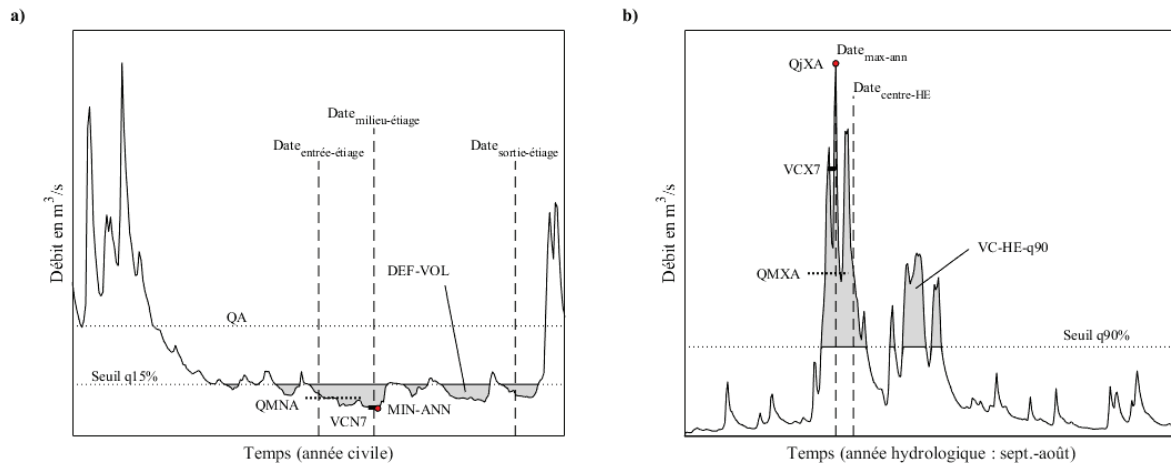


Figure 5 : Représentation schématique des indices d'écoulement : a) Indices d'étiage ; b) Indices de crue. *Schematic of streamflow indices: a) Low flow indices; b) Flood indices.*

Ces 14 indices permettent à l'ingénieur hydrologue et au gestionnaire de l'eau d'évaluer l'applicabilité de l'approche climat-écoulement à la prospective des cours d'eau auxquels ils s'intéressent. Leur typologie s'inspire de Giuntoli *et al.* (2012, 2013). Ces derniers ont adapté les pas de temps de calcul conformément au concept de centre de masse proposé par Stewart *et al.* (2005). Chaque indice a été calculé à partir des hydrogrammes journaliers. Les moyennes eaux sont caractérisées à partir du module de débit annuel. Les indices de basses eaux ont été déterminés sur l'année civile pour garantir la captation de l'étiage, tandis que pour garantir la captation des crues, les indices de hautes eaux ont été déterminés sur l'année hydrologique (septembre-août) (figure 5). Précisons qu'en l'absence de référentiel européen pour qualifier la sévérité de l'étiage, le VCN7 avait été choisi par le consortium AMICE (Bauwens *et al.*, 2015).

Il est utilisé comme indice d'étiage au Royaume-Uni, aux Pays-Bas, en Belgique ainsi qu'en Allemagne et présente l'intérêt d'être moins sensible aux erreurs de mesure ou aux influences anthropiques que le VCN3 utilisé couramment en France pour qualifier la sévérité de l'étiage. Enfin, certains indices ont des séries temporelles plus courtes que d'autres (tableaux 3 et 4) en raison du non dépassement du seuil de débit (q90) ou du non souppassement du seuil de débit (q15).

1.5. Modélisation de la fonction de transfert climat-écoulement

1.5.1. Sélection des prédicteurs climatiques

Dans le but d'appliquer de façon optimale la méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple et de réduire le plus possible l'incertitude des écoulements projetés, nous nous sommes imposés deux contraintes : 1) une contrainte de parcimonie visant à utiliser le moins de prédicteurs atmosphériques possibles pour en outre faciliter l'interprétation physique de la relation entre indice climatique et indice d'écoulement ; 2) une contrainte de réalisme visant à utiliser les prédicteurs climatiques les moins biaisés possibles dans les sorties de modèles de climat.

	Nom de l'indice	Type d'indice	Définition	Transformation Meuse/Ourthe
Hautes eaux	VC-HE-q90 (m ³)	abondance des plus fortes crues	Volume cumulé par rapport au seuil de haut débit (quantile 90 % de la courbe des débits classés)	$Y^{1/2} / Y^{1/2}$
	QjXA (m ³ /s)	magnitude de la crue	Débit journalier maximum annuel	$Y^{1/2} / Y^{1/2}$
	QMXA (m ³ /s)	rendement du mois le plus abondant de l'année	Débit mensuel maximum annuel	$-\text{Log}(Y)$
	VCX7 (m ³ /s)	intensité de la crue	Maximum annuel du débit moyen sur 7 jours consécutifs	$-\text{Log}(Y)$
	Date _{max-ann} (jour)	saisonnalité	Date du débit journalier maximum annuel	$-\text{Log}(Y)$
	Date _{centre-HE} (jour)	saisonnalité	Date du i ^{ème} jour où le volume cumulé par rapport au seuil de haut débit atteint 50 % de sa valeur annuelle	$-/-$
Moyennes eaux	QA (m ³ /s)	abondance de l'écoulement	Débit moyen annuel	$-/-$
Basses eaux	DEF-VOL (m ³)	sévérité de l'étiage	Déficit de volume en dessous du débit-seuil (quantile 15 % de la courbe des débits classés)	$Y^{1/2} / Y^{1/2}$
	MIN-ANN (m ³ /s)	sévérité de l'étiage	pic de l'étiage	$\text{Log}(Y) / Y^{1/2}$
	QMNA (m ³ /s)	sévérité de l'étiage	Débit mensuel minimum annuel	$\text{Log}(Y) / \text{Log}(Y)$
	VCN7 (m ³ /s)	sévérité de l'étiage	Volume consécutif minimal pour 7 jours	$\text{Log}(Y) / \text{Log}(Y)$
	Date _{entrée-étiage} (jour)	saisonnalité	Date de l'entrée en étiage correspondant au centre de masse à 10 % en volume (seuil de bas débit = quantile 15 %)	$-/-$
	Date _{centre-étiage} (jour)	saisonnalité	Date du milieu de l'étiage correspondant au centre de masse à 50 % en volume (seuil de bas débit = quantile 15 %)	$-/-$
	Date _{sortie-étiage} (jour)	saisonnalité	Date de la sortie d'étiage correspondant au centre de masse à 90% en volume (seuil de bas débit = quantile 15 %)	$-/-$

Tableau 2 : Caractéristiques des indices d'écoulement sélectionnés pour décrire le régime hydrologique des cours d'eau et transformations éventuelles appliquées pour atteindre la normalité de la distribution. *Characteristics of the streamflow indices selected for the description of the hydrological regime of the rivers and transformations used to get normal distributions.*

1) La contrainte de parcimonie : le choix de tester les indices climatiques P-LWI et GRP est cohérent avec cette contrainte puisqu'au maximum 6 prédicteurs différents (les prédicteurs du GRP : X_{GRP} , Y_{GRP} et la pression moyenne calculés au point central en surface et à 500 hPa) sont pris en compte au départ de l'analyse de données (cf. § 1.2.2). Ces six prédicteurs auxquels s'ajoute le P-LWI peuvent prendre 21 modalités chacun correspondant à autant de pas de temps de calcul : annuel, semestriel (DJFMAM-MAMJJA-JJASON-SONDJF), saisonnier (DJF, MAM, JJA, SON) et mensuel. Pour le GRP, cela représente donc au total 126 combinaisons possibles (21 modalités x 6 prédicteurs). La diversité des pas de temps permet de prendre en compte différentes temporalités potentiellement explicatives du lien climat-écoulement. Le calcul de ces combinaisons est répété deux fois : pour la grille de résolution 2.5° et pour celle de 5° (figure 1) de manière à enrichir le calcul des indices X_{GRP} , Y_{GRP} . Pour les deux résolutions, les valeurs mensuelles de pression en surface et altitude sont identiques au point de grille central. Par conséquent, la matrice du GRP contient *in fine* 210 prédicteurs. A cette matrice s'ajoute celle contenant les 21 modalités de l'indice atmosphérique P-LWI. Notons que dans la configuration retenue, le différenciel maximal entre les indices atmosphériques et les indices d'écoulement est inférieur à l'année. Ceci est cohérent avec les résultats de Guintoli *et al.* (2013) constatant, dans la partie Nord de la France,

l'existence de liens asynchrones à « courte mémoire » entre par exemple, la fréquence des types de temps en hiver et au printemps et la sévérité des étiages estivaux. L'hydrologie des deux cours d'eau étudiés évoque également un fonctionnement à « courte mémoire » justifiant le faible différé choisi entre indice atmosphérique et indice d'écoulement.

	Nom de l'indice	Nombre d'obs.	Nombre de composantes	Qualité du modèle PLS (R ² Y)	Nombre de variables explicatives sélectionnées (VIP > 1)
Hautes eaux	VC-HE-q90	40	1/1	0,597/0,553	61/55
	QjXA	41	1/1	0,489/0,351	49/69
	QMXA	41	1/1	0,616/0,531	59/49
	VCX7	41	1/1	0,549/0,395	50/61
	Date _{max-ann}	41	1/1	0,457/0,370	76/64
	Date _{centre-HE}	40	1/1	0,447/0,366	74/69
Moyennes eaux	QA		2/2	0,834/0,792	58/65
Basses eaux	DEF-VOL	35	1/1	0,514/0,582	65/73
	MIN-ANN	42	1/1	0,401/0,462	70/75
	QMNA	42	1/1	0,454/0,413	62/73
	VCN7	42	1/1	0,426/0,425	69/69
	Date _{entrée-étiage}	35	2/2	0,822/0,785	85/88
	Date _{centre-étiage}	35	2/2	0,809/0,755	79/63
	Date _{sortie-étiage}	35	2/2	0,721/0,708	91/73

Tableau 3 : Résumé statistique des régressions PLS obtenues entre l'indice du gradient régional de pression – GRP (210 prédicteurs) et les indices d'écoulement pour les deux cours d'eau étudiés sur la période 1970-2011. Les chiffres afférents à l'Ourthe à Tabreux sont en italique. *Statistical report of the PLS regressions obtained between the 210 predictors related to the pressure gradient force index (PGF) and the streamflow indices for the two pilot rivers (1970-2011). Figures of the Ourthe at Tabreux are shown in italic.*

	Nom de l'indice	Nombre d'obs.	Nombre de composantes	Qualité du modèle PLS (R ² Y)	Nombre de variables explicatives sélectionnées (VIP > 1)
Hautes eaux	VC-HE-q90	40	1/1	0,386/0,352	9/6
	QjXA	41	1/1	0,371/0,258	6/7
	QMXA	41	1/1	0,351/0,344	8/6
	VCX7	41	1/1	0,405/0,273	6/6
	Date _{max-ann}	41	3/1	0,471/0,099	10/5
	Date _{centre-HE}	40	1/1	0,297/0,287	6/6
Moyennes eaux	QA	42	1	0,403/0,290	8/10
Basses eaux	DEF-VOL	34	1	0,285/0,381	10/8
	MIN-ANN	42	1	0,330/0,178	9/9
	QMNA	42	1	0,265/0,112	8/7
	VCN7	42	1	0,317/0,139	9/8
	Date _{entrée-étiage}	34	1	0,261/0,273	8/10
	Date _{centre-étiage}	34	1/4	0,193/0,555	8/8
	Date _{sortie-étiage}	34	2/3	0,181/0,552	8/8

Tableau 4 : Résumé statistique des régressions PLS obtenues entre l'indice *Paris-London* westerly index - P-LWI (21 prédicteurs) et les indices d'écoulement pour les deux cours d'eau étudiés sur la période 1970-2007. Les chiffres afférents à l'Ourthe à Tabreux sont en italique. *Statistical report of the PLS regressions obtained between the 21 Paris-London Westerly Index (P-LWI) predictors and the streamflow indices for the two pilot rivers (1970-2007). Figures of the Ourthe at Tabreux are shown in italic.*

2) La contrainte de réalisme : le choix de la pression atmosphérique comme variable d'entrée de l'indice atmosphérique P-LWI et de l'approche GRP est un choix réaliste dans la perspective de construire des projections climatiques et hydrologiques. En effet, le biais de moyenne qui caractérise les données de pression simulées par les MCG de l'expérience CMIP5, exploitées dans le cadre de ce travail, est faible lorsqu'on le compare à celui des précipitations saisonnières. Malgré d'indéniables progrès entre les expériences CMIP3 et CMIP5, dans notre zone d'étude, les précipitations saisonnières restent fortement surestimées par les MCG CMIP5 en hiver (jusqu'à +50 %) et fortement sous-estimées par les MCG CMIP5 en été (jusqu'à -50 %), au cours du XX^e siècle (Liu *et al.*, 2014).

1.5.2. Transfert climat-écoulement par régression multiple

L'approche la plus intuitive pour établir un modèle de transfert climat-écoulement consiste à régresser les indices d'écoulement sur les indices climatiques. Dans cette optique, les prédicteurs climatiques retenus (cf. § 1.5.1) servent de variables explicatives aux indices d'écoulement qui représentent les variables à expliquer. La technique de régression linéaire testée repose sur plusieurs hypothèses : (i) la linéarité de la relation prédictant-prédicteur, (ii) la non colinéarité des variables explicatives, (iii) l'homoscédasticité des résidus, (iv) la normalité des résidus. L'utilisation directe de nos prédicteurs pose le problème du faible nombre d'observations (41 ou 42 en général), du grand nombre de prédicteurs (210 pour le GRP) et de leur multicollinéarité : en effet, certains prédicteurs sont corrélés voir fortement corrélés entre eux. Dans le cas du GRP, 13 % environ des corrélations entre deux prédicteurs sont significatives. Il s'agit, par exemple, de la pression moyenne annuelle au niveau de la mer et du Z500 moyen annuel ou entre les prédicteurs calculés à partir de la grille à 2,5° et ceux calculés à partir de la grille à 5° de résolution. On retrouve ce problème de multicollinéarité pour les 21 prédicteurs issus de l'indice P-LWI. Il a donc fallu recourir à une méthode de régression palliant le problème de la corrélation entre prédicteurs qui est une source d'instabilité des coefficients de régression. En effet, lorsque les prédicteurs sont inter-reliés, les coefficients de régression deviennent très sensibles à l'échantillon de prédicteurs et ne sont plus fiables pour évaluer leur contribution relative à la construction de la variable à expliquer (Wasson *et al.*, 2005). Il y a également un risque de sur-ajustement de la variable à expliquer.

La régression PLS (*Partial Least Squares*) ou régression par les moindres carrés partiels constitue actuellement la meilleure réponse au problème de la multicollinéarité. Binard (2012) décrit la régression PLS en ces termes : pour régresser une variable à expliquer sur p variables explicatives, la régression PLS propose de trouver de nouveaux facteurs qui joueront le même rôle que les variables explicatives initiales. Ces nouveaux facteurs sont appelés variables latentes ou composantes. Chaque composante est une combinaison linéaire des variables. Ainsi, la régression PLS consiste en une projection des p variables explicatives sur un sous-espace, celui engendré par les composantes, tel que les coordonnées des projections résument au mieux l'information contenue dans les variables explicatives, et soient des bons prédicteurs pour la variable à expliquer.

La régression PLS est donc une méthode factorielle et linéaire qui fait un compromis entre la régression multiple d'une variable à expliquer sur un groupe de p variables explicatives et l'analyse en composantes principales de ce groupe qui a l'inconvénient de ne pas tenir compte de la variable à expliquer lors de l'extraction du maximum de variance des prédicteurs par les composantes principales. L'inconvénient de la régression PLS est de fournir des composantes parfois difficilement interprétables au profit de la performance de la prédiction. Par conséquent, suivant Humbert (2015), nous avons opté pour un séquençage régression PLS – régression RLM (Régression Linéaire Multiple) qui offre un double avantage : *i*) réduire la

complexité de la structure des variables explicatives et extraire celles qui maximisent la covariance avec la variable à expliquer, ce qui évite le sur-ajustement puis *ii*) utiliser celles-ci, dans le cadre d'une régression linéaire multiple dont les coefficients sont alors stables et interprétables au sens où l'on peut mesurer leur contribution à la construction de la variable à expliquer. L'algorithme de calcul suivant a donc été implémenté pour déterminer le modèle prédictif de chacun des 14 indices d'écoulement (Tenenhaus 1998 ; Humbert, 2015) :

- **Etape 1** : Recherche de m composantes orthogonales explicatives des p variables explicatives (centrées-réduites) et corrélées à la variable à expliquer. Le nombre m est obtenu par validation croisée sur un critère d'erreur quadratique minimal (PRESS pour *Predicted REsiduals Sum of Squares* calculé entre les observations de la variable à expliquer et ses estimations à l'aveugle par le modèle) et un critère de significativité de la composante m ajoutée ($Q_m^2 > 0.095$).
- **Etape 2** : Sélection des variables explicatives les plus importantes en projection dans un modèle à m composantes sur un critère VIP (*Variable Importance in Projection*) > 1 .
- **Etape 3** : Régression linéaire multiple en mode pas à pas sur les variables explicatives sélectionnées à l'étape 2.

Rappelons que le modèle prédictif final prend alors la forme mathématique suivante :

$$Z_j = \alpha_0 + \sum_{i=1}^k \alpha_i \cdot X_{ji} + \varepsilon_j$$

où Z_j est un indice d'écoulement, X_{ji} les $i = 1, \dots, k$ indices climatiques, α_i les coefficients assignés à chaque indice et ε_j le résidu de l'estimation. Les coefficients α_i peuvent être estimés par rapport aux valeurs observées par minimisation du critère des moindres carrés.

Pour conserver une part d'expertise dans l'établissement des régressions finales, le mode de régression pas à pas interactif a été adopté. Nous avons donc consulté à chaque étape la régression pour ajouter le meilleur prédicteur ou retrancher le moins bon prédicteur de la régression si l'ajout d'un nouveau prédicteur permet d'atteindre un meilleur score de variance expliquée qu'à l'étape précédente. Au final, nous avons sélectionné la meilleure combinaison de prédicteurs : *i*) en analysant pas à pas la courbe d'optimalité du modèle de régression fondée sur le critère d'erreur RMSE (*Root Mean Square Error* ou racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre valeurs observées et valeurs estimées) : la condition d'arrêt étant fixée par une diminution de la pente de la courbe indiquant une chute de performance du modèle ; *ii*) dans un souci de simplicité de l'interprétation physique du lien entre prédicteurs climatiques et indice d'écoulement. Enfin, la normalité de chaque indice d'écoulement ou indice climatique a également été évaluée à l'aide du test de Jarque-Bera (Jarque et Bera, 1987). En cas de rejet de l'hypothèse de normalité, différentes transformations ont été appliquées pour atteindre la normalité et linéariser la relation prédictant-prédicteur. Elles sont indiquées dans le tableau 2 pour les indices hydrologiques et pour chacun des bassins étudiés. Les indices climatiques étant tous gaussiens, ils n'ont fait l'objet d'aucune transformation. Les hypothèses de normalité et d'homoscédasticité des résidus ont été vérifiées *a posteriori* avec les tests de normalité (Shapiro-Wilk) et d'hétéroscédasticité (Bench-Pagan).

2. Résultats

2.1. Caractéristiques des régressions PLS

Les régressions PLS obtenues pour les 14 indices d'écoulement et les deux cours d'eau étudiés sont regroupées dans les tableaux 3 et 4. Les principaux enseignements sont les suivants :

- La grande majorité des régressions PLS sont établies à l'aide d'une seule composante qui suffit à capter le maximum de covariance entre les prédictors climatiques (GRP ou P-LWI) et les indices d'écoulement.
- Les valeurs de covariance (R^2Y) entre les prédictors GRP et les indices d'écoulement traduisent un lien fort (e.g. $R^2Y \approx 0,426$) à très fort (e.g. $R^2Y \approx 0,721$) entre variabilité climatique et écoulement à l'exutoire du bassin.
- La qualité des modèles PLS (R^2Y) est systématiquement supérieure en utilisant les prédictors GRP (tableau 3) par comparaison à ceux du P-LWI (tableau 4).
- En hautes eaux, ce sont les indices de volume et d'abondance des crues qui sont les mieux corrélés aux prédictors GRP ; en basses eaux, ce sont les indices de saisonnalité qui sont les mieux corrélés aux prédictors GRP ; sur l'ensemble des indices d'écoulement, c'est le débit moyen annuel qui est le mieux prédit par les prédictors GRP. Ces trois constats valent pour les deux cours d'eau.
- L'effectif de variables les plus importantes ($VIP > 1$) dans la construction des modèles PLS de chaque indice d'écoulement varie fortement d'un indice à l'autre. La réduction de la complexité de la matrice initiale des prédictors est toujours forte (facteur de réduction de l'ordre de 2 à 4 du nombre de prédictors), ce qui garantit une bonne identification des prédictors les plus impactant sur la variance des indices d'écoulement.
- A l'exception du déficit de volume, la covariance climat-écoulement (R^2Y) est systématiquement plus forte pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel que pour celui de l'Ourthe à Tabreux.

On peut conclure de ces premiers résultats que le gradient régional de pression (GRP), décliné sous forme de 210 prédictors différents, a une valeur informative supérieure à celle de l'indice P-LWI pour expliquer les variations de l'écoulement à l'exutoire des bassins testés.

2.2. Caractéristiques des régressions linéaires multiples (RLM)

Les régressions RLM ont été établies à partir de la sélection des prédictors issus de l'indice GRP qui ont la plus forte contribution aux modèles PLS ($VIP > 1$) (tableau 3). Les courbes d'optimalité des modèles de régression sont regroupées en l'annexe 3. Elles permettent de visualiser à quelle étape la régression a été arrêtée par jugement expert. Les courbes montrent qu'en général, le processus de régression a été interrompu plus tôt que sur un critère purement statistique (*i.e.* la significativité du prédictor ajouté ou retranché) en raison du faible gain de performance du modèle au-delà, ou de la non-pertinence des prédictors sélectionnés par le modèle. Le cas de l'indice VC-HE-q90 sur le bassin de l'Ourthe à Tabreux est emblématique à cet égard (annexe 3a) : sur un critère statistique le meilleur modèle est établi au bout de la 7^e étape. Mais parmi les prédictors qui ressortent certains sont discutables : il est difficile en effet d'expliquer hydrologiquement l'effet négatif du prédictor $Y_{GRP(Z5002.5^{\circ})JJASON}$ sur l'indice VC-HE-q90, le premier étant postérieur au second... De même que le lien négatif entre le prédictor $P_{(Z500)sep}$ et l'indice VC-HE-q90 est difficilement interprétable. Ces deux prédictors ne résultent en réalité que d'un artéfact de corrélation. Après filtrage, seuls 2 prédictors dont le rôle hydrologique est plausible ont été retenus dans le modèle.

Les meilleurs modèles de régression obtenus par jugement expert sont concentrés dans les tableaux 5 et 6. Les coefficients de régression sont tous significatifs à 5 % ($p\text{-value} < 0.05$). L'analyse de ces deux tableaux met en lumière les points suivants :

- Les prédicteurs de l'indice GRP sont beaucoup plus performants que ceux de l'indice P-LWI.
- Le pourcentage de variance expliquée est variable selon l'indice d'écoulement considéré. Les valeurs s'échelonnent entre 25 % au minimum (indice $Date_{\text{centre-HE}}$ sur la Meuse à Saint-Mihiel) et 74 % (indice $Date_{\text{entrée-étiage}}$) sur l'Ourthe à Tabreux. Un tiers des indices excède 50 % de variance expliquée.
- Le coefficient de corrélation multiple est élevé pour la plupart des indices d'écoulement traduisant un lien fort (r de 0,6 à 0,7) à très fort (r de 0,8 à 1) avec la combinaison optimale de prédicteurs issus du GRP. Deux exemples des résultats de la régression RLM sont illustrés sur les figures 6 et 7. La figure 6 présente le cas d'un indice d'écoulement (le débit moyen annuel ou QA) très fortement lié au GRP sur le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel ($r = 0,81$) : le modèle de régression reproduit de façon satisfaisante les principaux traits de la variabilité interannuelle de cet indice (figure 6a), la distribution des erreurs est stationnaire au cours du temps (figure 6b) et la distribution des résidus atteint la normalité (figures 6c et 6d). La figure 7 présente un indice d'écoulement (le débit mensuel minimum annuel ou QMNA) plus faiblement lié au GRP sur le bassin de l'Ourthe à Tabreux ($r = 0,54$). Le modèle de régression a tendance à lisser la variabilité temporelle de cet indice (figure 7a) et produit des erreurs importantes (figure 7b). Le fait que les résidus serpentent autour de la loi normale montre qu'ils ne sont pas en adéquation avec cette loi statistique pour les valeurs extrêmes (figure 7d). L'échec de la méthode est probablement lié à l'incapacité du GRP à décrire les forçages atmosphériques pertinents pour cet indice hydrologique.

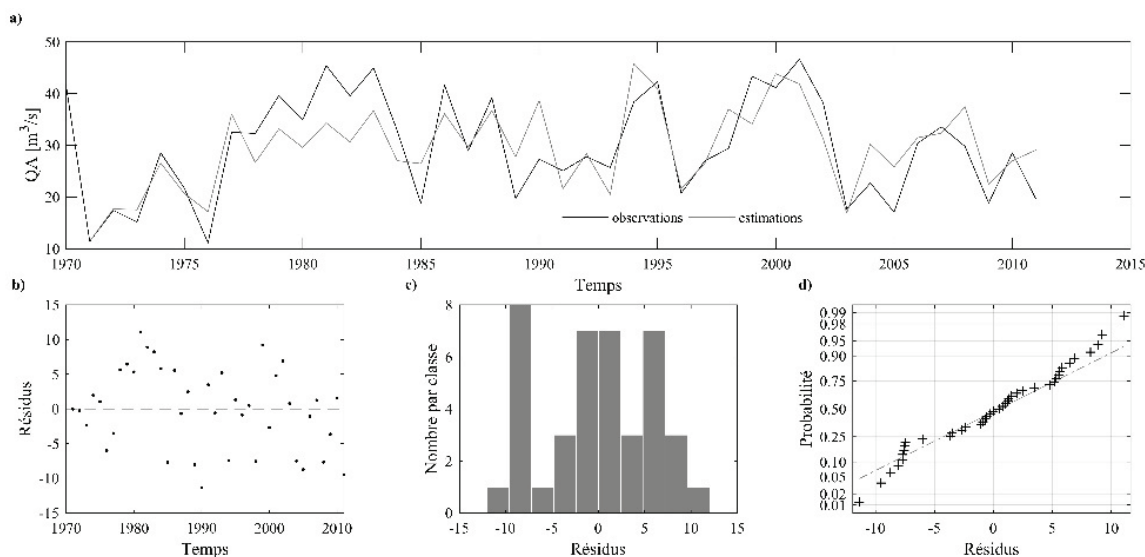


Figure 6 : Résultats du modèle de régression pour le débit moyen annuel (QA) de la Meuse à Saint-Mihiel : a) Estimations versus observations ; b) Série temporelle des résidus ; c) Histogramme des résidus ; d) Ajustement des résidus à la loi normale. *Regression model results for the mean annual flow (QA) of the Meurthe River at Saint-Mihiel: a) Estimated versus observed time series; b) Residual time series; c) Residual histogram; d) Residual normal probability plot.*

- Au regard du coefficient de corrélation multiple, le transfert climat-écoulement est globalement plus difficile à modéliser en hautes eaux et en moyennes eaux sur l'Ourthe à Tabreux que sur la Meuse à Saint-Mihiel.
- Le nombre de prédicteurs varie entre 1 et 4 sur les deux bassins. A une exception près, les modèles de régression sont établis avec 3 prédicteurs ou moins. L'objectif de parcimonie est donc atteint.

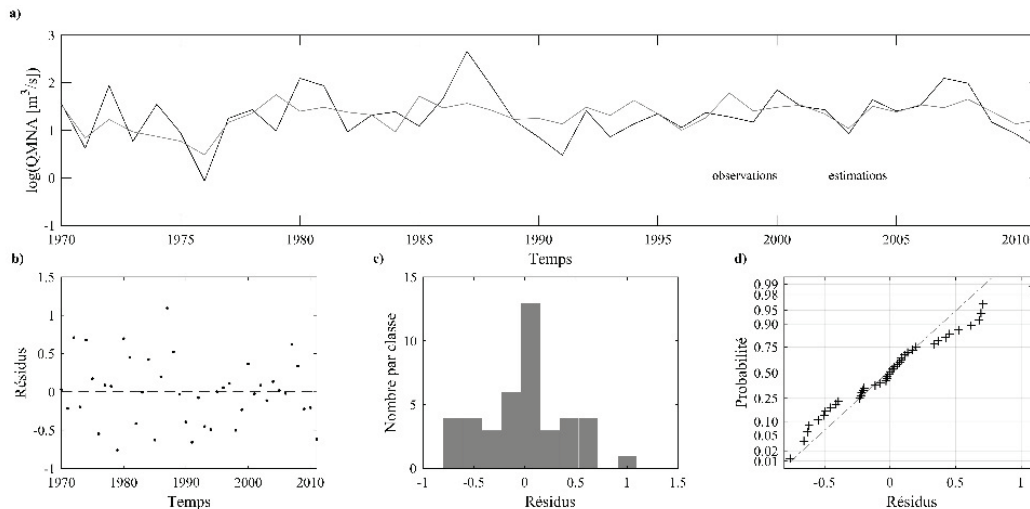


Figure 7 : Résultats du modèle de régression pour le débit mensuel minimum annuel (QMNA) de l'Ourthe à Tabreux : a) Estimations versus observations ; b) Série temporelle des résidus ; c) Histogramme des résidus ; d) Ajustement des résidus à la loi normale. *Regression model results for the annual minimum monthly flow (QMNA) of the Ourthe River at Tabreux: a) Estimated versus observed time series; b) Residual time series; c) Residual histogram; d) Residual normal probability plot.*

- Les liens entre prédicteurs du GRP et indices d'écoulement s'interprètent logiquement. Par exemple, plus la pression est élevée (conditions anticycloniques), plus les précipitations sont faibles ce qui a un effet négatif sur l'écoulement : les crues sont moins marquées et les étiages plus sévères. Ce lien causal se vérifie avec l'effet positif des prédicteurs $P(Z500)_{JJA}$ (tableau 5) et $P(Z500)_{MAMJJA}$ (tableau 6) sur le déficit de volume (DEF-VOL) ou inversement l'effet négatif du prédicteur $P(mer)_{MAMJJA}$ sur le débit minimum annuel (MIN-ANN) de l'Ourthe à Tabreux (tableau 6) ou encore l'effet négatif du $P(mer)_{déc}$ sur le débit moyen mensuel maximal (QMXA) de la Meuse à Saint-Mihiel (tableau 5). Par ailleurs, le prédicteur Y_{GRP} a un effet négatif sur les indices de crue pour les deux bassins. Il a également un effet négatif sur le débit moyen annuel (QA) et sur les indices décrivant la sévérité de l'étiage à l'exception du déficit de volume pour lequel l'effet est positif. Ceci est cohérent avec l'idée que, sur les deux bassins étudiés, l'écoulement en période de hautes eaux et de basses eaux est d'autant plus abondant que la zonalité du flux atmosphérique est intense et que les advections d'air maritime prédominent. Inversement lorsque l'influence continentale est plus importante au cours du semestre DJFMAM (tableau 5) ou MAMJJA (tableau 6), l'apport pluviométrique est plus faible au cours du semestre de recharge DJFMAM ce qui contribue à augmenter le déficit de volume.
- Qu'il soit calculé en surface ou en altitude, au pas de temps mensuel, trimestriel ou semestriel, le prédicteur Y_{GRP} est celui qui ressort le plus fréquemment dans les modèles de régression sur les deux bassins (30 occurrences sur 57 prédicteurs). Il est particulièrement lié au trimestre/semestre hivernal sur le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, ce qui rappelle la forte dépendance de l'hydrologie de ce bassin à la variabilité climatique hivernale.
- Sur le plan des temporalités, la dépendance des indices d'écoulement aux prédicteurs du GRP peut s'exprimer de façon synchrone : par exemple, sur le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel (tableau 5), la liaison négative entre l'indice VCX7 et le prédicteur $Y_{GRP(Z5002.5^{\circ})_{DJF}}$ exprime le fait que l'intensité du maximum annuel du débit moyen sur 7 jours consécutifs, qui se produit en général au cours du trimestre DJF, est dépendante de

l'intensité du flux zonal d'ouest. Plus celle-ci est négative et plus l'advection d'air maritime domine et donc plus intense est le VCX7. De la même manière, sur les deux bassins, les indicateurs $Date_{\text{centre-étiage}}$ et $Date_{\text{sortie-étiage}}$ sont positivement liées au prédictor $P(\text{mer})_{\text{SON}}$. Des conditions anticycloniques automnales favorisent un centre de masse et une sortie d'étiage tardive. Inversement, les modèles de régression montrent l'existence de liens asynchrones : ainsi logiquement, les variations du QMNA intègrent les conditions atmosphériques (favorisant un déficit ou un excédent pluviométrique) des trimestres antérieurs (DJF et MAM) ; un effet saisonnier est donc perceptible dans les régressions pour cet indice d'écoulement.

- Certains indices de saisonnalité des hautes eaux et de basses eaux requièrent un nombre de prédictors plus important, ce qui montre que la relation climat-écoulement est plus complexe à interpréter pour ce type d'indice. Cette observation dépend du bassin.
- La grille la plus informative pour la connaissance du transfert climat-écoulement est la grille de résolution $2,5^\circ$ puisqu'une majorité des prédictors X_{GRP} et Y_{GRP} ont été calculés à partir de celle-ci.
- Les deux bassins ont seulement quatre prédictors en commun. Les modèles de régression sont spécifiques aux bassins, ce qui montre qu'ils sont difficilement transposables à d'autres bassins même situés dans un contexte géographique proche.
- La prédictibilité des indices intégrateurs de l'écoulement (QA, VC-HQ-90, DEF-VOL) semble être légèrement meilleure que celle des indices dynamiques (QjXA, VCX7, VCN7).

Au total, à partir d'une description objective de la circulation atmosphérique fournie par un indice multiple empirique et simple à calculer, le gradient régional de pression (GRP), il est possible d'établir des relations statistiques simples et significatives entre climat et écoulement dans le bassin de la Meuse. L'interprétation physique des relations obtenues est satisfaisante car fondée sur une liaison robuste entre indice atmosphérique et climatologie de bassin. La propagation de l'influence climatique dans les bassins étudiés étant rapide, il est possible d'identifier aisément les meilleurs prédictors climatiques de la variabilité interannuelle de l'écoulement à leur exutoire par des liens synchrones ou asynchrones. Enfin, même si l'on peut accorder une certaine confiance aux meilleurs modèles de régression obtenus, leur incertitude prédictive demeure encore forte notamment pour ceux associés aux indices d'écoulement dynamiques.

2.3. Extrapolation climatique des indices d'écoulement

Les projections hydrologiques obtenues à partir des régressions RLM pour les deux bassins étudiés sont présentées sur les figures 8 et 9. Notons qu'en première approximation, les 13 scénarios climatiques de l'ensemble de modèles CMIP5 (annexe 1) sont équipondérés. Les distributions de chaque indice d'écoulement sont fournies sous climat observé (période 1971-2000) par les valeurs observées et les valeurs estimées *via* régression, ainsi qu'à deux horizons temporels, *i.e.* un futur proche (période 2021-2050) et un futur lointain (2071-2100), et pour les scénarios radiatifs RCP 4,5 et RCP 8,5.

2.3.1. Analyse pour le présent

Pour le présent, l'analyse des figures 8 et 9 révèle que les modèles de régression ont tendance à atténuer la variabilité interannuelle des indices d'écoulement. Les écarts interquartiles (25-75 %) montrent en effet que les valeurs estimées par régression sont systématiquement moins dispersées que les valeurs observées à l'exception des indices VCN7 et QMNA sur l'Ourthe à Tabreux (figure 9).

	Indice d'écoulement	Nb de prédicteurs	Modèle prédictif	RMSE	r	% de variance expliquée (GRP)	p-value	% de variance expliquée (P-LWI)**
Hautes eaux	VC-HQ-q90* (m ³)	3	$9,1e4 - 8,9e5 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{DJFMAM} - 7,4e5 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{SONDJF} - 177 \times P(Z500)_{déc}$	3298	0,81	0,65	1,63e-8	0,27 (1)
	QjXA* (m ³ /s)	1	$9,43 - 514 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{DJF}$	2,58	0,64	0,41	6,57e-6	0,25 (1)
	QMXA (m ³ /s)	2	$2,0e3 - 6,7e3 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{DJFMAM} - 2,0 \times P(mer)_{déc}$	20,9	0,77	0,60	2,77e-8	0,24 (1)
	VCX7 (m ³ /s)	1	$52 - 9,7e3 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{DJF}$	42,8	0,69	0,47	6,67e-7	0,27 (1)
	Date _{max-ann} (jour)	1	$9,0e3 - 8,7 \times P(mer)_{DJFMAM}$	33,8	0,52	0,27	5,59e-4	0,00 (0)
	Date _{centre-HE} (jour)	1	$7,7e3 - 7,4 \times P(mer)_{DJFMAM}$	30,2	0,50	0,25	0,0011	0,42 (3)
Moyennes eaux	QA (m ³ /s)	2	$-1,9 - 2,3e3 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{DJFMAM} - 2,1e3 \times Y_{GRP}(mer_{2,5^\circ})_{JJASON}$	6,0	0,81	0,65	2,26e-9	0,36 (2)
Basses eaux	DEF-VOL* (m ³)	2	$-1,3e5 + 3,4e5 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{DJFMAM} + 241 \times P(Z500)_{JJA}$	1127	0,68	0,46	8,74e-6	0,20 (1)
	MIN-ANN* (m ³ /s)	2	$-0,02 - 79 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{DJFMAM} - 59 \times Y_{GRP}(mer_{2,5^\circ})_{juin}$	0,40	0,60	0,36	2,19e-4	0,37 (3)
	QMNA* (m ³ /s)	2	$-0,03 - 83 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{DJFMAM} - 121 \times Y_{GRP}(mer_{5^\circ})_{JJASON}$	0,36	0,67	0,45	1,26e-5	0,28 (2)
	VCN7* (m ³ /s)	2	$0,26 - 89 \times Y_{GRP}(mer_{2,5^\circ})_{MAMJJA} - 47 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{DJF}$	0,37	0,62	0,38	1,17e-4	0,34 (3)
	Date _{entrée-étiage} (jour)	1	$-4,0e3 - 6,7 \times P(Z500)_{MAMJJA}$	24,7	0,52	0,27	0,0018	0,15 (1)
	Date _{centre-étiage} (jour)	2	$-6,2e3 + 6,3 \times P(mer)_{SON} - 1,7e3 \times X_{GRP}(Z500_{5^\circ})_{oct}$	16,7	0,74	0,54	5,57e-6	0,00 (0)
	Date _{sortie-étiage} (jour)	2	$-6,6e3 + 5,3e3 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{ANN} + 6,8 \times P(mer)_{SON}$	23,9	0,64	0,41	2,56e-4	0,00 (0)

* Variable ayant subi une transformation (cf. tableau 2). ** Le nombre de prédicteurs est indiqué entre parenthèse.

Tableau 5 : Meilleurs modèles de régression entre le gradient régional de pression (GRP) et les indices d'écoulement. Résultats obtenus pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel sur la période 1970-2011. Les résultats obtenus avec l'indice P-LWI sont fournis à titre comparatif. *Optimal regression models between pressure gradient force (PGF) and streamflow indices. Results are obtained for the Meuse river catchment at Saint-Mihiel over the 1970-2011 period. Results obtained for the P-LWI index are provided for comparison.*

	Indice d'écoulement	Nb de prédicteurs	Modèle prédictif	RMSE	r	% de variance expliquée (GRP)	p-value	% de variance expliquée (P-LWI)**
Hautes eaux	VC-HQ-q90* (m ³)	2	$255 - 1,4e6 \times Y_{GRP}(\text{mer}_{2,5^\circ})_{ANN} - 2,7e5 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{\text{déc}}$	2841	0,75	0,56	1,88e-7	0,27 (1)
	QjXA* (m ³ /s)	1	$6,9 - 513 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{\text{SONDJF}}$	2,60	0,45	0,21	0,0029	0,17 (1)
	QMXA* (m ³ /s)	1	$2,9 - 99 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{\text{SONDJF}}$	0,29	0,66	0,43	3,02e-6	0,36 (2)
	VCX7* (m ³ /s)	1	$3,6 - 92 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{\text{SONDJF}}$	0,33	0,58	0,34	7,30e-5	0,22 (1)
	Date _{max-ann} * (jour)	2	$-46,7 + 57 \times X_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{\text{SONDJF}} + 0,05 \times P(\text{mer})_{\text{sep}}$	0,27	0,57	0,33	5,05e-4	0,11 (1)
	Date _{centre-HE} (jour)	3	$-3.2e3 - 2.5e3 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{\text{mar}} + 3.3 \times P(\text{mer})_{\text{sep}}$	29,7	0,55	0,30	0,0014	0,25 (2)
Moyennes eaux	QA (m ³ /s)	1	$11,2 - 2,7e3 \times Y_{GRP}(\text{mer}_{2,5^\circ})_{ANN}$	4,52	0,69	0,47	7,67e-7	0,14 (1)
Basses eaux	DEF-VOL* (m ³)	3	$-1,5e5 + 6e5 \times Y_{GRP}(\text{mer}_{2,5^\circ})_{\text{MAMJJA}} + 269 \times P(Z500)_{\text{MAMJJA}} - 1,4e5 \times Y_{GRP}(\text{mer}_{5^\circ})_{\text{avr}}$	1043	0,74	0,55	1,19e-6	0,23 (1)
	MIN-ANN* (m ³ /s)	2	$159 - 0,15 \times P(\text{mer})_{\text{MAMJJA}} - 37 \times Y_{GRP}(\text{mer}_{2,5^\circ})_{\text{juil}}$	0,31	0,64	0,41	4,56e-5	0,17 (1)
	QMNA* (m ³ /s)	1	$1,02 - 160 \times Y_{GRP}(\text{mer}_{2,5^\circ})_{\text{MAMJJA}}$	0,44	0,54	0,29	2,45e-4	0,16 (1)
	VCN7* (m ³ /s)	2	$224 - 0,22 \times P(\text{mer})_{\text{MAMJJA}} - 57 \times Y_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{\text{SON}}$	0,39	0,65	0,43	2,39e-5	0,18 (1)
	Date _{entrée-étiage} (jour)	4	$6,2e3 - 5,8e3 \times Y_{GRP}(\text{mer}_{2,5^\circ})_{\text{MAM}} - 3,4 \times P(Z500)_{\text{MAM}} - 1,8e3 \times X_{GRP}(Z500_{2,5^\circ})_{\text{avr}} - 5,8 \times P(\text{mer})_{\text{juin}}$	18,4	0,79	0,62	1,33e-5	0,19 (1)
	Date _{centre-étiage} (jour)	3	$-5,8e3 + 4 \times P(Z500)_{\text{SON}} + 3,5e3 \times Y_{GRP}(\text{mer}_{2,5^\circ})_{\text{août}} + 3,8 \times P(\text{mer})_{\text{sep}}$	19,1	0,80	0,64	1,28e-6	0,00 (0)
	Date _{sortie-étiage} (jour)	2	$-8,6e3 + 5,8e3 \times Y_{GRP}(\text{mer}_{2,5^\circ})_{\text{JJA}} + 8,7 \times P(\text{mer})_{\text{SON}}$	27,9	0,69	0,47	6,90e-5	0,40 (1)

* Variable ayant subi une transformation (cf. tableau 2). ** Le nombre de prédicteurs est indiqué entre parenthèse.

Tableau 6 : Meilleurs modèles de régression entre le gradient régional de pression (GRP) et les indices d'écoulement. Résultats obtenus pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux sur la période 1970-2011. Les résultats obtenus avec l'indice P-LWI sont fournis à titre comparatif. *Optimal regression models between pressure gradient force (PGF) and streamflow indices. Results are obtained for the Ourthe river catchment at Tabreux over the 1970-2011 period. Results obtained for the P-LWI index are provided for comparison*

2.3.2. Analyse pour le futur

L'étendue des boîtes à moustache augmente par rapport au présent pour la majorité des indices d'écoulement, quel que soit le bassin considéré (figures 8 et 9). Cela signifie que les écoulements extrêmes pourraient se renforcer dans les prochaines décennies. Pour plus de clarté et de synthèse, le tableau 7 recense les changements relatifs « significatifs » (*i.e.* sortant de la fourchette $\pm 10\%$) entre la moyenne d'ensemble de chaque scénario/horizon par rapport à la moyenne des valeurs estimées par régression.

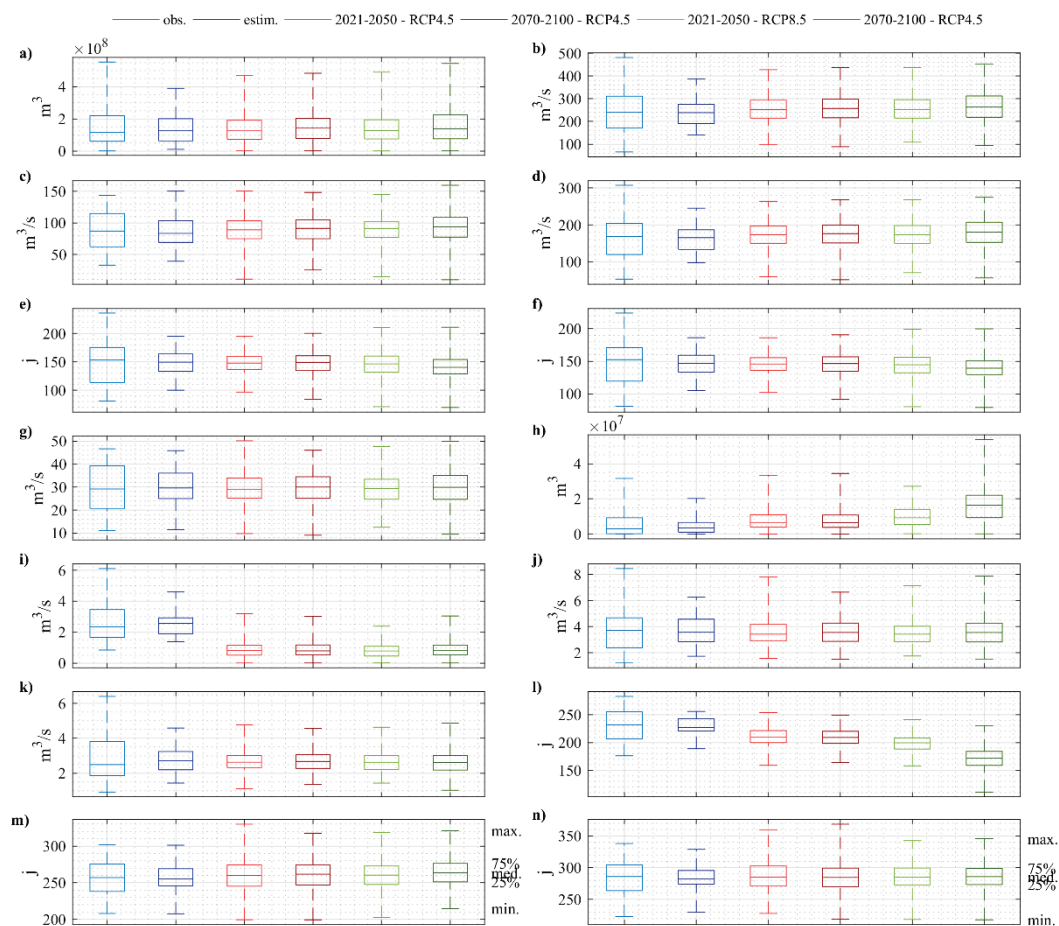


Figure 8 : Boîtes à moustache des indices d'écoulement sous climat observé (période 1971-2000) et sous climat modifié aux horizons 2021-2050 et 2071-2100 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel : a) VC-HE-q90 ; b) QjXA ; c) QMXA ; d) VCX7 ; e) Date_{max-ann} ; f) Date_{centre-HE} ; g) QA ; h) DEF-VOL ; i) MIN-ANN ; j) QMNA ; k) VCN7 ; l) Date_{entrée-étiage} ; m) Date_{milieu-étiage} ; n) Date_{sortie-étiage}. *Box-plots of streamflow indices under observed climate and modified climate (2021-2050 and 2071-2100 time slices) for the Meuse at Saint-Mihiel catchment.*

Les indices de crues évoluent peu en moyenne d'ensemble sur les 13 modèles. Seul le scénario RCP 8,5 2071-2100 permet de simuler un changement important de certains indices de crues. Les débits annuels (QA) sur la Meuse à Saint-Mihiel et sur l'Ourthe à Tabreux changent peu. On note également que les deux cours d'eau risquent de connaître une augmentation du déficit de volume (DEF-VOL) dès l'horizon 2021-2050, qui s'amplifie à la fin du siècle. La diminution du débit minimum annuel (MIN-ANN) est très marquée sur la Meuse à Saint-Mihiel dès l'horizon 2021-2050 alors qu'elle n'intervient qu'à la fin du siècle et dans une proportion moindre sur l'Ourthe à Tabreux. Le QMNA diminue légèrement sur la Meuse à Saint-Mihiel et plus fortement sur l'Ourthe à Tabreux.

La baisse du VNC7 n'est « significative » sur aucun des deux bassins. La saisonnalité des étiages est également impactée par les scénarios climatiques : l'entrée en étiage (Date_{entrée-}

étiage) serait plus précoce sur les deux bassins et le centre de l'étiage ($Date_{\text{centre-étiage}}$) plus tardif sur l'Ourthe à Tabreux ce qui indiquerait une durée d'étiage plus longue qu'actuellement vers la fin du siècle. L'intensité des changements serait inédite par rapport à celle observée sur les deux bassins entre les deux dernières normales climatiques (tableau 7).

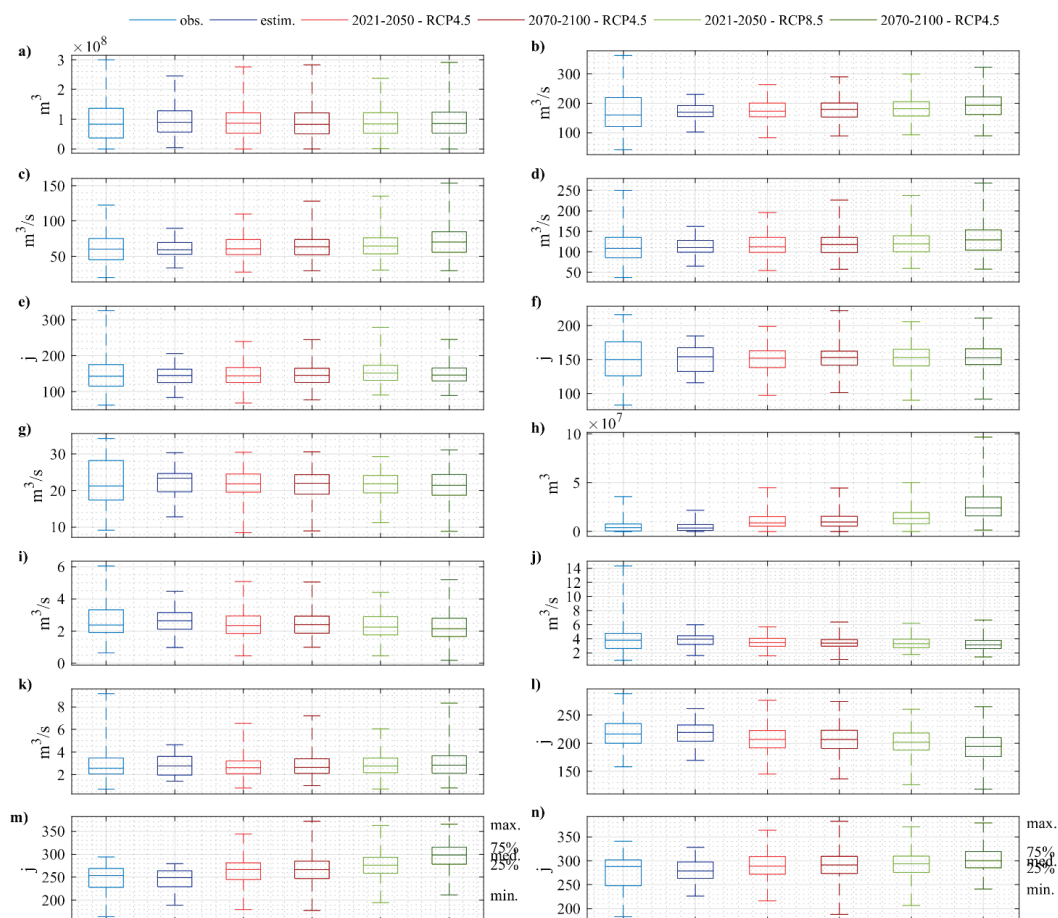


Figure 9 : Boîtes à moustache des indices d'écoulement sous climat observé (période 1971-2000) et sous climat modifié aux horizons 2021-2050 et 2071-2100 pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux : a) VC-HE-q90 ; b) QjXA ; c) QMXA ; d) VCX7 ; e) $Date_{\text{max-ann}}$; f) $Date_{\text{centre-HE}}$; g) QA ; h) DEF-VOL ; i) MIN-ANN ; j) QMNA ; k) VCN7 ; l) $Date_{\text{entrée-étiage}}$; m) $Date_{\text{milieu-étiage}}$; n) $Date_{\text{sortie-étiage}}$. *Box-plots of streamflow indices under observed climate and modified climate (2021-2050 and 2071-2100 time slices) for the Ourthe at Tabreux catchment.*

Au stade de nos investigations, l'évolution différenciée des indices hydrologiques et des bassins en réponse au changement climatique anthropique est encore une question énigmatique. On peut supposer que la variabilité spatiale des propriétés intrinsèques des bassins (*e.g.* morphologie, hydrogéologie, etc.) contribue à cette différenciation. L'étude du comportement spatial d'un indicateur comme l'élasticité climatique permettrait sans doute d'étayer cette hypothèse (Andreassian *et al.*, 2016).

3. Discussion

Les résultats montrent tout d'abord, qu'il est possible de connecter, par des fonctions de transfert structurellement simples, physiquement interprétables et empiriques (*i.e.* fondée uniquement sur des observations ou pseudo-observations dans le cas de réanalyses), variabilité climatique et écoulement à l'échelle interannuelle sur deux bassins contrastés de la Meuse : le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel situé en France et celui de l'Ourthe à Tabreux situé en Belgique.

Bassin	Indice d'écoulement	1981-2010	2021-2050 RCP 4,5	2021-2050 RCP 8,5	2071-2100 RCP 4,5	2071-2100 RCP 8,5
Meuse à Saint-Mihiel	VC-HQ-q90 (m ³)	+2	-	-	-	+13
	DEF-VOL (m ³)	-6	+68	+70	+121	+262
	MIN-ANN (m ³ /s)	+4	-66	-65	-67	-65
	Date _{entrée-étiage} (jour)	-4	-	-	-14	-26
Ourthe à Tabreux	QjXA (m ³ /s)	+5	-	-	-	+14
	QMXA (m ³ /s)	+4	-	-	-	+19
	VCX7 (m ³ /s)	+5	-	-	-	+17
	DEF-VOL (m ³)	-26	+117	+129	+197	+442
	MIN-ANN (m ³ /s)	+4	-	-	-13	-15
	QMNA (m ³ /s)	+7	-	-10	-12	-16
	Date _{entrée-étiage} (jour)	-1	-	-	-	-11
	Date _{centre-étiage} (jour)	-2	-	-	+11	+18

Tableau 7 : Changement relatif (%) de la moyenne d'ensemble (13 modèles CMIP5) par indice d'écoulement par rapport à la période 1971-2000. Le changement relatif est calculé par rapport aux valeurs estimées des indices sur la période 1971-2000. Seuls les changements relatifs sortant de la fourchette ± 10 % sont répertoriés. Le changement relatif de moyenne entre les périodes 1981-2010 et 1971-2000 est également indiqué à titre de comparaison. *Relative change (%) of the ensemble mean (13 CMIP5 GCMs) per flow index in comparison to the 1971-2000 period. Relative change is calculated according to estimated values of indices on the 1971-2000 period. Only relative changes out of the ± 10 % range are reported. Relative change of the mean between 1981-2010 and 1971-2000 is also reported for comparison.*

La variabilité climatique est décrite à l'aide du gradient régional de pression (GRP). Celui-ci est capable de prédire, à un niveau d'efficacité sans précédent, la variabilité interannuelle d'indices d'écoulement de basses, moyennes et hautes eaux et se montre très compétitif par rapport à l'indice *Paris-London Westerly Index* (P-LWI) de Slonosky *et al.* (2000). Les fonctions de transfert climat-écoulement sont obtenues par régression linéaire multiple (RLM) après extraction, par régression PLS, du maximum de covariance entre le GRP et l'écoulement. Sur le plan opérationnel, ces résultats montrent que la connaissance régionale des champs de pression atmosphérique de surface et d'altitude représente une source d'information très utile pour décrire, en première approximation, la variabilité climatique interannuelle et son impact sur celle des débits actuels et futurs. Ces résultats étaient attendus dans la mesure où dans ce contexte géographique, le GRP est fortement lié aux variables de forçage climatique (précipitations et température de l'air) de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin (Kastendeuch, 2007).

L'efficacité des fonctions de transfert climat-écoulement doit néanmoins être relativisée. En effet, une part non négligeable de la variance de l'écoulement mesuré à l'exutoire des deux bassins demeure inexpliquée par le GRP (tableaux 5 et 6), ce qui démontre que son pouvoir prédictif reste limité. Deux raisons au moins peuvent être invoquées : le GRP ne donne qu'une approximation grossière du forçage climatique réelle sur les deux bassins. Il est certes bien corrélé avec les précipitations et la température de l'air à l'échelle mensuelle (Kastendeuch, 2007), mais la granularité de l'information qu'il contient est certainement insuffisante pour expliquer la variabilité interannuelle de certains indices d'écoulement dynamiques, comme le débit journalier maximum annuel (QjXA). Celle-ci est en effet contrôlée par des événements pluviométriques qui ne durent que quelques jours et dont l'intensité cumulée n'est pas liée de façon univoque à un type de circulation atmosphérique. D'autre part, la propagation de l'influence climatique sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin est contrôlée par des processus hydrologiques internes au bassin (interception, infiltration, etc.), ses propriétés hydrologiques et physiques (perméabilité, pente, etc.), son état

hydrologique et la chronologie des événements hydro-météorologiques. Tout ceci contribue à rendre son fonctionnement hydrologique fortement non linéaire. De fait, le bassin versant se comporte comme un filtre vis-à-vis des oscillations climatiques dont il contribue à moduler les effets au cours d'un cycle hydrologique mais aussi d'une année sur l'autre. La prédictibilité des indices d'écoulement ne peut donc se résumer à une modélisation entrée-sortie du système bassin-versant. Pour gagner en efficacité, elle devrait se fonder sur une approche moins abstraite de ce dernier, prenant en compte, ne serait-ce qu'*a minima*, son fonctionnement hydrologique. Ajoutons que si le filtrage est variable d'un indice d'écoulement à l'autre pour un même bassin, il l'est aussi d'un bassin à l'autre comme le montrent les différences de variance résiduelle entre les deux bassins pour un même indice d'écoulement (tableau 5 vs tableau 6). A cet égard, une analyse fine de l'évolution de l'occupation des sols sur les deux bassins permettrait certainement d'identifier d'autres variables explicatives (taux de couvert forestier, taux d'urbanisation, etc.) qui par combinaison avec les indices climatiques, pourraient prédire la variabilité interannuelle de l'écoulement à l'exutoire des bassins (voir à ce sujet les travaux de Samaniego et Bardossy, 2007). En tout état de cause, ceci montre qu'en dépit d'un apport prometteur, un indice climatique comme le GRP donne une image assez réductrice de la variabilité hydrologique d'un bassin en raison de la transformation des entrées climatiques opérée localement par le milieu physique. Ce constat rejoint celui de Massei *et al.* (2017) à propos de la variabilité temporelle des débits de la Seine.

La transposition de la méthode de transfert climat-écoulement par régression sous scénarios radiatifs RCP 4,5 et RCP 8,5 permet d'esquisser les changements hydrologiques auxquels il faut s'attendre au cours des prochaines décennies conditionnellement aux projections climatiques de notre ensemble de modèles CMIP5. Ces changements devraient se traduire par un comportement hydrologiquement plus extrême des deux bassins et revêtir dès les prochaines décennies, une ampleur inédite par rapport à ceux détectés sur la période d'observation pour les indices d'écoulement de basses eaux. En outre, la gestion des étiages sévères devraient être la grande problématique de demain pour les deux bassins étudiés, ce qui confirme le premier diagnostic de François *et al.* (2011) sur le bassin français de la Meuse. Pour la Meuse à Saint-Mihiel, nos résultats tendancielles sont en accord avec ceux de Dayon (2015), dont les travaux constituent la base de connaissances la plus récente sur les projections hydrologiques CMIP5 obtenues par modélisation pluie-débit en France métropolitaine pour les prochaines décennies : changement négatif sur tout le pays pour les débits d'étiage, légère augmentation des crues en raison de l'augmentation des précipitations en hiver dans les modèles CMIP5 et stationnarité des débits annuels (sauf légère augmentation à la fin du siècle sous scénario RCP 8,5) dans le Nord-Est de la France. A notre connaissance il n'existe pas de source de comparaison équivalente pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Il convient de conserver à l'esprit que nos projections hydrologiques reposent sur une hypothèse de linéarité et de stationnarité de la relation climat-écoulement. Or dans le futur, outre l'occurrence possible de conditions climatiques inédites, cette relation risque d'être influencée par des facteurs non climatiques comme des prélèvements, des aménagements hydrauliques ou un changement d'occupation du sol, ce qui pourrait modifier le diagnostic actuel sur l'impact du changement climatique futur sur l'hydrologie des bassins testés.

Conclusion

Cette étude a permis de réaliser un exercice de prospective hydrologique à partir de la méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple, sur deux bassins contrastés de taille moyenne au régime hydrologique quasi « naturel » appartenant au district

hydrographique international de la Meuse : la Meuse à Saint-Mihiel (France) et l'Ourthe à Tabreux (Belgique). L'originalité de cette méthode est d'essayer de mesurer l'impact futur du changement climatique sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin en utilisant uniquement des données d'observation hydro-climatiques (ou pseudo-observation dans le cas de réanalyses) et sans recourir explicitement à un modèle pluie-débit. La démarche consiste à établir un schéma numérique permettant de relier directement la circulation atmosphérique à l'écoulement à l'exutoire d'un bassin. Le bassin versant est donc implicitement assimilé à une boîte noire dont on ignore le fonctionnement réel. Une fois le schéma numérique déterminé, il peut être alimenté avec des projections climatiques pour estimer l'évolution future de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin. Parmi les méthodes statistiques pouvant servir de moteur à la boîte noire, nous avons opté pour un séquençage de régressions par les moindres carrés partiels (PLS) et de régressions linéaires multiples (RLM).

Dans ce cadre géographique et méthodologique, nous aboutissons à la conclusion que la méthode de transfert climat-écoulement par régression a une capacité modérée à prédire les caractères de l'écoulement à l'échelle interannuelle à l'exutoire d'un bassin versant, ce qui lui confère un potentiel d'utilisation limitée en prévision saisonnière comme en projection.

Elle souffre de plusieurs limites liées aux hypothèses de linéarité et de stationnarité de la relation climat-écoulement ainsi qu'au caractère réducteur de celle-ci : de fait, cette méthode a tendance à sous-estimer la variabilité temporelle des indices d'écoulement et ne permet pas une description exhaustive de l'écoulement d'un cours d'eau par la simulation d'un hydrogramme en temps présent comme en temps futur. Le succès relatif de la méthode se limite à certains indices d'écoulement dont la variabilité interannuelle est bien structurée par celle du climat. La méthode de transfert climat-écoulement nécessite également de disposer de longues chroniques hydro-climatiques alors que pour le calage d'un modèle pluie-débit journalier, des chroniques courtes (*i.e.* 2 ou 3 ans) suffisent (Perrin *et al.*, 2007). Enfin, cette méthode n'offre pas de garantie de fonctionner pour des climats « non jaugés », autrement dit pour des conditions climatiques extrêmes qui n'ont pas été observés dans un passé récent. Au total, la méthode de transfert climat-écoulement par régression ne semble pas réellement en mesure de concurrencer l'approche par modélisation pluie-débit pour extrapoler climatiquement l'écoulement à l'exutoire d'un bassin. Pour s'en assurer définitivement, il conviendrait d'évaluer rigoureusement la robustesse et l'incertitude prédictive des deux approches, puis de les confronter.

Remerciements : Richard Cornes de l'Université East Anglia (Royaume-Uni) pour la mise à disposition des séries temporelles du « Paris-London westerly index ». Le projet CMIP5 (We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is responsible for CMIP, and we thank the CNRM-CERFACS for producing and making available their model output. For CMIP the U.S. Department of Energy's Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison provides coordinating support and led development of software infrastructure in partnership with the Global Organization for Earth System Science Portals). Nous remercions aussi le Service public de Wallonie, Direction générale opérationnelle « Mobilité et Voies hydrauliques », Direction de la Gestion hydrologique intégrée, Service d'Etudes Hydrologiques (SETHY) pour la mise à disposition gratuite des données de débit ainsi que Benjamin Renard, chercheur à IRSTEA Lyon (UR HHLY) pour l'accès à l'archive des longues chroniques de débits journaliers françaises jugées « quasi-naturelles » où figure la chronique de la Meuse à Saint-Mihiel sur la période 1968-2012. Les données de pression au niveau de la mer et de Z500 issues des réanalyses NCEP/NCAR et des runs de modèles CMIP5 ont été téléchargées à partir du portail Climate Explorer (<https://climexp.knmi.nl/>). Nos sincères remerciements vont enfin

aux rapporteurs pour leur relecture minutieuse qui a grandement contribué à améliorer la qualité de l'article.

L'ensemble des calculs hydrologiques et des calculs statistiques a été réalisé avec le langage de programmation et dans l'environnement du logiciel Matlab (<https://fr.mathworks.com/>) à l'exception des régressions PLS effectuées avec XLSTAT, du calcul du *Rising Limb Density* et de celui de l'indice d'écoulement de base réalisés à l'aide des packages R « stats » et « ifstat » (<https://cran.r-project.org/web/packages/lfstat/index.html>). La carte de la figure 1 a été produite à l'aide du logiciel QGIS (<http://www.qgis.org/en/site/>).

Références bibliographiques

ANDREASSIAN V., CORON L., LERAT J. et LE MOINE N., 2016 : Climate elasticity of streamflow revisited – an elasticity index based on long-term hydrometeorological records. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 4503-4524.

BAUWENS A., DEGRÉ A., DERAEDT D., DÖRING R., DROGUE G., HUBER N. P., VANNEUVILLE W., SINABA B. et FOURNIER M., 2015 : International assessment of future low-flow regimes and their impact on three water-related sectors in the Meuse basin – a collaborative approach. *International Journal of River Basin Management*, 13, 123-135.

BEVEN K., 2012 : Rainfall-Runoff Modelling: The Primer. 2nd Edition, Wiley-Blackwell, Singapore, 488 p.

BINARD C., 2012 : *Introduction à la régression PLS*. Groupe de Travail PLS, http://math.unice.fr/~binard/GDT_PLS_seance1.pdf.

BOUWER L. M., VERMAAT J. E. et AERTS J. C. J. H., 2008 : Regional sensitivities of mean and peak river discharge to climate variability in Europe. *Journal of Geophysical Research*, 113: D19103. doi:10.1029/2008JD010301.

CARROGET A., PERRIN C., SAUQUET E., VIDAL J.P., CHAZOT S., CHAUVOT M. et ROUCHY N., 2017 : Explore 2070 : quelle utilisation d'un exercice prospectif sur les impacts des changements climatiques à l'échelle nationale pour définir des stratégies d'adaptation ? *Sciences Eaux et Territoires*, 22, 4-11.

CHIEW F. H. S., TENG J., VAZE J., POST D. A., PERRAUD J. M., KIRONO D. G. C. et VINEY N. R., 2009 : Estimating climate change impact on runoff across Southeast Australia: Method, results, and implications of the modeling method. *Water Resources Research*, 45, W10414.

CORNES R. C., JONES P. D., BRIFFA K. R. et OSBORN T. J., 2011a : A daily series of mean sea-level pressure for London, 1692–2007. *International Journal of Climatology*, doi:10.1002/joc.2301.

CORNES R. C., JONES P. D., BRIFFA K. R. et OSBORN T. J., 2011b : A Daily series of mean sea-level pressure for Paris, 1670–2007. *International Journal of Climatology*, doi:10.1002/joc.2349.

CORNES R. C., JONES P. D., BRIFFA K. R. et OSBORN T. J., 2013 : Estimates of the North Atlantic Oscillation back to 1692 using a Paris-London westerly index. *International Journal of Climatology*, 33, 228-248, doi:10.1002/joc.3416.

CORON L., 2013 : *Les modèles hydrologiques conceptuels sont-ils robustes face à un climat en évolution ? Diagnostic sur un échantillon de bassins versants français et australiens*. Doctorat ParisTech, AgroParisTech, EDF R&D, Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement, Irstea, unité de recherche Hydrosystèmes et Bioprocédés, 364 p.

- DAYON G., 2015 : *Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies*. Thèse de doctorat de l'Université de Toulouse, 209 p.
- DE BOER-EUSER T., BOUAZIZ L., DE NIEL J., BRAUER C., DEWALS B., DROGUE G., FENICIA F., GRELIER B., NOSSENT J., PEREIRA F., SAVENIJE H., THIREL G. et WILLEMS P., 2017 : Looking beyond general metrics for model comparison – lessons from an international model intercomparison study. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 423-440, doi:10.5194/hess-21-423-2017.
- DE MARSILY G., 1994 : Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 7, 219-234.
- DEWALS B. et FOURNIER M., 2013 : *Transboundary Water Management in a Changing Climate*. Proceedings of the Amice final conference, Sedan, France, 13-15 mars, CRC Press, 128 p.
- DEWALS B., ARCHAMBEAU P., ERPICUM S. et PIROTON M., 2017 : Influence of the operation of Nisramont dam and reservoir on hydrological modelling of the Ourthe catchment. *Supplement of Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 423-440, <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/423/2017/doi:10.5194/hess-21-423-2017-supplement>.
- DE WIT M., PEETERS H., GASTAUD P., DEWIL P., MAEGHE K. et BAUMGART J., 2007 : Floods in the Meuse basin: Event descriptions and an international view on ongoing measures. *International Journal of River Basin Management*, 5, 279-292, doi:10.1080/15715124.2007.9635327.
- DIEPPOIS B., LAWLER D. M., SLONOSKY V., MASSEI N., BIGOT S., FOURNIER M. et DURAND A., 2016 : Multidecadal climate variability over northern France during the past 500 years and its relation to large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 36, 4679-4696, doi:10.1002/joc.4660.
- DUCHARNE A., SAUQUET E., HABETS F., DEQUE M., GASCOIN S., HACHOUR A., MARTIN E., OUDIN L., PAGE C., TERRAY L., THIERY D. et VIENNOT P., 2011 : Evolution potentielle du régime des crues de la Seine sous changement climatique. *La Houille Blanche Revue internationale de l'eau*, EDP Sciences, 1, 51-57.
- FENICIA F., SAVENIJE H. H. G. et AVDEEVA Y., 2009 : Anomaly in the rainfall-runoff behaviour of the Meuse catchment. Climate, land-use, or land-use management? *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 1727-1737, doi:10.5194/hess-13-1727-2009.
- FRANÇOIS D., DROGUE G. et COMMEAUX F., 2011 : Évolution des débits d'étiage de la Meuse en France au cours du XXI^{ème} siècle. *Revue Géographique de l'Est*, 51, 15 p., <http://rge.revues.org/3416>.
- GUINTOLI I. et RENARD B., 2009 : *Identification des impacts hydrologiques du changement climatique : vers un réseau de référence pour la surveillance des étiages*. Rapport ONEMA, 86 p.
- GUINTOLI I., RENARD B. et LANG M., 2012 : Floods in France. *Changes in Flood Risk in Europe*, edited by Zbigniew W. Kundzewicz, CRC Press 2012, 199-211.
- GUINTOLI I., RENARD B., VIDAL J.-P. et BARD A., 2013 : Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology*, 482, 105-118.
- HUMBERT G., 2015 : *Déterminisme hydro-climatique de la composition et du transfert des matières organiques dissoutes dans un bassin versant agricole*. Thèse, Université Rennes 1, 178 p.

- JARQUE C. M. et BERA A. K., 1987 : A test for normality of observations and regression residuals. *International Statistical Review*, 55, 2, 163-172.
- KASTENDEUCH P. P., 2007 : Pressure gradient force, atmospheric circulation and climate in western Europe (1899-2002). *International Journal of Climatology*, 27, 2055-2067, doi:10.1002/joc.1504.
- LAVERS D., PRUDHOMME C. et HANNAH D.M., 2013 : European precipitation connections with large-scale mean sea-level pressure (MSLP) fields. *Hydrological Sciences Journal*, 58, 310-327. doi:10.1080/02626667.2011.754545.
- LIU Z., MEHRAN Z., PHILLIPS T. J. et AGHAKOUCHAK A., 2014 : Seasonal and regional biases in CMIP5 precipitation simulations. *Climate Research*, 60, 35-50, doi:10.3354/cr01221.
- MASSEI N., LAIGNEL B., DELOFFRE J., MESQUITA J., MOTELAY A., LAFITE R. et DURAND A., 2010 : Long-term hydrological changes of the Seine streamflow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950–2008. *International Journal of Climatology*, 30, 2146-2154.
- MASSEI N., DIEPPOIS B., HANNAH D. M., LAVERS D. A., FOSSA M., LAIGNEL B. et DEBRET M., 2017 : Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation: Application to the Seine river catchment, France. *Journal of Hydrology*, 546, 262-275.
- MOSS R. H., EDMONDS J. A., HIBBARD K. A., MANNING M. R., ROSE S. R., VAN VUUREN D. P., CARTER T. R., EMORI S., KAINUMA M., KRAM T., MEEHL G. A., MITCHELL J. F. B., NAKICENOVIC N., RIAHI K., SMITH S. J., STOUFFER R. J., THOMSON A. M., WEYANT J. P. et WILBANKS T. J., 2010 : The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463, 747-756. doi:10.1038/nature08823.
- PEEL M.C. et BLÖSCHL G., 2011 : Hydrologic modelling in a changing world. *Progress in Physical Geography*, 35 (2), 249-261.
- PERRIN C., OUDIN L., ANDREASSIAN V., ROJAS-SERNA C., MICHEL C. et MATHEVET T., 2007 : Impact of limited streamflow knowledge on the efficiency and the parameters of rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 52, 131-151.
- QIAN B., CORTE-REAL J. et XU H., 2000 : Is the North Atlantic Oscillation the most important atmospheric pattern for precipitation in Europe? *Journal of Geophysical Research* 105 : 11901-11910, doi :10.1029/2000JD900102.
- RENARD B., 2006 : *Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France*. Thèse de doctorat, INP Grenoble, 361 p.
- RICHARD Y., ROUCOU P., CRETAT J., CASTEL T. et POHL B., 2012 : *Modèles de climats régionaux : potentiels et limites*. Actes du 25^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), Grenoble, France, 667-672.
- SAMANIEGO L. et BARDOSSY A., 2007 : Relating macroclimatic circulation patterns with characteristics of floods and droughts at the mesoscale. *Journal of Hydrology*, 335, 109-123.
- SAWICZ K., WAGENER T., SIVAPALAN M., TROCH P. A. et CARRILLO G., 2011 : Catchment classification: empirical analysis of hydrologic similarity based on catchment function in the eastern USA. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2895-2911, doi:10.5194/hess-15-2895-2011.

- SLONOSKY V., JONES P. et DAVIES T., 2000 : Variability of the surface atmospheric circulation over Europe, 1774–1995. *International Journal of Climatology*, 20, 1875-1897.
- STEWART I. T., CAYAN D. R. et DETTINGER M. D., 2005 : Changes toward earlier streamflow timing across Western North America. *Journal of Climate*, 18, 1136-1155.
- TENENHAUS M., 1998 : *La régression PLS*. Technip, Paris, 264 p.
- TISSEUIL C., VRAC M., LEK S. et WADE A. J., 2010 : Statistical downscaling of streamflows. *Journal of Hydrology*, 385, 279-291.
- TU M., HALL M. J., DE LAAT P. J. M. et DE WIT M. J. M., 2004 : *Detection of long-term changes in precipitation and discharge in the Meuse basin*. GIS and Remote Sensing in Hydrology, Water Resour. Environ., Proceedings of ICGRHWE held at the three Gorges Dam, China, IAHS Publ., 289, 169-177.
- VAZE J., POST D.A., CHIEW F.H.S., PERRAUD J.M., VINEY N.R. et TENG J., 2010 : Climate nonstationarity - validity of calibrated rainfall-runoff models for use in climatic changes studies. *Journal of Hydrology*, 394, 447-457.
- VIDAL J. P., HINGRAY B., MAGAND C., SAUQUET E. et DUCHARNE A., 2016 : Hierarchy of climate and hydrological uncertainties in transient low flow projections. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(9), 3651-3672. doi:10.5194/hess-20-3651-2016.
- WASSON J.-G., VILLENEUVE B., MENGIN N., PELLA H. et CHANDESRIS A., 2005 : Modèles pressions/impacts : approche méthodologique, modèles d'extrapolation spatiale et modèles de diagnostic de l'état écologique basés sur les invertébrés en rivière (IBGN), rapport, Cemagref BEA/LHQ, Lyon, 61 p.
- YIOU P. et DELMOTTE V., 2005 : Trends in sub-annual climate variability since the Little Ice Age in western Europe. *C.R. Géoscience*, 337, 1001-1012.

Annexe 1. Liste des modèles climatiques CMIP5 utilisés dans le cadre de nos travaux

Source : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/ipcc/cmip5/help.html>

BNU-ESM : College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University (GCESS)

CanESM2 : Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis (CCCma)

CNRM-CM5 : Centre National de Recherches Météorologiques /Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS)

CSIRO-Mk3.6.0 : Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, in collaboration with the Queensland Climate Change Centre of Excellence (CSIRO-QCCCE)

GFDL-ESM2G : Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA GFDL)

INM-CM4 : Institute for Numerical Mathematics (INM)

IPSL-CM5-MR : Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)

MIROC5 : Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (MIROC)

MPI-ESM-LR : Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)

MRI-CGCM3 : Meteorological Research Institute (MRI)

CCSM4 : National Center for Atmospheric Research (NCAR)

NorESM1-M : Norwegian Climate Centre (NCC)

HadGEM2-ES : Met Office Hadley Centre (MOHC), additional HadGEM2-ES realizations contributed by Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Annexe 2. Procédure de débiaisage appliquée aux données de pression simulées par les modèles climatiques CMIP5 aux points de grille de l'étude

En cas de biais significatifs dans les données mensuelles de pression au niveau de la mer et de Z500 simulées par les modèles CMIP5, une méthode de correction des biais inspirée des travaux de Li *et al.* (2010) a été appliquée aux séries de pression simulées par les modèles aux points de grille de l'étude. Cette méthode de correction appelée *equidistant CDF matching method* (EDCFDm) est proche de la méthode quantile-quantile qui repose sur l'hypothèse que le modèle prédit correctement la distribution des variables mais pas la valeur exacte de chaque quantile. Cette méthode se décline comme suit pour chaque mois de l'année :

Pour le présent :

- 1) Tirage aléatoire de 1000 valeurs dans une distribution gaussienne ajustée sur les données mensuelles simulées par le modèle (courbe rouge de la figure 10).
- 2) Tirage aléatoire de 1000 valeurs dans une distribution gaussienne ajustée sur les données mensuelles de réanalyse (courbe bleue de la figure 10).
- 3) Pour chaque percentile des deux distributions, calcul de l'écart entre donnée « observée » et donnée simulée.

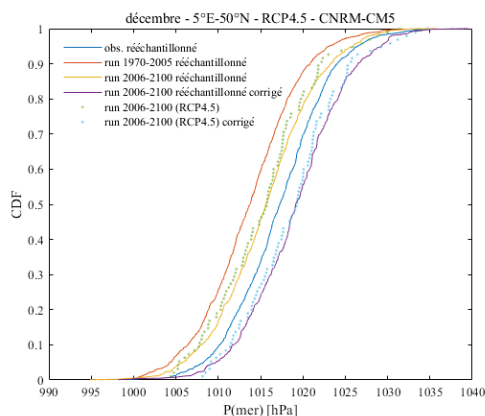


Figure 10 : Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression au niveau de la mer du mois de décembre au point de grille central (5°E - 50°N). Les runs se rapportent au modèle CNRM-CM5. *Cumulative distribution functions (CDFs) of December sea level pressure data series at the central grid point (5°E - 50°N). Runs are those of the CNRM-CM5 model.*

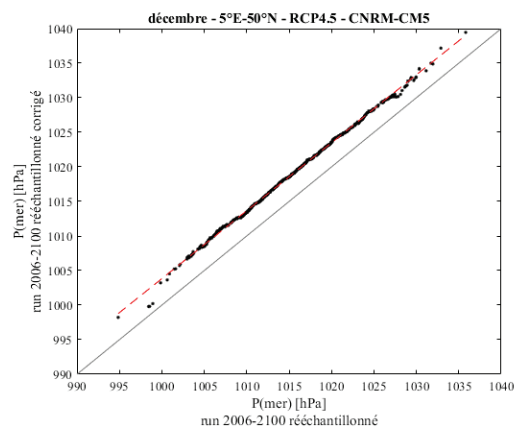


Figure 11 : Nuage de points et droite de régression utilisée pour débiaiser les données mensuelles brutes de pression au niveau la mer issues du run forcé RCP 4,5 du modèle CNRM-CM5. Les résultats concernent le mois de décembre. *Scatterplot and regression line used to debias monthly sea level pressure data from the RCP 4.5 forced run of the CNRM-CM5 model. Results are given for December.*

Pour le futur :

- 1) Tirage aléatoire de 1000 valeurs dans une distribution gaussienne ajustée sur les données mensuelles simulées par le modèle (courbe bistre de la figure 10). Le pointillé vert de la figure 10 donne la distribution des données mensuelles brutes simulées par le modèle.
- 2) Pour chaque percentile de la distribution issue du tirage aléatoire, ajout de l'écart <donnée observée-donnée simulée> temps présent à la donnée future pour obtenir la distribution corrigée (courbe violette de la figure 10).
- 3) Régression linéaire entre les distributions des étapes 1 et 2 (figure 11).
- 4) Correction des données mensuelles brutes à l'aide de l'équation de régression (pointillé bleu de la figure 12).

Pour le présent comme pour le futur, le tirage d'un grand nombre de valeurs aléatoires se fait en raison de la faible longueur des séries de données.

La figure 13 regroupe les courbes de fréquences cumulées des 12 mois de l'année pour le modèle CNRM-CM5 de Météo-France (annexe 1) sous scénario RCP 4,5. L'ampleur des biais est assez réduite dans l'ensemble. Ceux-ci varient d'un mois à l'autre, le mois de décembre étant le plus difficile à reproduire pour le modèle et donc le plus corrigé. La figure 14 regroupe les courbes de fréquences cumulées des 12 mois de l'année pour le modèle BNU-ESM de la Beijing Normal University (annexe 1) sous scénario RCP 4,5. L'ampleur des biais est généralement plus forte que pour le modèle CNRM-CM5.

Référence :

LI H., SHEFFIELD J., WOOD E. F., 2010 : Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *Journal of Geophysical Research*, 115, D10101, doi:10.1029/2009JD012882.

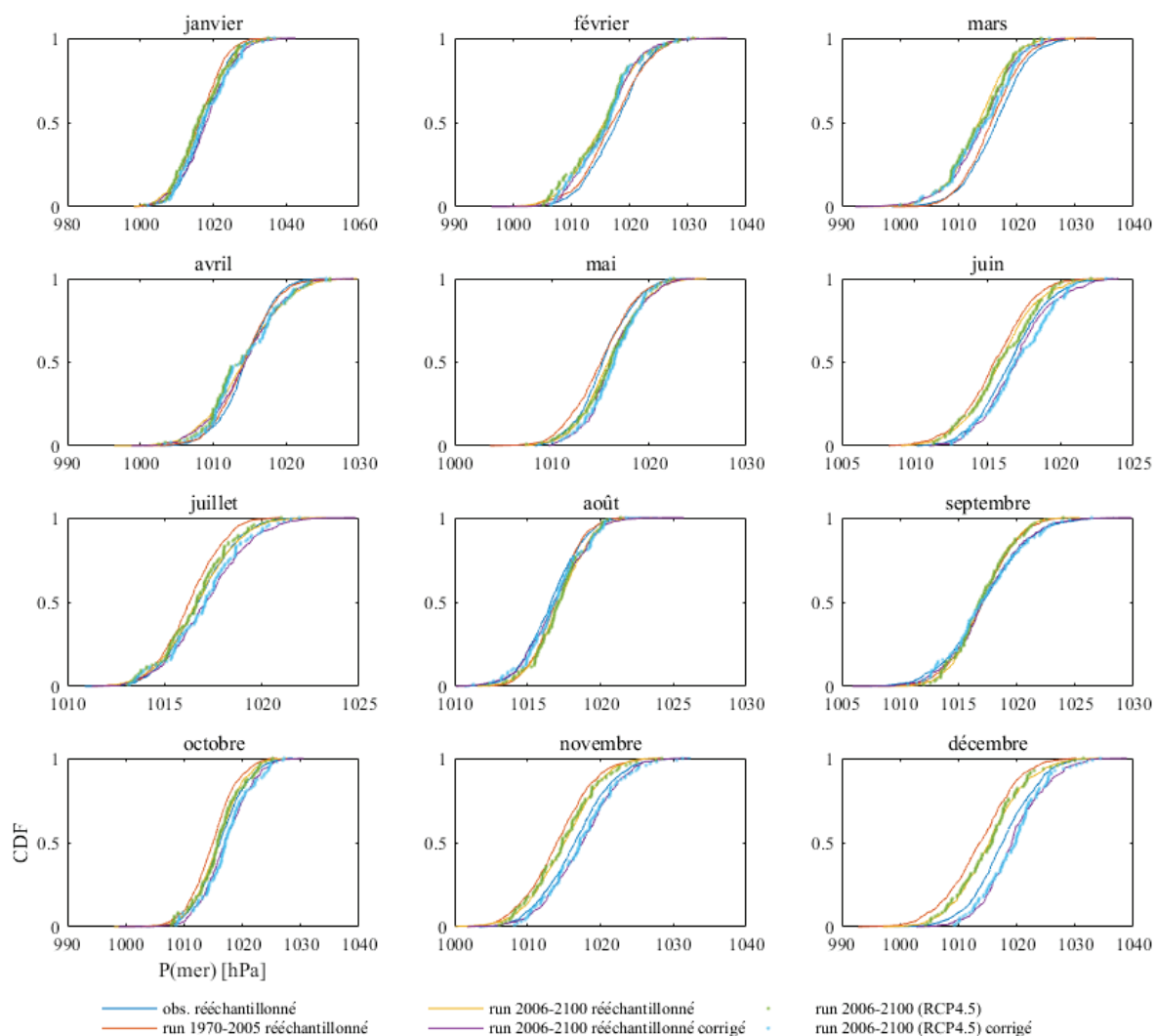


Figure 12 : Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression au niveau de la mer pour les 12 mois de l'année au point de grille central (5°E - 50°N). Les runs se rapportent au modèle CNRM-CM5, le forçage est de type RCP 4, 5. *Cumulative distribution functions (CDFs) of December sea level pressure data series for the 12 months of a year at the central grid point (5°E - 50°N). Runs are those of the CNRM-CM5 model. RCP 4.5 forcing is considered.*

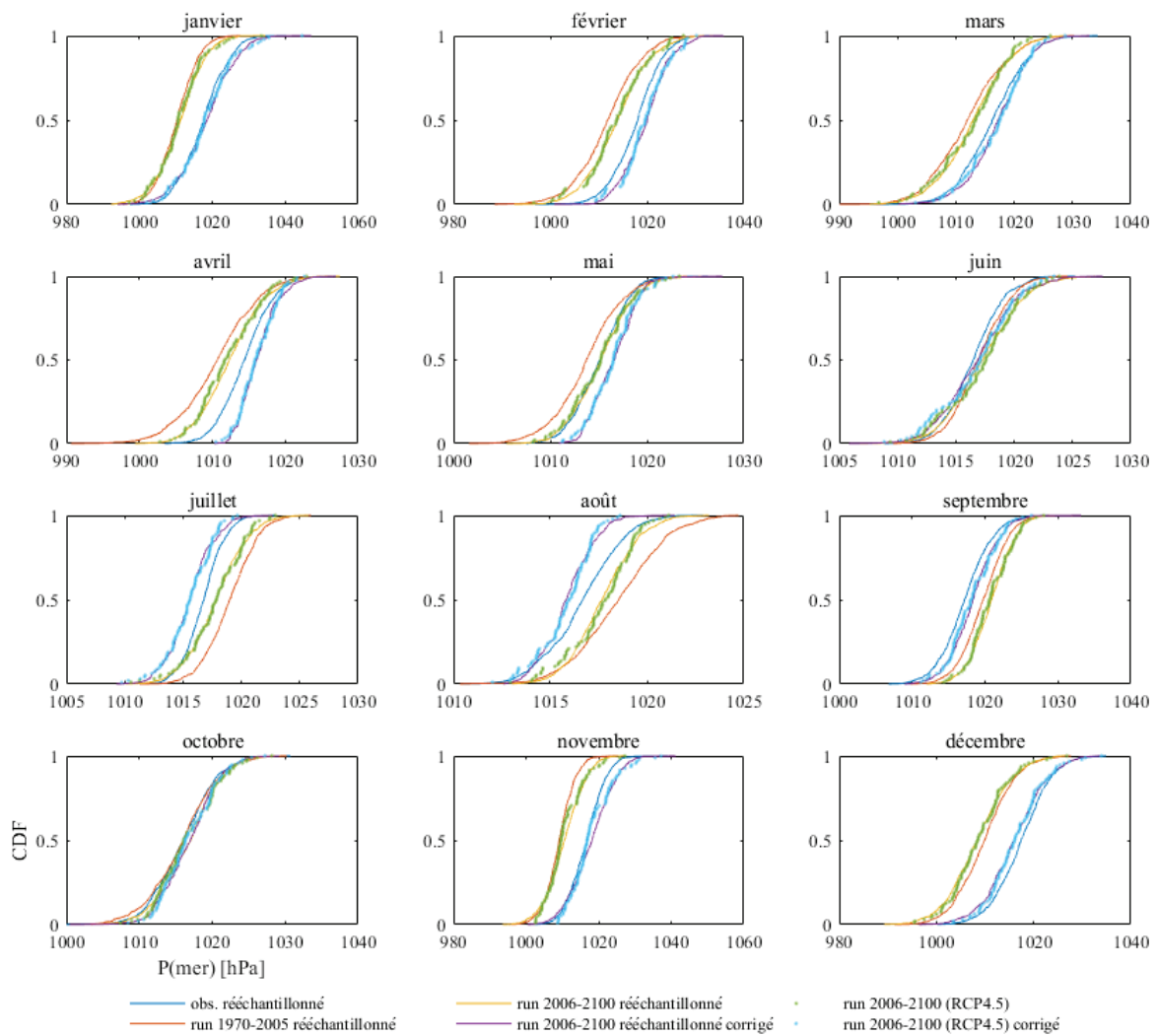
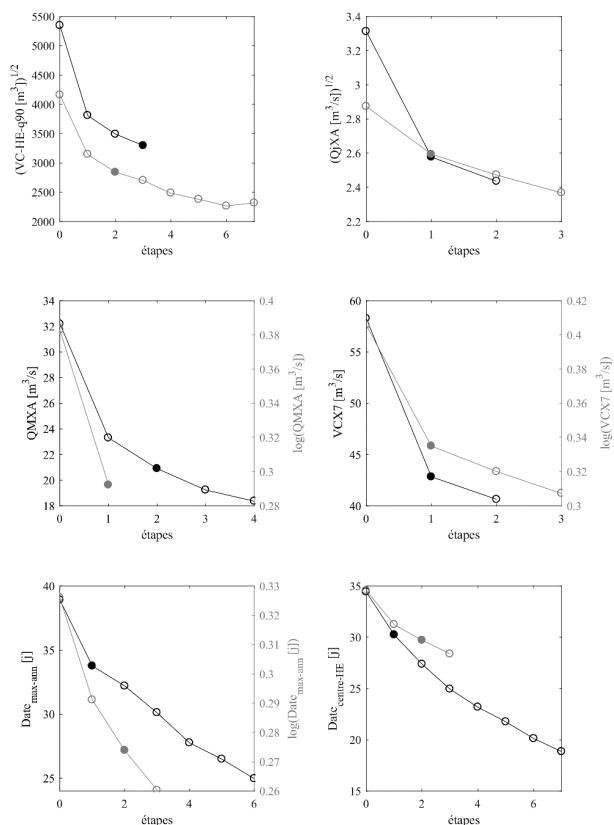


Figure 13 : Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression au niveau de la mer pour les 12 mois de l'année au point de grille central (5°E-50°N). Les runs se rapportent au modèle BNU-ESM, le forçage est de type RCP 4,5. *Cumulative distribution functions (CDFs) of December sea level pressure data series for the 12 months of a year at the central grid point (5°E-50°N). Runs are those of the BNU-ESM model. RCP 4.5 forcing is considered.*

Annexe 3. Courbes d'optimalité (critère RMSE) des modèles de régression obtenus par régression pas à pas. Le premier point du graphique correspond à la valeur de RMSE lorsque le modèle de régression ne comprend qu'une constante. Le rond plein indique l'étape d'arrêt de la régression par jugement expert. La courbe entière représente l'ensemble des étapes proposées par la fonction interactive stepwise regression de Matlab. En gris : l'Ourthe à Tabreux ; en noir : la Meuse à Saint-Mihiel.

a) Indices de hautes eaux.



b) Indices de moyennes et de basses eaux.

