

**Université Pierre et Marie Curie, École des Mines de Paris
& École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts**

**Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie
Parcours Hydrologie-Hydrogéologie**

**Analyse du comportement hydrologique du bassin versant de
l'Orgeval : tendance sur les cinquante dernières années.**

Sonia AÏT-MESBAH

Encadrant de stage : Gaëlle Tallec

Co-encadrants de stage : Charles Perrin

Vazken Andréassian



**Irstea
Centre d'Antony
1 rue Pierre-Gilles de Gennes
CS 10030 - F-92761 Antony Cedex**

De février à juillet 2012



Abstract

The objective of this study is to analyze the stationarity of the hydro-climatic variables and processes of the Orgeval catchment, on which depend the hydrological models, over fifty years of available data. A coupled approach, wavelet analysis and Sequential Mann Kendall test, were used to study stationarity of the hydro-climatic variables (rainfall, flow, temperature and PET), in terms of variability and trend. The results showed that the structure of variability of rainfall and runoff at the outlet of the catchment are non-stationary, and likely linked to the NAO. In the other hand, although rainfall doesn't show any trend at the annual scale, the average annual runoff shows a downward trend of about 0.1 m³/s since 1989. Likewise, significant increases of +1.4°C between 1973 and 2011 were detected on average temperatures, causing an increase in annual average PET of 58 mm between 1979 and 2010.

In a second step, the analysis of the stationarity of the rainfall-runoff relationship was conducted at the watershed outlet using the non parametric method of cross simulation, and later on, a new method developed in the framework of this study, based on rainfall-runoff models. The latter required the establishment of a statistical test based on permutations for detecting trends in the series of short length. Although a comprehensive comparison between the two methods couldn't be made yet, the new method proved to be as successful as the first one. The results showed that the catchment tends to produce downward average flow between 1970 and 2011, with a decrease in the contribution of base flow.

Key words : Hydrology, trend analyses, wavelet analyses, Sequential Mann Kendall test, rainfall-runoff modeling, Orgeval catchment.

Remerciements

Arrivée au terme de la rédaction de ce mémoire, il m'est agréable d'exprimer ma gratitude à tous ceux qui, par leurs enseignements, leurs soutiens, et leurs conseils m'ont aidée à sa réalisation.

Je voudrais tout d'abord remercier mes responsables de master Pierre Ribstein et Valérie Plagnes, pour m'avoir accueillie au sein du master SDUEE, spécialité : hydrologie-hydrogéologie, ainsi que l'équipe pédagogique, et les intervenants professionnels, pour avoir assuré la partie théorique de ma formation.

Je remercie également mon encadrante Gaëlle Tallec, pour m'avoir confié le sujet de la présente étude, et pour m'avoir dirigée avec pédagogie, patience, dévouement et grand intérêt. Elle a constitué pour moi un réel support moral et intellectuel contribuant à mon épanouissement au sein de l'Irstea, et à ma formation à la recherche.

Je voudrais aussi exprimer toute ma gratitude à Charles Perrin ainsi qu'à Vezken Andréassian, pour leur enthousiasme, leur optimisme, et leurs judicieux conseils, qui ont contribué à alimenter ma réflexion, et à m'orienter lors de mes pérégrinations dans le vaste monde de l'hydrologie.

Je tiens aussi à remercier les personnes suivantes pour leur présence tout au long de mes six mois de stage au sein de l'Irstea :

- Alain Guerrin, mon collègue de bureau, pour son altruisme et sa bonne humeur au quotidien, et avec qui les échanges tant professionnels que personnels m'ont appris beaucoup ;
- Les stagiaires de l'équipe : Katherina Shmorova, Eileen Guttler, Samuel Travers, Adrien Marcon, et bien d'autres... pour les différents échanges constructifs que nous avons eus, et les discussions quelques fois métaphysique qui ont contribué à alimenter les débats de la pause déjeuner ;
- Les différents doctorants de l'Irstea d'Antony, en particulier Sébastien Gastaud pour ses précieux conseils ;
- Toutes les personnes que je croisais quotidiennement dans le bâtiment Lavoisier, et à l'Irstea d'Antony en général, et qui ont contribué à créer une atmosphère de travail saine et agréable.

Enfin, au terme de ces remerciements, je souhaite rendre hommage aux membres de ma famille, en particulier mes parents, pour leur soutien incommensurable et leurs sacrifices tout au long de mes années d'études, ainsi que ma tante Zakia, qui m'a accueillie chez elle et sans qui cette année d'étude n'aurait pu avoir lieu.

Liste des figures

<i>Figure 1 : Localisation du bassin versant de l'Orgeval (Base de données d'Irstea).</i>	10
<i>Figure 2 : Moyennes mensuelles interannuelles des pluies et des ETP (1963 à 2011) sur le bassin de l'Orgeval.</i>	11
<i>Figure 3 : Températures moyennes inter annuelles mesurées à Touquin entre 1951-2011.</i>	12
<i>Figure 4 : Courbes de régime hydrologique à l'exutoire de l'Orgeval (station du Theil), entre 1963 et 2011.</i>	12
<i>Figure 5 : Localisation des stations limnimétriques et pluviométriques du bassin de l'Orgeval (Base de données Irstea).</i>	14
<i>Figure 6 : Passage de l'ondeflette mère à l'ondeflette fille par translation, et dilatation/compression (www.nocions.com).</i>	18
<i>Figure 7 : Représentation de la matrice de simulations croisées. (Andréassian et al., 2003)</i>	22
<i>Figure 8 : analyse visuelle de la matrice de simulations croisées.</i>	23
<i>Figure 9 : Position relative de la statistique S dans la distribution de probabilités.</i>	24
<i>Figure 10 : de l'approche modifiée par les simulations croisées</i>	25
<i>Figure 11 : Résumé de la méthodologie utilisée pour l'étude de la stationnarité des variables hydrométéorologiques.</i>	28
<i>Figure 12 : Résumé de la méthodologie utilisée pour l'étude de la stationnarité de la relation pluie-débit.</i>	28
<i>Figure 13 : Scalogramme (CWT) (gauche) et Global Wavelet Spectrum (GWS) (droite) de la série de pluies annuelles moyennes au pluviomètre 16.</i>	30
<i>Figure 14 : Spectre continu d'ondeflettes(CWT) (gauche) et le Global Wavelet Spectrum (GWS) (droite) de la série de températures moyennes annuelles à Touquin.</i>	31
<i>Figure 15 : Spectre continu d'ondeflettes(CWT) (gauche) et le Global Wavelet Spectrum (GWS) (droite) de la série de débits annuels moyens à la station du (A) Theil et à (B) Mélarchez.</i>	32
<i>Figure 16 : Valeurs séquentielles $u(t)$, $u'(t)$ du test de Mann-Kendall pour les pluies annuelles moyennes aux pluviomètres 07 (A), 14 (B) et 16 (C).</i>	34
<i>Figure 17 : Valeurs séquentielles $u(t)$, $u'(t)$ du test de Mann-Kendall pour les ETP (formule d'Oudin) moyennes annuelles (haut), et les températures moyennes annuelles à Touquin (bas).</i>	36
<i>Figure 18 : Valeurs séquentielles $u(t)$, $u'(t)$ du test de Mann-Kendall pour les débits moyens annuels au Theil (A) et à Mélarchez (B).</i>	36

Liste des tableaux

<i>Tableau 1 : Caractéristiques du réseau hydrographique principal du bassin versant de l'Orgeval.</i>	11
<i>Tableau 2 : Récapitulatif des stations limnimétriques sur le bassin versant de l'Orgeval</i>	13
<i>Tableau 3 : Récapitulatif des stations pluviométriques actuelles sur le bassin versant de l'Orgeval</i>	13
<i>Tableau 4 : Stations et chroniques utilisées dans notre étude.</i>	20
<i>Tableau 5 : Critères de Nash-Sutcliffe des modèles pluie-débit appliqués à la station du Theil, moyennés sur les validations.</i>	27
<i>Tableau 6 : Résultats des analyses de tendance appliquées aux variables extrêmes des pluies aux pluviomètres 07, 14 et 16.</i>	38
<i>Tableau 7 : Résultats des analyses de tendances appliquées aux variables extrêmes des débits au Theil et à Mélarchez.</i>	38
<i>Tableau 8 : Sous-périodes étudiées pour les simulations.</i>	39
<i>Tableau 9 : Résultats de l'analyse visuelle et statistique des tendances de la relation pluie-débit appliquée au Theil, sur les matrices de simulations croisées.</i>	39
<i>Tableau 10 : Résultats de l'analyse des tendances sur les quantiles de débits issus de la méthode modifiée pour les modèles GR5H, et TOPM où S désigne une tendance significative au risque de 10%, et NS une tendance non significative au risque de 10%.</i>	40

Tableau 11 : Récapitulatif des tendances sur la relation pluies-débits obtenues par (1) la méthode de simulations croisées, et (2) la méthode modifiée.42

Sommaire

Introduction générale.....	8
 Chapitre I : Présentation du site d'étude	
I.1. Présentation générale du bassin versant de l'Orgeval	10
I.1.1. Situation géographique	10
I.1.2. Géologie, pédologie.....	10
I.1.3. Occupation des sols	10
I.1.4. Topographie.....	10
I.1.5. Hydrographie	11
I.1.6. Climat	11
I.2. Hydrologie du bassin versant de l'Orgeval	12
I.2.1. Hydrologie	12
I.2.3. Hydrogéologie	12
I.2.4. Ruissellement, infiltration.....	13
I.2.5. Drainage.....	13
I.3. Données d'observation du bassin versant de l'Orgeval.....	13
 Chapitre II : Méthodes et données	
II.1. Analyse de la stationnarité des variables hydrométéorologiques.....	15
II.1.1. Etat de l'art et méthodes utilisées.....	15
II.1.2. Test séquentiel de Mann-Kendall.....	17
II.1.3. Transformation en ondelettes	18
II.1.4. Données utilisées	20
II.2. Analyse de la stationnarité des processus hydrologiques à travers la relation pluie-débit.....	21
II.2.1. Etat de l'art et méthodes utilisées.....	21
II.2.2. Approche par les simulations croisées	22
II.2.3. Approche modifiée par les simulations croisées	24
II.2.4. Données utilisées	26
II.2.5. Choix du modèle pluie-débit	26
II.3. Conclusion.....	27
 Chapitre III : Résultats et discussion	
III.1. Stationnarité des variables hydrométéorologiques	29
III.1.1. Stationnarité des variables moyennes annuelles	29
III.1.2. Stationnarité des variables extrêmes	37
III.2. Stationnarité de la relation pluie-débit	39
III.2.1. Résultats de la méthode de simulations croisées	39

III.2.2. Résultats de la méthode modifiée	40
III.2.3. Comparaison des modèles GR5H et TOPM	40
III.2.4. Comparaison des deux méthodes	41
III.2.5. Discussion de la non-stationnarité de la relation pluie-débit	42
Conclusion et perspectives	44
Références bibliographiques	46
Résumé	51

Introduction générale

Les êtres humains ont besoin d'une ressource en eau de qualité et en quantité suffisante. La stabilité de la ressource en eau, gérée par le cycle hydrologique du bassin considéré, sera donc toujours un sujet sensible et objet de débat (Andreassian et al., 2003 ; Massei et al. 2010).

La connaissance des modifications des variables hydrologiques ainsi que des paramètres du cycle hydrologique, et leurs impacts sur la ressource en eau disponible est donc essentielle (Massei et al. 2010). Cependant, les tendances dans les séries hydrologiques ont souvent été liées à des changements qui ont affecté des variables climatologiques au cours des dernières décennies (Mansell, 1997 ; Psister et al., 2000 ; Hisdal et al., 2001 ; Burn et Hag Elnur 2002). En effet, d'après l'IPCC (2001), le climat de la terre a changé considérablement depuis l'ère préindustrielle, et puisque le climat et le cycle hydrologique sont intimement liés, un changement dans l'un de ces deux systèmes peut induire une variation dans l'autre (Kundzewicz et Schellnhuber, 2004).

Toutefois, le système hydrologique n'est pas régi uniquement par le climat, mais est reconnu comme étant soumis aussi à une influence d'origine anthropique. Les crues majeures de ces dernières décennies en Europe et en Amérique du nord ont ainsi posé la question de savoir si elles sont ou non l'effet d'un changement climatique (Svensson et al., 2004). En effet, l'impact anthropique par une modification de l'écosystème joue un rôle très important sur le cycle hydrologique. La construction de barrages, de remblais, ou de réservoirs artificiels par exemple, peut modifier radicalement le régime d'une rivière (Assani, Buffin-Bélanger et al. 2002). Les modifications qui peuvent être apportées à la couverture du sol peuvent également transformer la relation pluie-débit (De Oliveira Nascimento et al. 1995). L'urbanisation, la déforestation, ou encore la réduction des zones humides peuvent diminuer la capacité d'infiltration du sol et augmenter le coefficient de ruissellement (Cosandey, 1992 ; Cosandey, 1995 ; Robinson et Cosandey, 2002 ; Kundzewicz et Robson, 2004). Les différents prélèvements en rivières peuvent également modifier les régimes d'écoulement, surtout en étiage (Galea et al., 2005).

Le bassin versant est, en France et dans de nombreux autres pays, l'entité de gestion intégrée de la ressource en eau. Ainsi, de nombreux modèles, permettant de simuler le fonctionnement des bassins et leur réponse au climat, ont été élaborés.

Toutefois, la ressource simulée par ces modèles dépend de la stabilité du climat ainsi que de la stationnarité du comportement du bassin versant. La raison en est simple : l'apprentissage des modèles hydrologiques servant à la gestion de la ressource en eau est fondé sur un milieu et des processus donnés. Pour exemple, le modèle pluie-débit, développé à Irstea, n'identifie pas des propriétés intrinsèques générales, mais des relations particulières entre des séries de pluie et de débit observées. Selon De Marsily (2004), si le système se modifie pour quelques raisons que se soient, alors le modèle n'est plus valable. Il peut s'agir de non-stationnarité naturelle, ou de modifications du milieu, d'origine anthropique. Dès lors que le milieu a été modifié, sa réponse aux entrées peut l'être aussi, et le jeu de paramètres utilisé pour le représenter doit être changé. Il est donc important d'évaluer, lorsque des chroniques suffisamment longues sont disponibles, la stabilité du climat et la stationnarité du comportement du bassin considéré. C'est ce que nous nous proposons de faire, sur le bassin versant de l'Orgeval, à travers ce travail de stage.

Le bassin versant expérimental de l'Orgeval est un bassin versant sédimentaire majoritairement agricole (80%). Situé en Seine-et-Marne à l'Est de Paris, il est suivi depuis 50 ans par Irstea. Il fait

l'objet de mesures permettant la caractérisation des principaux termes du bilan hydrologique (limnimétrie, pluviométrie, météorologie, piézométrie), pour mieux comprendre et modéliser les écoulements et les transferts d'eau. Ainsi, une base de données très riche sur le fonctionnement du bassin est aujourd'hui disponible (<http://bdoracle.irstea.fr>).

Depuis le début du suivi du bassin versant de l'Orgeval, différents modèles hydrologiques ont également été testés, notamment les modèles à base physique (Courmay et Gaeta, 1972) ainsi que les modèles globaux (Edijatno, 1991). En outre, la prévision des crues a été développée sur le bassin (Babivic et Keijzer, 2002 ; Onty, 2004 ; Loumagne et al., 2005 ; Tangara, 2005 ; Berthet, 2006...) et des méthodes opérationnelles sont en cours d'application (Lilas et al., 2010). Cependant, malgré l'importante base de données disponible, aucune étude sur la stationnarité hydrologique de ce bassin n'a été entreprise, pourtant essentielle pour l'application des modèles hydrologiques, et par conséquent, la gestion de la ressource en eau.

Ainsi, l'objectif de cette étude est, grâce aux 50 années de suivi du bassin versant de l'Orgeval, d'analyser la stationnarité des variables hydrométéorologiques et des processus hydrologiques à travers la relation pluie-débit du bassin.

Le premier chapitre de ce mémoire présente notre site d'étude, le bassin versant de l'Orgeval. Un deuxième chapitre décrit les méthodes et données associées pour l'étude des tendances et de la stationnarité du bassin. Les résultats obtenus sont présentés et analysés dans un troisième chapitre. Enfin, les conclusions et perspectives de ce travail sont présentées dans un dernier chapitre.

Chapitre I : Présentation du site d'étude

I.1. Présentation générale du bassin versant de l'Orgeval

I.1.1. Situation géographique

Le bassin de l'Orgeval se situe sur le plateau de la Brie dans le bassin du Grand Morin (cf. figure 1), en Seine-et-Marne (77). Il est situé entre 3°00 et 3°15 de longitude Est, et entre 48°47 et 48°55 de latitude Nord. Son ru draine une surface de 104 km² jusqu'à son exutoire au Theil.

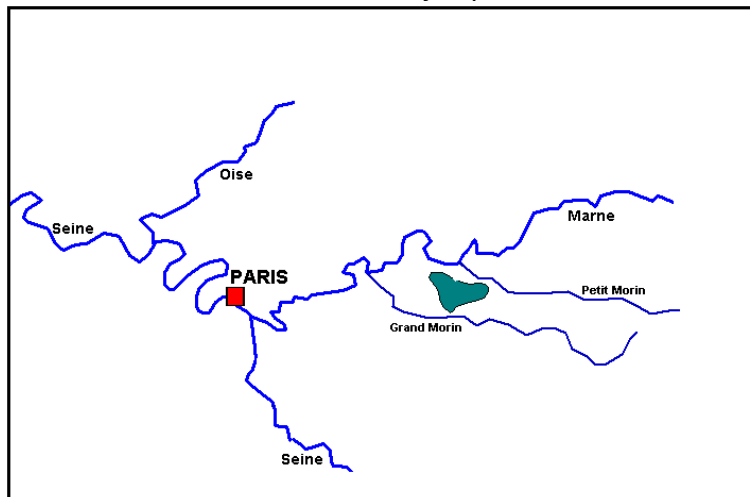


Figure 1 : Localisation du bassin versant de l'Orgeval (Base de données d'Irstea).

I.1.2. Géologie, pédologie

La nature géologique du sous-sol du bassin versant de l'Orgeval est sédimentaire d'âge tertiaire (Oligocène et Eocène). Les couches géologiques du bassin versant sont affectées d'un pendage général orienté vers le sud. Une ride synclinale empruntée par le ru de Bourgogne sépare le bassin en deux panneaux symétriques. Le panneau ouest présente un pendage général sud-est et le panneau est, un pendage sud-ouest.

La formation de Brie forme l'ossature du plateau et est représentée essentiellement par des calcaires siliceux ou marneux, des argiles et des meulières. On note également la présence d'une butte témoin de faible superficie (butte de Doue) constituée par des sables de Fontainebleau et coiffée d'une mince couche de calcaires de Beauce.

Des limons de plateau d'origine lœssique recouvrent le bassin sur une épaisseur pouvant atteindre plusieurs mètres. Ces limons argilo-sableux sont caractérisés par leur faible perméabilité se traduisant par la présence d'une nappe perchée temporaire en hiver.

I.1.3. Occupation des sols

L'Orgeval est un bassin versant à dominante rurale, qui regroupe 15 communes. La couverture végétale est représentée par des cultures diverses (principalement de type grandes cultures). La part des cultures sur le bassin versant a été évaluée à 81 %, tandis que les bois et forêts n'occupent que 18% de la superficie totale. L'espace restant (1%) est partagé entre les zones urbanisées et les routes.

I.1.4. Topographie

Les altitudes de l'Orgeval sont décroissantes du nord au sud vers son exutoire, qui se situe à la cote de 74 m NGF. Les pentes sont faibles dans la moitié nord du plateau, et s'accroissent dans la partie sud. Le plateau est entaillé par de petites vallées parcourues par des réseaux hydrographiques, peu encaissés dans la partie nord, et plus profonds dans la partie sud.

Les altitudes varient entre 80 m et 186 m, avec une altitude moyenne de 148 m.

I.1.5. Hydrographie

Le ru de l'Orgeval est un affluent de rive droite du Grand Morin dans lequel il se jette, à 2 km en amont de la ville de Coulommiers. Cet émissaire est constitué par la réunion du ru de Rognon (formateur ouest) qui est grossi du ru de Bourgogne, et du ru des Avenelles (formateur est). Les caractéristiques de ce réseau sont présentées par le Tableau 1.

Tableau 1 : Caractéristiques du réseau hydrographique principal du bassin versant de l'Orgeval.

	Longueur (km)	Superficie bassin drainé (km ²)
Ru de l'Orgeval	2	104
Ru de Rognon	16	58
Ru des Avenelles	11	40
Ru du Bourgogne	8	14

La disposition en éventail du réseau hydrographique et l'augmentation de la pente des talwegs de l'amont vers l'aval conduisent au confluent de l'Orgeval à des temps de concentrations relativement faibles et à des crues courtes et violentes (Boudhraa et al., 2010).

I.1.6. Climat

Le bassin de l'Orgeval est soumis à un climat de type océanique tempéré. La pluviométrie moyenne annuelle entre 1963 et 2011 est de 670 mm.

La figure 2 présente les valeurs moyennes mensuelles interannuelles de pluviométrie (données IRSTEA) et d'évapotranspiration potentielle (ETP) (données Safran, utilisant la formule de Penman-Monteith) entre 1963 et 2011. On note que la variabilité intra-annuelle des précipitations est très faible, contrairement à celle de l'évapotranspiration. Cette dernière est importante en été, et faible en hiver (cf. Figure 2).

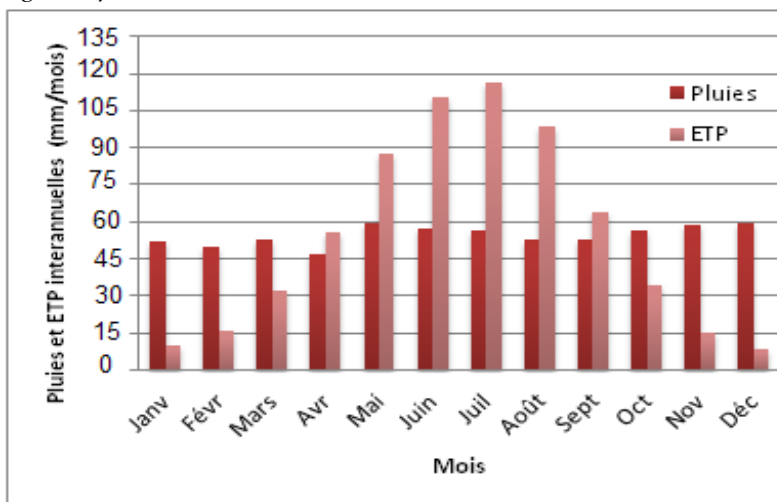


Figure 2 : Moyennes mensuelles interannuelles des pluies et des ETP (1963 à 2011) sur le bassin de l'Orgeval.

La Figure 3 présente les températures moyennes inter-annuelles de l'air entre 1951 et 2011, fournies par Météo-France à la station de Touquin, située à moins de 10 km de l'exutoire du bassin, où le caractère saisonnier de la température est mis en évidence avec des maximums de température en été (Août), et des minimums en hiver (Janvier).

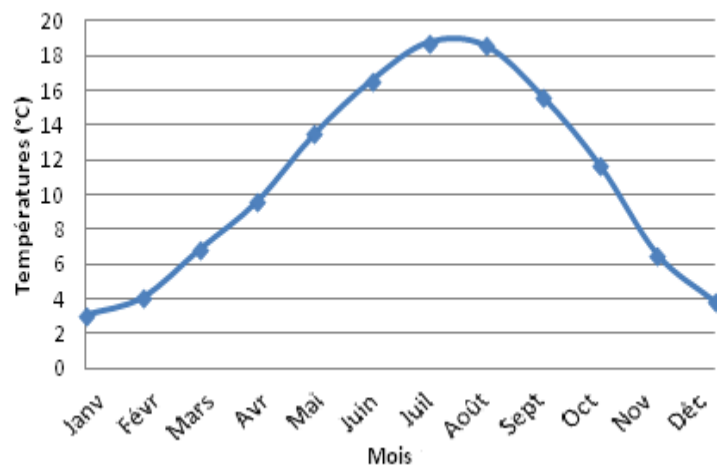


Figure 3 : Températures moyennes inter annuelles mesurées à Touquin entre 1951-2011.

I.2. Hydrologie du bassin versant de l'Orgeval

I.2.1. Hydrologie

Comme le montrent les courbes de régimes (cf. Figure 4) des cours d'eau du bassin de l'Orgeval (station du Theil et de Mélarchez), la variation saisonnière de l'écoulement des cours d'eau est de type unimodal, avec des hautes eaux centrées sur l'hiver (maximum en janvier), alternant avec les basses eaux d'été (minimum en août).

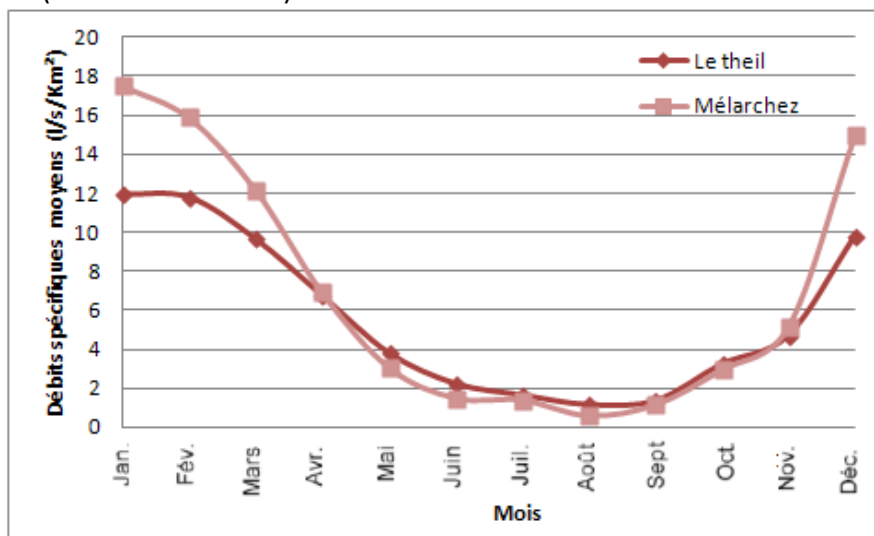


Figure 4 : Courbes de régime hydrologique à l'exutoire de l'Orgeval (station du Theil), entre 1963 et 2011. Il est important de souligner que la saisonnalité de l'écoulement est beaucoup plus marquée que ne le sont les apports pluviométriques (cf. Figure 2), qui ont une répartition plus régulière sur l'année. L'évolution de l'évapotranspiration au fil des mois (importante en été et faible en hiver) est un des facteurs clés dans cette variation saisonnière des écoulements.

I.2.3. Hydrogéologie

Les principales nappes présentes sur le bassin de l'Orgeval sont celles des calcaires de Brie et des calcaires de Champigny, auxquelles on peut ajouter les nappes proches de la surface, qui se forment dans les limons. En effet, la présence de niveaux plus imperméables dans les limons favorise localement la formation de nappes superficielles. En période humide, la nappe peut atteindre temporairement la surface du sol, mais le réseau de drainage entraîne son rabattement rapide. En outre, des aquifères localisés peu importants peuvent se former dans les lentilles de sable de Fontainebleau (Mégny, 1979).

I.2.4. Ruissellement, infiltration

Dans le cas du bassin versant de l'Orgeval, la nappe superficielle intervient dans le processus de ruissellement en limitant l'infiltration lors des périodes d'affleurement. L'étude de Fonty (2004) a montré que le ruissellement apparaît rapidement dès la première pluie intense. De plus, une croute de battance se forme pendant la pluie rapide et intense, provoquant un écoulement de surface fort et immédiat et limitant ainsi l'infiltration.

Le coefficient de ruissellement présente une grande variabilité, mise en évidence par l'étude de Jarry en 1987. Il varie de 0 et 100% avec une moyenne de 32.5%, et les 2/5 de ses valeurs sont inférieures à 15%. Augeard (2006) estime le ruissellement à 232 mm sur le bassin.

I.2.5. Drainage

Le bassin versant de l'Orgeval est fortement drainé par des tuyaux enterrés. On peut y trouver des ouvrages anciens en poterie, ainsi que des drainages récents en PVC. 41% de la surface totale du bassin versant est drainée, 25% non drainée, et 33.5% n'est pas renseignée (Trincal, 1994).

I.3. Données d'observation du bassin versant de l'Orgeval

Le parc instrumental de l'Orgeval est réparti sur la base de Boissy-le-Châtel et sur l'ensemble du bassin versant. Les équipements ont été sensiblement modifiés au cours des années pour s'adapter à l'évolution des objectifs de recherche et d'expérimentation, et également à l'évolution du matériel métrologique. Nous ne présentons ici que les stations pluviométriques et limnimétriques (cf. Tableau 2, Tableau 3, et Figure 5).

Tableau 2 : Récapitulatif des stations limnimétriques sur le bassin versant de l'Orgeval

Sous-bassin	Date de mise en place
Goins	Novembre 1998
Choqueuse	Novembre 1998
Quatre Cents	Janvier 2000
La Loge	Août 2003
Mélarchez	1962
Avenelles	Février 1962
Theil	Janvier 1962

Tableau 3 : Récapitulatif des stations pluviométriques actuelles sur le bassin versant de l'Orgeval

Pluviomètres	P07	P09	P14	P16	P19	P26	P28	P35
Date de mise en service	1963	1972	1963	1963	1972	1973	1972	1987



Figure 5 : Localisation des stations limnimétriques et pluviométriques du bassin de l'Orgeval (Base de données Irstea)

Chapitre II : Méthodes et données

Dans ce chapitre, nous présentons les méthodes et données utilisées dans le cadre de cette étude, ainsi que l'état de l'art qui leur est associé, et ce, pour l'analyse de la stationnarité des variables hydrométéorologiques (partie II.1) et des processus hydrologiques à travers la relation pluies-débit (partie II.2).

II.1. Analyse de la stationnarité des variables hydrométéorologiques

II.1.1. Etat de l'art et méthodes utilisées

Les phénomènes hydrométéorologiques sont hautement non-stationnaires, et incluent différentes échelles de variabilité qui se produisent à différentes périodes dans le temps (Partal and Küçük 2006).

L'existence de tendances dans les séries temporelles peut être mise en évidence par des méthodes d'analyse, appliquées à différents facteurs tels que :

- les précipitations (par ex. Lettenmaier et al., 1994 ; Türkes, 1996 ; Partal et Kahya, 2006...),
- les débits (par ex. Burn et Hag Elnur, 2002 ; Kalayci et Kahya, 2004 ; Zhang et al., 2006...)
- ou encore la qualité de l'eau (par ex. Van Belle and Hughes, 1984 ; Yun-Sheng et al., 1993...).

Elle peut également se faire suivant plusieurs méthodes qui peuvent être classées en deux grandes catégories :

- les méthodes statistiques, par ex., la régression linéaire, le test de Mann-Kendall, le test séquentiel de Mann-Kendall, le test de Spearman (Khaliq et al., 2009), ou encore le test de segmentation de Hubert (Hubert et al., 1989).
- les méthodes de d'analyse fréquentielle par ex. la transformation de Fourier et la transformation en ondelettes.

Méthodes statistiques

Malgré le nombre important de méthodes utilisées pour l'analyse des tendances, aucune n'a été désignée comme standard. Néanmoins, le *test de Mann-Kendall* est un test largement utilisé en sciences de l'environnement, et plus particulièrement en hydro-météorologie pour sa simplicité et sa robustesse (Adamowski et al., 2009). Cependant, le test de Mann-Kendall fait l'hypothèse que la variable étudiée est indépendante, ce qui n'est pas toujours vérifié en hydrologie (Khaliq et al., 2009). En outre, l'idée de base des tests statistiques couramment utilisés dans l'estimation des tendances est que les tendances doivent être lissées et monotones. Or, les variables hydro-climatiques contiennent de multiples signaux, et ont des segments de tendances à la hausse et à la baisse (Adamowski et al., 2009), d'où la nécessité de trouver une méthode permettant de palier à ce problème.

Le *test Séquentiel de Mann-Kendall* permet de détecter les tendances, même si elles ne sont pas monotones, en donnant en plus l'information sur la date de commencement de la tendance. En hydrologie et en météorologie, de nombreuses études se sont basées sur ce test statistique (Zhang et al., 2006 ; Partal et Kahya, 2006). Un des avantages de ce test est qu'il résiste à l'influence des valeurs extrêmes et aux variables asymétriques, ainsi la normalité de la distribution n'est pas nécessaire (Partal et Küçük, 2006).

Néanmoins, la détection et l'estimation des tendances en présence de bruits et de différentes périodicités est importante en hydrologie et en climatologie. Aussi, différentes échelles de

variabilités peuvent présenter différentes tendances qui, noyées dans le bruit ne peuvent être détectées à l'aide de tests statistiques.

Méthodes d'analyse fréquentielle

La solution à ce problème peut se trouver dans l'*analyse fréquentielle*. Or, dans l'analyse fréquentielle conventionnelle (*transformation de Fourier*), le signal est décomposé en fonctions sinusoïdales de différentes fréquences. Cette méthode permet l'obtention du spectre fréquentiel du signal, mais pas de sa localisation dans le temps. Pour dépasser cette difficulté, une nouvelle approche, appelée « *transformation en ondelettes* », a été introduite il y a une vingtaine d'années, dans laquelle différentes fonctions de bases, appelées "ondelettes" sont utilisées (Daubechies et Lagarias, 1992 ; Mallat, 1996 ; Chui et Wang, 1992 ; Strang, 1996...). L'avantage de cette méthode est de partitionner la variation du signal en deux domaines : l'*échelle* (fréquence ou période) et la localisation dans le *temps*. Ainsi, avec l'analyse en ondelettes, on peut zoomer sur des détails localisés dans le temps, et se produisant à différentes périodicités. Cela permet de décrire certains processus qui pourraient être noyés dans la tendance globale de la chronique (Kang et Lin, 2007).

La *transformation en ondelettes* a été utilisée dans de nombreuses études de séries hydrologiques et météorologiques pour analyser la stationnarité ainsi que les variabilités présentes dans les signaux étudiés (Smith et al., 1998 ; Nakken, 1999 ; Kulkarni, 2000 ; Lu, 2002 ; Xiang et al., 2003 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Yan et Gao, 2004). Cette méthode présente cependant des avantages et des inconvénients selon le type de transformation utilisé, i.e. transformation continue en ondelettes (CWT : Continuous Wavelet Transform) et la transformation discrète en ondelettes (DWT : Discret Wavelet Transform), décrites dans le paragraphe II.1.3.

La CWT a des avantages par rapport à la DWT et inversement. La CWT permet l'analyse, la détection et l'extraction de toutes les échelles et les fréquences potentiellement existantes dans le signal, alors que la DWT se restreint à un nombre discret d'échelles (i.e., généralement en puissance de 2 de la moyenne de l'intervalle de l'échantillonnage) (Rioul et Vetterli, 1991). En revanche, la DWT permet une transformation et une reconstruction parfaite du signal, alors que la CWT souffre des effets de bords. Cependant, l'habilité de la CWT à détecter, extraire et reconstruire les tendances non linéaires à long terme (c'est-à-dire : la tendance avec une longueur d'onde supérieure à la moitié de la longueur de la série chronologique à analyser) est pertinente pour la détection de tendance en hydrologie (Adamowski et al., 2009).

Massei et al. (2010) ont effectué une analyse fréquentielle avec la méthode de transformation en ondelette, sur la pluviométrie du bassin de la Seine. Leurs résultats montrent des modes de variabilités de 17 ans, et de 5-9 ans se produisant à la fin des années 1970 et au début des années 1990 respectivement. Cette même étude a aussi mis en lumière les liens possibles entre la NAO, et les processus hydrométéorologiques de la région du bassin de la Seine.

Méthodes couplées

Certains auteurs ont employé une méthodologie d'analyse des signaux alliant test de Mann-Kendall et analyse en ondelettes. On peut citer par exemple l'étude de Zhang, (2006), qui a été la première à utiliser conjointement ces deux outils, pour détecter des tendances sur les débits et les niveaux d'eaux annuels maximums, sur 130 années dans la rivière Yangtze en Chine. Partal et Küçük, (2006) dans leur étude ont utilisé exactement la même méthode afin de déterminer l'échelle de variabilité responsable des tendances des précipitations annuelles de la région de marmara (Turquie). Ils ont montré que les composantes de variabilité responsables des tendances à long terme ne sont pas forcément celles des plus larges échelles spatiales et dépendent ainsi du climat de la région.

Lors de notre étude de la stationnarité des variables hydrométéorologiques, nous avons choisi d'utiliser une méthode couplée. Nous avons ainsi appliqué dans un premier temps le test séquentiel de Mann-Kendall, puis la transformation en ondelettes (CWT et DWT) sur les variables pluviométriques, débitométriques, de température de l'air et d'évapotranspiration du bassin versant de l'Orgeval. La première méthode nous donnera les différentes échelles de variabilités présentes sur la période étudiée et la deuxième méthode, les tendances aux échelles préalablement définies.

II.1.2. Test séquentiel de Mann-Kendall

Le test séquentiel de Mann-Kendall, connu sous le nom de statistique τ_0 de Kendall, est utilisé pour tester l'hypothèse d'un point de commencement de la tendance dans l'échantillon (Taubenheim, 1989 ; Sneyers, 1990). L'hypothèse nulle H_0 est que l'échantillon étudié ne montre pas de point de début de tendance. Ce test considère les valeurs relatives de tous les termes dans la série temporelle (x_1, x_2, \dots, x_n) (Karpouzou et al., 2011).

Les étapes suivantes sont appliquées dans le but d'accepter ou de rejeter l'hypothèse nulle (Gerstengarbe et Werner, 1999) :

- i- *Définition du test statistique* : La variable t_j du test statistique est calculée comme suit :

$$t_j = \sum_{k=1}^{j-1} n_{jk} \quad \text{Eq. 1}$$

où n_{jk} donne pour chaque élément x_j ($j > k$) le nombre de cas où $x_j > x_k$, avec $j=1, \dots, n$ et $k=1, \dots, j-1$.

- ii- *Calcul de la moyenne E et de la variance var de la statistique* : La distribution de t_j est asymptotique à la distribution normale avec :

$$E(t_j) = \frac{j(j-1)}{4} \quad \text{Eq. 2}$$

Et

$$var(t_j) = \frac{j(j-1)(2j+5)}{72} \quad \text{Eq. 3}$$

- iii- *Calcul des variables réduites* : La variable réduite, notée $u(t)$ est calculée pour chacune des variables t_j du test statistique comme suit :

$$u(t) = \frac{t_j - E(t_j)}{\sqrt{Var(t_j)}} \quad \text{Eq. 4}$$

- iv- *Détermination du point de commencement des tendances* : De façon similaire au calcul de $u(t)$, qui est un calcul progressif, le calcul régressif de $u'(t)$ est effectué en commençant par la fin de l'échantillon.

Les valeurs séquentielles $u(t)$ et $u'(t)$ issues de l'analyse progressive et régressives du test de Mann-Kendall respectivement ont été déterminées dans le but d'observer les changements de tendances dans le temps (Sneyers, 1990). Dans ce cas, $u(t)$ est une valeur standardisée ayant une moyenne nulle et un écart-type unitaire. Ainsi, son comportement séquentiel fluctue autour du niveau zéro (Partal et Küçük, 2006).

Il y a tendance (l'hypothèse nulle H_0 doit être rejetée) lorsqu'au moins une des deux variables réduites $u(t)$ ou $u'(t)$ a une valeur absolue dépassant le niveau de signification de la distribution gaussienne choisie, donc si :

$$|u(t)| \geq u(t) \quad 1 - \frac{\alpha}{2} \tag{Eq. 5}$$

Le point d'intersection de la variable progressive $u(t)$ et régressive $u'(t)$ donne la date de commencement de la tendance.

II.1.3. Transformation en ondelettes

Dans la théorie de la transformation en ondelettes, la notion de *fréquence* est changée en son équivalent : "*échelle*", où les larges échelles correspondent aux faibles fréquences, et les petites échelles correspondent aux hautes fréquences (Hamed et Rao, 2004). Ainsi, en utilisant la méthode des ondelettes, de longues fenêtres de temps peuvent être prises en compte afin de détecter les fréquences faibles (grandes échelles), et de petites fenêtres temporelles peuvent être prises en compte afin de détecter les hautes fréquences (petites échelles).

II.1.3.1. Transformation continue en ondelettes (CWT : Continuous Wavelet Transform)

Soit un signal continu $x(t)$, $t \in]-\infty, +\infty [$. La fonction d'ondelette $\psi_{\tau,s}(t)$, appelée ondelette fille (baby wavelet) est une version dilatée (ou comprimée) et décalée dans le temps (cf. Figure 6) de l'ondelette mère ψ choisie comme prototype à toutes les fonctions, ce qui peut se traduire par :

$$\psi_{\tau,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{|s|}} \psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \tag{Eq. 6}$$

où τ , terme de translation, correspond à l'information temporelle dans le domaine de transformation et s , paramètre d'échelle, est défini comme l'inverse de la fréquence.

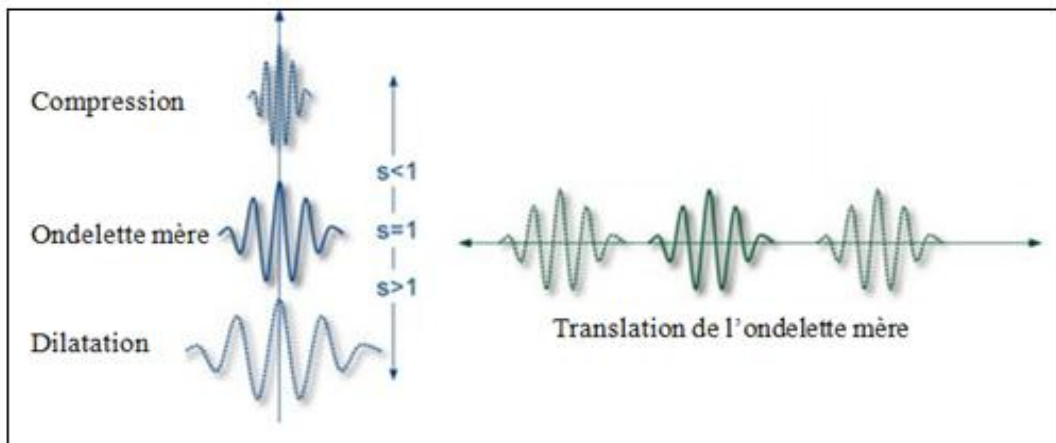


Figure 6 : Passage de l'ondelette mère à l'ondelette fille par translation, et dilatation/compression (www.nocions.com).

La transformation en ondelettes est donc une mesure de similitude en termes de contenu fréquentiel entre les fonctions de base (ondelettes) et le signal lui-même.

Ainsi, le coefficient de transformation continue en ondelette CWT_x^ψ est donné par la convolution de $x(t)$ avec la fonction ondelette fille $\psi_{\tau,s}(t)$:

$$CWT_x^\psi(\tau,s) = \Psi_x^\psi(\tau,s) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi_{\tau,s}^*(t) dt \tag{Eq. 7}$$

où $\psi_{\tau,s}^*(t)$ correspond à la fonction conjuguée de l'ondelette fille.

En faisant varier le paramètre d'échelle s et le paramètre de translation τ , on peut construire le plan contenant la puissance d'ondelette ($|W(\tau,s)|^2$), représentant le spectre fréquentiel du signal

étudié $x(t)$ dans le temps. Si le coefficient *CWT* dans le plan échelle-temps est grand, le signal a une composante importante de fréquence correspondant à l'échelle courante, et inversement.

La moyenne temporelle du spectre d'ondelettes est généralement appelée Global Wavelet Spectrum (GWS) (Torrence et Compo, 1998), et donne une estimation consistante du spectre de puissance, ce qui constitue un outil utile pour l'analyse des séries chronologiques non-stationnaires.

Considérant qu'une portion locale verticale de la représentation temps-échelle du signal est une mesure locale du spectre de fréquence, la moyenne temporelle du spectre d'ondelette à une certaine échelle, sur l'ensemble du spectre, est exprimée comme suit (Partal et Küçük, 2006) :

$$\bar{W}^2(s) = \frac{1}{T} \sum_{t=0}^{T-1} |W_t(s)|^2, \quad \text{Eq. 8}$$

où T est le nombre de points dans la série temporelle.

II.1.3.3. Transformation discrète en ondelettes (DWT : Discret Wavelet Transform)

La transformation discrète en ondelettes (DWT : Discret Wavelet Transform) permet de faire une analyse multi-résolution donnant des informations sur la variation temporelle des séries à différentes échelles de variabilité (Partal et Kahya, 2006).

Cette transformation a la forme suivante :

$$\psi_{m,n}\left(\frac{t-\tau}{s}\right) = s_0^{-m/2} \psi\left(\frac{t-n\tau_0 s_0^m}{s_0^m}\right), \quad \text{Eq. 9}$$

où m et n sont des entiers qui contrôlent respectivement, la *dilatation* (l'échelle), et la *translation* (le temps).

A partir de cette équation, on peut voir que le pas de translation $n.\tau_0.s_0^m$ dépend de la dilatation s_0^m .

Le choix le plus simple et le plus utilisé pour les paramètres s_0 et τ_0 est 2 et 1 respectivement. Cette échelle logarithmique en puissance de deux, de la translation et de la dilatation, est appelée « grille dyadique » et est la plus simple et la plus efficace (Mallat, 1989).

Pour une série temporelle discrète x_i où x_i apparaît aux temps discret i (i.e. un pas de temps entier est utilisé), la transformation discrète en ondelettes devient :

$$W_{m,n} = 2^{-m/2} \sum_{i=0}^{N-1} x_i \psi(2^{-m}i - n), \quad \text{Eq. 10}$$

où $W_{m,n}$ est le coefficient d'ondelettes pour les ondelettes discrètes d'échelle $s=2^m$ et la localisation $n=2^m \times n$.

La transformation discrète en ondelettes permet de faire une analyse multi-résolution du signal à différents niveaux J , où l'échelle est donnée par 2^m (Daubechies et Lagarias, 1992).

A chaque niveau m , le *détail* $D_m(t)$ du signal C est donné par une transformation inverse :

$$D_m(t) = \sum_n C(m, n) \psi_{m,n}(t) \quad \text{Eq. 11}$$

Aussi, à un niveau donné J , la somme des détails pour $j > J$ (c'est-à-dire la somme des détails grossiers) définit ce que l'on appelle l'*approximation* du signal au niveau J :

$$A_j(t) = \sum_{j > J} D_j(t) \quad \text{Eq. 12}$$

Le résultat de cette analyse multi-résolution décomposant le signal en un arbre hiérarchique de détails et d'approximation, est de la forme :

$$S = A_1 + D_1 = A_2 + D_2 + D_1 = A_3 + D_3 + D_2 + D_1 = \dots \quad \text{Eq. 13}$$

Ce procédé de décomposition multi-résolution est équivalent à celui de l'utilisation d'une série de filtres passe-haut et passe-bas pour l'extraction des détails et des approximations.

II.1.4. Données utilisées

II.1.4.1. Stations et chroniques de mesures

La fiabilité d'une analyse de stationnarité est directement liée à la qualité et à la quantité des données disponibles. Les séries de données présentant de trop grandes lacunes ne pourront pas être utilisées (Renard, 2006). Dans notre étude, l'ondelette mère utilisée est celle de Daubechie. L'application de cette ondelette sur une série annuelle de 49 ans permet l'extraction de toutes les échelles de variabilité inférieures ou égales à l'échelle de 16 ans. Afin d'uniformiser l'analyse des résultats, nous avons considéré dans cette étude les stations ayant des mesures nous permettant d'extraire cette échelle de variabilité, quelque soit la variable étudiée. Ainsi, les chroniques et stations sélectionnées pour notre étude sont présentées par le *Tableau 4*.

Les données de températures de l'air mesurées à Boissy-le-Châtel par Irstea présentant une lacune de 10 années entre 1984 et 1995, nous avons utilisé les chroniques de températures journalières fournies par Météo-France pour la station de Touquin, située à moins de 10 km de l'exutoire du bassin. La série couvre la période 1952-2011.

Les données d'évapotranspiration s'étalent de 1951 à 2011 et sont de deux types :

- Données calculées avec la formule d'Oudin (Oudin et al., 2005) utilisant les températures à la maille Safran au Theil.
- Données fournies par Irstea, utilisant la formule de Penman-Monteith.

Tableau 4 : Stations et chroniques utilisées dans notre étude.

Paramètres	Stations	Périodicité des chroniques	Période des chroniques	Producteur des données
Pluviométrie	P07	journalière	1963 à 2011	Irstea
	P14	journalière	1963 à 2011	Irstea
	P16	journalière	1963 à 2011	Irstea
	Moyenne de toutes les stations	journalière	1962 à 2011	Irstea
Débits	Mélarchez	journalière	1962 à 2011	Irstea
	Theil	journalière	1962 à 2011	Irstea
Température	Touquin	Journalière	1951 à 2011	Météo France
ETP (Formule d'Oudin, et de Penman)	Theil	Journalière	1959 à 2010	Combinaison de données Météo France et Irstea

II.1.4.2. Temporalité des variables

Suivant l'échelle à laquelle nous nous plaçons, la variable hydrométéorologique présente des comportements différents. Pour exemple, on peut s'intéresser à une échelle interannuelle où la saisonnalité pourra être mise en évidence via l'analyse des paramètres mensuels interannuels. En examinant des pas de temps plus fins (mensuels ou encore journaliers), une série temporelle peut révéler des variations brusques aux faibles échelles temporelles, et donc aux hautes fréquences (cf. *Paragraphe II.1.3.*). Ainsi, les phénomènes extrêmes (crues et étiages) apparaissent dans les faibles échelles temporelles.

Dans cette étude, seules les variables au pas de temps annuel seront étudiées. Ainsi, la plus faible échelle de variabilité extraite sera l'annuelle. Aussi, deux types de variables ont été étudiés : les variables moyennes, et les variables extrêmes.

II.1.4.2.1. Variables moyennes annuelles

Les variables moyennes correspondent aux *moyennes annuelles* des pluies, des débits, des températures, et des ETP aux stations sélectionnées (cf. *Paragraphe II.1.4.1.*).

II.1.4.2.2. Variables extrêmes annuelles

Les variables représentant les extrêmes sont composées des variables extrêmes sur 1) les pluies des trois pluviomètres 07, 14 et 16, et 2) les débits des deux stations de Mélarchez et du Theil. Les variables sont les suivantes :

1) Pluviométrie :

- Nombre annuel de jours secs définis comme ayant une pluviométrie journalière inférieure à 0.2 mm ;
- Plus longue période annuelle de jours secs ;
- Maximum annuel des précipitations journalières.

2) Débit :

- Plus longue période annuelle de basses eaux, correspondant à un débit moyen inférieur à un seuil fixé arbitrairement au module de débit Q divisé par 4 (Andréassian et al., 2003);
- Plus longue période annuelle de hautes eaux, correspondant à un débit moyen inférieur à un seuil fixé arbitrairement au module de débit Q multiplié par 4 (Andréassian et al., 2003);
- Nombre de jours annuels de basses eaux, et de hautes eaux ;
- Maximums et minimums annuels du QMNA (débit moyen mensuel).

II.2. Analyse de la stationnarité des processus hydrologiques à travers la relation pluie-débit

II.2.1. Etat de l'art et méthodes utilisées

Nous l'avons vu en introduction, les modèles hydrologiques dépendent des données disponibles et de la stationnarité des processus sur la période couverte par ces données. Or, le changement dans le comportement hydrologique d'un bassin versant peut être appréhendé par l'étude de la relation pluie-débit à l'échelle de ce même bassin versant (Mathevet, 2005).

Si de nombreuses méthodes sont utilisées afin de détecter les tendances sur des variables hydrologiques telles que les pluies et les débits, il n'y a que très peu de méthodes capables de détecter les tendances sur la relation pluie-débit (Andréassian et al., 2003). On peut ainsi citer la méthode basée sur les bassins versants appariés. Cette méthode consiste à sélectionner tout d'abord deux bassins versants similaires suivis simultanément durant la même période afin

d'établir une relation univoque entre leurs deux comportements hydrologiques (Hewlett, 1982). Par la suite, l'occupation des sols de l'un des deux bassins versants est modifiée. L'utilisation de la relation préétablie sert par la suite à décrire ce qu'aurait été le comportement du bassin versant modifié s'il ne l'avait pas été. En comparant les écoulements actuels (mesures) à ceux qui sont reconstruits, on peut évaluer l'impact hydrologique du traitement opéré sur le bassin versant. Cette méthode, si elle est efficace pour détecter les changements brutaux ou graduels, nécessite de trouver deux bassins versants similaires.

La transformation en ondelettes peut aussi être utilisée dans le cadre de l'analyse de stationnarité de la relation entre deux variables, et donc, être appliquée dans le cadre de la relation pluie-débit. Ainsi, en utilisant la méthode du « *cross wavelet spectrum* », et de la « *wavelet coherence* », il a été possible de déterminer les "instationnarités" dans le domaine fréquentiel de la relation entre l'indice d'oscillation arctique, et la série de l'étendue maximale de glace dans la mer baltique (Grinsted et al., 2004), ou encore dans la relation pluie-débit dans un bassin chinois (Liu, Bao et al. 2011.).

Dans notre étude, nous avons choisis d'utiliser une approche basée sur les modèles pluie-débit qui a été développée par Andréassian et al. (2003), et récemment appliquée par Kouassi et al. (2012). Elle utilise une matrice de simulations croisées qui permet de détecter les changements dans la relation pluie-débit, ce qui correspond aux attentes de cette étude, qui veut mettre en évidence l'évolution éventuelle du rendement du bassin versant de l'Orgeval. Toutefois, la méthode de simulations croisées présentant de l'information redondante, une deuxième partie de notre travail a consisté à améliorer la méthode en la simplifiant. Les deux méthodes, initiale et améliorée, ont été utilisées pour notre étude. Une comparaison est présentée dans le chapitre résultats, III.2.3.

II.2.2. Approche par les simulations croisées

La méthode initialement proposée par Andréassian et al. (2003) s'appuie sur un modèle pluie-débit, qui une fois calé, permet de générer un ensemble de paramètres décrivant le comportement du bassin versant. Cette méthode suit la procédure suivante :

- **Etape 1** : La période d'étude est divisée en n périodes successives de longueurs égales, qui doivent permettre un calage du modèle pluie-débit. On aura ainsi n modèles de comportements du bassin versant correspondant à n périodes successives.
- **Etape 2** : On utilise les pluies de chaque période comme entrées des n modèles pluie-débit optimisés, afin d'obtenir une variable de débit caractéristique sur la période correspondante.
- **Etape 3** : On obtient une matrice carré $n \times n$ où chaque cellule (i,j) correspond à la variable de débit simulé avec le modèle M_j (calé pour la période j) en utilisant la précipitation P_i (cf. *Figure 7*).

	1950	1960	1970	1980	1990
	M1	M2	M3	M4	
P1 →	102	87	106	92	
P2 →	113	90	111	102	
P3 →	95	83	101	90	
P4 →	104	86	110	92	

Figure 7 : Représentation de la matrice de simulations croisées. (Andréassian et al., 2003)

La méthode de simulations croisées a été utilisée sur trois variables différentes (calculées en mm), afin de prendre en compte les différentes facettes du régime hydrologique (Andréassian, 2003) :

- **Hautes eaux** : Cette variable est définie comme la somme des écoulements supérieurs à un seuil (pris arbitrairement égal à 4 fois le module des débits observés entre 1971 à 2011) durant la période de simulation ;
- **Basses eaux** : Les basses eaux sont définies en terme de déficit, qui représente, sur la période de simulation et lorsque le débit est inférieur à un seuil de bas débit, la quantité d'eau qui manque afin d'arriver au seuil de bas débit. Ce dernier étant défini arbitrairement en divisant le module des débits observés par quatre. Ainsi, s'il y a une tendance à la baisse du déficit, alors, les bas débits ont tendance à augmenter, et inversement ;
- **Ecoulement total** : Cette variable est définie comme la quantité d'eau totale s'étant écoulée sur la période de simulation ;

L'analyse de la matrice de simulations croisées se fait de deux manières différentes : une analyse visuelle simple et/ou une analyse statistique utilisant un test de permutation dans le but de caractériser la significativité de la tendance.

II.2.2.1. Analyse visuelle

L'analyse visuelle s'effectue en transformant les composantes de la matrice en + et - de la manière suivante :

- $Q_{ij} = 0$;
- Pour $i > j$, si $Q_{ij} > Q_{ii}$, alors $Q_{ij} = (+)$ et si $Q_{ij} < Q_{ii}$ alors $Q_{ij} = (-)$;
- Pour $i < j$, si $Q_{ij} > Q_{ii}$, alors $Q_{ij} = (-)$ et si $Q_{ij} < Q_{ii}$ alors $Q_{ij} = (+)$.

102	87	106	92
113	90	111	102
95	83	101	90
104	86	110	92

→

0	-	+	-
-	0	+	+
+	+	0	-
-	+	-	0

Figure 8 : analyse visuelle de la matrice de simulations croisées.

La diagonale représente la valeur la plus fiable de l'estimation du débit sur la période, le modèle ayant été calé grâce à la pluie $i=j$.

Une matrice avec une majorité de (+) traduit une augmentation progressive dans la capacité du bassin à produire le débit cible, et inversement pour une matrice à majorité de (-). Une matrice avec autant de plus que de moins traduit une certaine stabilité.

La matrice permet par exemple de distinguer une période avec des tendances par rapport à une période de stabilité. Cependant, cette matrice ne donne que les signes de variation et informe moins sur l'intensité du changement.

II.2.2.2. Analyse statistique utilisant les permutations

L'analyse statistique utilisée ici est une technique non paramétrique basée sur une approche de ré-échantillonnage utilisant les permutations. Elle est intéressante du fait qu'elle ne nécessite pas de distribution de données. Elle est, par conséquent, plus appropriée par rapport aux méthodes paramétriques pour les applications hydrologiques.

L'hypothèse nulle H_0 du teste est : l'absence de tendance. Si l'hypothèse nulle H_0 est vérifiée, alors, l'ordre chronologique de la série d'observation importe peu, et les données peuvent être mélangées plusieurs fois. Après chaque permutation, la statistique S est calculée, et à la fin des permutations, la distribution de la statistique S est tracée (Robson, 2000).

Le test est basé sur l'analyse de la position relative de la statistique observée S (i.e. la valeur pour la série initiale) dans la distribution de permutation (cf. figure 9).

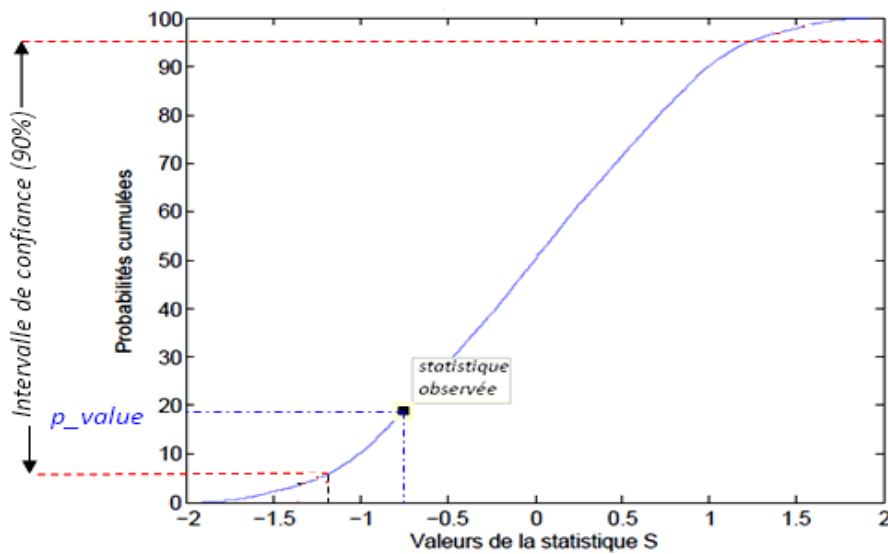


Figure 9 : Position relative de la statistique S dans la distribution de probabilités.

Si la statistique est vers le milieu de la distribution, à l'intérieur de l'intervalle de confiance, on conclut qu'il n'y a pas de tendance significative car il n'y a pas de raison de rejeter la statistique H_0 . Si la statistique S est plus grande ou plus petite que la majorité des valeurs de la distribution, alors on peut rejeter l'hypothèse H_0 , et dire qu'une tendance existe (i.e. il y a peu de chance que la valeur de la statistique S soit positionnée sur un extrême juste à cause du hasard).

La statistique S désignée pour caractériser la matrice des simulations croisées est la suivante :

$$S = \sum_{i=1}^n [\sum_{j=1}^{i-1} (q_{ii} - q_{ij}) + \sum_{j=i+1}^n (q_{ij} - q_{ii})] \quad \text{Eq. 14}$$

où q_{ij} est l'élément de la $i^{\text{ème}}$ ligne et de la $j^{\text{ème}}$ colonne de la matrice.

La p -value représente la probabilité d'obtenir dans la distribution des valeurs inférieures (ou supérieures) à la statistique calculée dans la matrice originale.

II.2.3. Approche modifiée par les simulations croisées

Notre nouvelle approche est basée sur l'utilisation des modèles pluie-débit et des simulations croisées présentées dans le paragraphe précédent, II.2.2. Si la première étape de calage sur n périodes de pluie reste inchangée, l'étape 2 consiste ici à effectuer une simulation de n séries de débits Q_i en prenant pour entrée la totalité de la série des pluies (et non plus n périodes) et en employant les n jeux de paramètres des i modèles M_i . Ainsi, cette méthode ne fait plus appel à la matrice de simulations croisées, mais à n séries de débits simulés Q_i , chacune représentant la période i (cf. figure 10).

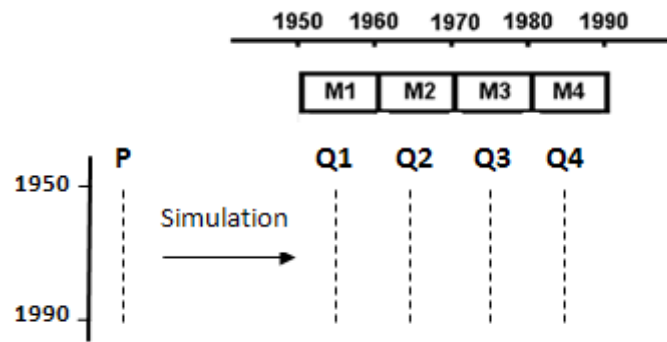


Figure 10 : de l'approche modifiée par les simulations croisées

Une modification dans les caractéristiques des séries Q_i traduit un changement dans la relation pluie-débit. Le tout est de trouver un moyen de décrire la série de débits simulés, et d'analyser les variations de cette caractéristique sur les n périodes.

Les quantiles sont des grandeurs statistiques permettant de décrire une série de données. Ainsi, il est possible de prendre m quantiles de débits -qu'ils définissent les écoulements extrêmes ou moyens- et d'appliquer un test de tendances sur ces m séries de longueur n .

II.2.3.1. Analyse des tendances de la série de quantile

L'analyse des tendances sur ces m séries de quantiles doit se faire à l'aide d'un test suffisamment fiable malgré la faible longueur de la série. Un test statistique basé, comme pour la première méthode, sur les permutations peut être utilisé. Cependant, ici, l'élaboration de ce test passe par la mise en place d'une nouvelle statistique.

Soit notre série de quantiles $q_i, i=1, 2, \dots, n$.

Si q_{croi}^{ref} est une série composée des éléments de la série q_i , rangés dans l'ordre croissant, alors q_{croi}^{ref} représente la référence de la croissance de la série initiale q_i .

On peut caractériser l'éloignement de la série de données initiale par rapport à la référence croissante en employant la formule des moindres carrés :

$$S = \sum_{j=1}^n (q(j) - q(j)_{croi}^{ref})^2 \quad \text{Eq. 15}$$

Plus la série sera éloignée de la croissance, et plus la statistique S sera grande. Inversement, plus la statistique sera proche de la croissance, et plus la statistique sera faible. Une série de donnée parfaitement croissante aura une statistique nulle.

De la même manière que pour la croissance, on peut écrire la statistique de la décroissance comme suit :

$$S = \sum_{j=1}^n (q(j) - q(j)_{decroi}^{ref})^2 \quad \text{Eq. 16}$$

Une statistique permettant de décrire la croissance et la décroissance dans une même formule serait une combinaison des deux formules précédentes :

$$S_i = \sum_{j=1}^n (q(i,j) - q(j)_{decroi}^{ref})^2 - (q(i,j) - q(j)_{croi}^{ref})^2 \quad \text{Eq. 17}$$

où l'indice i désigne la série permutée, et l'indice j désigne l'emplacement de la valeur q_j dans la série permutée q_i .

- ✓ Plus la série q_i est proche de la référence croissante, plus la statistique sera grande.

- ✓ Plus la série q_i est proche de la décroissance, plus la statistique sera négative et petite.
- ✓ Si la série q_i ne présente aucune tendance, la statistique sera proche de zéro.

II.2.4. Données utilisées

Les données utilisées pour l'analyse de la stationnarité de la relation pluie-débit sont des données de pluies, de débits, et d'ETP au pas de temps *horaire*. En effet, sur un petit bassin versant tel que l'Orgeval, un pas de temps plus grand pourrait ne pas convenir à la simulation des événements qui se passent aux faibles échelles temporelles (crues notamment).

Ainsi, les données utilisées au pas de temps horaire sur l'Orgeval sont les débits au Theil de 1970 à 2011, et la moyenne des pluies sur tous les pluviomètres. L'ETP journalière (calculée par la formule d'Oudin et al., (2005) (cf. Eq. 18) répartie sur 12 heures de la journée par une courbe en cloche ayant un maximum à 14h.

$$\left\{ \begin{array}{l} ETP = \frac{R_e}{L\rho} \cdot \frac{T_a + 5}{100} \quad \text{si } T_a + 5 \geq 0 \\ ETP = 0 \quad \text{sinon} \end{array} \right. \quad \text{Eq. 18}$$

où R_e est la radiation extraterrestre ($MJ.m^{-2}.j^{-1}$) dépendant uniquement du jour julien, et de la latitude, L est le flux de chaleur latente, pris égal à $2.45 MJ.kg^{-1}$, ρ est la densité de l'eau ($kg.m^{-3}$) et T_a est la température moyenne journalière ($^{\circ}C$) issue de la base de données Safran, à la maille du Theil.

II.2.5. Choix du modèle pluie-débit

L'analyse des tendances du comportement du bassin versant au moyen des deux méthodes précédemment décrites (cf. *paragraphe II.2.2. et II.2.3.*) à la station du Theil, nécessite un modèle pluie-débit, ce dernier devant traduire au mieux le comportement du bassin versant.

Pour satisfaire à cela, six modèles conceptuels globaux ont été testés en calage/validation sur la période de 1970 à 2011. Pour chacun de ces modèles, la procédure suivie a été la suivante :

- **Etape -1-** : Découpage des séries de débit, de pluie et d'ETP en quatre périodes ($n=4$) de 10 années chacune, la dernière période comportant une année de plus ;
- **Etape -2-** : Calage du modèle sur la première période en prenant pour *fonction objectif* le critère de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe 1970) sur les racines des débits, puis validation sur chacune des autres périodes : $j = \{2, 3, 4\}$;
- **Etape -3-** : L'étape -2- est répétée en faisant varier la période de calage i et ce, jusqu'à la $n^{\text{ième}}$ période ; pour chaque période de calage i , la validation a été faite sur chaque période $j = \overline{1, n}$, avec $j \neq i$.

Le logiciel utilisé pour la réalisation de l'ensemble de ces étapes est un programme écrit en langage Fortran, disponible dans l'équipe Hydrologie de l'UR HBAN d'Irstea (Antony). Il permet d'appliquer la procédure décrite ci-dessus automatiquement en utilisant les six modèles pluie-débit suivants :

- MORD, version simplifiée à 6 paramètres du modèle MORDOR d'EDF (Garçon, 1996 ; Mathevet, 2005) ;
- TOPM, version modifiée à 6 paramètres du modèle TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979 ; Michel et al., 2003) ;
- IHAC, version modifiée à 6 paramètres du modèle IHACRES (Jakeman et al., 1990 ; Andreassian et al., 2001) ;

- GR5H, GR4H et GR6H, versions horaires (respectivement à 4, 5 et 6 paramètres) du modèle hydrologique d'Irstea (Mathevet, 2005 ; Le Moine, 2008; Pushpalatha et al., 2011).

Des descriptions plus détaillées de ces modèles sont disponibles dans les références ci-dessus. Ces modèles sont des modèles hydrologiques globaux à réservoirs, représentant des conceptualisations variées de la transformation pluie-débit.

La sélection des deux meilleurs modèles est effectuée en mesurant les performances des six modèles selon le critère du bilan et la valeur du critère de Nash-Sutcliffe calculé :

- sur les débits : *NSQ*.
- sur les racines des débits : *NSRQ*.
- sur les logarithmes des débits : *NSLQ*.
-

La comparaison des performances des six modèles est effectuée selon la procédure suivante :

- Comparaison des valeurs des trois critères de Nash-Sutcliffe en calage sur chacune des quatre périodes (*data not shown*) ;
- Comparaison des valeurs de chaque critère moyennées sur les trois validations issues de chaque période de calage *i* (*data not shown*) ;
- Classement des modèles selon l'ordre décroissant des valeurs des trois critères de Nash-Sutcliffe moyennés sur la validation, et sélection des deux modèles ayant la somme des rang la plus petite (*cf. tableau 5, colonne rang total*).
-

Si certains modèles sont meilleurs que d'autre sur certaines périodes (données non présentées), que ce soit pour les critères de calage ou de validation, globalement, sur tous les critères moyennés, le meilleur modèle est le modèle GR5H, avec un rang de 6, suivi du modèle TOPM, avec un rang de 7 (*cf. Tableau 5*). Pour cette raison, les deux modèles sélectionnés pour notre étude sont les modèles TOPM et GR5H, même si leurs performances restent globalement modestes, en particulier sur les périodes de basses-eaux (*cf. NSLQ, Tableau 5*).

Tableau 5 : Critères de Nash-Sutcliffe des modèles pluie-débit appliqués à la station du Theil, moyennés sur les validations.

	NSQ	Rang (NSQ)	NSRQ	Rang (NSRQ)	NSLQ	Rang (NSLQ)	Rang total
MORD	0.71	5	0.73	3	0.54	3	11
TOPM	0.80	1	0.78	1	0.51	5	7
IHAC	0.60	6	0.68	4	0.56	1	11
GR5H	0.76	2	0.75	2	0.55	2	6
GR4H	0.74	4	0.75	2	0.51	5	11
GR6H	0.75	3	0.73	3	0.53	4	10

II.3. Conclusion

La méthodologie globale suivie, ainsi que les variables étudiées dans cette étude est résumée dans les deux figures suivantes, la première concernant l'étude de la stationnarité des variables hydrométéorologiques, et la seconde, celle des processus du bassin via la relation pluie-débit :

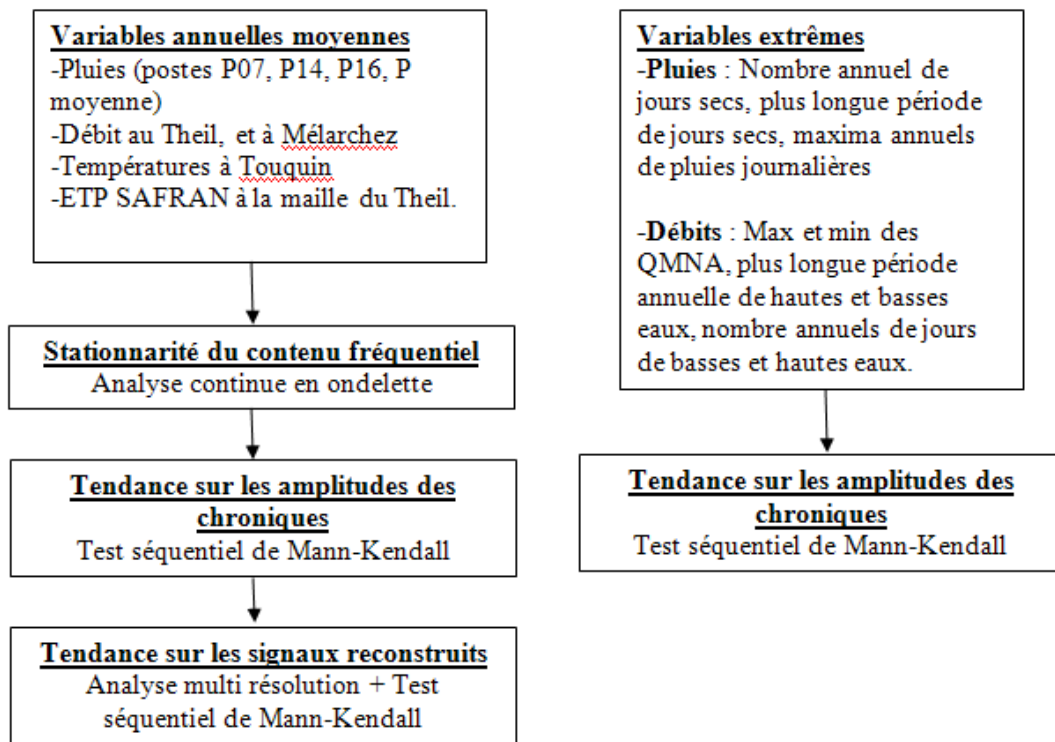


Figure 11 : Résumé de la méthodologie utilisée pour l'étude de la stationnarité des variables hydrométéorologiques

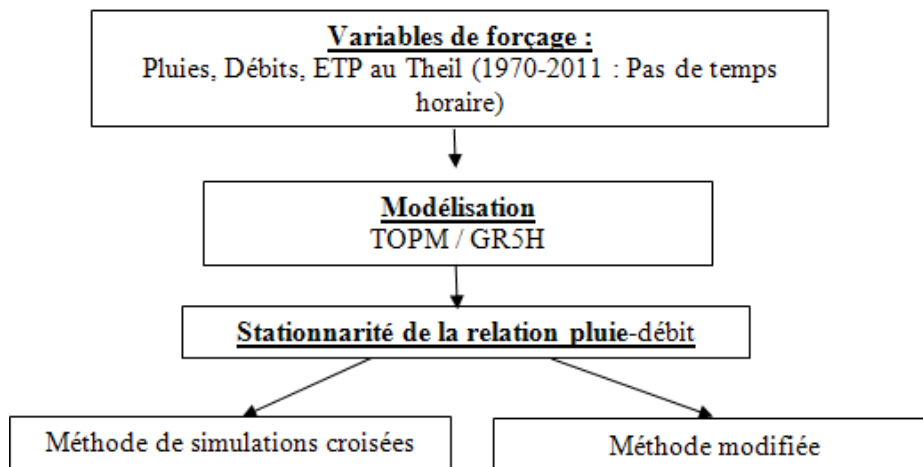


Figure 12 : Résumé de la méthodologie utilisée pour l'étude de la stationnarité de la relation pluie-débit

Chapitre III : Résultats et discussion

Dans ce chapitre, les résultats de l'analyse de la stationnarité des variables hydro-climatiques ainsi que la stationnarité de la relation pluie-débit seront présentés et discutés.

Une attention particulière sera donnée à la comparaison des résultats issus des deux modèles utilisés pour la stationnarité de la relation pluie-débit, ainsi que des méthodes employées.

III.1. Stationnarité des variables hydrométéorologiques

Comme décrit dans le chapitre II, nous avons étudié la stationnarité des variables hydro-climatiques à l'aide du test séquentiel de Man-Kendall et de la transformation en ondelettes (CWT et GWT). Notre question était de savoir s'il y avait des ruptures dans les contenus fréquentiels ainsi que des tendances dans les chroniques de pluie, de débit, de température et d'ETP de l'Orgeval.

III.1.1. Stationnarité des variables moyennes annuelles

III.1.1.1. stationnarité en terme de contenu fréquentiel

Rappelons que les processus périodiques correspondent à une ligne horizontale sur le scalogramme (représentation dans le plan temps-échelle des coefficients d'ondelettes : CWT), alors qu'une impulsion (discontinuité) correspond à une ligne claire verticale (Labat et al., 2001). Noter aussi que sur les scalogrammes, les parties claires correspondent à des coefficients d'ondelettes forts, prouvant l'existence d'une périodicité, ce qui se traduit aussi par un pic sur le GWS. Les parties foncées correspondent quant à elles, à des coefficients d'ondelettes faibles.

III.1.1.1.1 Variable pluviométrique

L'étude des scalogrammes correspondant aux pluies annuelles sur l'ensemble des stations étudiées (P07, P14 et P16) montre que le contenu fréquentiel dans le temps est le même pour toutes les stations (scalogramme type correspondant ici à la station P16, Figure 13), attestant d'une homogénéité de la périodicité des pluies des trois stations étudiées.

Cependant, les résultats de l'analyse des scalogrammes montrent une non-stationnarité fréquentielle des pluies, avec deux ruptures majeures (*cf. figure 13, scalogramme*) faisant apparaître trois périodes distinctes :

- Période entre 1960 et 1980, contenant une échelle de variabilité de 13-16ans ;
- Période entre 1980 et 1990, avec un passage à une échelle de 15-17ans ;
- Période après 1990, avec l'apparition d'une périodicité de 7-9ans.

De manière moins marquée, on peut aussi percevoir des périodicités inférieures à 4 ans tout au long du signal (*cf. figure 13*).

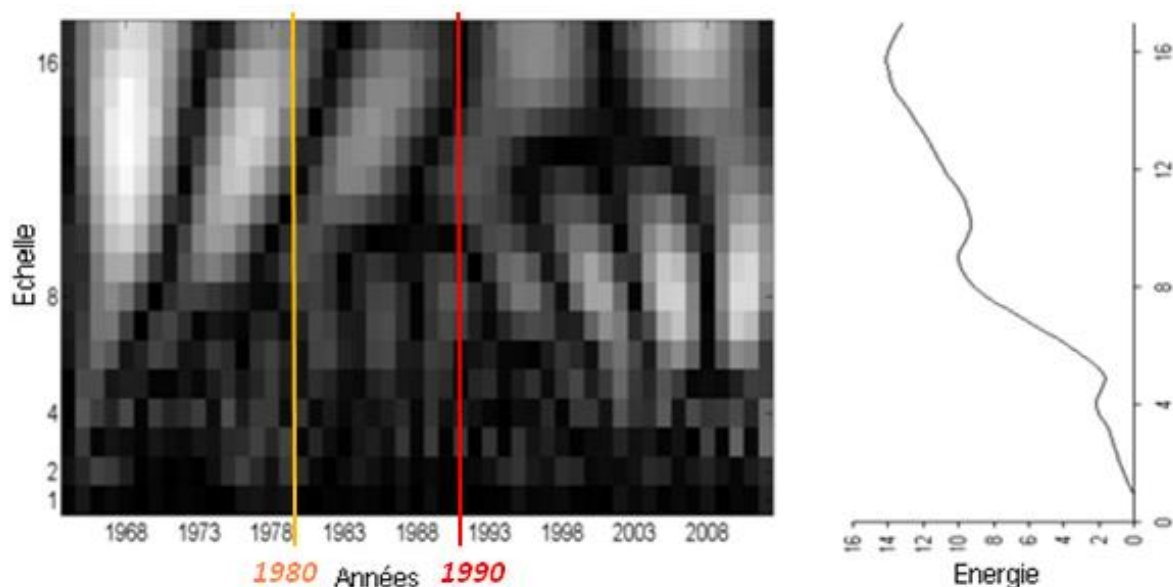


Figure 13 : Scalogramme (CWT) (gauche) et Global Wavelet Spectrum (GWS) (droite) de la série de pluies annuelles moyennes au pluviomètre 16.

Les résultats de l'analyse en ondelettes sur la pluviométrie du bassin de l'Orgeval montrent qu'il existe une structure de la variabilité des pluies intimement liée à deux modes : 17 ans, et 5-9 ans se produisant à la fin des années 1970 et au début des années 1990 respectivement. Compte tenu des résultats déjà publiés dans la littérature il est probable que ces oscillations caractérisent la NAO (North Atlantic Oscillation) (Massei et al., 2010) . Le bassin de l'Orgeval semble donc, comme le bassin de la Seine, soumis à ces fluctuations.

III.1.1.1.3 Températures et ETP

Les scalogrammes des températures et des ETP moyennes annuelles sont identiques (données non présentées ; cf. exemple du scalogramme des températures annuelles, figure 14). En effet, la température est l'un des facteurs importants du calcul de l'ETP (cf. Eq. 18). Ces deux scalogrammes ont montré une stationnarité des températures et des ETP en terme fréquentiel, avec la présence, tout au long du signal, des échelles de variabilité de 5-7 ans, et de 14-16 ans (cf. Figure 14).

L'analyse des deux scalogrammes met aussi en évidence les limites de l'analyse continue en ondelette en mettant en image les effets de bords, qui apparaissent à droite et à gauche des scalogrammes, et qui s'accroissent avec l'augmentation de l'échelle. Ces effets de bord influencent grandement les échelles détectées sur le spectre fréquentiel (cf. figure 14, GWS). On comprend ainsi l'importance de la complémentarité de l'analyse du scalogramme, et du GWS.

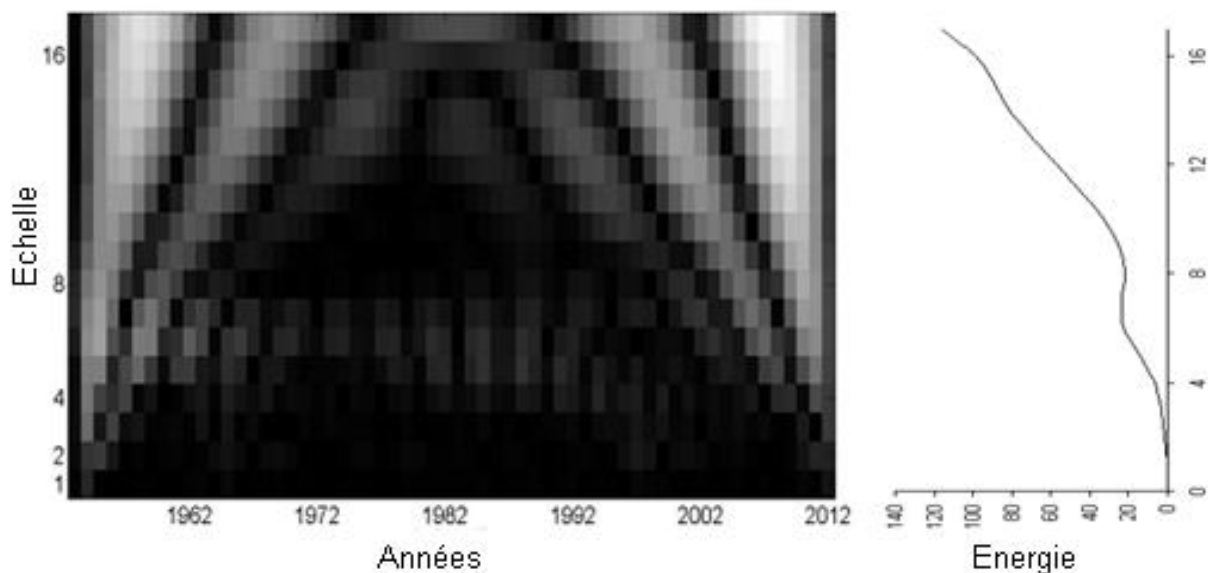


Figure 14 : Spectre continu d'ondelettes (CWT) (gauche) et le Global Wavelet Spectrum (GWS) (droite) de la série de températures moyennes annuelles à Touquin.

La comparaison de nos résultats obtenus sur une base annuelle avec ceux de l'étude de Nicolas et al. (2010) sur les températures mesurées aux stations de Bierset (50,6°N, 5,4°E), Bordeaux-Mérignac (44,8°N, 0,7°W) et de Bourges (41,7°N, 2,4°E) montre l'intérêt de prendre en compte des chroniques à un pas de temps plus fin permettant de récolter des informations qui ne sont pas perceptibles en analysant des chroniques à un pas de temps annuel. En effet, cette étude a mis en évidence trois échelles de variabilités : une échelle journalière, une échelle de 12 mois, et une échelle de 30 mois d'amplitudes égales à 2.6, 6.8 et 0.8°C respectivement. Malheureusement, étant donné le pas de temps annuel considéré dans notre étude, les échelles de variabilité intra-annuelles ne peuvent être détectées. Il en est de même pour l'échelle de 30 mois.

III.1.1.1.2 Débits

Les scalogrammes et les GWS issus de l'analyse en ondelettes des débits moyens annuels, au Theil et à Mélarchez, sont représentés dans la figure 15. L'analyse de ces figures, et en particulier la comparaison des GWS (cf. figure 15, gauche), montrent une différence entre les contenus fréquentiels des deux stations, pouvant traduire une différence de comportement des deux bassins versants. Les scalogrammes sont identiques aux petites échelles, avec la présence des périodicités de 2-4 ans jusqu'aux années 1980, et l'apparition d'une périodicité de 4-7 ans à partir des années 1990. Toutefois, les contenus fréquentiels des deux stations diffèrent aux grandes échelles, avec un mode de variabilité de 12-16 ans présent tout au long du signal à Mélarchez, alors qu'on note un passage au début des années 1980 à une échelle de 12-17 ans au Theil. On note aussi la présence d'une échelle de 8-12 ans au Theil qui n'apparaît pas à Mélarchez (cf. figure 15, GWS).

Cette différence peut s'expliquer par le fait que les séries temporelles de débit ont la particularité, par rapport aux séries de pluviométrie, de refléter la variabilité des précipitations, des évapotranspirations, mais également des caractéristiques physiques du bassin versant (lithologie, couverture du sol, etc.) (Pasquini et Depetris, 2007). Ainsi, les scalogrammes de séries de débit prennent en compte, en plus du climat, des processus internes au bassin versant étudié.

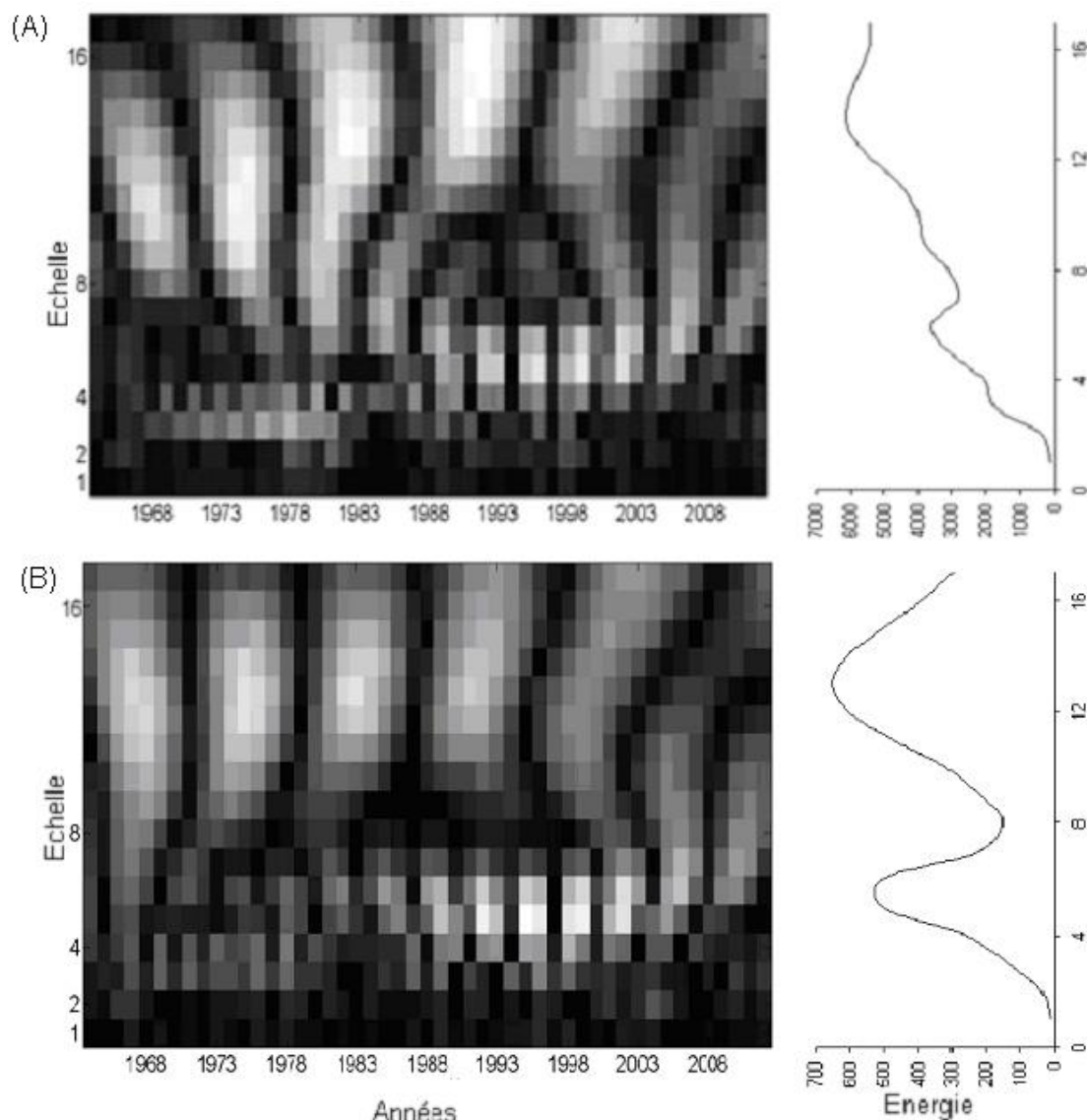


Figure 15 : Spectre continu d'ondelettes (CWT) (gauche) et le Global Wavelet Spectrum (GWS) (droite) de la série de débits annuels moyens à la station du (A) Theil et à (B) Mélarchez.

On remarque également, que la chronique de débit du Theil rend mieux compte de l'influence de la NAO par rapport à Mélarchez. On y retrouve les mêmes modes de variabilité, et les mêmes dates de ruptures (cf. paragraphe III.1.1.1.1). Il en est de même avec l'étude de Messai et al. (2010), où les séries de débits analysées sur le bassin de la Seine contiennent -de même que pour les pluies- deux modes de variabilité liés à ceux de la NAO (5-9 ans et 17 ans).

III.1.1.2. Stationnarité en terme d'amplitudes

Pour estimer les tendances sur les amplitudes des variables mesurées (cf. paragraphe III.1.1.2.1.), et reconstruites aux échelles de 2, 4, 8, et 16 ans (cf. paragraphe III.1.1.2.2.) des précipitations, des débits ainsi que des températures et des ETP du bassin versant de l'Orgeval, le test séquentiel de Mann-Kendall a été utilisé.

Les valeurs séquentielles $u(t)$ et $u'(t)$ sont représentées par des courbes continues et discontinues respectivement pour chaque variable, avec un intervalle de confiance (trait discontinu) à une signification de 5% ($z = \mp 1,96$).

La tendance est à la baisse lorsque la variable $u(t)$ diminue, et inversement pour une tendance à la hausse.

Une tendance significative existe lorsque l'une des deux variables réduites est en dehors de l'intervalle de confiance.

III.1.1.2.1. Variables mesurées

III.1.2.1.1.1 Pluies

Le test séquentiel de Mann-Kendall appliqué aux trois pluviomètres étudiés (P07, P14 et P16) montre que pour tous les pluviomètres, l'allure globale des variables réduites $u(t)$ est la même (cf. figure 16). En revanche, les résultats des tendances sont très différents d'un pluviomètre à l'autre. En effet, alors que le test de Mann-Kendall appliqué au pluviomètre 14 montre une tendance à la baisse débutant au milieu des années 1960, et devenant significative à 95% autour de 1973 (cf. figure 16, (B)), aucune information ne peut être obtenue à travers le test appliqué au pluviomètre 16. Pour le pluviomètre 07, même si nous observons une forte tendance à la baisse à partir des années 1980, celle-ci reste non significative malgré un $u'(t)$ supérieur à l'intervalle de confiance autour des années 1990 (cf. figure 16, (A)).

Cette différence peut être due aux incertitudes de mesure. En effet, l'étude de Cantat (2004), effectuée sur quelques sites en Basse-Normandie, a révélé que de nombreux facteurs directs et indirects de dérive pluviométrique entraînent une certaine hétérogénéité de ces séries. L'auteur est arrivé à la conclusion que la fragmentation spatiale et temporelle des séries pluviométriques nuit à la mise en évidence de l'évolution pluviométrique à long terme, et que les séries comportant trop de lacunes, conduisent à des reconstructions délicates, et à des valeurs nécessairement plus incertaines.

Pour avoir une idée globale de la tendance des pluies sur tout le bassin de l'Orgeval, le test séquentiel de Mann-Kendall a été appliqué sur les pluies annuelles moyennes calculées en prenant la moyenne arithmétique des pluviomètres de tout le bassin versant de l'Orgeval (cf. Tableau 3), en prenant le risque de noyer la tendance -si elle existe- dans les différents signaux pluviométriques. Les résultats de ce test (non détaillés ici) ne montrent aucune tendance significative à 95 % de confiance.

Or, la prédominance des phases positives de la NAO ces trois dernières décennies est à l'origine de la récurrence d'hivers doux et humides sur le nord du continent européen et de la persistance de conditions de sécheresse sur le pourtour méditerranéen (Cassou et al., 2004). Ceci conduit à penser qu'une tendance à la hausse des précipitations sur les bassins versants du nord de l'Europe influencés par la NAO (comme ce pourrait être le cas pour le bassin de l'Orgeval) est à détecter, et qu'une tendance à la baisse des précipitations est à noter sur les bassins méditerranéens.

Toutefois, Chaouch et al., (2010) n'ont, eux non plus, détecté aucune tendance significative sur les précipitations annuelles dans la région méditerranéenne. Ainsi, l'impact de la NAO sur les précipitations n'est pas évident à évaluer, en tout cas à l'échelle annuelle. En effet, selon Planton et al. (2005), l'impact du changement climatique sur les précipitations du nord de l'Europe se traduit par une augmentation des extrêmes hivernaux. Ceci met, encore une fois, l'accent sur l'importance du choix des variables et de leur échantillonnage. Ainsi, dans le cas de notre étude, et pour déceler un possible impact de la NAO sur les précipitations, il aurait été intéressant d'étudier cette variable de façon saisonnière.

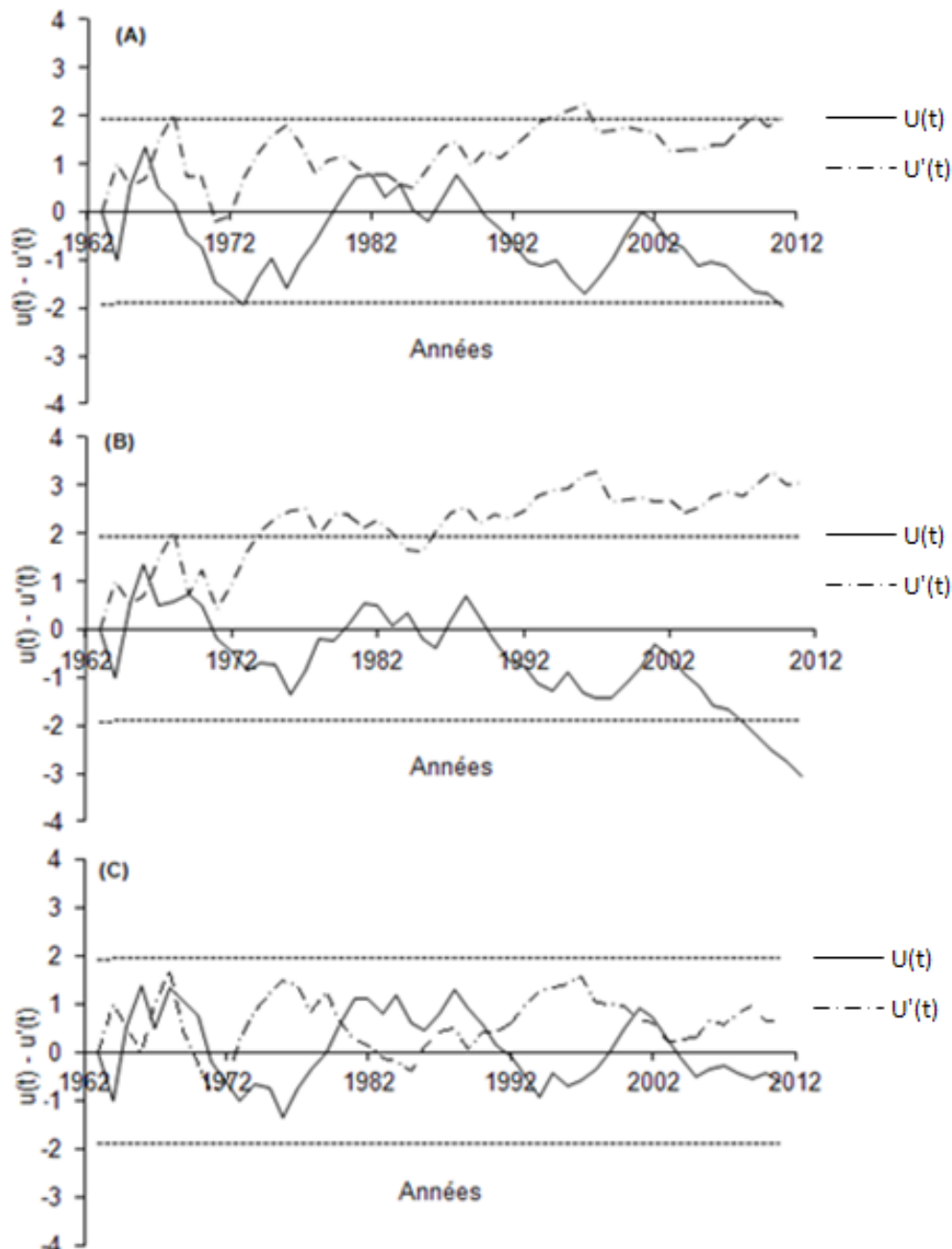


Figure 16 : Valeurs séquentielles $u(t)$, $u'(t)$ du test de Mann-Kendall pour les pluies annuelles moyennes aux pluviomètres 07 (A), 14 (B) et 16 (C).

III.1.2.1.1.2 Températures et ETP

Le test séquentiel de Mann-Kendall appliqué aux températures montre une tendance à la hausse des températures moyennes annuelles débutant au milieu des années 1960 et devenant significative à partir de 1973 (cf. figure 17). On note ainsi une augmentation de +1.4°C entre 1973 et 2010, correspondant à une hausse moyenne de 0.35°C par décennie. Ces résultats sont en accord avec les résultats de Lespinas, et al. (2010), qui ont détecté une hausse de +1.4 °C dans le Languedoc-Rousillon entre 1965 et 2004, correspondant à une hausse de 0.35 °C en moyenne par décennie. Chaouch et al. (2010) ont confirmé ces résultats, en détectant une augmentation de +1.1 à 1.5°C en région méditerranéenne entre 1970 et 2006, correspondant à une hausse de 0.3°C en moyenne par décennie.

Cependant, les analyses des températures à Nantes, présentées dans l'étude de Feuillet (2009) a montré que les séries de températures annuelles moyennes à Nantes entre 1946 et 2000 ont deux

tendances distinctes : entre 1946 et 1987, la température a baissé de 0,05°C par décennie, alors qu'elle a augmenté de 0,20°C par décennie entre 1988 et 2000. Parallèlement, l'écart entre les températures minimales et maximales n'a cessé de diminuer. L'augmentation des températures moyennes à Nantes depuis 1988 est donc largement conditionnée par l'augmentation des températures minimales. De même, l'étude de Cantat, (1995) sur les tendances des températures de la station de Caen-Carpiquet depuis 1951 a souligné la forte variabilité saisonnière des températures d'une année à l'autre sous les latitudes moyennes océaniques. Le réchauffement caractérisant cette évolution serait plus sensible sur les températures minimales (nuit) que sur les températures maximales (jour), et aussi plus marqué en hiver et en été, par rapport au printemps et à l'automne, où il est plus discutable. Concernant l'origine de la hausse des températures, cette même étude met l'accent sur les incertitudes des causes de ce réchauffement (processus naturels ou anthropiques). En outre, selon l'Extrait de la Lettre n°15 Programme International Géosphère Biosphère-Programme Mondial de Recherches sur le Climat (PIGB-PMRC), la hausse de température pourrait s'expliquer par la prédominance des phases positives de la NAO ces trente dernières années. Ceci pouvant s'expliquer en partie par l'action de l'océan Atlantique tropical nord sur l'atmosphère des moyennes latitudes et par l'accroissement d'origine anthropique de la concentration des gaz à effet de serre (Cassou, 2004).

Concernant les ETP calculées par la formule d'Oudin (*cf. paragraphe II.2.3*), une tendance significative à la hausse de 57.8 mm entre 1979 et 2010 est détectée (*cf. figure 17*), ce qui représente une augmentation moyenne de +1.9 mm par an. Cette tendance est parfaitement cohérente avec la tendance détectée sur la température, cette formule étant basée sur la température.

L'étude de Chaouch et al. (2010) a aussi révélé une augmentation des ETP annuelles entre +1 à +4 mm selon les bassins étudiés de la région méditerranéenne.

D'une manière générale, l'évapotranspiration est liée aux conditions climatiques, au sol, et la végétation. La détermination de l'ETP, qui peut être définie comme l'évapotranspiration maximale d'un gazon non limité par l'eau (Ducharne, 2002), peut être faite soit directement à l'aide de lysimètres, soit indirectement à l'aide de formules empiriques et théoriques (ou à bases physiques). Ainsi, le calcul de l'ETP dépend généralement de la formule utilisée.

Comme dit précédemment, deux formules ont été employées dans ce travail : la première est la formule d'Oudin (*cf. paragraphe II.2.3*), tenant compte du rayonnement extraterrestre, et des températures de l'air, et la seconde formule est celle de Penman-Monteith (1975), qui résulte de la combinaison du bilan d'énergie avec le transfert aérodynamique. Elle se base, en plus des températures, sur le rayonnement solaire mesuré au sol, sur l'humidité relative, et sur la vitesse du vent.

Les deux formules nous donnant des résultats de tendance extrêmement proches (une surestimation de la tendance de +0.24 mm par an avec la formule d'Oudin par rapport à la formule de Penman-Monteith), nous en déduisons que la tendance de l'ETP est fortement corrélée à celle observée sur la température.

Cependant, il aurait été extrêmement intéressant de connaître l'évolution de l'évapotranspiration réelle, du bassin versant de l'Orgeval, en fonction de l'occupation des sols. Or, l'évapotranspiration d'un sol couvert par de la végétation est difficile à estimer. Pour faciliter la tâche, les chercheurs sont arrivés à déterminer les besoins en eau des cultures, équivalent à l'ETM (Evapotranspiration maximale d'une culture, calculée à différents stades de développement végétatif, lorsque l'eau est en quantité suffisante et que les conditions agronomiques sont optimales (sol fertile, bon état sanitaire, ...), par la correction de l'évapotranspiration potentielle (ETP) par un coefficient appelé "coefficient cultural" (kc) en utilisant la formule suivante : $ETM(\text{culture}) = kc \text{ ETP}$.

Malheureusement, par manque de temps pour le rassemblement de toutes les données nécessaires, cette variable n'a pas été étudiée. Mais une analyse de l'évolution des plans culturaux ces 50 dernières années permettrait d'y parvenir.

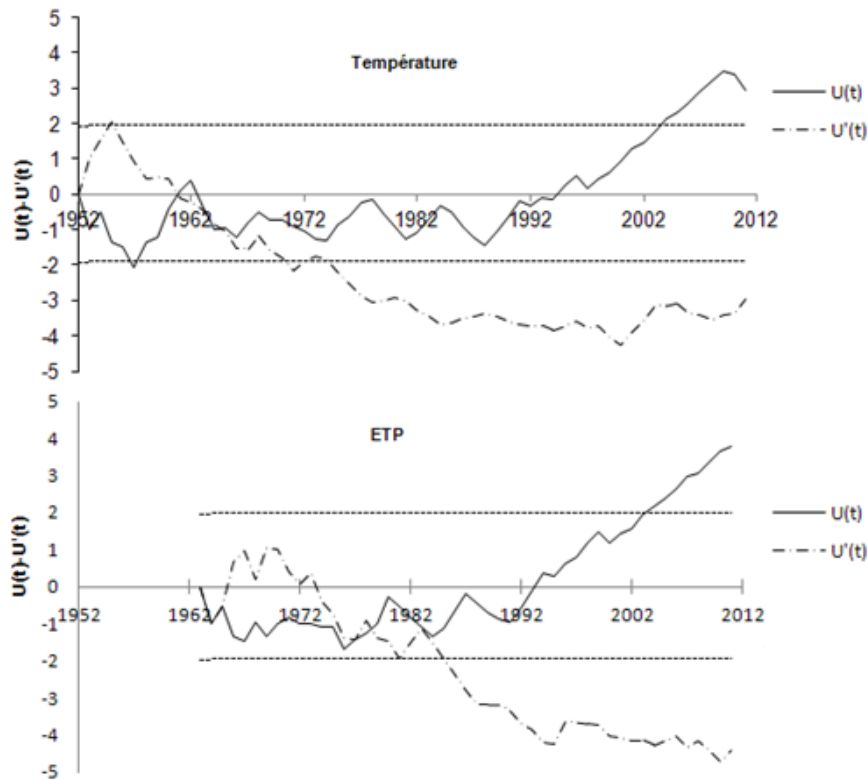


Figure 17 : Valeurs séquentielles $u(t)$, $u'(t)$ du test de Mann-Kendall pour les ETP (formule d'Oudin) moyennes annuelles (haut), et les températures moyennes annuelles à Touquin (bas).

III.2.2.1.1.3 Débits

La figure 18 présente les résultats du test séquentiel de Mann-Kendall appliqué aux débits moyens annuels des stations du Theil et de Mélarchez.

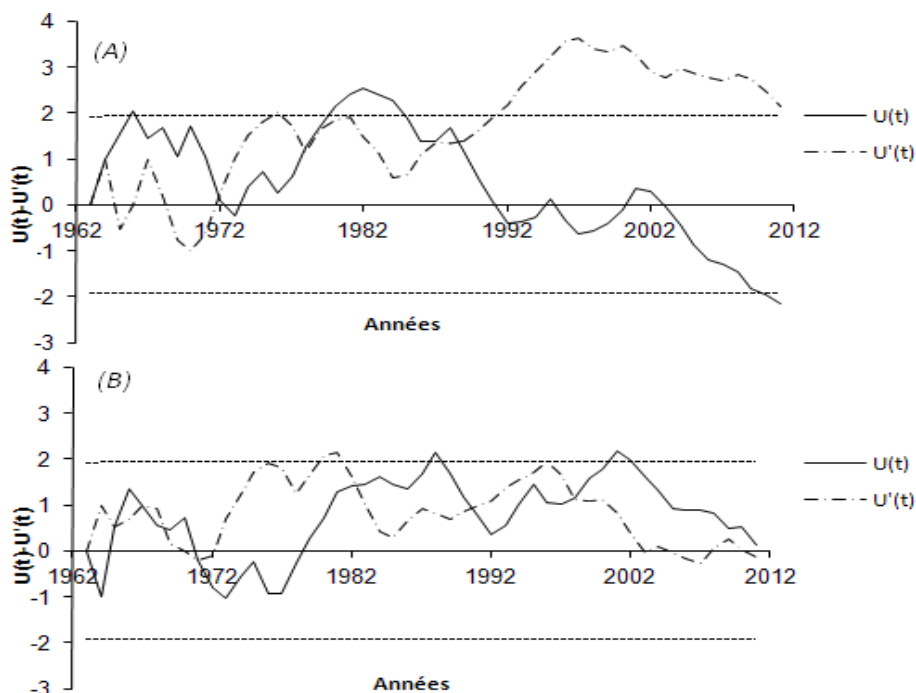


Figure 18 : Valeurs séquentielles $u(t)$, $u'(t)$ du test de Mann-Kendall pour les débits moyens annuels au Theil (A) et à Mélarchez (B).

Aucune tendance n'a pu être détectée à la station de Mèlarchez (cf. Figure 18.(B)), alors qu'au Theil, une tendance à la baisse des débits moyens annuels à partir de 1989, et qui devient significative au risque de 5% à partir de 1992 a été détectée (cf. Figure 18.(A)). Cette diminution des débits moyens annuels est de l'ordre de $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$ en 22 ans, représentant une baisse de 28 %. Elle peut être fortement liée à :

- *un problème d'instrumentation* : La station de mesure au Theil a été remplacée par une station ultrason en 1989, date correspondant au début de la tendance détectée au Theil (cf. figure 18, (A)). Cependant, à la même date, la station de Mèlarchez a aussi été modifiée, sans pour autant créer de tendance. Aussi, les erreurs d'instrumentations se traduisent généralement par des ruptures, et non des tendances graduelles, comme c'est le cas au Theil. Ainsi, l'implication de la métrologie est ici peu probable.
- *un facteur climatique* : Si l'augmentation des ETP traduit une augmentation de l'évapotranspiration réelle sur le bassin, et que les précipitations ne présentent aucune tendance à l'échelle annuelle, alors, le rendement en eau du bassin a tendance à diminuer. Cette hypothèse suppose aussi que le comportement hydrologique de l'Orgeval est resté stationnaire. Cependant, en supposant un état stationnaire, et si le climat est à l'origine de la diminution des débits au Theil, alors la même influence est sensée modifier les débits au niveau de Mèlarchez. Or, aucune tendance n'a été détectée à cette station. Toutefois, un changement du comportement hydrologique du sous-bassin versant de Mèlarchez pourrait le conduire à la production d'un débit moyen annuel à la hausse en 50 ans, ce qui compenserait l'influence de la hausse des températures sur le bilan hydrique de Mèlarchez.
- *une modification du comportement hydrologique du bassin* : Le comportement hydrologique d'un bassin versant, se traduisant par la relation pluie-débit, peut être non stationnaire, et donc être modifié par des effets anthropiques, ou naturels. Cette partie sera discutée dans le paragraphe III.2.5.

III.1.1.2.1. Variables reconstruites

L'application de l'analyse multi-résolution sur les pluies, les débits, les températures et les ETP a permis d'analyser les tendances de ces signaux aux différentes échelles de 2, 4, 8, et 16 ans. Les résultats, non détaillés ici, ont montré que les échelles de 2, 4 et 8 ans ne présentaient aucune tendance significative. En revanche, l'approximation (représentant le signal reconstruit aux échelles supérieures à 16 ans) montre une tendance à la baisse pour toutes les variables, sauf les températures, alors que l'échelle de 16 ans montre une tendance à la hausse, pour le pluviomètre 07 et la température à Touquin.

Il est important de signaler que le fait que le signal d'approximation présente une tendance à la baisse ne signifie pas que les échelles supérieures à 16 ans présentent cette tendance, mais que sur 50 années de mesures, la phase du cycle est en baisse.

III.1.2. Stationnarité des variables extrêmes

Les résultats de l'analyse des tendances sur les variables hydrologiques décrivant les *extrêmes annuels* sont présentés-en raison du nombre important de variables- dans les tableaux 6, et 7.

Nous constatons au niveau des pluviomètres étudiés (P07, P14 et P16) que la fragmentation spatiale (cf. paragraphe III.1.2.1.1.1) influe aussi sur les variables extrêmes. On peut toutefois dire

que les longueurs des périodes sèches ont tendance à augmenter depuis les années 1980 (cf. *Tableau 6, P07, et P14*), avec une augmentation aussi du nombre de jours secs par an au pluviomètre 07 (cf. *Tableau 6*). Cette tendance peut avoir des conséquences directes sur la diminution des débits, et la modification de la genèse des ruissellements, en diminuant l'humidité générale, et en créant des conditions propices à l'infiltration.

On peut d'ailleurs noter le même raisonnement (mais pour une tendance inverse) dans l'étude de Drogue et al. (2005), pour le Grand-Duché au Luxembourg. Les auteurs ont trouvé qu'une augmentation du nombre de journées avec de la pluie et/ou de la durée des épisodes pluvieux peut entraîner une humidité générale plus importante dans les bassins versants, créant ainsi des conditions propices à la formation de coefficients d'écoulement de crue plus importants.

Tableau 6 : Résultats des analyses de tendance appliquées aux variables extrêmes des pluies aux pluviomètres 07, 14 et 16.

	P07	P14	P16
Maximum annuels (mm/j)	Pas de tendance.	Pas de tendance.	Pas de tendance.
Nbre de jours secs par an(j)	Tendance à la hausse aux alentours de 1990.	Pas de tendance.	Pas de tendance.
Plus longue période sèche par an (j)	Tendance à la hausse depuis le début 1980.	Tendance à la hausse depuis 1987.	Pas de tendance.

Concernant l'étude des tendances sur les variables extrêmes des débits, aucune tendance significative n'a été détectée au Theil alors qu'à Mélarchez, on constate que l'écart entre les maximums et les minimums annuels des débits moyens mensuels (QMNA max, et les QMNA min) diminue, avec une baisse des maximums à partir de 2002, et une augmentation des minimums à partir de 1980 (cf. *tableau 7*). Malgré ce constat, on note que les périodes de bas débits se rallongent à Mélarchez depuis 1995, rendant ainsi les étiages plus longs, et les périodes de hauts débits se raccourcissent (cf. *tableau 7*).

Tableau 7 : Résultats des analyses de tendances appliquées aux variables extrêmes des débits au Theil et à Mélarchez.

	Le Theil	Mélarchez
QMNA max annuel (m ³ /s)	- Pas de tendance	- Tendance à la baisse à partir de 2002.
QMNA min annuel (m ³ /s)	- Pas de tendance	-Tendance à la hausse détectée à partir du début des années 1980.
Nbre annuel de jours de bas débit (j)	- Pas de tendance.	- Pas de tendance.
Nombre annuel de jours de hauts débits (j)	- Pas de tendance.	- Pas de tendance.
Plus longue période annuelle de bas débits (j)	- Pas de tendance.	- Tendance à la baisse à partir de 1995.
Plus longue période annuelle de hauts débits (j)	- Pas de tendance.	- Tendance à la baisse à partir de 2002.

III.2. Stationnarité de la relation pluie-débit

La stationnarité de la relation pluie-débit du bassin de l'Orgeval a été étudiée suivant les deux méthodes citées dans le paragraphe II.2.2, en utilisant les modèles GR5H et TOPM (cf. paragraphe II.2.4.) sur la station du Theil, dans le but de déterminer d'éventuels changements de la réponse hydrologique du bassin.

Elle a été effectuée sur une série de débit au pas de temps horaire, s'étalant de 1970 jusqu'à 2011, en divisant la période d'étude en 8 sous-périodes ($n=8$).

Tableau 8 : Sous-périodes étudiées pour les simulations.

N°	-1-	-2-	-3-	-4-	-5-	-6-	-7-	-8-
dates	1970-1975	1976-1980	1981-1985	1986-1990	1991-1995	1996-2000	2001-2005	2006-2011

Dans ce qui suit, les résultats de l'étude des tendances sur le comportement hydrologique du bassin versant de l'Orgeval seront présentés. Les résultats issus des deux méthodes, et des deux modèles utilisés seront ensuite comparés.

III.2.1. Résultats de la méthode de simulations croisées

On rappelle ici, que la méthode de simulations croisées a été utilisée sur trois variables différentes (hautes eaux, basses eaux et écoulement total). L'analyse des tendances sur les matrices de simulation croisées de chaque variable (data non shown) est effectuée d'une façon visuelle (cf. paragraphe II.2.2.1.1.), et d'une façon statistique (cf. Paragraphe : II.2.2.1.2.). Les résultats de ces deux analyses sont représentés dans le tableau 9. On rappelle qu'un nombre supérieur de (+) traduit..., supérieur de (-) ... et un nombre identique de + et - ... Rappelons également que :

- il y a une tendance à la hausse lorsque la p_Value est supérieure à 50%. Cette tendance est significative avec un risque de 10% lorsque la p_Value dépasse les 95%.
- il y a tendance à la baisse lorsque la p_Value est en dessous des 50%, et cette tendance est significative au risque de 10% lorsque cette statistique est inférieure à 5%.

Tableau 9 : Résultats de l'analyse visuelle et statistique des tendances de la relation pluie-débit appliquée au Theil, sur les matrices de simulations croisées.

	TOPM			GR5H		
	Écoulement total	Hautes eaux	Déficit	Écoulement total	Hautes eaux	Déficit
Nbre de +	15	34	31	14	25	43
Nbre de -	41	22	25	42	31	13
p_Value	6.23%	75.38%	87.17%	0.70%	16.75%	99.35%
Tendance	↓ non significative	↑ non significative	↑ non significative	↓ Significative	↓ non significative	↑ Significative

Les résultats de l'analyse des matrices de simulations croisées issues des deux modèles montrent une tendance à la hausse, non significative de l'écoulement total au Theil, ainsi qu'une augmentation du déficit, significative selon GR5H et non significative selon TOPM. Concernant les tendances sur les hautes eaux, les modèles divergent, avec des tendances non significatives, à la hausse selon TOPM, et à la baisse selon GR5H.

Ces deux tendances n'étant pas significatives, il est probable que l'emplacement de la p_value soit dû à l'effet du hasard, mais nous devons quand même nous pencher sur cette question de la divergence des deux tendances, qui découle probablement des incertitudes de modélisation, mises en évidence précédemment (cf. paragraphe II.2.4) par les critères moyens des modèles en

validation. Ceci sera discuté dans le paragraphe III.2.3 où une comparaison entre les deux modèles est effectuée.

III.2.2. Résultats de la méthode modifiée

L'étude de la stationnarité de la relation pluies-débit a été effectuée avec la méthode modifiée, décrite dans le paragraphe II.2.2.2.

Les quantiles sélectionnés pour caractériser les séries de débits simulés entre 1970 et 2011 avec les huit jeux de paramètres de chacune des sous-périodes étudiées (cf. *tableau 8*) sont des quantiles au *non dépassement*, s'étalant des basses eaux aux plus hautes eaux (cf. *Tableau 10, ligne 1*).

Les résultats des *p_Values* obtenues par l'application du test statistique de tendance basé sur les permutations (cf. *paragraphe II.2.2.2.1*) sont représentés dans le tableau 10, pour les deux modèles utilisés (TOPM, et GR5H) :

Tableau 10 : Résultats de l'analyse des tendances sur les quantiles de débits issus de la méthode modifiée pour les modèles GR5H, et TOPM où S désigne une tendance significative au risque de 10%, et NS une tendance non significative au risque de 10%.

Quantile(%)	2.5	5	15	25	50	75	85	95	97.5
P_value (%) : TOPM	10.26	10.45	9.99	9.00	3.90	2.73	9.72	48.67	84.20
Tendance TOPM	↓ NS	↓ NS	↓ NS	↓ NS	↓ S	↓ S	↓ S	nul	↗ NS
P_value (%) : GR5H	4.31	4.95	2.08	0.52	0.22	7.04	13.00	19.71	23.75
Tendance GR5H	↓ S	↓ S	↓ S	↓ S	↓ S	↓ NS	↓ NS	↓ NS	↓ NS

Concernant le modèle GR5H, les résultats des *p_Values* sur les différents quantiles calculés montrent que tous les quantiles ont tendance à diminuer (cf. *tableau 10*). En outre, cette tendance à la baisse est significative au niveau de confiance de 90% sur les quantiles 2.5 et 5%, définissant les basses eaux, et au niveau de confiance de 95% sur les quantiles 15, 25, et 50%, définissant l'écoulement moyen (cf. *tableau 10*).

Les résultats obtenus par le modèle TOPM confirme cette tendance à la baisse des écoulements moyens de manière significative à 90% (cf. *tableau 10, quantiles 50 et 75%*). Si les quantiles de faibles débits présentent aussi une tendance à la baisse, elle reste non significative (cf. *tableau 10 : quantiles 2.5, 5, 15, 25%*). Les quantiles de hauts débits présentent une tendance à la hausse non significative pour les deux modèles (cf. *tableau 10 : quantiles 97.5%*).

Ainsi, les résultats de cette méthode présentent les mêmes divergences que la première méthode (cf. *paragraphe III.2.2*) au niveau des hautes eaux entre les modèles TOPM et GR5H. Toutefois, même si la significativité des tendances n'est pas la même, les deux modèles présentent les mêmes évolutions à la baisse pour les bas et moyens débits..

III.2.3. Comparaison des modèles GR5H et TOPM

La comparaison des deux modèles a été effectuée de plusieurs manières. La première consiste à analyser les hydrogrammes des débits observés, et des débits simulés par chaque modèle (TOPM et GR5H), sur chacune des huit périodes (non détaillé ici).

Malgré le fait que le critère de Nash-Sutcliffe utilisé dans cette étude comme fonction objectif aura une tendance à bien reproduire les écoulements moyens, et à produire des erreurs plus importantes au niveau des extrêmes, on peut dire que le modèle GR5H modélise mieux les étiages que TOPM. En effet, ce dernier a tendance à lisser les étiages en les surestimant.

En revanche, au niveau des crues, les deux modèles parviennent à détecter les pics, mais en les sous-estimant, avec une sous-estimation moindre pour le modèle TOPM.

Cependant, l'analyse des hydrogrammes étant souvent subjective, et les hydrogrammes étant très longs (pas de temps horaire sur 40 ans), une deuxième analyse a été effectuée en utilisant les graphiques :

- débit simulé en fonction du débit observé ;
- débit simulé en fonction du rapport du débit observé et du débit simulé

Les résultats (data not shown) confortent ceux issus de l'analyse des hydrogrammes. Ainsi, à l'issue de cette comparaison, on peut dire que le modèle TOPM est biaisé au niveau des étiages. On aura ainsi davantage tendance à se fier aux résultats du modèle GR5H lors de l'analyse des basses eaux. En revanche, au niveau des écoulements moyens, et des hautes eaux, le modèle TOPM donne de meilleurs résultats par rapport au modèle GR5H, même si les performances des deux modèles sont relativement proches.

A travers cette analyse, une remise en cause du découpage de la série en sous-périodes s'impose. En effet, un constat important a été fait concernant les différences de simulations des modèles d'une période à l'autre : chaque modèle calé sur une sous période engendre des paramètres sensiblement différents. La variabilité des valeurs des paramètres peut être expliquée par l'effet d'échantillonnage lié à la qualité et à la quantité d'information disponible dans les séries de données de chaque sous période. En effet, les paramètres dépendent des variables de forçage (Sorochian et Dracup , 1980 ; Kuczera, 1983 ; Coron et al., 2012), qui diffèrent d'une sous-période à l'autre. Ainsi, les fluctuations climatiques, qui se traduisent par des périodes plus sèches ou plus humides que d'autres ou par d'éventuelles tendances à long terme sur les variables de forçage du modèle (pluviométrie, évapotranspiration), conduisent le modèle à s'adapter aux conditions imposées par ces variables en adaptant ses paramètres à la période de calage. A ce moment-là, les tendances détectées ne sont plus des tendances dues à une non-stationnarité de la relation pluie-débit, mais bien à des non-stationnarités climatiques. Ainsi, selon De Oliveira Nascimento (1995), pour négliger l'effet de l'échantillonnage, il est nécessaire d'imposer au modèle une condition de robustesse vis-à-vis des variations naturelles des variables de forçage au cours du temps.

III.2.4. Comparaison des deux méthodes

Dans ce qui suit, la comparaison des deux méthodes d'analyse de tendances de la relation pluie-débit est effectuée, en termes de résultats, puis de mise en œuvre. Le doigt sera ainsi mis sur l'apport de la méthode modifiée par rapport à la méthode initiale. Cependant, il est très important de dire qu'il est probablement difficile de répondre à cette question sur un seul bassin, mais cela pourrait être fait sur un plus grand nombre de bassins où des changements sont documentés, pour voir si l'une ou l'autre des méthodes est plus apte à détecter les changements. On pourrait comparer les deux méthodes sur des séries hydrologiques synthétiques comportant des tendances et des bruits.

Aussi, le fait d'avoir choisi des variables cibles différentes dans les deux méthodes (écoulements de bas, moyens et hauts débits pour la première, et quantiles pour la seconde) rend la comparaison difficile.

Le tableau suivant présente un récapitulatif des résultats des tendances obtenues par les deux méthodes, avec le modèle TOPM sélectionné sur les écoulements moyens et les hautes eaux, et GR5H, pour les basses eaux (*cf. paragraphe III.2.3.*).

Tableau 11 : Récapitulatif des tendances sur la relation pluies-débits obtenues par (1) la méthode de simulations croisées, et (2) la méthode modifiée.

Régime d'écoulement	Méthode 1	Méthode 2
Écoulement moyen (TOPM)	↓ non significative	↓ significative
Hautes eaux (TOPM)	↗ non significative	↗ non significative
Basses eaux (GR5H)	↓ significative	↓ significative

Comme nous l'avons mentionné précédemment, les deux méthodes présentent les mêmes résultats en termes de tendances (Tableau 11). Néanmoins, la significativité des résultats diffère pour l'écoulement moyen. Cependant, avec une p_value de 6.3% pour la méthode 1 (cf. *Tableau 9, écoulement total, TOPM*), il y a peu de chance pour que son emplacement soit dû au hasard, et le risque qu'on prend pour rejeter l'hypothèse de stationnarité est faible.

Ainsi, les résultats des deux méthodes sont extrêmement proches. Aussi, la seconde méthode n'apporte aucune amélioration concernant les biais introduits par la prise en compte de la période de calage lors de l'analyse statistique de la tendance sur la relation pluie-débit. En revanche, des différences sur la mise en œuvre des deux méthodes restent à noter, avec une plus longue mise en œuvre pour la méthode basée sur la matrice de simulations croisées, qui véhicule beaucoup d'informations inutilisables. Si l'on divise la série de données en n périodes, il est nécessaire de faire $n \times n$ simulations de séries pour la création de la matrice, alors que la seconde méthode se contente de l'analyse de n séries seulement.

III.2.5. Discussion de la non-stationnarité de la relation pluie-débit

Les deux méthodes utilisées pour l'analyse de l'évolution de la relation pluie-débit ont montré une non-stationnarité du comportement hydrologique du bassin de l'Orgeval ces 40 dernières années. Ainsi, le bassin à tendance à produire des débits moyens à la baisse, et ce, en diminuant la contribution de l'écoulement de base (car les basses eaux diminuent).

Cependant, ces deux méthodes ne permettant pas de déterminer la cause de ces tendances, il est difficile d'émettre des hypothèses plausibles pour expliquer l'origine de la baisse des débits, du fait de la grande complexité du comportement hydrologique du bassin versant. En effet, indépendamment de l'impact anthropique qui peut influencer la relation pluie-débit, les caractéristiques physiographiques des bassins versants (topographie, orographie, géologie...) impliquent des sensibilités différentes des bassins versants à des évolutions climatiques.

On peut citer pour exemple l'étude de Drogue et al. (2005), sur les bassins localisés dans l'Ösling (Luxembourg), qui sont caractérisés par des substrats schisteux plutôt imperméables et des sols peu profonds qui ont une contribution naturelle de l'écoulement de base relativement modérée, et de ce fait possèdent une grande sensibilité à tout changement dans les précipitations. Les bassins du Gutland, situés quant à eux sur du grès, sont caractérisés par une contribution importante de l'écoulement de base et une implication plus réduite des écoulements de surface ; leur réactivité à des changements de précipitations est ainsi beaucoup moins forte que dans l'Ösling.

Un autre exemple concerne les régions tropicales humides, où les débits ont diminué de manière statistiquement significative au cours des trente dernières années (Aka et al., 1996 ; Servat et al., 1997), mais où la réduction des débits est souvent plus intense que la diminution des pluies annuelles signalée depuis les années 1970 (Mahé et al, 2001 ; Paturel et al, 1997). Ceci s'explique en partie par la forte diminution du niveau des nappes et de leur contribution aux écoulements de

base (Mahé et al., 2000). En revanche, dans les milieux sahéliens, les débits augmentent malgré la baisse des pluies. Ceci est expliqué par l'augmentation des coefficients de ruissellement (Mahé et al., 2003). Ce constat trouve des origines différentes d'une région à l'autre. Ainsi, sur le bassin du Nakambé au Burkina Faso, cette augmentation des débits a été reliée à l'augmentation des surfaces de sols cultivés et de sols nus aux dépens des surfaces en végétation naturelle. Aussi, au Niger, on constate une augmentation du niveau des nappes depuis 30 ans, en relation avec l'augmentation des surfaces cultivées (Leduc et al, 2001). Dans ce cas particulier du Niger, les écoulements alimentent de petites dépressions endoréiques qui sont des lieux privilégiés de recharge des nappes. L'augmentation des écoulements de surface provoque une hausse du niveau de l'eau dans les dépressions et, ainsi, une plus importante recharge des nappes (Mahé et al., 2003).

Dans le cas du bassin de l'Orgeval, il aurait été intéressant d'étudier les tendances de la piézométrie, pouvant éventuellement nous éclairer quant à la contribution de la nappe aux tendances détectées. On aurait pu émettre également d'autres hypothèses telles qu'une modification du drainage agricole, des prélèvements pour l'irrigation, ou encore un changement du couvert végétal. Toutefois, ces hypothèses sont peu plausibles pour le bassin de l'Orgeval, qui a très peu changé au cours de la période étudiée.

Conclusion et perspectives

L'objectif de cette étude était d'analyser la stationnarité des variables hydro-météorologiques et des processus hydrologiques du bassin versant de l'Orgeval sur les 50 dernières années.

L'application de l'analyse en ondelettes sur les différentes variables hydro-climatiques a montré que les structures de variabilités des pluies et des débits au Theil sont non-stationnaires et vraisemblablement liées à la NAO, avec la présence de deux ruptures en 1980, et en 1990 accompagnant l'apparition des deux modes de variabilité de 17 ans et de 5-9 ans respectivement. Toutefois, l'application de méthodes telles que la « cross wavelet spectrum » ou la « wavelet coherence » est recommandée afin de confirmer, et d'améliorer la connaissance des liens entre ces variables (pluies et débits), et la NAO.

Les structures de variabilité des températures et des ETP sont identiques et stationnaires dans le temps. Cette similarité vient en partie du fait que l'ETP exploite la température comme variable d'entrée. Cependant, l'application de l'analyse en ondelettes sur ces deux chroniques a révélé les limites de la méthode, avec des effets de bord bien marqués, influençant l'analyse des scalogrammes et du GWS. Des augmentations significatives ont été détectées sur les températures moyennes annuelles (de l'ordre de +1,4°C) entre 1973 et 2011. Une évolution similaire est observée pour l'ETP moyenne annuelle (58 mm entre 1979 et 2010). En revanche, aucune évolution n'a été observée sur les précipitations annuelles moyennes sur le bassin, alors qu'une augmentation des longueurs des plus longues périodes sèches annuelles a été notée. En outre, une disparité entre les tendances détectées aux différents pluviomètres a été mise en évidence dans cette étude, ce qui va dans le sens d'une faible significativité des tendances observées.

Les résultats de l'analyse de la stationnarité des variables hydrométéorologiques ont montré l'importance du choix du pas de temps de la chronique à analyser. Ainsi, il est fortement conseillé d'utiliser une échelle saisonnière ou mensuelle, plutôt que l'échelle annuelle choisie dans cette étude. En effet, des pas de temps plus fins auraient permis de détecter l'impact de la NAO d'hiver sur les pluies hivernales qui sont sensées augmenter, et de détecter des échelles de variabilité qui ne sont pas visibles avec l'utilisation du pas de temps annuel.

Concernant l'analyse des tendances sur les signaux reconstruits de pluies, de débits et de températures aux échelles de 2, 4, 8 et 16 ans, elle a montré que la composante d'approximation contenant les échelles de variabilité supérieures à 16 ans était en phase de décroissance ces 50 dernières années, sauf pour les températures, où elle est en hausse. En revanche, on ne peut rien dire concernant les tendances sur les signaux reconstruits aux échelles de 2, 4 et 8 ans avec le test séquentiel de Mann Kendall.

Concernant les débits, le test séquentiel de Mann-Kendall a révélé une tendance à la baisse des débits moyens annuels de l'ordre de 0.1 m³/s depuis la fin des années 1980 au Theil, alors que les débits à Mélarchez ne présentent aucune tendance.

L'analyse de la stationnarité de la relation pluie-débit avec la méthode de simulation croisées et la méthode modifiée a montré que cette diminution des débits était due à une modification de la relation pluie-débit sur le bassin. En effet, le bassin versant de l'Orgeval a tendance à produire un débit moyen à la baisse, avec une diminution de la contribution de l'écoulement de base. Cependant, les deux méthodes utilisées n'étant pas construites pour la détermination de la cause de la non-stationnarité de la relation pluie-débit, cette diminution de rendement hydrologique du bassin ne peut être expliquée à ce stade de l'étude. Pour établir des liens de causalité avec

d'autres évolutions éventuelles sur le bassin, il faudrait introduire de l'information sur des variables exogènes, telles que le couvert végétal par exemple.

D'un point de vue méthodologique, la méthode modifiée des simulations croisées s'est avérée aussi performante que celle des simulations croisées, en détectant les mêmes tendances. Cependant, l'apport de la seconde méthode réside dans la simplicité en évitant des simulations inutiles et l'apport d'informations redondantes contenues dans la matrice de simulations croisées. En revanche, à ce stade de l'étude, on ne peut faire une comparaison exhaustive. Pour cela, il faudrait appliquer les deux méthodes sur un grand nombre de bassins où des changements sont documentés, pour voir si l'une ou l'autre des méthodes est plus apte à détecter les changements, ou encore les appliquer sur des séries hydrologiques synthétiques comportant des tendances et des bruits prédéfinis.

Aussi, il est important de signaler que l'utilisation des modèles pluie-débit dans les deux méthodes présente la même exigence concernant la robustesse des modèles par rapport aux fluctuations climatiques, en sachant que les paramètres dépendent de la période de calage utilisée. Aussi, les deux méthodes introduisent les mêmes biais lors de la prise en compte de la période de calage pour l'analyse statistique des tendances.

Dans la continuité de notre travail, il serait intéressant d'étudier la cause des tendances détectées, en approfondissant l'analyse du comportement du bassin versant de l'Orgeval, et en utilisant les méthodes appropriées. Il serait intéressant de refaire l'étude de la stationnarité des variables hydrométéorologiques à un pas de temps plus fin (saisonnier, mensuel, ou même journalier) afin de détecter des tendances invisibles à des pas de temps plus grands. Le couplage de l'analyse du comportement du bassin de l'Orgeval avec l'analyse de ses sous-bassins pourrait également permettre de différencier la part du changement climatique, de celle des changements anthropiques dans les tendances détectées sur les écoulements.

Références bibliographiques

- (2001). *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability*: 1032.
- Adamowski, K., A. Prokoph, et al. (2009). "Development of a new method of wavelet aided trend detection and estimation." *Hydrological Processes* 23(18): 2686-2696.
- Aka, A. A., E. Servat, et al. (1996). "Analysis of the temporal variability of runoff in Ivory Coast: Statistical approach and phenomena characterization." *Hydrological Sciences Journal- Journal des Sciences Hydrologiques* 41(6): 959-970.
- Andreassian, V., E. Parent, et al. (2003). "A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior." *Water Resources Research* 39(9).
- Andreassian, V., C. Perrin, et al. (2001). "Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models." *Journal of Hydrology* 250(1-4): 206-223.
- Assani, A. A., T. Buffin-Bélanger, et al. (2002). "Impacts of a dam on the hydrologic regime of the Matawin river (Québec, Canada)." *Analyse d'impacts d'un barrage sur le régime hydrologique de la rivière Matawin (Québec, Canada)* 15(2): 557-574.
- Augeard, B. (2006). *Mécanismes de génèse du ruissellement sur sol agricole drainé sensible à la battance. Etudes expérimentales et modélisation*: 236.
- Berthet, L. (2006). *Quelle donnée de précipitation pour un modèle global de prévision Pluie Débit ?*: 55.
- Beven, K. J., M. J. Kirkby, et al. (1984). "Testing a physically-based flood forecasting-model (TOPMODEL) pour 3 bassin versants de grande bretagne." *Journal of Hydrology* 69(1-4): 119-143.
- Boudrhraa et al., (2010). *Le bassin versant de l'Orgeval : synthèse des travaux et recherches effectués sur la période 1962 – 2010. ". Rapport interne Irstea centre Antony, Equipe Hydro, HBAN pp.80*
- Burn, D. H. and M. A. Hag Elnur (2002). "Detection of hydrologic trends and variability." *Journal of Hydrology* 255(1-4): 107-122.
- Cassou, C., C. Deser, et al. (2004). "Summer sea surface temperature conditions in the North Atlantic and their impact upon the atmospheric circulation in early winter." *Journal of Climate* 17(17): 3349-3363.
- Cantat, O., (2004). "Analyse critique sur les tendances pluviométriques du 20 siècle en basse Normandie : Réflexion sur la fiabilité des données et le changement climatique." *Annale de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. 1.
- Cantat, O., (1995). " Variabilité et variation climatique en Normandie : L'évolution récente des températures à Caen-Carpiquet". *Secheresse n°3*, vol. 6.
- Chaouche, K., et al. , (2010). " Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change ", *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 342, no. 3, p. 234.
- Chui, C. K. and J. z. Wang (1992). "A general framework of compactly supported splines and wavelets." *Journal of Approximation Theory* 71(3): 263-304.
- Cosanday, C. (1992), "Influence de la forêt sur le cycle de l'eau : conséquence d'une coupe forestière sur le bilan d'écoulement annuel". *Hydrologie continentale*, vol.7, n°1, p. 13-22.
- Cosanday, C., (1995). "La forêt réduit-elle l'écoulement annuel? ". *Annales de géographie*, n°581-582, p3-21.
- Coulibaly, P. and D. H. Burn (2004). "Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows." *Water Resources Research* 40(3): W031051-W0310514.
- Daubechies, I. and J. C. Lagarias (1992). "Sets of matrices all infinite products of which converge." *Linear Algebra and Its Applications* 161(C): 227-263.
- De Oliveira Nascimento, N., C. NOISY-LE-GRAND, et al. (1995). *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant*: 550 p.

- Droque, G., L. Pfister, et al. (2004). "Simulating the spatio-temporal variability of streamflow response to climate change scenarios in a mesoscale basin." *Journal of Hydrology* 293(1-4): 255-269.
- Ducharne, A. (2002). "Projet GICC-Seine : questions relatives à l'ETP", *Note technique du projet GICCSeine*.
- Edijatno (1991). Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier: 627.
- Feuillet, T., (2009). " Evolution des températures à Nantes entre 1946 et 2000. Analyses statistiques des ruptures de tendance et interprétations." *Cahiers nantais*, 2 : 15-21
- Fonty, A. (2004). Répartition de l'infiltration et du ruissellement lors d'un épisode pluvieux sur des sols sensibles à la battance : Expérimentations et modélisations: 85.
- Galea, G., S. Vasquez-Paulus, et al. (2005). "Water withdrawn from Tescou and Seoune rivers for the irrigation, its consequences on the hydrological regime of the sub-basins (Adour-Garonne watershed, France)." *L'impact des prélèvements d'eau pour l'irrigation sur les régimes hydrologiques des sous-bassins du Tescou et de la Séoune (bassin Adour-Garonne, France)* 18(3): 273-305.
- Garcon, R. (1996). "Prévision opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. Bilan de l'année 1994- 1995." *La Houille Blanche* N°5: p.71-76.
- Gerstengarbe, F. W. and P. C. Werner (1999). "Estimation of the beginning and end of recurrent events within a climate regime." *Climate Research* 11(2): 97-107.
- Hamed, K. H. and A. R. Rao (2004). *Trend analysis by using wavelets*, Minneapolis, MN.
- Hewlett, J. D. (1982). "Forests and floods in the light of recent investigation. "
- Hisdal, H., K. Stahl, et al. (2001). "Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent?" *International Journal of Climatology* 21(3): 317-333.
- Hubert, P., J. P. Carbonnel, et al. (1989). "Segmentation des séries hydrométéorologiques — application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest." *Journal of Hydrology* 110(3): 349-367.
- Jakeman, A. J., I. G. Littlewood, et al. (1990). "Computation of the instantaneous unit-hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments." *Journal of Hydrology* 117(1-4): 275-300.
- Kalayci, S. and E. Kahya (2004). "Streamflow trends in the sakarya basin." *ARI Bulletin of the Istanbul Technical University* 54(1): 79-84.
- Kang, S. and H. Lin (2007). "Wavelet analysis of hydrological and water quality signals in an agricultural watershed." *Journal of Hydrology* 338(1-2): 1-14.
- Karpouzou, D. K., E. A. Baltas, et al. (2011). "A hydrological investigation using a lumped water balance model: The Aison River Basin case (Greece)." *Water and Environment Journal* 25(3): 297-307.
- Khaliq, M. N., T. Ouarda, et al. (2009). "Identification of hydrological trends in the presence of serial and cross correlations: A review of selected methods and their application to annual flow regimes of Canadian rivers." *Journal of Hydrology* 368(1-4): 117-130.
- Kuczera, G. (1983). "IMPROVED PARAMETER INFERENCE IN CATCHMENT MODELS .1. EVALUATING PARAMETER UNCERTAINTY." *Water Resources Research* 19(5): 1151-1162.
- Kulkarni, J. R. (2000). "Wavelet analysis of the association between the Southern Oscillation and the Indian Summer Monsoon." *International Journal of Climatology* 20(1): 89-104.
- Kundzewicz, Z. W. and H. J. Schellnhuber (2004). "Floods in the IPCC TAR perspective." *Natural Hazards* 31(1): 111-128.
- Kundzewicz, Z. W. and A. J. Robson (2004). "Change detection in hydrological records - a review of the methodology." *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques* 49(1): 7-19.
- Le Moine, N., C. A. HBAN, et al. (2008). *Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?*: 324 p.

- Leduc, C., G. Favreau, et al. (2001). "Long-term rise in a sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger." *Journal of Hydrology* 243(1-2): 43-54.
- Lespinas, F., W. Ludwig, et al. (2010). "Impact of recent climate change on the hydrology of coastal Mediterranean rivers in Southern France." *Climatic Change* 99(3-4): 425-456.
- Lettenmaier, D. P., E. F. Wood, et al. (1994). "Hydro-climatological trends in the continental United States, 1948-88." *Journal of Climate* 7(4): 586-607.
- Lilas, D., S. Proust, et al. (2010). Analyse de la pertinence du calage du coefficient de manning pour des crues faiblement débordantes. Simhydro 2010, 02/06/2010 - 04/06/2010, Sophia Antipolis, FRA, SH.
- Liu, H. L., A. M. Bao, et al. (2011). "Response analysis of rainfall-runoff processes using wavelet transform: a case study of the alpine meadow belt." *Hydrological Processes* 25(14): 2179-2187.
- Loumagne, C., M. Bourqui, et al. (2005). Prise en compte des variabilités spatio-temporelles dans les modèles pluie-débit pour une meilleure prévision des crues. Colloque ANR ECCO, Centre Météo-France, Toulouse, 5-7 décembre 2005.
- Mahe, G., Y. L'Hote, et al. (2001). "Trends and discontinuities in regional rainfall of West and Central Africa: 1951-1989." *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques* 46(2): 211-226.
- Mahe, G., J. C. Olivry, et al. (2000). "Surface water and groundwater relationships in a tropical river of Mali." *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes* 330(10): 689-692.
- Mahé G., et al., (2003). "Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau." *IAHS Pub.* 278 : 215-222
- Mallat, S. (1996). "Wavelets for a vision." *Proceedings of the IEEE* 84(4): 604-614.
- Mallat, S. G. (1989). "Theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation." *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 11(7): 674-693.
- Mansell, M. G. (1997). "The effect of climate change on rainfall trends and flooding risk in the West of Scotland." *Nordic Hydrology* 28(1): 37-50.
- Massei, N., B. Laignel, et al. (2010). "Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008." *International Journal of Climatology* 30(14): 2146-2154.
- Mathevet, T. (2005). Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants: 463.
- Mégnyen, 1979, Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. Contribution à l'étude de quelques aquifères principaux. Rapport BRGM / Thèse
- Michel, C., C. Perrin, et al. (2003). "The exponential store: a correct formulation for rainfall-runoff modelling." *Journal des sciences hydrologiques* vol 48, n°1: p.109-124.
- Nakken, M. (1999). "Wavelet analysis of rainfall-runoff variability isolating climatic from anthropogenic patterns." *Environmental Modelling and Software* 14(4): 283-295.
- Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe (1970). "River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles." *Journal of Hydrology* 10(3): 282-290.
- Nicolay, S., G. Mabilie, et al. (2010). "Brief communication 'A statistical validation for the cycles found in air temperature data using a Morlet wavelet-based method'." *Nonlinear Processes in Geophysics* 17(3): 269-272.
- NOCIONS, 2012 : "time-frequency-analysis-of-the-eeg-using-the-wavelet-transform".<http://nocions.webnode.com/signal-processing-methods-for-the-analysis-of-erps/time-frequency-analysis-of-the-eeg-using-the-wavelet-transform/>.
- Oudin, L., F. Hervieu, et al. (2005). "Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling." *Journal of Hydrology* 303(1-4): 290-306.
- Partal, T. and E. Kahya (2006). "Trend analysis in Turkish precipitation data." *Hydrological Processes* 20(9): 2011-2026.

- Partal, T. and M. Küçük (2006). "Long-term trend analysis using discrete wavelet components of annual precipitations measurements in Marmara region (Turkey)." *Physics and Chemistry of the Earth* **31**(18): 1189-1200.
- Pasquini, A. I. and P. J. Depetris (2007). "Discharge trends and flow dynamics of South American rivers draining the southern Atlantic seaboard: An overview." *Journal of Hydrology* **333**(2-4): 385-399.
- Paturel, J. E., E. Servat, et al. (1997). "Climatic variability and long rainfall series analysis in non-Sahelian Western and Central Africa." *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes* **325**(10): 779-782.
- Pfister, L., J. Humbert, et al. (2000). "Recent trends in rainfall-runoff characteristics in the Alzette River basin, Luxembourg." *Climatic Change* **45**(2): 323-337.
- Planton, S., M. Deque, et al. (2005). "Impact of climate warming on the hydrological cycle." *Comptes Rendus Geoscience* **337**(1-2): 193-202.
- Pushpalatha, R., C. Perrin, et al. (2011). "A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation." *Journal of Hydrology* **411**(1-2): 66-76.
- Renard, B. (2006). Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France: 361.
- Renard, B., M. Lang, et al. (2006). "Observed changes in hydrological extremes in France." *Evolution des extrêmes hydrométriques en France à partir de données observées*(6): 48-54.
- Rioul, O. and M. Vetterli (1991). "Wavelets and signal processing." *IEEE Signal Processing Magazine* **8**(4): 14-38.
- Robinson, M. and C. Cosandey (2002). "Impact of forest on low water discharge." *Houille Blanche- Revue Internationale de l'eau*(3): 59-63.
- Robson, A., (2000). "Analysis guidelines, in Detecting trend and other changes in hydrological data." *World meteorol*, 49-65, Tech Doc. 1013. Organ. Geneva.
- Servat, E., J. E. Paturel, et al. (1997). "Regarding the reduction of flow in Western and Central Africa." *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes* **325**(9): 679-682.
- Smith, L. C., D. L. Turcotte, et al. (1998). "Stream flow characterization and feature detection using a discrete wavelet transform." *Hydrological Processes* **12**(2): 233-249.
- Sneyers, R. (1990). "On the statistical analysis of series of observations." *World Meteorological Organization* 415.
- Sorooshian, S. and J. A. Dracup (1980). "Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models - correlated and heteroscedastic error cases." *Water Resources Research* **16**(2): 430-442.
- Strang, G. (1996). "Eigenvalues of Toeplitz matrices with 1×2 blocks." *ZAMM Zeitschrift fur Angewandte Mathematik und Mechanik* **76**(SUPPL. 2): 37-39.
- Svensson, C., Z.W. Kundzewicz et T. Maurer, 2004: Trends in flood and low flow series (POT). WCASP-66. OMM, Genève.
- Tangara, M. (2005). Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global: 374.
- Torrence, C. and G. P. Compo (1998). "A Practical Guide to Wavelet Analysis." *Bulletin of the American Meteorological Society* **79**(1): 61-78.
- Türkeş, M. (1996). "Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey." *International Journal of Climatology* **16**(9): 1057-1076.
- Van Belle, G. and J. P. Hughes (1984). "Nonparametric tests for trend in water quality." *Water Resources Research* **20**(1): 127-136.
- Xiang, Q., C. Lin, et al. (2003). Robust-M detection of signal based on wavelet packet transform.
- Yan, R. and R. X. Gao (2004). Harmonic wavelet packet transform for on-line system health diagnosis.

- Yun-Sheng, Y., Z. Shimin, et al. (1993). "Non-parametric trend analysis of water quality data of rivers in Kansas." *Journal of Hydrology* 150(1): 61-80.
- Zhang, Q., C. Liu, et al. (2006). "Observed trends of annual maximum water level and streamflow during past 130 years in the Yangtze River basin, China." *Journal of Hydrology* 324(1-4): 255-265.
- Zhang, X., K. David Harvey, et al. (2001). "Trends in Canadian streamflow." *Water Resources Research* 37(4): 987-998.

Résumé

L'objectif de cette étude est d'analyser la stationnarité des variables hydrométéorologiques et des processus du bassin de l'Orgeval, dont dépendent les modèles hydrologiques, sur les cinquante années de données disponibles. La stationnarité des variables hydro-climatiques (pluies, débits, températures et ETP) du bassin versant de l'Orgeval en termes de variabilité et de tendances, a été étudiée en utilisant une approche couplée d'analyse en ondelette et de test séquentiel de Mann Kendall. Les résultats montrent que les structures de variabilités des pluies et des débits à l'exutoire du bassin sont non-stationnaires et vraisemblablement liées à la North Atlantic Oscillation (NAO). D'autre part, bien que les pluies ne présentent aucune tendance à l'échelle annuelle, les débits moyens annuels présentent une tendance à la baisse de l'ordre de $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$ depuis 1989. Aussi, des augmentations significatives de $+1.4^\circ\text{C}$ entre 1973 et 2011 ont été détectées sur les températures moyennes engendrant une augmentation des ETP moyennes annuelles de 58 mm entre 1979 et 2010. La stationnarité de la relation pluie-débit a également été étudiée à l'exutoire du bassin à l'aide de la méthode des simulations croisées, puis d'une méthode élaborée dans le cadre de cette étude, basée sur les modèles pluies-débits. Cette dernière a aussi nécessité la mise en place d'un test statistique de détection de tendance sur les séries de courte longueur, basé sur les permutations. Bien qu'une comparaison exhaustive entre les deux méthodes n'a pu être faite à ce stade de l'étude, la nouvelle méthode s'est avérée être aussi performante que la première et moins coûteuse en terme de simulations. Les résultats ont montré que le bassin a tendance à produire un débit moyen entre 1970 et 2011 à la baisse, avec une diminution de la contribution de l'écoulement de base.

Mots-clés : Hydrologie, analyse de tendances, analyse en ondelettes, test séquentiel de Mann Kendall, modélisation pluies-débits, bassin versant de l'Orgeval.