



Rapport de stage

Quelle efficacité peut-on attendre des modèles hydrologiques pour la prévision des crues en Nouvelle-Calédonie ?

Diagnostic sur un ensemble de bassins versants néo-calédoniens

Travail accompli par : Brahim Hichem BELBAL

Encadrants à Irstea : Julie VIATGÉ & Pierre NICOLLE

Tuteur à l'université : Pierre BRIGODE

Interlocuteurs DAVAR : Christophe LAROCHE & Mathilde CHAUVEAU

Irstea Antony

Unité de recherche HYCAR

Equipe Hydrologie des Bassins Versants (Hydro)



Septembre 2019

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier mes deux encadrants Julie VIATGE et Pierre NICOLLE de m'avoir accordé cette chance d'effectuer mon stage de fin d'études au sein de cette merveilleuse équipe. Je les remercie pour leur encadrement très professionnel et leurs précieux conseils tout au long des six mois que j'ai passé sous leur tutelle. Je remercie par la même occasion Charles PERRIN, l'animateur de l'équipe, pour le temps qu'il a pu me consacrer, son aide très précieuse ainsi que pour les échanges très intéressants qu'on a pu avoir.

Je voudrais remercier également tous les membres de l'équipe Hydro pour leur accueil très chaleureux et leur soutien durant mon stage. Je remercie particulièrement Olivier DELAIGUE pour la formation en langage R qui m'a été très utile pour pouvoir mener à bien mes travaux. Merci à François TILMANT pour son aide dans la compréhension de certains points du fonctionnement de mon modèle d'étude. Merci à toute la famille Hydro : permanents, contractuels, doctorants et stagiaires. Sans oublier Anthony LEMOINE qui m'a été d'un très grand soutien durant ma recherche de thèse.

Je souhaite remercier toute la famille de la DAVAR pour leur disponibilité, leur réactivité et pour toutes les données qu'ils ont mises à ma disposition durant mon stage. Je remercie particulièrement Mathilde CHEVAUX, Christophe LAROCHE, Nordan BERNAST, Paul N'GUYEN et Pearl WINCHESTER pour leur accueil et leur convivialité durant ma mission en Nouvelle-Calédonie. Enfin je remercie Alexandre Peltier de Météo-France, pour son aide, ses conseils et ses remarques très pertinentes qui m'ont éclairé durant mes travaux.

Résumé

La Nouvelle-Calédonie est un territoire fortement soumis aux aléas hydroclimatiques. L'augmentation des enjeux face au risque inondation a poussé les autorités compétentes sur le territoire à s'engager dans la recherche de systèmes de prévision de crues adaptés. Dans ce cadre, la présente étude de faisabilité vise à mener des tests exploratoires sur les performances d'un modèle de prévision de crues appliqué à un échantillon de huit bassins versants néo-calédoniens. Des tests en simulation ont été conduits avec le modèle GR4H afin d'évaluer la capacité des modèles hydrologiques de la famille GR à reproduire les débits observés, sans y ajouter les incertitudes liées à la prévision. Ces tests ont montré de bonnes performances du modèle dans l'ensemble, à l'exception de deux bassins versants. Par ailleurs, des investigations ont été menées afin de mesurer l'impact des événements cycloniques sur les résultats de la modélisation hydrologique. En dépit des fortes incertitudes dans les mesure, la prise en compte de ce genre d'évènements dans le calage du modèle semble améliorer ses performances. En outre, les tests effectués avec le modèle de prévision de crues GRP ont montré les mêmes tendances qu'en simulation où on observe des performances satisfaisantes sur la majeure partie des bassins.

Mots clés : modélisation hydrologique, prévision de crues, cyclones, Nouvelle-Calédonie.

Abstract

New Caledonia is a territory highly subject to hydroclimatic hazards. Facing increasing flood risks and impacts, the authorities on the territory launched investigations to evaluate the suitability of flood forecasting systems. In this context, this feasibility study aims at conducting exploratory tests on the performance of a flood forecasting model on eight New Caledonian catchments. First, simulation tests were conducted with the GR4H hydrological model in order to evaluate its ability to reproduce observed streamflow, without adding uncertainties related to the forecasts. These tests showed overall good model performances, with the exception of two catchments. In addition, investigations were carried out to assess the impact of cyclonic events on hydrological modeling. In spite of large measurement uncertainties, accounting for these events in the model calibration seems to improve model performance. Furthermore, the tests carried out with the GRP flood forecasting model showed the same trends as in simulation, where satisfactory performance is observed for most catchments.

Keywords: hydrological modelling, flood forecasting, cyclones, New-Caledonia.

Table des matières

Résumé.....	3
Abstract	3
Introduction	7
I. Contexte de l'étude.....	8
I.1 Présentation du contexte régional.....	8
I.1.1 Contexte géographique et topographique.....	8
I.1.2 Contexte climatique et météorologique.....	8
I.2 Modélisation hydrologique.....	10
I.2.1 Modélisation hydrologique en Nouvelle-Calédonie.....	11
I.2.2 Quel modèle hydrologique pour les bassins néo-calédoniens ?.....	13
II. Zone d'étude et données.....	14
II.1 Présentation des bassins versants étudiés.....	14
II.2 Données hydroclimatiques	16
II.2.1 Données de précipitations.....	16
II.2.2 Données hydrométriques.....	19
II.2.3 Données d'évapotranspiration potentielle	19
III. Méthodologie.....	20
III.1 Les modèles.....	20
III.1.1 Le modèle de simulation GR4H.....	20
III.1.2 Le modèle de prévision GRP.....	20
III.2 Mise en place du modèle et procédure d'évaluation	21
III.2.1 Calage des modèles	21
III.2.2 Evaluation des performances des modèles.....	23
III.3 Spatialisation des précipitations	24
III.1 Désagrégation des ETP	26
IV. Résultats et discussions	27
IV.1 Critique des données hydrométriques	27
IV.2 Analyse du bilan hydrique.....	29
IV.3 Résultats du modèle de simulation.....	30
IV.3.1 Performances du modèle GR4H.....	30
IV.3.2 Impact des cyclones sur les performances du modèle.....	33
IV.4 Résultats du modèle de prévision.....	36
IV.4.1 Performances globales du modèle.....	36
IV.4.2 Performances évènementielles	37
IV.4.3 Les paramètres du modèle.....	38
IV.4.4 Analyse des hydrogrammes prévus	38
Conclusion.....	41
Bibliographie.....	43
ANNEXES	46

Liste des figures :

Figure 1: Carte topographique de la Nouvelle-Calédonie.....	8
Figure 2: Températures moyennes mensuelles interannuelles au poste de la Rivière Blanche et précipitations moyennes mensuelles interannuelles à la station Mont Humboldt.....	9
Figure 3: Cumuls annuels des précipitations sur deux stations pluviométriques.....	10
Figure 4 : Différence entre un modèle de simulation et un modèle de prévision (Bourgin 2014).....	11
Figure 5: Moyenne annuelle des cumuls pluviométriques (période 1981-2010) - Source : Météo-France	12
Figure 6 : Cartographie des bassins versants, des stations hydrométriques, pluviométriques et des points de mesure d'ETP utilisés dans l'étude	14
Figure 7 : Débit maximal spécifique pour les huit bassins versants entre 2007 et 2018.....	15
Figure 8 : Disponibilité des données de précipitations et de débits sur les bassins de la Namie (haut) et la Boghen (bas).....	17
Figure 9 : Cumuls pluviométriques dans le temps par bassins.....	18
Figure 10 : Pluies moyennes annuelles en fonction des altitudes des postes pluviométriques	18
Figure 11 : Disponibilité des données de débits (périodes lacunaires en blanc)	19
Figure 12 : Structure du modèle GR4H ((a) ; Source : Perrin <i>et al.</i> , 2003) et du modèle GRP ((b) ; Source : https://webgr.irstea.fr)	21
Figure 13 : Procédure de calage – contrôle (Bildstein 2017)	23
Figure 14 : Tableau de contingence (Source : Berthet 2010).....	24
Figure 15 : Découpage de Thiessen avec le poids de chaque pluviomètre sur le bassin de la Tontouta25	
Figure 16 : Répartition journalière des ETP.....	26
Figure 17: Hydrogramme du bassin de Namie pour l'année 2009	27
Figure 18 : Perturbations sur la mesure de débit à la station de la Namie.....	27
Figure 19 : Courbes des débits classés avec une représentation des trois plus hauts jaugeages	28
Figure 20 : Diagramme de Turc-Budyko sur les huit bassins étudiés.....	29
Figure 21 : Valeurs du KGE en calage - contrôle sur les 8 bassins.....	30
Figure 22 : Représentation des débits simulés en fonction des débits observés en contrôle sur P2.....	31
Figure 23 : Représentation des débits simulés en fonction des débits observés en contrôle sur P1.....	32
Figure 24: Variation des paramètres du modèle entre les deux périodes P1 et P1	33
Figure 25 : Variation des paramètres entre un calage AC et SC sur P1 (à gauche) et sur P2 (à droite) 34	
Figure 26 : Valeurs du KGE en contrôle avec un calage AC et SC	35
Figure 27 : Hydrogramme de la plus forte crue non liée à des précipitations cyclonique sur le bassin de la Coulée (calage AC à gauche et calage SC à droite)	35
Figure 28 : Hydrogramme de la plus forte crue non liée à des précipitations cyclonique sur le bassin de la Boghen (calage AC à gauche et calage SC à droite)	36
Figure 29 : Critère de persistance selon les deux méthodes de corrections	37
Figure 30 : Critères de dépassement de seuil selon les deux méthodes de corrections Tangara (en rouge) et RNA (en bleu)	37
Figure 31 : Variation des paramètres du modèle entre les deux périodes de calage	38
Figure 32 : Critères d'analyse des hydrogrammes de crues.....	39

Liste des tableaux

Tableau 1: Records des intensités des pluies sur la Nouvelle-Calédonie – Source : Météo-France	9
Tableau 2: Caractéristiques topographiques des bassins versants.....	15
Tableau 3 : Périodes P1 et P2 par bassin.....	23

Introduction

La réduction des risques liés aux aléas naturels est un sujet qui préoccupe fortement les diverses instances compétentes. Face à la pression du développement territorial, les enjeux et leur vulnérabilité se sont sensiblement amplifiés au fil du temps. Parmi les aléas naturels les plus notables, les inondations se démarquent par leur fréquence et leurs conséquences parfois catastrophiques. En effet, parallèlement aux pertes humaines à déplorer lors de ce genre d'évènements, des dégâts matériels estimés à plusieurs milliards d'euros peuvent être enregistrés. Selon la base de données *CATastrophes NATurelles* (2001), les dégâts engendrés par les inondations à l'échelle mondiale sont estimés à 23,41 milliards de dollars sur l'année 2018. La prévision de crues au moyen de modèles hydrologiques s'impose aujourd'hui comme la principale solution pour anticiper les risques qui découlent de cet aléa hydroclimatique. Cette approche adaptative est un outil d'anticipation et d'aide à la décision pour réduire la vulnérabilité des personnes, des biens et des infrastructures.

La Nouvelle-Calédonie est une collectivité française qui se situe en mer de Corail dans l'océan Pacifique sud. Jouissant d'un climat tropical, de fréquents passages cycloniques sont observés sur l'archipel calédonien, avec pas moins de 23 cyclones entre 2004 et 2018. Ces dépressions intertropicales sont à l'origine de fortes crues mais ne constituent pas l'unique cause de ces évènements extrêmes dans la région. En effet, des précipitations orageuses qui peuvent atteindre plus de 500 mm en 12h peuvent également engendrer de très forts débits (Danloux 1983). Ces conditions climatiques particulières conjuguées à des réseaux hydrographiques de faibles longueurs et un relief marqué, favorisent grandement les crues éclair avec des temps de réponse de l'ordre de quelques heures.

La Direction des Affaires Vétérinaires, Agricoles et Rurales (DAVAR) est un organisme du gouvernement néo-calédonien en charge de la biosécurité, du contrôle en matière de sécurité sanitaire des aliments, du suivi de la ressource en eau, des statistiques agricoles, des études rurales et des analyses officielles vétérinaires, agroalimentaires et phytosanitaires. La DAVAR regroupe cinq services dont un service de l'eau (SDE). Le SDE assure la gestion des eaux naturelles du domaine public fluvial, l'instruction des demandes d'occupation du domaine public fluvial, le suivi de l'entretien des cours d'eau, le suivi et le contrôle qualitatif et quantitatif des eaux souterraines et superficielles et la mise en place des périmètres de protection des eaux. Dans le cadre de ses missions le SDE a sollicité l'expertise de l'Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture (Irstea) sur la mise en place d'un modèle de prévision de crues.

Ce stage a donc pour principal objectif de mener une étude de faisabilité sur la mise en place du modèle hydrologique de prévision de crues GRP (Génie Rural pour la Prévision ; Tangara 2005 ; Berthet 2010) sur des bassins néo-calédoniens et d'évaluer ses performances et son adéquation au contexte particulier de la Nouvelle-Calédonie.

Le présent rapport est organisé en quatre parties distinctes. La première partie est une mise en contexte de l'étude avec un état de l'art sur la modélisation hydrologique en Nouvelle-Calédonie ; la deuxième partie propose une présentation de l'échantillon des bassins versants étudiés ainsi qu'une description détaillée des données utilisées ; la troisième partie donne un aperçu des diverses approches et stratégies adoptées ; enfin, la quatrième partie présente et discute les résultats obtenus en simulation et en prévision de crues.

I. Contexte de l'étude

I.1 Présentation du contexte régional

I.1.1 Contexte géographique et topographique

La Nouvelle-Calédonie est une collectivité française située en mer de Corail dans l'océan Pacifique sud. Elle regroupe principalement cinq grandes îles : la Grande Terre, Lifou, Maré, Ouvéa et l'île des Pins.

La Grande Terre, à laquelle on s'intéressera tout au long de cette étude, représente la majeure partie de la superficie de la Nouvelle-Calédonie avec 16346 km², soit près de 88% de la surface totale du territoire. Sa forme allongée s'étend sur 400 km de long suivant l'axe nord-ouest/sud-est. La topographie de l'île principale, avec une plage d'altitude comprise entre 0 et 1628 m (comme représenté sur la Figure 1), est caractérisée par un relief très marqué. En effet, la Grande Terre est partagée en deux zones délimitées par la chaîne centrale. Cette chaîne montagneuse réunit cinq massifs dont les sommets dépassent 1500 mètres d'altitude et parmi lesquels se distinguent le Mont Humboldt à 1618 m et le Mont Panié à plus de 1625 m (Lowry II 1998).

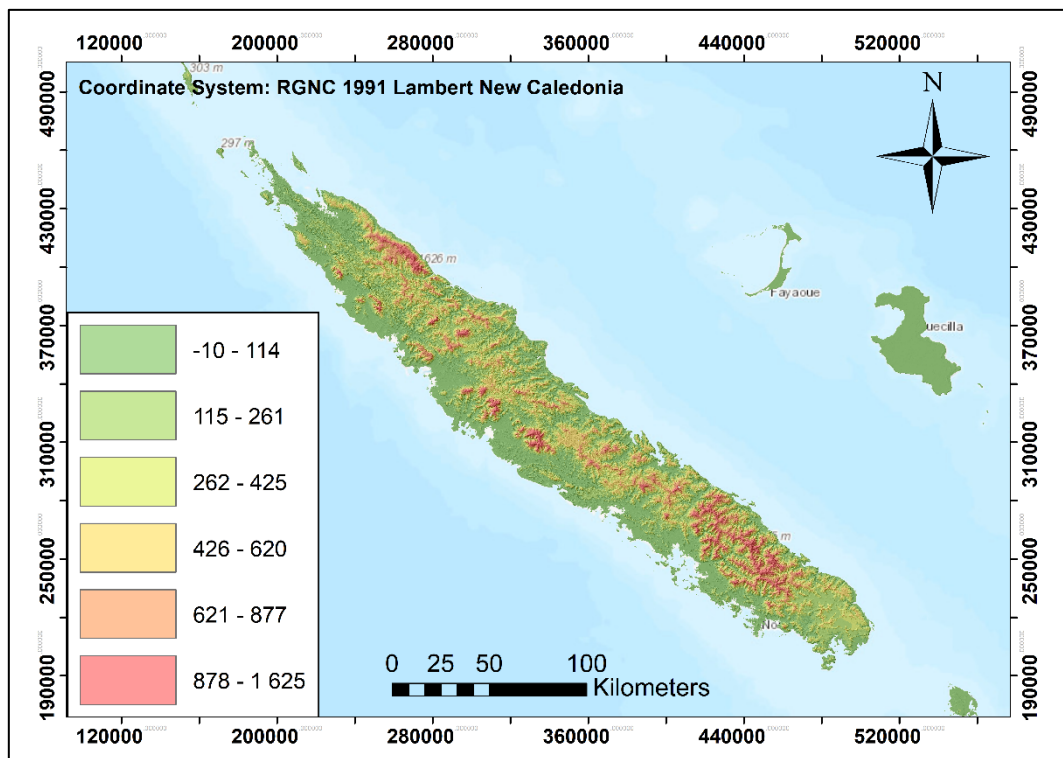


Figure 1: Carte topographique de la Nouvelle-Calédonie

I.1.2 Contexte climatique et météorologique

La Nouvelle-Calédonie jouit d'un climat de type tropical. Le nord-est de l'archipel est touché par près de 50 % des perturbations cycloniques signalées dans le sud-ouest du Pacifique et le sud-ouest de l'océan Indien (Danloux 1983). Ces dépressions tropicales sont généralement la cause d'averses très intenses qui génèrent des crues éclair (Terry *et al.* 2008) mais ne constituent pas l'unique cause des plus fortes crues dans la région. En effet, des précipitations orageuses pouvant atteindre plus de 500 mm en 12h (telles que recensées dans le Tableau 1) peuvent aussi être à l'origine des plus forts débits enregistrés

(Danloux 1983). Ces records de précipitations sont assez conséquents mais restent loin des records de cumuls enregistrés sur l'île de la Réunion qui peuvent atteindre les 1144 mm en 12h.

Tableau 1: Records des intensités des pluies sur la Nouvelle-Calédonie – Source : Météo-France

Durée	6 min	15 min	30 min	1 h	2 h	3 h	6 h	12 h
Date	13/08/2010	31/03/2003	23/02/2000	23/02/2000	23/02/2000	25/12/2011	02/04/1967	03/07/2013
Pluie	39 mm	43 mm	74 mm	130 mm	203 mm	263 mm	367 mm	520 mm

Selon Caudmont *et* Maitrepierre (2007), on distingue essentiellement deux saisons séparées par deux intersaisons :

- Une saison chaude de novembre à avril. C'est la saison des activités cycloniques avec des températures relativement élevées et des précipitations abondantes qui peuvent excéder les 1000 mm/mois (Figure 2).
- Une saison de transition d'avril à mai. Durant cette intersaison, l'activité cyclonique diminue mais des épisodes pluvio-orageux peuvent être enregistrés.
- Une saison fraîche de mai à septembre. Durant cette saison, la Nouvelle-Calédonie peut être affectée par des perturbations d'origine polaire provoquant des « coups de vents d'ouest ». Une grande variabilité des précipitations marque cette période.
- Une saison de transition de septembre à novembre. Durant cette période les précipitations sont très faibles (voir Figure 2) et les températures élevées, avec un maximum de 22 °C, durant la journée et faibles durant la nuit avec un minimum de 12 °C.

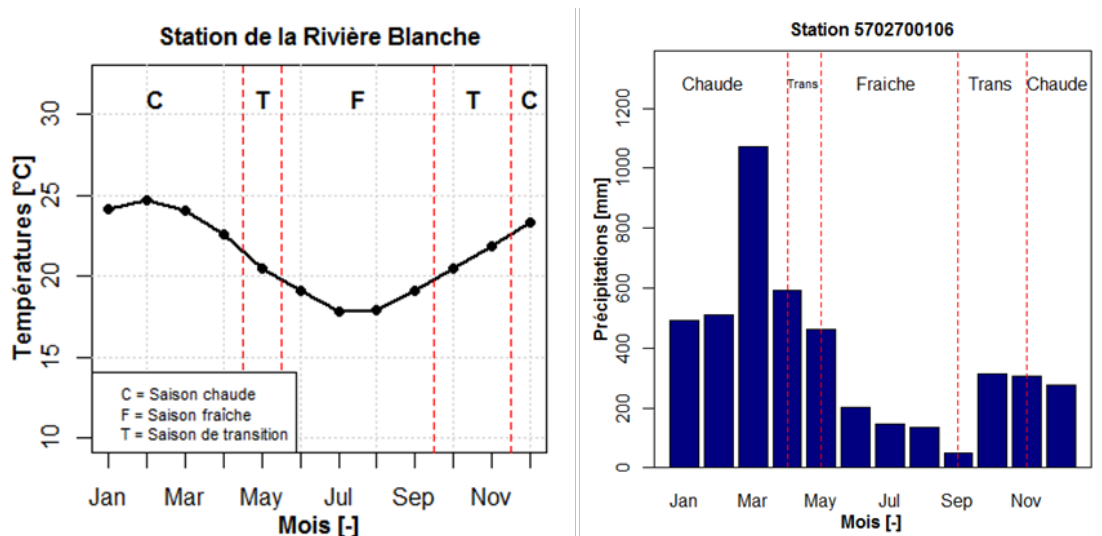


Figure 2: Températures moyennes mensuelles interannuelles au poste de la Rivière Blanche et précipitations moyennes mensuelles interannuelles à la station Mont Humboldt

A l'échelle interannuelle, des variations importantes dans les précipitations peuvent être constatées. Le phénomène El Niño-Southern Oscillation (ENSO) est la principale raison de ces fluctuations (Desclaux *et al.* 2018).

El Niño est un phénomène couplé océan-atmosphère qui touche l'ensemble de l'océan Pacifique et qui se produit de manière irrégulière tous les 2 à 7 ans (Trenberth *et* Hoar 1996). Durant son apparition, de fortes précipitations arrosent la côte ouest de l'Amérique du Sud habituellement sèche. Inversement, les régions de l'est du Pacifique, humides en temps normal, font face à une période de sécheresse avec de sérieux risques d'incendies (Zambrano Mera *et al.* 2018). Un épisode d'El Niño est généralement suivi

par un phénomène appelé La Niña qui inverse la tendance pluviométrique sur les deux extrêmes du Pacifique.

En Nouvelle-Calédonie, durant le passage d'El Niño, comme par exemple celui de 2010, une diminution de 20% à 50% des précipitations est observée. Sur la Figure 3 où sont représentés les cumuls annuels de précipitations pour deux stations de mesure, on note bien la diminution des précipitations pour l'année 2010. Le passage de La Niña l'année suivante est accompagné d'une forte augmentation des pluies (Nicet *et* Delcroix 2000). Cette variabilité des précipitations s'explique par l'atténuation et le renforcement des alizés (vents prédominants dans la région), qui sont à l'origine de pluies non cycloniques, lors des passages respectifs de ces deux phénomènes.

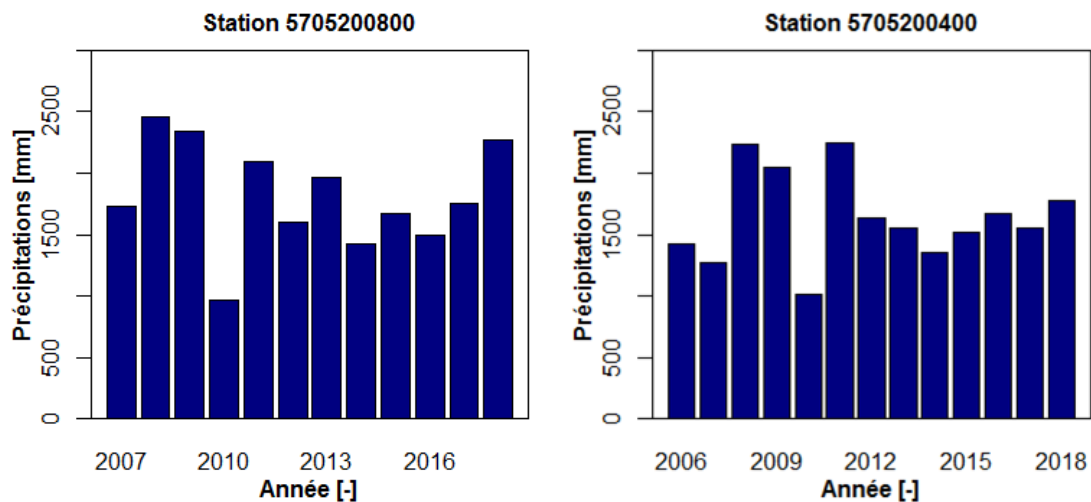


Figure 3: Cumuls annuels des précipitations sur deux stations pluviométriques

I.2 Modélisation hydrologique

La modélisation hydrologique est une représentation simplifiée des différents processus naturels qui régissent la partie terrestre du cycle de l'eau à l'échelle d'un système appelé bassin versant. Elle permet de quantifier les débits des eaux drainées par le bassin à son exutoire à partir de données en entrée du modèle, souvent de précipitations et d'évapotranspiration. Il existe différentes façons de décrire un modèle hydrologique. Perrin (2000) a proposé une classification des modèles pluies-débit qui permet de les différencier notamment selon :

- leur résolution spatiale : les modèles globaux, semi-distribués et distribués dont les unités spatiales élémentaires sont respectivement, le bassin versant, les sous-bassins versants et une maille de cellules.
- leur fonctionnement temporel : les modèles hydrologiques peuvent être classés selon leur période de fonctionnement à savoir, en continu ou en évènementiel, comme ils peuvent être différenciés par leur pas de temps de fonctionnement (horaire, journalier, mensuel, ...)
- leur structure :
 - o les modèles à base physique s'appuient sur des lois physiques dans la représentation des processus hydrologiques,
 - o les modèles conceptuels simplifient le cycle de l'eau par un ou plusieurs réservoirs de stockage,

- les modèles empiriques se résument en la détermination d'une relation mathématique entre les variables en entrée et en sortie d'un système donné.

On peut utiliser un modèle hydrologique pour différents objectifs parmi lesquels on trouve, tel que représenté sur la Figure 4 : la **simulation**, qui permet de calculer des débits à un instant t à partir des données mesurées jusqu'à cet instant, et la **prévision**, qui permet d'estimer les débits futurs jusqu'à un horizon de prévision à partir d'un scénario météorologique futur (Bourgin 2014). De plus, certains modèles fonctionnant en prévision assimilent les dernières données observées disponibles pour tenter de réduire les erreurs sur les prévisions futures (Berthet *et al.* 2008).

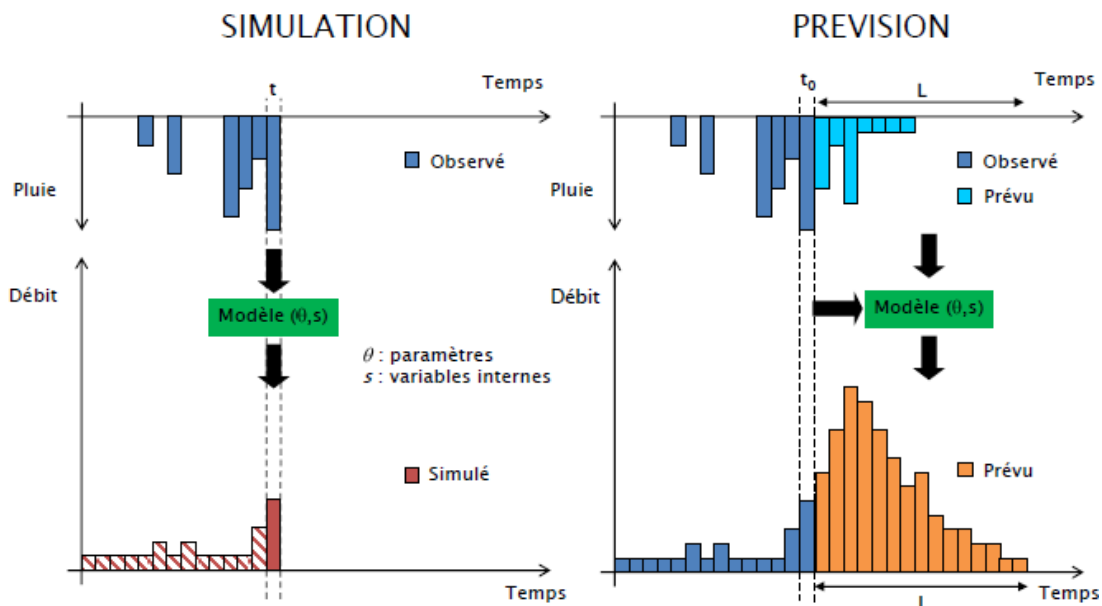


Figure 4 : Différence entre un modèle de simulation et un modèle de prévision (Bourgin 2014)

I.2.1 Modélisation hydrologique en Nouvelle-Calédonie

Il existe très peu d'études de modélisation pluie-débit sur les bassins versants des îles de l'océan Pacifique sud pour des objectifs de simulation ou de prévision de crues. Ceci est essentiellement dû au manque de chroniques météorologiques suffisamment longues (Terry *et* Wotling 2011) ainsi qu'aux temps de réponse parfois très courts des bassins versants qui nécessitent, selon les objectifs de modélisation, des données à pas de temps fin.

Néanmoins, quelques études se sont intéressées aux bassins versants néo-calédoniens. Gentien-Baudry (1999) a testé le modèle GR4J (Génie Rural à 4 paramètres au pas de temps Journalier ; Perrin *et al.* 2003) sur 12 bassins versants. Dans cette étude, la faible disponibilité des données a montré la difficulté de trouver un calage optimal du modèle qui permette de reproduire les différentes gammes de débits de manière fiable. De plus, le pas de temps journalier, très supérieur au temps caractéristique de fonctionnement des événements de crue sur ces bassins, compliquait l'analyse de ces épisodes rapides et intenses. Par ailleurs, la présence de phénomènes cycloniques extrêmes influence considérablement les paramètres du modèle lors de la phase de calage. Deux études plus récentes sur quatre bassins versants (Desclaux *et al.* 2016; 2018) ont montré que l'utilisation du même modèle au pas de temps horaire, GR4H (Génie Rural à 4 Paramètres au pas de temps Horaire, Mathevet 2005), menait à de

meilleures performances globales et à une bonne reproduction des débits de pointe avec des erreurs sur le temps de montée inférieures à 2 h et des erreurs sur les volumes en dessous des 17% du volume total.

En outre, l'étude menée par Bildstein (2017) sur la mise en place d'un modèle hydrologique sur des bassins de l'île de la Réunion, dont les contextes météorologique et topographique sont assez similaires à ceux de la Nouvelle-Calédonie, avait montré que les conditions climatiques particulières de l'île étaient parfois difficiles à modéliser. Cette étude a pu mettre en avant certaines difficultés liées aux incertitudes sur les données. En effet, l'analyse critique des données a mis en évidence des anomalies dans les chroniques de débits avec notamment des disparités dans les rapports entre précipitation et débit et des apparents détarages dans les séries de débits, probablement dus à des modifications du lit de la rivière lors de forts évènements de type cyclonique qui peuvent causer un important transport solide.

Sur l'ensemble des études citées, la question de la spatialisaton des pluies à l'échelle du bassin versant a toujours été au centre des questionnements. Cet intérêt particulier émane de la forte hétérogénéité spatiale des précipitations. En effet, la Nouvelle-Calédonie enregistre une différence importante dans la distribution spatiale des précipitations, notamment de part et d'autre de la chaîne centrale (Danloux 1983). Comme représenté sur la Figure 5, les côtes est et sud-est font face aux alizés et recueillent de fortes précipitations annuelles qui varient entre 2500 et 4000 mm/an. La côte ouest à l'inverse totalise une moyenne interannuelle qui dépasse rarement les 1500 mm/an (Terry *et* Wotling 2011).

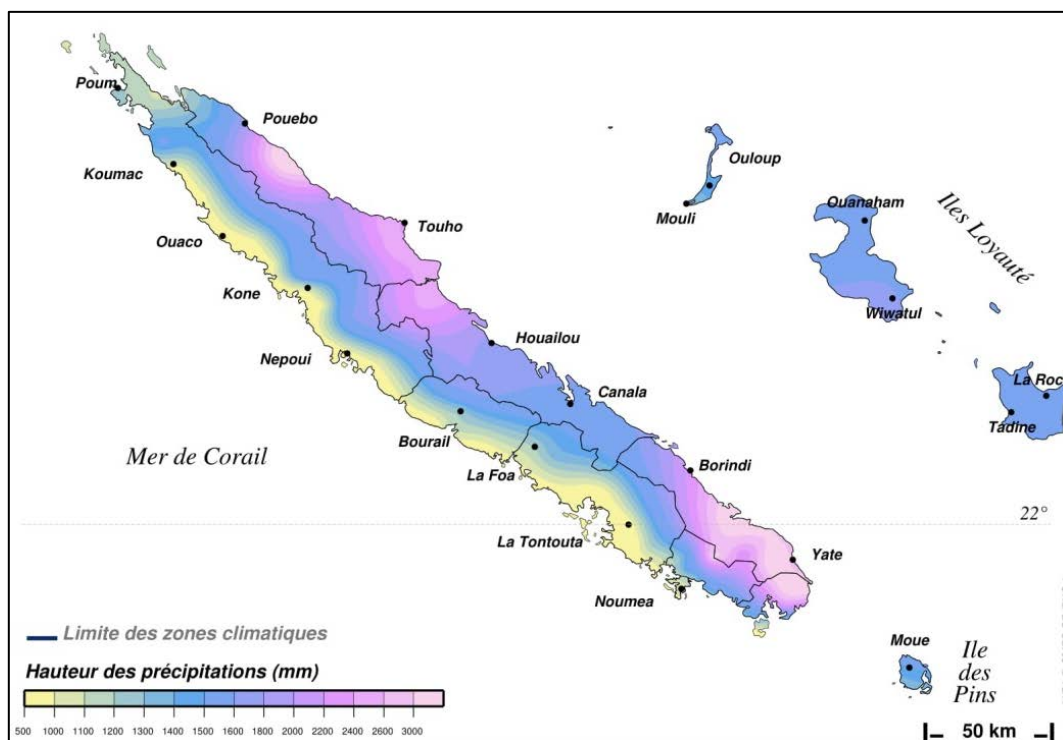


Figure 5: Moyenne annuelle des cumuls pluviométriques (période 1981-2010) - Source : Météo-France

Ce contraste pluviométrique s'explique par la nature orographique des précipitations dans la zone : lorsqu'une masse d'air saturée rencontre un obstacle topographique, elle gagne de l'altitude sous l'effet du vent, se refroidit et se condense, donnant lieu à des précipitations abondantes sur le versant au vent. Lorsque les masses d'air devenues beaucoup moins humides atteignent le versant opposé, cet effet s'inverse, entraînant peu de précipitations. Ce côté du relief est appelé la zone d'ombre pluviométrique.

I.2.2 Quel modèle hydrologique pour les bassins néo-calédoniens ?

Le nombre et la complexité des modèles hydrologiques n'ont cessé d'augmenter durant les trente dernières années, notamment du fait du développement de machines de calcul plus puissantes et des systèmes d'information géographique (SIG) (Ly *et al.* 2013). Cependant, le choix d'un modèle idoine dépend d'un certain nombre de facteurs propres au cas d'étude. Par exemple, le choix d'un modèle distribué à base physique dépend de la disponibilité des données, notamment : un modèle numérique de terrain, la couverture et le type des sols ainsi que diverses données météorologiques.

Nous avons considéré que l'utilisation d'un modèle pluie-débit de type global au pas de temps horaire constituait un bon point de départ du fait de sa facilité de mise en place, du peu de données nécessaires à son fonctionnement ainsi que de bonnes performances notées dans les études précédentes sur des bassins versants de l'archipel néo-calédonien (Desclaux *et al.* 2016 ; 2018). Le diagnostic des limitations éventuelles de cette approche pourrait permettre de s'orienter, dans un second temps, vers d'autres approches mieux appropriées, en termes de discrétisation ou de représentation des processus.

II. Zone d'étude et données

II.1 Présentation des bassins versants étudiés

La présente étude porte sur un ensemble de huit bassins versants néo-calédoniens répartis sur l'ensemble du territoire, tel que représenté sur la Figure 6. Le choix de ces bassins a été fait par la DAVAR afin de constituer un échantillon diversifié (tant par la taille des bassins, que par leur situation par rapport à la chaîne centrale, les enjeux en leur sein, etc.) tout en tenant compte de la disponibilité et de la qualité des données.

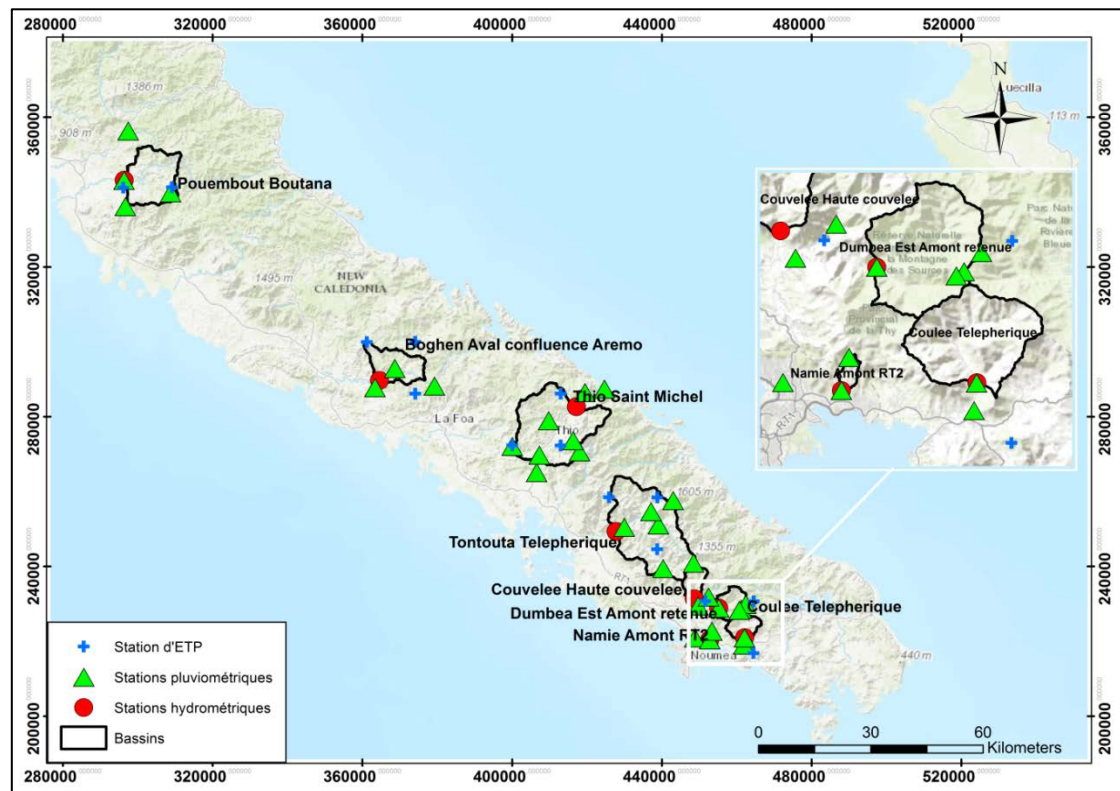


Figure 6 : Cartographie des bassins versants, des stations hydrométriques, pluviométriques et des points de mesure d'ETP utilisés dans l'étude

Nous avons classé les huit bassins en deux catégories définies par leur situation par rapport à la chaîne centrale et leur exposition aux alizés :

- Les bassins au vent se situant sur la côte est et sud de l'île : Thio Saint-Michel, la Coulée Téléphérique, la Couvelée et la Dumbéa est.
- Les bassins sous le vent se situant sur la côte ouest : la Tontouta Téléphérique, Boghen Aval, Pouembout Boutana et la Namie.

Terry *et* Wotling (2011) ont mené une étude sur 22 bassins hydrographiques néo-calédoniens dont 14 bassins au vent et huit bassins sous le vent. Ils ont pu montrer que l'influence orographique ne se ressentait pas uniquement sur le régime pluviométrique mais qu'elle impactait de la même manière le comportement hydrologique des bassins et leurs débits caractéristiques. Par ailleurs, cette étude a démontré que l'influence de la barrière topographique était essentiellement constante et donc quantifiable. La magnitude des crues pour les événements de périodes de retour de 10 et 100 ans était supérieure de 35% à 80% pour les bassins au vent par rapport aux bassins sous le vent de taille

équivalente. Sur les huit bassins de cette étude, on observe bien que ceux qui se situent au vent (représentés en bleu sur la Figure 7) ont un débit spécifique plus important que ceux situés sous le vent (représentés en rouge sur la Figure 7)

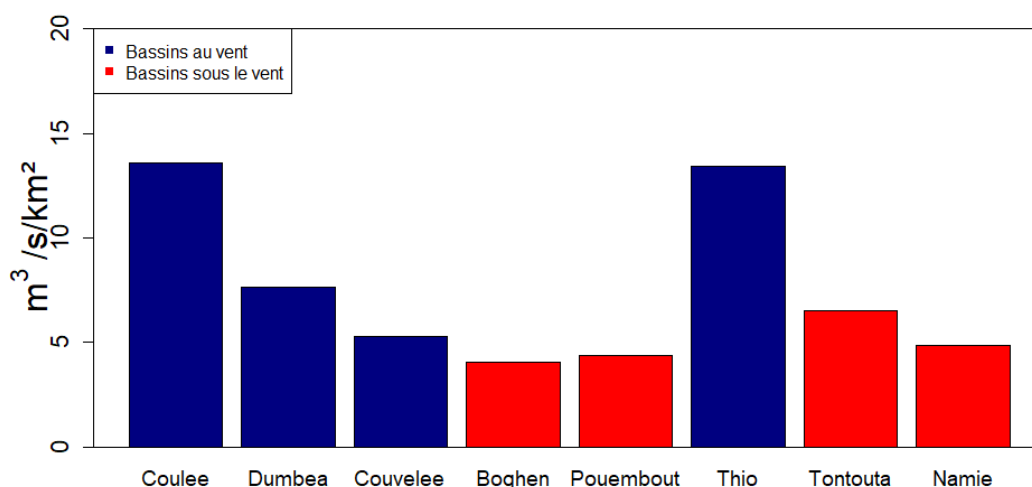


Figure 7 : Débit maximal spécifique pour les huit bassins versants entre 2007 et 2018

Les principales caractéristiques topographiques des huit bassins versants sont résumées dans le Tableau 2. On constate une large gamme des surfaces allant de 2,3 à 387,5 km². Les pentes moyennes sur l'ensemble des bassins versants sont comprises entre 40 et 60%. Quant aux plages altimétriques, elles présentent de grands écarts sur tous les bassins avec un intervalle de 504 m à 1594 m. On note que le bassin de Tontouta atteint des altitudes supérieures à 1600 m, ce qui se rapproche du plus haut sommet en Nouvelle-Calédonie.

Tableau 2: Caractéristiques topographiques des bassins versants

Bassin Versant	Surface (km²)	Altitudes (m)					Pentes (%)	
		Min	Max	Ecart	Moyenne	Médiane	Max	Moyenne
Tontouta Téléphérique	384.4	15	1609	1594	530	519	177	55
Thio Saint Michel	345.1	6	1352	1346	434	390	313	46
Pouembout Boutana	178.9	23	1140	1117	311	253	204	41
Boghen Aval confluence Aremo	112.6	32	1095	1063	416	400	158	41
Dumbéa Est Amont retenue	59.6	75	1131	1056	503	483	147	48
Coulée Téléphérique	43.9	7	823	816	331	329	140	44
Couvelée Haute Couvelée	40.4	26	1159	1133	490	468	155	60
Namie Amont RT2	2.3	13	517	504	159	115	131	46

D'un point de vue géologique, la plupart des bassins ont une géologie similaire de structure péridotite composée principalement de : roches basiques à ultrabasiques, d'alluvions et colluvions ainsi que de terres et d'altérites. Ces bassins stockent les eaux dans des réservoirs souterrains avant de les restituer durant les périodes des basses eaux.

D'autre part, il est important de souligner que sur les huit bassins étudiés, sept bassins sont toujours à l'état naturel, c'est-à-dire sans réelle influence humaine. Cependant, plusieurs captages d'eau ont été recensés sur l'ensemble des bassins, mais aucune mesure des volumes d'eau prélevés n'existe jusqu'à présent. Le bassin de la Namie représente l'unique singularité avec un tissu urbain couvrant près de 40% de sa surface totale et un cours d'eau aménagé en un canal en béton.

II.2 Données hydroclimatiques

Les données utilisées dans cette étude nous ont été fournies par la DAVAR et par Météo-France. Nous avons illustré sur la Figure 6 les différentes stations de mesure dont nous avons récupéré les informations :

- les 32 stations pluviométriques sont représentées par des triangles verts,
- les 8 stations hydrométriques à l'exutoire des huit bassins versants étudiés sont représentées par des cercles rouges,
- les données d'évapotranspiration potentielle (ETP) de 2 postes, ainsi que de 14 points de grille (valeurs ponctuelles) espacés de 0.125° les uns des autres, tant en longitude qu'en latitude.

De plus, un modèle numérique de terrain (MNT) de résolution 10 m ainsi que les contours des huit bassins versants ont également été mis à disposition par la DAVAR.

Par ailleurs, des fiches ont été créées pour l'analyse et la critique des différentes données à l'échelle des bassins versants (Annexe 1)

II.2.1 Données de précipitations

Les données pluviométriques sont issues d'un réseau de 24 pluviomètres gérés par la DAVAR et fonctionnant au pas de temps de 5 minutes, et de 8 stations fonctionnant au pas de temps horaire et gérées par Météo-France. Les données de précipitations sont disponibles sur la période 2000 à 2019, avec des chroniques de 1 à 16 années.

Les modèles hydrologiques utilisés dans le cadre de cette étude fonctionnent en continu et nécessitent par conséquent des chroniques de précipitations ininterrompues. Pour cela, il est important d'identifier les discontinuités que comportent les séries à disposition. Sur les 32 chroniques de pluies disponibles, seulement 6 stations ne sont pas lacunaires dont 5 sur le bassin de Tontouta Téléphérique. Une analyse des chroniques de précipitations montre que les séries lacunaires présentent des discontinuités relativement importantes allant de 7 jours à 494 jours avec de très forts taux de lacunes atteignant les 20% par rapport à la longueur totale de la chronique. Par ailleurs, on observe que certaines stations présentent des lacunes dispersées dans le temps et réparties sur plusieurs années rendant l'exploitation de leurs mesures difficile.

A l'échelle du bassin versant, il est impératif de s'assurer de la disponibilité d'au moins une station pluviométrique non lacunaire à un instant t . En d'autres termes, il ne faut pas de concomitance entre les lacunes de toutes les stations d'un bassin versant donné. Sur la Figure 8, l'attention est portée particulièrement sur deux exemples où les lacunes dans les mesures pluviométriques sont concomitantes sur les bassins versants : le bassin de la Namie en 2015 et le bassin de la Boghen sur la période 2000-2002.



Figure 8 : Disponibilité des données de précipitations et de débits sur les bassins de la Namie (haut) et la Boghen (bas)

D'autre part, les longueurs très différentes des chroniques pluviométriques sur la majeure partie des bassins pourraient mener à une hétérogénéité temporelle artificielle de la pluie moyenne. Cela peut avoir des impacts non négligeables sur la modélisation, puisqu'un changement dans les caractéristiques de la pluie (moyenne, distribution temporelle ou spatiale) peut changer artificiellement la relation pluie-débit telle que vue par le modèle. La Figure 9 présente le cumul des précipitations des pluviomètres contribuant au calcul de la pluie moyenne à l'échelle du bassin. Dans l'exemple du bassin de la Tontouta, on constate que l'apport du pluviomètre 5702700106 en trois années (entre 2016 et 2019) est équivalent aux cumuls sur une période de 10 ans de certaines stations sur le même bassin. Ce contraste dans les apports pluviométriques au sein du bassin versant est principalement dû au positionnement des appareils de mesure. En effet, les pluviomètres se trouvant sur les versants au vent sont beaucoup plus arrosés que ceux situés sur les versants sous le vent et ce à cause de l'effet orographique de la pluie expliqué dans le paragraphe I.2.1. De plus, la position des pluviomètres en altitude est un facteur déterminant de la quantité d'eau collectée par l'appareil durant un épisode pluvieux. La Figure 10 représente les précipitations moyennes annuelles en fonction des altitudes des postes pluviométriques. On observe clairement sur cette figure la présence d'un gradient pluviométrique assez conséquent qui peut dépasser les 100 mm d'eau pour 100 m d'altitude.

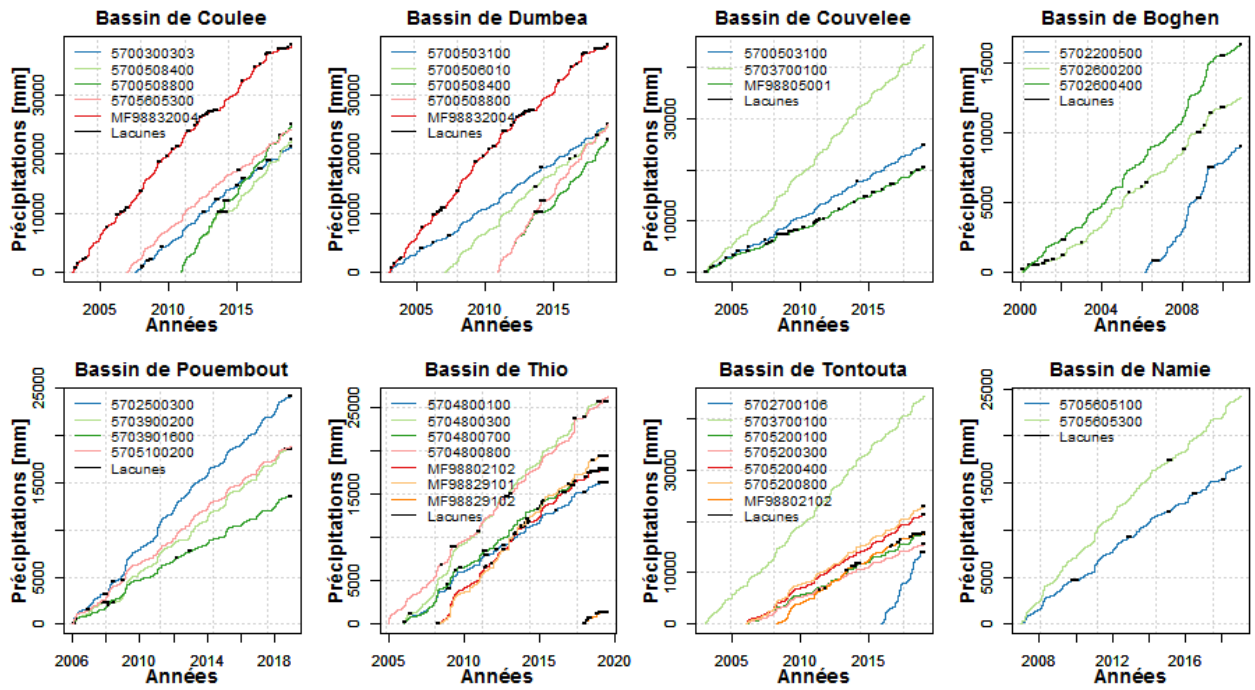


Figure 9 : Cumuls pluviométriques dans le temps par bassins

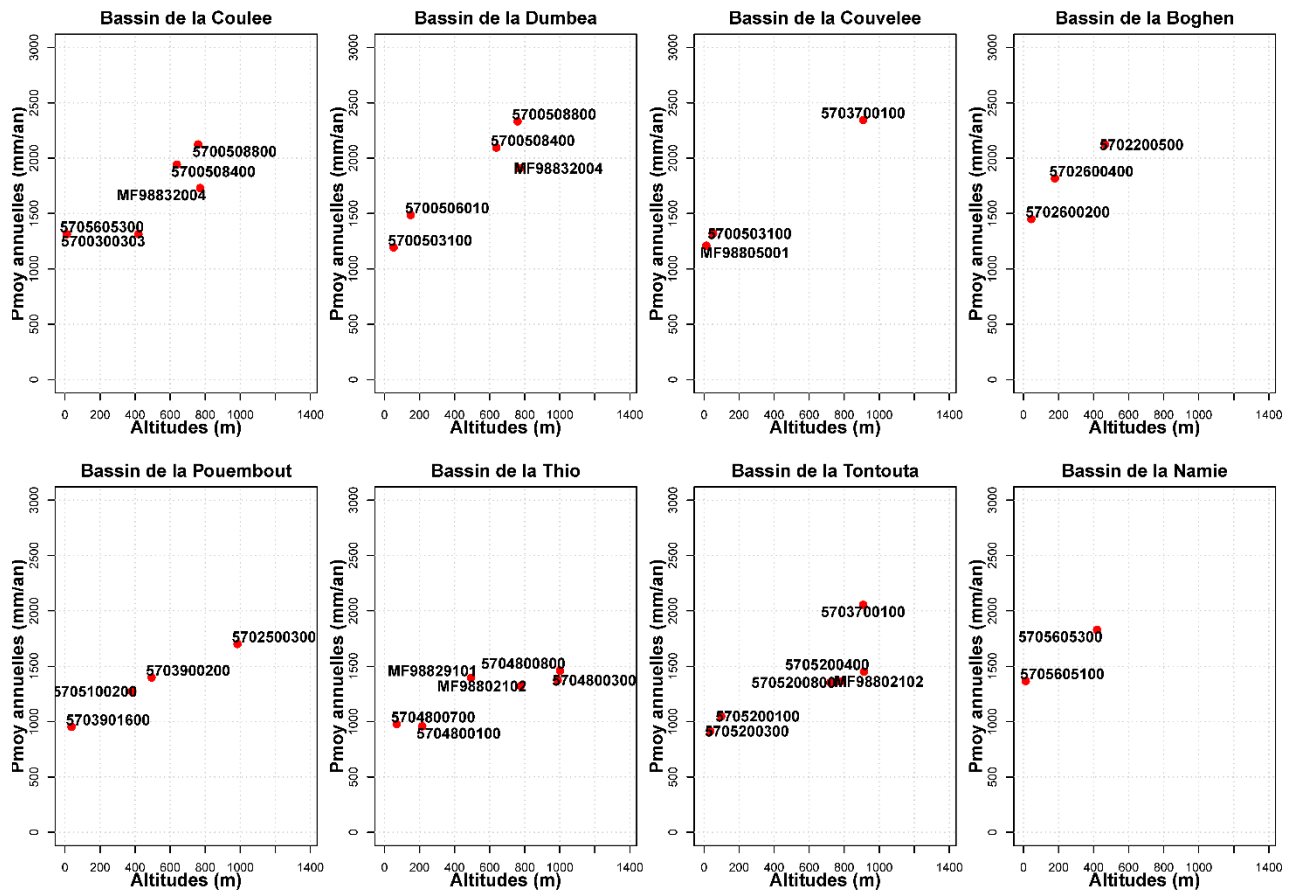


Figure 10 : Pluies moyennes annuelles en fonction des altitudes des postes pluviométriques

II.2.2 Données hydrométriques

Les données hydrométriques ont été fournies par la DAVAR. Elles sont disponibles sur huit stations de mesure constituant les exutoires des huit bassins étudiés. La mesure de débit au niveau des huit stations est réalisée avec une sonde de mesure de pression qui permet de déterminer les hauteurs d'eau. Les données enregistrées sont télétransmises à la DAVAR, à l'exception des stations de la Dumbéa, la Namie et la Tontouta, récupérées *in situ*. Les hauteurs d'eau sont ensuite traduites en débit via des courbes de tarage.

Ces mesures des débits sont au pas de temps variable et nécessitent d'être agrégées au pas de temps horaire, qui correspond au pas de temps de fonctionnement du modèle hydrologique. La Figure 11 présente la disponibilité des données de débit pour chaque station. Les espaces blancs représentent les périodes où aucun débit n'est disponible (lacune). Les données sont disponibles sur la période 2000-2018, avec des longueurs de chronique variant entre 10 et 16 ans selon les stations. Les chroniques présentent des lacunes variant entre 5 et 215 jours en fonction des stations. Il est à noter que la station de la Boghen est l'unique station dont les données hydrométriques s'arrêtent en 2010 et ce à cause du déplacement de la station vers l'aval suite aux nombreuses perturbations sur la mesure de débit.

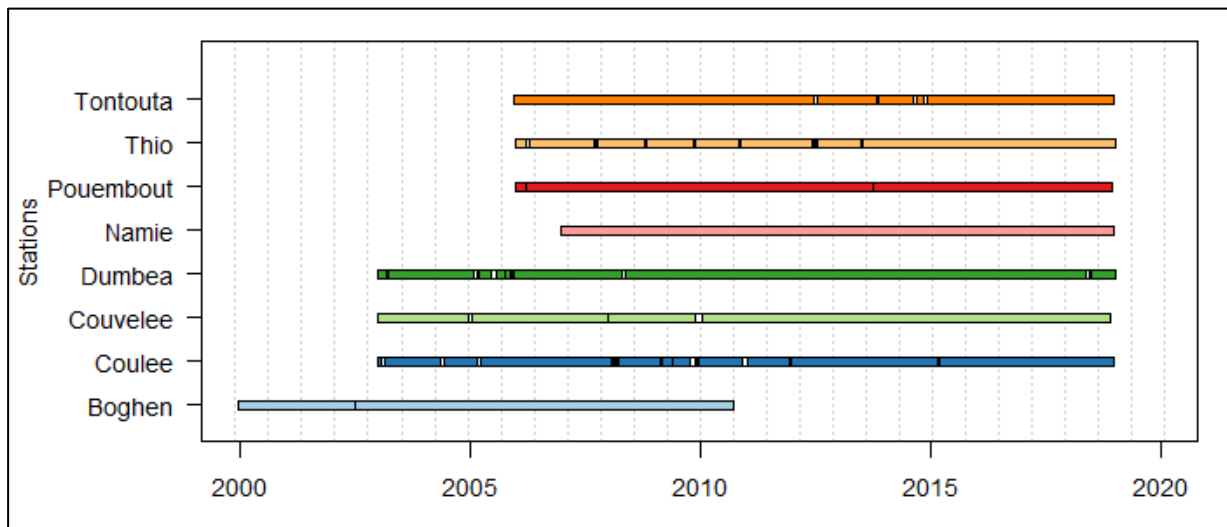


Figure 11 : Disponibilité des données de débits (périodes lacunaires en blanc)

II.2.3 Données d'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est définie comme la quantité d'eau maximale susceptible d'être transférée vers l'atmosphère à partir de l'évaporation des sols et la transpiration de la végétation. Elle dépend d'un certain nombre de facteurs météorologiques : la température, la vitesse du vent, le rayonnement global et l'humidité relative.

Les données d'évapotranspiration potentielle de Penman (ETP) nous ont été mises à disposition par Météo-France. Les chroniques sont au pas de temps journalier avec deux chroniques sur des postes ponctuels et quatorze chroniques d'ETP en points de grille (ponctuelles) espacés de 0.125° les uns des autres, tant en longitude qu'en latitude. Les chroniques d'ETP couvrent une période allant du 01/01/2000 au 25/04/2019. En complément des valeurs d'ETP, des valeurs horaires de vent, température, humidité et rayonnement global aux stations d'Aoupinie et la Rivière Blanche (RB) ont été fournies sur la même période.

III. Méthodologie

III.1 Les modèles

Dans le cadre de cette étude, nous cherchons d'abord à évaluer la capacité des modèles hydrologiques à reproduire les débits observés en simulation sans ajouter les incertitudes liées à la prévision météo et à l'assimilation de données par le modèle de prévision. Cette approche permettra de mettre en évidence les principales difficultés et obstacles dans la simulation pluie-débit qui pourraient être projetés sur le cas de la prévision.

III.1.1 Le modèle de simulation GR4H

La modélisation en simulation sera faite en utilisant le modèle GR4H (Mathevet 2005) qui a déjà été utilisé sur quelques-uns des bassins de la présente étude (Desclaux *et al.* 2016 ; 2018). Le modèle GR4H est un modèle pluie-débit global, continu, de type conceptuel faisant partie de la famille des modèles GR (Génie Rural). Ce modèle conceptuel à quatre paramètres libres, représente les différents processus hydrologiques d'un bassin versant de manière simplifiée avec une succession de réservoirs (Figure 12, a).

Les quatre paramètres du modèle à caler sont :

- X1 (mm) : la capacité maximale du réservoir de production
- X2 (mm/h) : le coefficient d'échanges souterrains
- X3 (mm) : la capacité maximale du réservoir de routage
- X4 (h) : le temps de base de l'hydrogramme unitaire UH1

Le modèle GR4H est libre d'accès et disponible dans le package airGR (Coron *et al.* 2017).

III.1.2 Le modèle de prévision GRP

Le modèle GRP (Génie Rural pour la Prévision ; Tangara 2005; Berthet 2010) est lui aussi un des modèles hydrologiques de la famille GR. Ayant une structure assez similaire à celle du modèle GR4H, GRP est un modèle global, continu, conceptuel qui représente le bassin versant au moyen de réservoirs. La principale différence entre les deux modèles est que GR4H fonctionne uniquement en simulation tandis que GRP fonctionne en prévision, c'est-à-dire avec un module d'assimilation de données.

La structure du modèle GRP représentée sur la Figure 12 (b) est constituée :

- d'une fonction de production qui permet d'estimer la pluie efficace en tenant compte des pertes par évapotranspiration et par infiltration. La pluie efficace est ensuite corrigée par un facteur d'ajustement volumétrique qui vise à représenter les éventuels échanges souterrains.
- d'une fonction de routage ou de transfert qui sert à répartir dans le temps le volume de la pluie efficace issue de la fonction de production.
- d'un module d'assimilation de données. Cette assimilation se fait en deux temps : en mettant à jour le réservoir de routage à un instant t de manière à obtenir une parfaite correspondance entre les débits observés et les débits simulés à cet instant ; puis en corrigeant les prévisions futures à partir de l'erreur observée durant la prévision précédente. Le modèle propose deux méthodes de correction : une méthode autorégressive dite de Tangara et une méthode basée sur un réseau de neurones artificiels dite RNA.

Le modèle GRP possède trois paramètres à caler :

- CORR (-) : le coefficient d'ajustement de la pluie efficace pour ajuster le bilan hydrique du bassin (en tenant compte des éventuels échanges souterrains)
- TB (h) : le temps de base de l'hydrogramme unitaire, utilisé pour prendre en considération le délai entre les précipitations et le ruissellement
- ROUT (mm) : la capacité du réservoir de routage

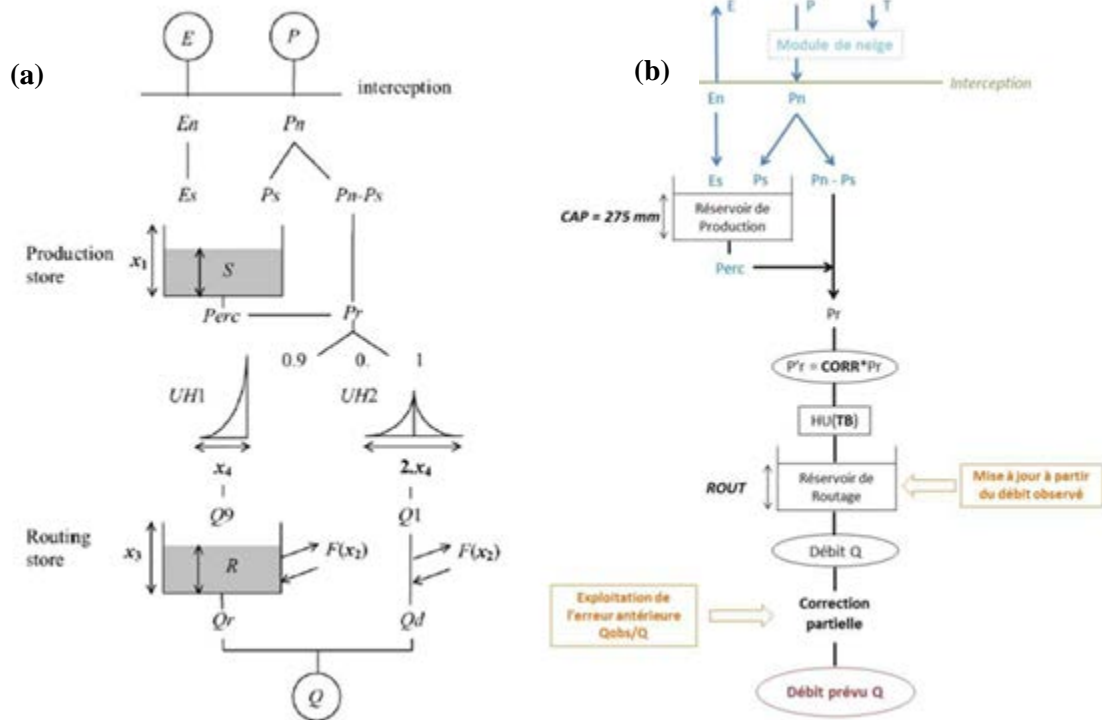


Figure 12 : Structure du modèle GR4H ((a) ; Source : Perrin *et al.*, 2003) et du modèle GRP ((b) ; Source : <https://webgr.irstea.fr>)

III.2 Mise en place du modèle et procédure d'évaluation

III.2.1 Calage des modèles

Le calage d'un modèle hydrologique peut être qualifié de phase d'apprentissage dans le but de reproduire au mieux les observations. Il consiste à déterminer le jeu de paramètres qui permet de minimiser les écarts entre les débits simulés et observés, via une fonction objectif (critère de calage). La méthode de calage des modèles utilisés ici est la méthode « pas-à-pas » développée à Irstea (Michel, 1991). A partir d'un jeu de paramètres donnés, une fonction objectif est calculée. Puis un pas de recherche suffisamment fin est appliqué à chacun des paramètres l'un après l'autre et la fonction objectif est recalculée. Pour chaque amélioration de la fonction objectif, le déplacement de la valeur des paramètres est conservé. Si l'amélioration ne dépasse plus un certain seuil, on considère qu'on a atteint le jeu de paramètres optimal pour le modèle.

a. Calage du modèle GR4H

Le calage du modèle GR4H se fait de manière automatique sur sa version proposée dans le package airGR (Coron *et al.* 2017; 2019). Le package dispose de quatre critères de calage préétablis : le critère NSE (Nash *et Sutcliffe* 1970), l'erreur quadratique moyenne RMSE, le critère KGE (Gupta *et al.* 2009)

et le critère KGE dans sa version 2012 (Kling *et al.* 2012). Dans la présente étude, seuls les critères KGE (2012) et RMSE seront utilisés.

Le critère s'écrit selon l'équation suivante :

$$KGE = 1 - \sqrt{((r - 1)^2 + (\gamma - 1)^2 + (\beta + 1)^2)}$$

avec : r est le coefficient de corrélation entre débits simulés et observés ; γ est le rapport des variances des débits simulés et observés ; β est le rapport des débits moyens simulés et observés. La valeur optimale du critère KGE est égale à 1.

b. Calage du modèle GRP

La fonction objectif utilisée pour caler le modèle GRP est l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre la prévision et l'observation pour un horizon de prévision donné. Cette fonction objectif permet de donner davantage de poids aux forts débits, ce qui la rend particulièrement adaptée au contexte de prévision de crues.

Le critère est calculé comme suit :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i+L) - Q_{prev}(i+L))^2}$$

avec : Q_{obs} le débit observé à l'instant $i+L$; Q_{prev} le débit prévu à l'instant $i+L$; i l'instant de prévision ; n : nombre de pas de temps ; L l'échéance de prévision. La valeur optimale de la RMSE est zéro.

Par ailleurs, l'outil de calage du modèle propose plusieurs options pour le calage de ses paramètres en fonction des objectifs de la prévision. Parmi ces options, on retrouve :

- L'horizon de calage : c'est l'échéance pour laquelle les paramètres du modèle seront optimisés ;
- Le seuil de calage : c'est le débit minimal au-dessus duquel le modèle sera calé ;
- La méthode de correction des débits : en plus de la mise à jour du réservoir de routage, le modèle exploite la dernière erreur sur la prévision pour améliorer les prévisions futures. GRP propose deux méthodes de correction : la méthode de correction de type autorégressif dite « Tangara » (Tangara 2005) et une méthode de correction par réseau de neurones dite « RNA » (Berthet 2010) ;

En outre, le modèle se cale sur deux scénarios de pluies :

- un scénario de pluies nulles c'est-à-dire, que le modèle considère qu'il n'y a pas eu de précipitations sur toute l'échéance de prévision. Il s'agit d'un scénario défavorable dans un contexte de prévision de crues ;
- un scénario de pluies « parfaites », où le modèle réutilise les observations de pluies comme scénario sur l'échéance de prévision. Ce dernier scénario, comme son nom l'indique, correspond au cas où l'on connaît parfaitement la pluie future, ce qui permet d'éliminer les incertitudes sur la prévision météorologique.

Pour avoir une évaluation plus réaliste des performances du modèle de prévision, il faudrait le tester avec des historiques de prévision météorologique, mais nous n'en disposons pas pour cette étude.

III.2.2 Evaluation des performances des modèles

a. Procédure du Split Sample Test

Durant cette étude, une procédure de calage-contrôle (*split sample test*) proposée par Klemeš (1986) a été adoptée. Elle consiste à subdiviser la chronique des observations en deux périodes P1 et P2. Les paramètres du modèle sont d'abord calés sur la période P1 puis utilisés sur la période P2 pour le calcul des simulations et prévisions. Cette méthode permet d'évaluer les performances et la robustesse du modèle (en phase de contrôle ou validation) indépendamment de la phase de calage. Cette procédure est répétée une seconde fois avec un calage sur la période P2 et une validation sur la période P1 comme illustré sur la Figure 13.

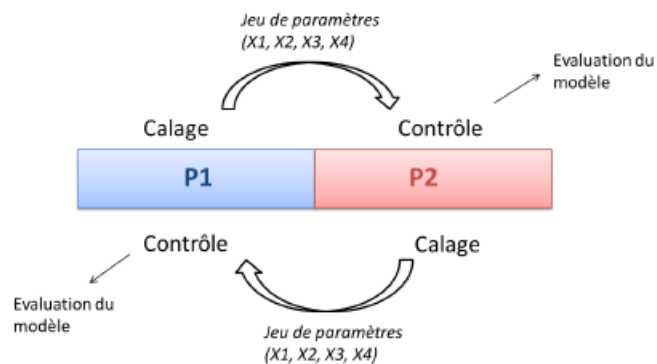


Figure 13 : Procédure de calage – contrôle (Bildstein 2017)

Pour chaque bassin, la détermination de P1 et P2 est faite de manière à disposer de périodes d'égales longueurs avec des données de pluie, ETP et débit non-lacunaires et concomitantes. Ces périodes sont les mêmes pour GR4H et GRP. Les dates de début et de fin de chaque période sont représentées sur le Tableau 3. Sur sept bassins, la longueur des périodes P1 et P2 est supérieure à 5,5 ans ; sur la Boghen, les longueurs sont égales à un peu moins de 4 ans.

Tableau 3 : Périodes P1 et P2 par bassin

Bassins	Début de P1	Fin de P1/ Début de P2	Fin de P2
Coulée	2008-01-01 01:00:00	2013-07-02 03:00:00	2019-01-01 04:00:00
Dumbéa	2008-02-15 14:00:00	2013-07-25 12:00:00	2019-01-02 11:00:00
Couvelée	2004-01-03 13:00:00	2011-06-17 01:00:00	2018-11-28 12:00:00
Boghen	2003-02-20 15:00:00	2006-12-11 04:00:00	2010-09-30 17:00:00
Pouembout	2007-01-05 18:00:00	2012-12-23 14:00:00	2018-12-11 10:00:00
Thio	2007-01-04 14:00:00	2012-12-30 18:00:00	2018-12-26 22:00:00
Tontouta	2006-12-20 16:00:00	2012-12-25 21:00:00	2019-01-01 02:00:00
Namie	2008-01-01 04:00:00	2013-06-30 22:00:00	2018-12-29 17:00:00

b. Critères d'évaluation

Pour l'évaluation des performances du modèle de simulation GR4H, nous avons utilisé les mêmes critères qu'en calage, à savoir le KGE et la RMSE. GRP sera évalué suivant plusieurs critères spécifiques à l'évaluation de prévisions, notamment :

- **Le critère de persistance Eff** : ce critère permet de comparer le modèle testé à un modèle naïf, ici le modèle de persistance. Le modèle de persistance considère les débits prévus sur l'échéance de prévision comme constants et égaux au débit observé à l'instant de prévision. Le critère de persistance est optimal quand sa valeur est égale à 1. Il est calculé à l'échéance L par la formule suivante :

$$\text{Eff} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs}}(i+L) - Q_{\text{prev}}(i+L))^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs}}(i+L) - Q_{\text{obs}}(i))^2}$$

- **Les critères liés au tableau de contingence** : le tableau de contingence comptabilise la prévision ou non d'évènements observés. Comme illustré sur la Figure 14, on détermine, à chaque pas de temps, une situation parmi quatre possibles : un dépassement de seuil observé a-t-il été prévu ou non ; pour chaque dépassement prévu, un dépassement a-t-il été observé ou non ? A partir de ce tableau, trois critères sont calculés portant sur l'occurrence ou non des dépassements de seuils. On retrouve :
 - La probabilité de détection : $POD = \frac{AV}{AV+AM}$; valeur optimale 100%
 - Le taux de fausses alertes : $FAR = \frac{FA}{AV+FA}$; valeur optimale 0%
 - L'indice de succès critique : $POD = \frac{AV}{AV+AM+FA}$; valeur optimale 100%

	Réalisé	Non réalisé
Prévu	Alerte valable (AV)	Fausse alerte (FA)
Non prévu	Alerte manquée (AM)	Non alerte valable (NAV)

Figure 14 : Tableau de contingence (Source : Berthet 2010).

- **Les critères événementiels d'analyse des hydrogrammes de crues** : à la fin de la phase de calage-contrôle le modèle GRP permet de tracer les hydrogrammes prévus et observés sur les 18 plus forts évènements de crues et les six plus forts épisodes pluvieux (n'ayant pas entraîné les 18 évènements déjà sélectionnés). Pour faciliter l'analyse des hydrogrammes au regard de l'utilisateur, GRP calcule, pour chaque évènement, le score du KGE, la différence en volume observé et prévu sur l'ensemble de l'évènement (VE), le décalage temporel entre les pics observés et prévus (dTTP) et la différence en valeur entre les débits de pointes observés et prévus (dQP).

Remarque : le modèle GRP propose à l'opérateur de fixer un seuil de vigilance à partir duquel les performances du modèle seront évaluées.

III.3 Spatialisation des précipitations

Le choix d'opter pour un modèle hydrologique de type global nécessite de disposer d'une estimation des précipitations moyennes à l'échelle du bassin versant. Il faut donc passer d'une pluie ponctuelle mesurée par les pluviomètres à une pluie spatialisée. Plusieurs méthodes de spatialisation existent, parmi

lesquelles la méthode des polygones de Thiessen (Thiessen 1911), la pondération inverse à la distance (Shepard 1968) et le Krigeage (Krige 1951) qui sont à ce jour les plus utilisées car fiables et simples à mettre en place. Néanmoins, celles-ci ne permettent pas de prendre en compte le relief de manière explicite (Ly *et al.* 2013) et pourraient donc être inadaptées au contexte topographique de la Nouvelle-Calédonie.

Desclaux *et al.* (2018) ont testé trois méthodes d'interpolation spatiale dans leur étude. Ils ont montré que la pondération inverse à la distance et à l'élévation (Inverse Distance and Elevation Weighting ; IDEW) développée par Masih *et al.* (2011) permettait de mieux reproduire la distribution spatiale des précipitations sur quatre bassins néo-calédoniens. Cependant, le gain de performance du modèle pluie-débit restait faible par rapport à l'utilisation des pluies calculées avec la méthode de Thiessen.

Par conséquent, la méthode des polygones de Thiessen a été adoptée ici comme première approche pour sa facilité de mise en place, ainsi que pour le temps de calcul très réduit qu'elle nécessite, en accord avec les contraintes opérationnelles d'utilisation d'un modèle de prévision en temps réel. Le principe de cette méthode déterministe est simple : elle se base sur le partitionnement d'un plan en polygones à partir d'un ensemble de points discrets suivant la méthode de Voronoï. Ce découpage sert à établir le rayon d'influence des pluviomètres du bassin versant comme représenté sur la Figure 15 pour le bassin de la Tontouta.

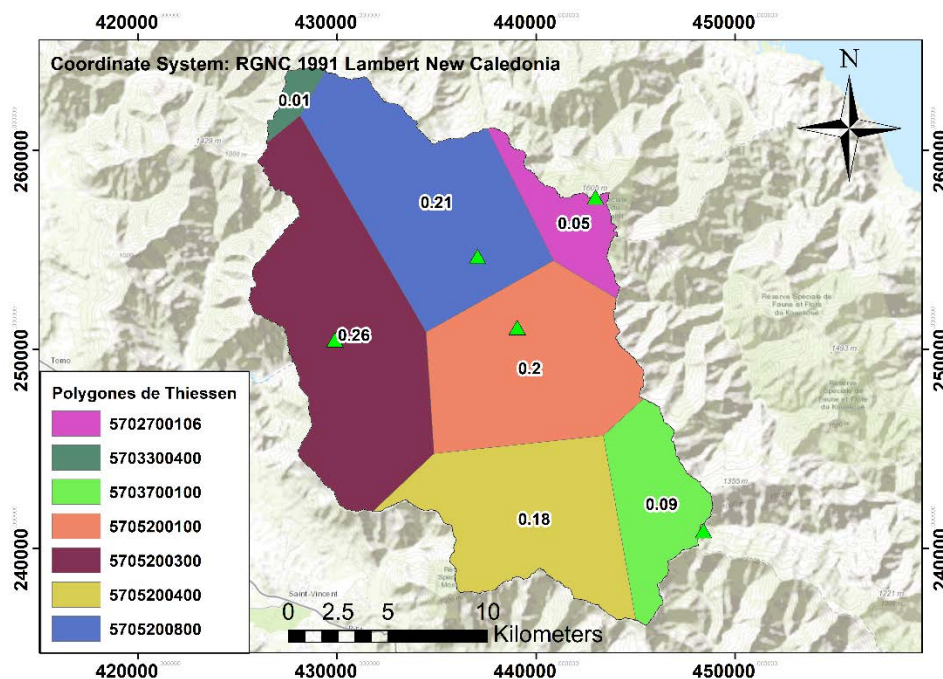


Figure 15 : Découpage de Thiessen avec le poids de chaque pluviomètre sur le bassin de la Tontouta

Pour calculer la pluie moyenne à l'échelle du bassin versant, la méthode prend en considération les mesures pluviométriques et le poids de chacune des stations, défini comme le rapport de la surface d'influence de la station sur l'aire totale du bassin, suivant l'équation ci-dessous :

$$P_{moyenne} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i * P_i}{\sum_{i=1}^n A_i}$$

avec : $P_{moyenne}$: la pluie moyenne à l'échelle du bassin (mm) ; A_i : la surface de la zone d'influence du pluviomètre i (km²) ; P_i : les précipitations mesurées au pluviomètre i (mm)

Il est à noter que les lacunes dans les chroniques des pluies moyennes sur les bassins versants de la Namie, la Dumbéa et la Coulée ont été comblées grâce aux stations pluviométriques les plus proches des bassins en question.

III.1 Désagrégation des ETP

L'utilisation des données d'ETP journalières nécessite une désagrégation au pas de temps horaire pour être exploitable par des modèles hydrologiques fonctionnant au même pas de temps. Bien que le modèle GRP propose un module automatique de désagrégation des ETP au pas de temps horaire, des échanges avec Météo-France ont questionné l'adaptabilité d'un module conçu pour la France métropolitaine au contexte climatique de la Nouvelle-Calédonie.

Afin de déterminer la bonne répartition des ETP en Nouvelle-Calédonie, nous avons calculé les ETP horaires avec la formule de Penman-Monteith avec le package R « *Water* » (Olmedo *et al.* 2018) à partir des données météorologiques disponibles à la station d'Aoupinie et de la Rivière Blanche (se référer au paragraphe II.2.3). Ensuite, nous avons dressé 12 courbes représentatives de la répartition journalière de l'ETP des 12 mois de l'année. La comparaison entre ces courbes démontre que la variation mensuelle des ETP est négligeable aussi bien dans le temps (début et fin de l'ETP à l'échelle d'un journée) qu'en volume. En effet, on observe que l'ETP est majoritairement maximale à 12h et nulle entre 18h et 6h sur les 12 mois de l'année (avec des différences d'une heure entre l'été et l'hiver). Par conséquent, nous avons déterminé une courbe moyenne obtenue à partir des 12 courbes mensuelles pour chaque station.

La Figure 16 présente, pour chaque station (Rivière Blanche en rouge et Aoupinie en violet), la courbe moyenne obtenue à partir des 12 courbes mensuelles. On observe de légères différences de coefficients selon les stations, ce qui nous amène à retenir une courbe moyenne (représentée en bleu) pour la désagrégation des ETP journalières au pas de temps horaire. Comme anticipé par Météo-France, on note bien des différences entre la désagrégation calculée sur les données climatiques et celle proposée par GRP (représentée en vert). Dans la suite de l'étude, nous utiliserons la désagrégation moyenne calculée à partir des courbes des stations de la Rivière Blanche et d'Aoupinie.

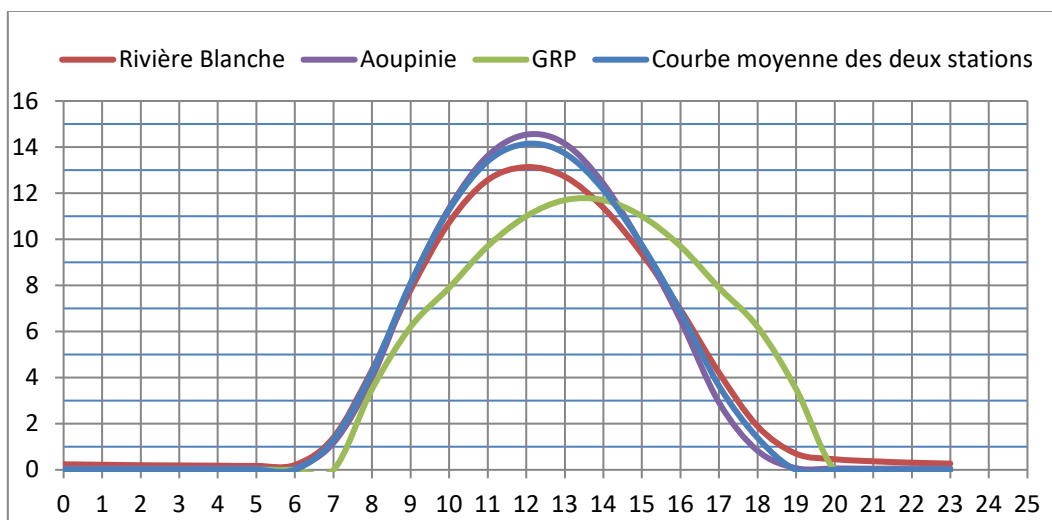


Figure 16 : Répartition journalière des ETP

IV. Résultats et discussions

IV.1 Critique des données hydrométriques

Les mesures hydrométriques, qui sont utilisées comme référence dans l'évaluation des modèles, peuvent parfois faire l'objet de certaines incertitudes. Une analyse critique des chroniques a permis de repérer un certain nombre d'anomalies et d'écarter les données douteuses. Parmi les anomalies les plus répandues, on détecte notamment : les détarages, l'absence de phase de tarissement après une crue (décrochage brutale de débit) et des comportements hydrologiques incohérents.

Il peut également arriver que l'on observe des oscillations difficilement explicables comme c'est notamment le cas sur le bassin de la Namie. Ces oscillations apparaissent aux mois de Janvier et Février 2009 (cf. cercle bleu sur la Figure 17).

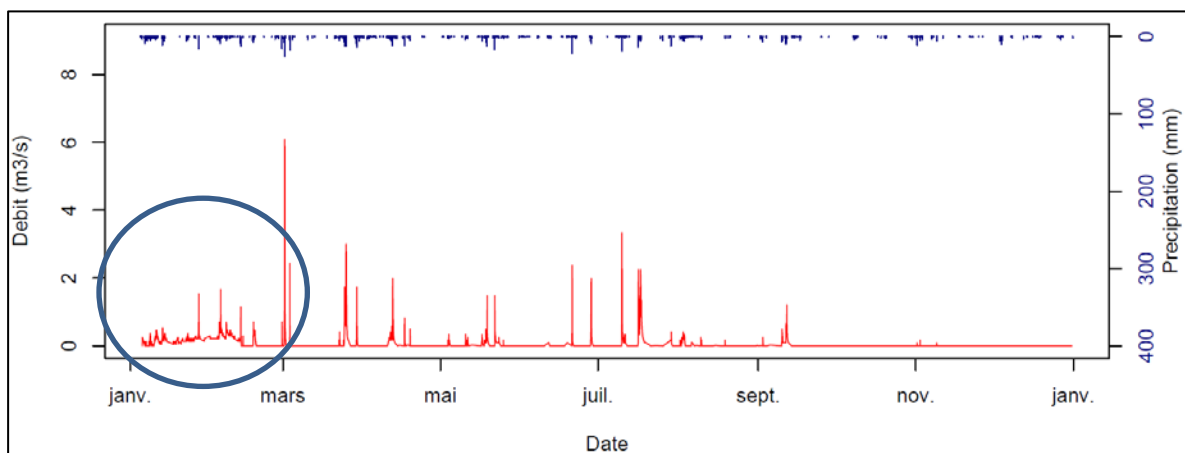


Figure 17: Hydrogramme du bassin de Namie pour l'année 2009

En outre, les données hydrométriques de ce bassin présentent beaucoup d'incertitudes en basses eaux du fait des fortes perturbations dues aux rejets urbains, à la présence de végétation parfois dense ainsi qu'à la concentration des écoulements sur la rive droite en basses eaux (Figure 18). Pour ce bassin en particulier, on ne considèrera que les hauts débits comme valables, les débits de basses eaux seront considérés comme lacunaires.



Figure 18 : Perturbations sur la mesure de débit à la station de la Namie

En l'absence de code qualité sur la donnée hydrométrique, un déplacement en Nouvelle-Calédonie a été programmé afin d'évaluer les conditions des mesures ainsi que les incertitudes liées à l'extrapolation de la courbe de tarage. Cette mission devait répondre à un certain nombre de questions qui ont permis de dégager un regard critique sur la qualité de la donnée.

Les jaugeages opérés par la DAVAR se font généralement en basses eaux et début des moyennes eaux à l'aide d'un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) ou d'un micromoulinet quand le niveau d'eau est très bas. Les jaugeages en hautes eaux sont cependant très rares pour des raisons d'accessibilité et de sécurité, et ne sont pratiqués qu'aux stations de la Tontouta Téléphérique, la Coulée Téléphérique et la Thio quand l'accessibilité le permet.

Comme on peut l'observer sur la Figure 19, les plus hauts jaugeages effectués au niveau des huit stations hydrométriques ne couvrent pas toutes les gammes des débits observés. L'ensemble des courbes de tarage nécessitent une extrapolation vers les plus hautes eaux, à l'exception de la Couvelée et la station de la Boghen dont les plus hauts jaugeages datent respectivement de 1968 et 1975.

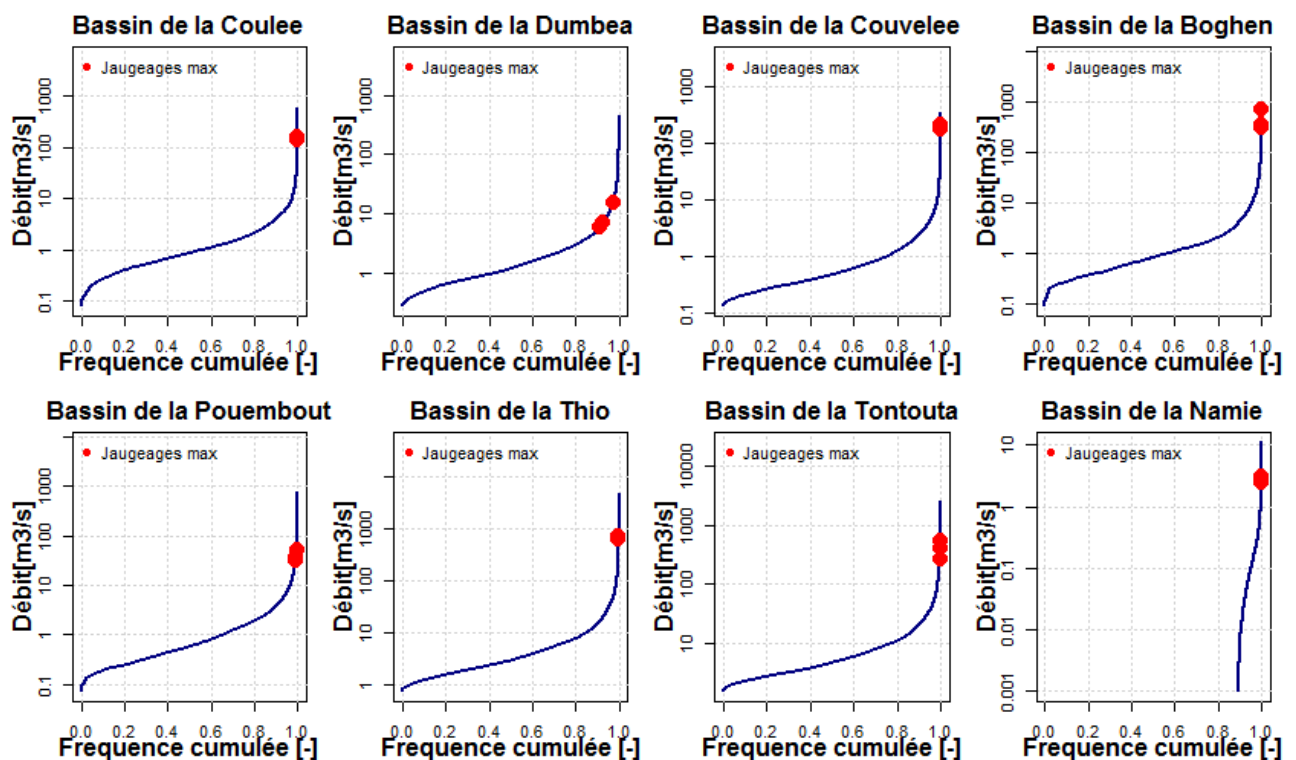


Figure 19 : Courbes des débits classés avec une représentation des trois plus hauts jaugeages

La courbe de tarage est vérifiée grâce à des jaugeages mensuels et est étalonnée si plusieurs points jaugés successifs en montrent la nécessité, suite par exemple à des détarages de la station en raison du fort transport solide pouvant exister en période de crue et modifiant le profil en travers.

L'extrapolation de la courbe vers les hautes eaux est généralement effectuée au moyen d'un modèle hydraulique monodimensionnel, calé de manière à reproduire les hauteurs d'eau jaugées. Cette extrapolation est ensuite validée avec les hauteurs d'eau prélevées sur les laisses et les échelles de crues CalédoMax (Laroche *et al.* 2018) sur certains événements de références. En l'absence de levés topographiques nécessaires à la modélisation hydraulique, l'extrapolation est réalisée à l'aide de la formule de Manning-Strickler. D'après la DAVAR, les incertitudes sur la pratique d'extrapolation de la

courbe de tarage seraient plus conséquentes sur la station de la Couvelée et en particulier sur la Thio, qui surestimerait les débits des plus hautes eaux de 30 à 40 %.

Par ailleurs, la mission en Nouvelle-Calédonie a permis de mettre le doigt sur de fortes incertitudes sur la mesure de débit sur la station de la Couvelée en basses eaux.

IV.2 Analyse du bilan hydrique

Le bilan hydrique est une comparaison entre les apports et les pertes en eau d'un système sur une période donnée. A l'échelle d'un bassin versant on peut représenter ce bilan au moyen du graphique adimensionnel de Turc-Budyko (Andréassian *et* Perrin 2012) qui relie les trois variables hydroclimatiques : précipitation, débit et évapotranspiration. Ce diagramme, représenté sur la Figure 20, permet de classer les bassins versants en trois catégories :

- Les bassins situés en dessous de la courbe rouge sont des bassins dont le bilan hydrique indique des pertes d'eau autres que de type évapotranspiratoire ;
- Les bassins situés au-dessus de la droite $Q/P = 1$ (en bleu) sont des bassins dont le bilan hydrique indique des gains en eau autres que par les précipitations ;
- Les bassins entre les deux courbes sont des bassins dont le bilan hydrique est équilibré (débits inférieurs aux pluies et déficit d'écoulement inférieur à l'ETP).

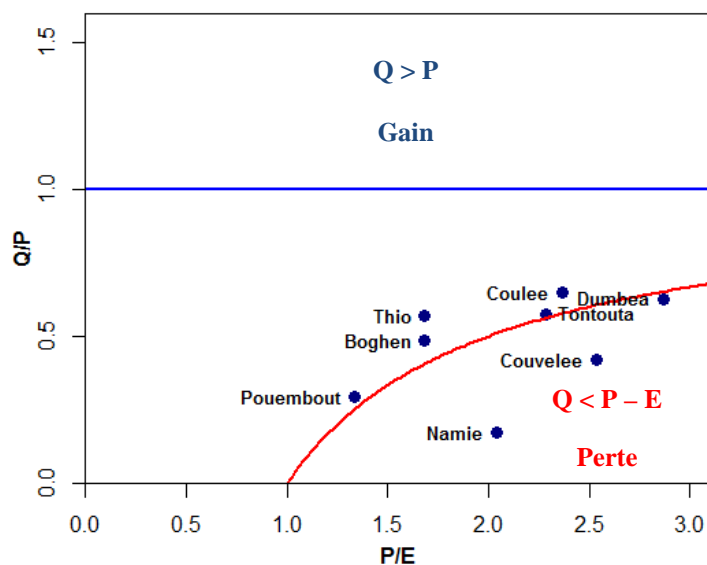


Figure 20 : Diagramme de Turc-Budyko sur les huit bassins étudiés

Sur les huit bassins étudiés, trois d'entre eux sont classés comme des bassins qui fuient. Il s'agit du bassin de la Namie, de la Dumbéa et de la Couvelée. On remarque en particulier sur la Namie un faible rendement d'écoulement avec un rapport Q/P de l'ordre de 0,25. Si ces pertes d'eau peuvent généralement s'expliquer par de fortes infiltrations sur le bassin, l'hypothèse d'un problème lié aux données hydroclimatiques n'est pas à exclure sur ces bassins. En effet, comme énoncé dans le paragraphe IV.1, des problèmes dans la mesure hydrométrique sont présent sur la station de la Namie en basses eaux et qui seraient dus aux nombreuses perturbations près de l'échelle limnimétrique. Par ailleurs, la station de la Couvelée présente elle aussi de fortes incertitudes en débit d'étiage où la qualité de la données est qualifiée de mauvaise par les agents de la DAVAR.

IV.3 Résultats du modèle de simulation

IV.3.1 Performances du modèle GR4H

Avant d'entamer la modélisation, nous avons mené une analyse de sensibilité à la période d'initialisation du modèle. Cette période sert à initialiser des états internes du modèle et à éviter que la méconnaissance des conditions initiales n'introduise des erreurs dans les simulations. Elle dure habituellement une année hydrologique. Durant cette analyse de sensibilité, nous avons testé trois périodes d'initialisation allant d'une à trois années. Celle-ci a montré qu'utiliser une période de d'initialisation plus longue qu'une année n'apportait pas de gains de performances. Nous avons donc conservé une période d'un an.

Par ailleurs, la comparaison des performances du modèle GR4H suivant les deux critères KGE et RMSE a conduit aux mêmes observations sur les tendances globales et évènementielles des résultats en sortie du modèle où il a été constaté que le modèle était toujours efficace sur les mêmes bassins ainsi que sur les mêmes évènements de crues. De ce fait, les résultats de la modélisation avec ce modèle seront présentés exclusivement en fonction du critère KGE. Les résultats en calage et en contrôle sur les deux périodes P1 et P2 sont représentés sur la Figure 21.

Durant la phase de calage, on observe des valeurs de KGE entre 0,85 et 0,96 sur P1 et des valeurs comprises entre 0,75 et 0,97 sur la période P2. A l'exception du calage du bassin de la Thio sur la période P2, tous les scores du KGE sont supérieurs à 0,87. Ces résultats restent assez bons mais ne sont pas représentatifs des performances du modèle car ils sont issus de la phase d'optimisation de ce dernier.

Afin de juger de la robustesse du modèle, on s'intéressera particulièrement à la phase de contrôle, où les performances du modèle sont évaluées indépendamment de la phase d'optimisation des paramètres (le calage). On observe en contrôle des scores de KGE entre 0,51 et 0,93 sur la période P1 et des scores compris entre 0,63 et 0,96 sur la période P2. Les valeurs du KGE les plus bas sur les deux périodes concernent principalement le bassin de la Namie et de la Thio.

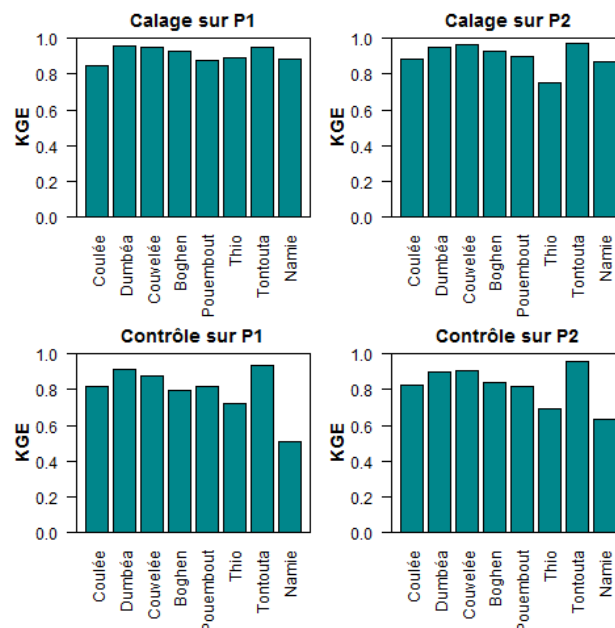


Figure 21 : Valeurs du KGE en calage - contrôle sur les 8 bassins

On remarque sur la Figure 22, représentant, pour la période P2, les débits simulés par le modèle GR4H en fonction des débits observés, qu'il y a une bonne corrélation dans l'ensemble. Cependant, les points sont plus dispersés vers les moyennes et hautes eaux où le modèle peut surestimer ou sous-estimer les débits. Par ailleurs, on constate sur le bassin de la Namie et de la Thio, que le modèle a tendance à fortement sous-estimer les forts débits, ce qui explique en partie les mauvais scores du KGE sur ces deux bassins.

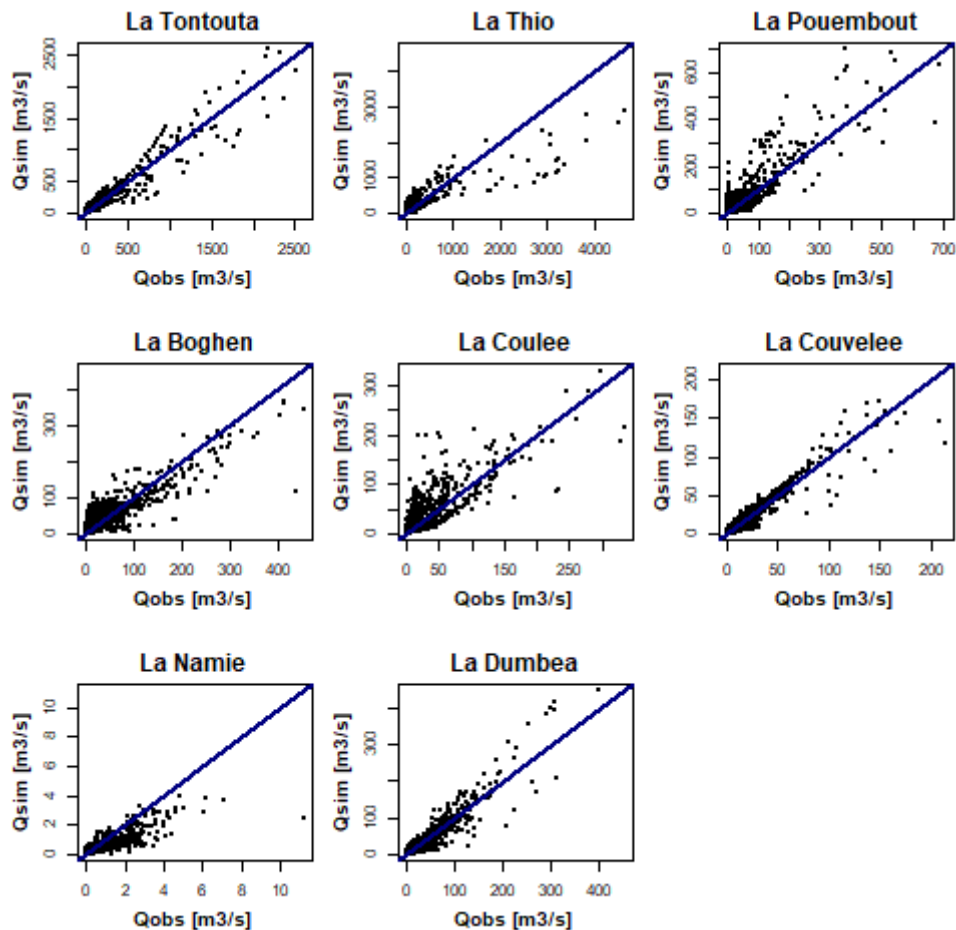


Figure 22 : Représentation des débits simulés en fonction des débits observés en contrôle sur P2

En contrôle sur la période P1 (représenté sur la Figure 23), on observe pratiquement le même comportement du modèle que sur la période P2. Néanmoins, on constate que sur le bassin de la Namie la tendance s'est inversée et le modèle surestime désormais les débits en moyenne et hautes eaux. La principale hypothèse pour expliquer ces mauvaises performances sur la Namie serait la taille du bassin versant. En effet, plus les bassins sont petits, plus il y a de risque d'avoir une information pluviométrique peu représentative de la pluie de bassin, et donc plus il sera difficile de modéliser la relation pluie-débit (Merz *et al.* 2009). D'autre part, un pas de temps plus fin pourrait donner de meilleurs résultats sur ce bassin dont le temps de réponse est évalué à 15 minutes (Obled *et al.* 2009). Par ailleurs, la qualité des données tant hydrométriques que météorologiques pourrait ne pas être suffisante sur ce bassin.

Concernant le bassin de la Thio, on constate une hétérogénéité dans la magnitude des évènements sur les deux périodes P1 et P2. Alors que les débits maximum ne dépassent pas les 2000 m³/s sur la période P1, la période P2 enregistre des débits excédant le seuil des 4000 m³/s. Ce constat explique la sous-estimation des plus forts débits sur la période P2 étant donné que le modèle n'a pas connu de tels

événements durant sa phase de calage. De plus, l'analyse des hydrogrammes de crues à l'échelle événementielle, montre que la sous-estimation des débits de pointe implique uniquement les plus fortes crues confirmant en partie l'hypothèse émise sur l'hétérogénéité des événements. Par ailleurs, ces écarts entre les observations et les simulations peuvent provenir de la surestimation des débits observés lors de l'extrapolation de la courbe de tarage, comme indiqué dans le paragraphe IV.1. Enfin, l'hypothèse d'une mauvaise estimation de la pluie à l'échelle du bassin peut potentiellement être écartée : en effet, suite aux performances insatisfaisantes du modèle sur le bassin de la Thio, nous avons procédé à une densification du réseau pluviométrique en passant d'une configuration de quatre pluviomètres à sept pluviomètres, mais cela n'a apporté aucun gain dans les performances du modèle.

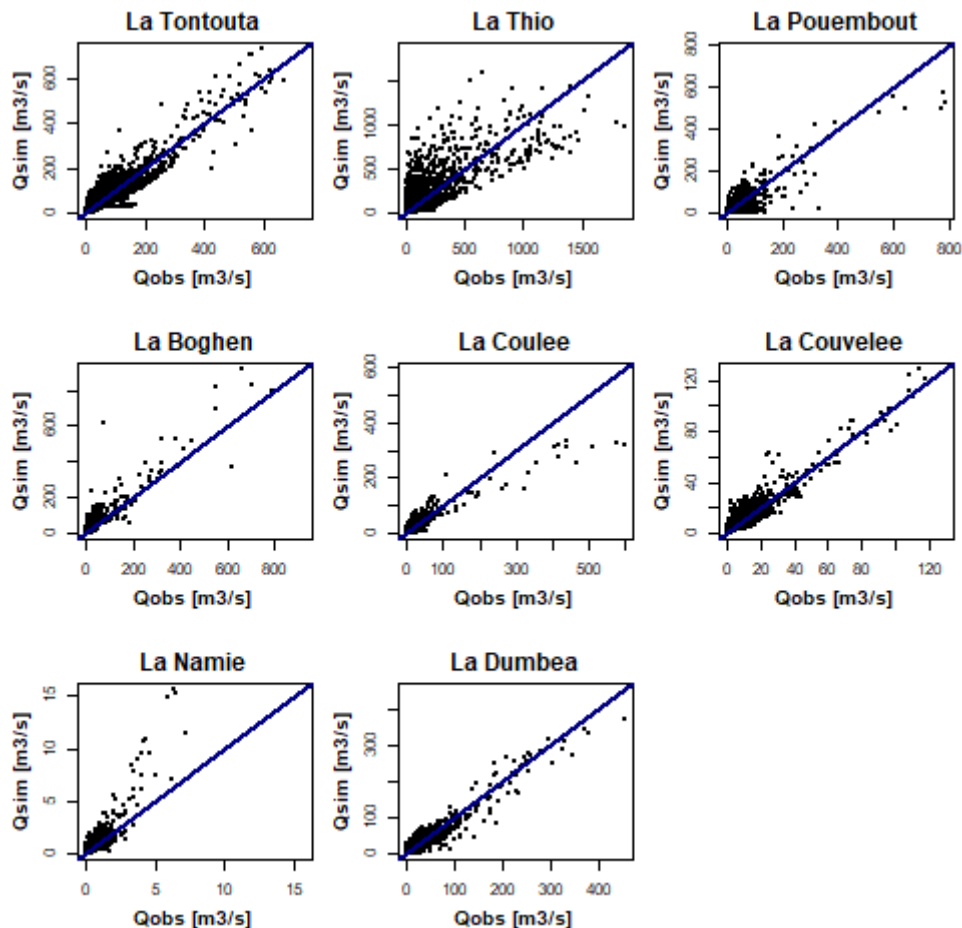


Figure 23 : Représentation des débits simulés en fonction des débits observés en contrôle sur P1

En comparant les valeurs du KGE en calage et en contrôle, on note une baisse de performance allant de 0,02 à 0,36 en contrôle sur les deux périodes P1 et P2. Cette différence de performance peut s'expliquer par la variabilité des quatre paramètres du modèle sur les deux périodes. En effet, tel qu'illustré sur la Figure 24, on constate que les quatre paramètres enregistrent des variations assez conséquentes sur au moins un bassin versant :

- Le paramètre X1, qui représente la capacité du réservoir de production, reste assez stable sur la majeure partie des bassins mais varie sur celui de la Namie en passant d'une valeur de 2556 mm sur P1 à 628 mm sur P2

- Le paramètre X2, aussi appelé coefficient d'échanges souterrains, montre des variations considérables entre les deux périodes en passant du simple au double (à l'exception du bassin de la Pouembout). Sur le bassin de la Thio le coefficient passe de 0,02 sur P1 à 0,36 sur P2.
- Le paramètre X3, caractérisant la capacité du réservoir de routage, varie sur tous les bassins à l'exception de celui de la Boghen.
- Le paramètre X4, représentant le temps de base de l'hydrogramme unitaire, enregistre des variations modérées avec des différences inférieures à une heure entre les deux périodes.

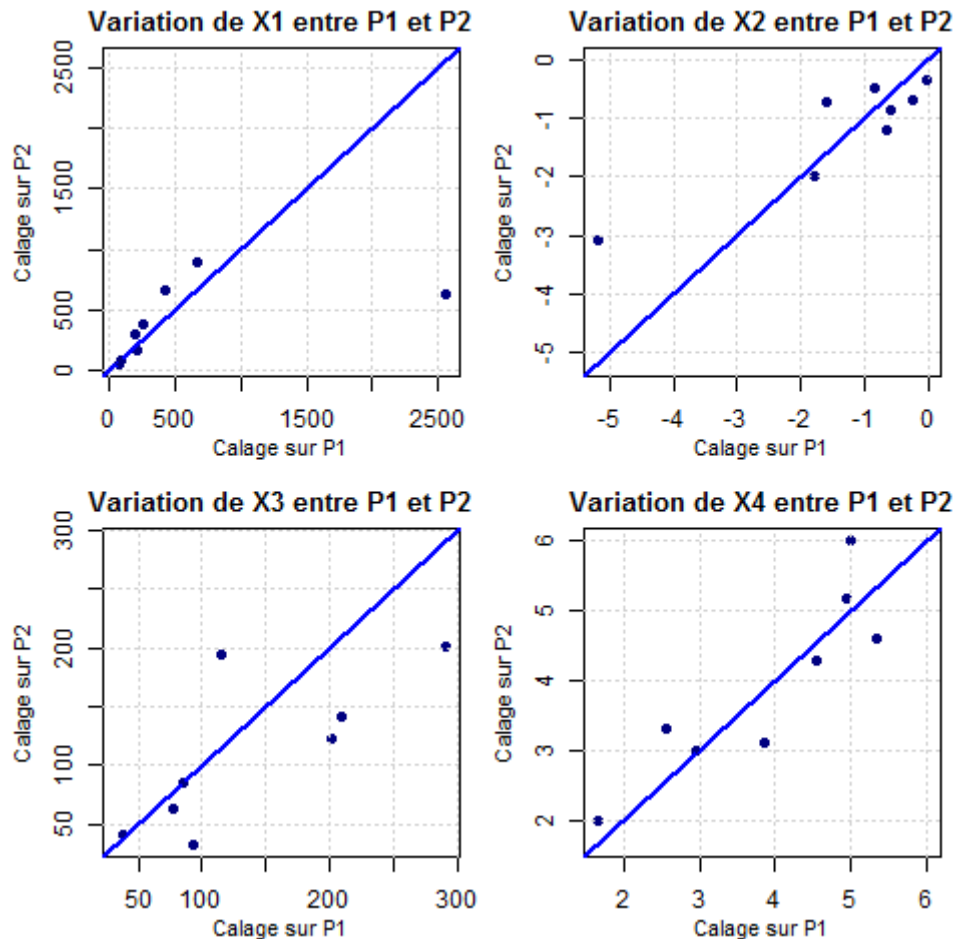


Figure 24: Variation des paramètres du modèle entre les deux périodes P1 et P1

Les variations constatées sur les deux périodes de calage peuvent s'expliquer par l'optimisation des paramètres sur un jeu d'évènements spécifique à l'une des périodes que l'on ne retrouve pas sur l'autre. Parmi les évènements majeurs qui pourraient influencer le calage du modèle, on peut notamment citer les phénomènes cycloniques.

IV.3.2 Impact des cyclones sur les performances du modèle

L'objectif principal de la DAVAR est de mettre en place un dispositif de prévision de crues qui viendrait compléter les systèmes d'alerte existants contre les cyclones. Néanmoins, la priorité de cette étude porte essentiellement sur la prévision des crues d'origines orageuses, présentant a priori de moindres incertitudes liées à la mesure que durant les passages de cyclones. De ce fait, la question d'écarter ou non les crues d'origines cycloniques de la modélisation mérite d'être posée. Pour ce faire, nous avons répertorié l'historique de toutes les dépressions (à différentes échelles d'intensité) qui ont touché la

Nouvelle-Calédonie depuis l'année 2002 (disponibles sur le site web de Météo-France). Nous avons évalué par la suite la capacité du modèle à reproduire les crues non cycloniques après deux scénarios de calage : l'un prenant en compte les cyclones (AC pour Avec Cyclones) et l'autre non (SC pour Sans Cyclones; mise en lacunes des observations de débits sur les épisodes cycloniques). Cette démarche permettra d'évaluer l'influence cyclonique sur le jeu de paramètres du modèle lors de son calage et leur impact sur ses performances en contrôle. En d'autres termes, on cherche à savoir si la prise en compte des événements cycloniques dans le calage du modèle améliore la modélisation des crues issues des précipitations orageuses.

Notons que les résultats présentés dans cette partie sont issus d'une configuration de 24 pluviomètres répartis sur les huit bassins versants. Suite à de mauvaises performances du modèle sur certains bassins, nous sommes passés d'un réseau de 24 à 32 pluviomètres. Cependant, ce changement n'ayant qu'un impact très limité, nous avons gardé ces résultats pour les présenter à titre indicatif. Il se peut qu'ils soient légèrement différents de ceux présentés dans la partie IV.3.1.

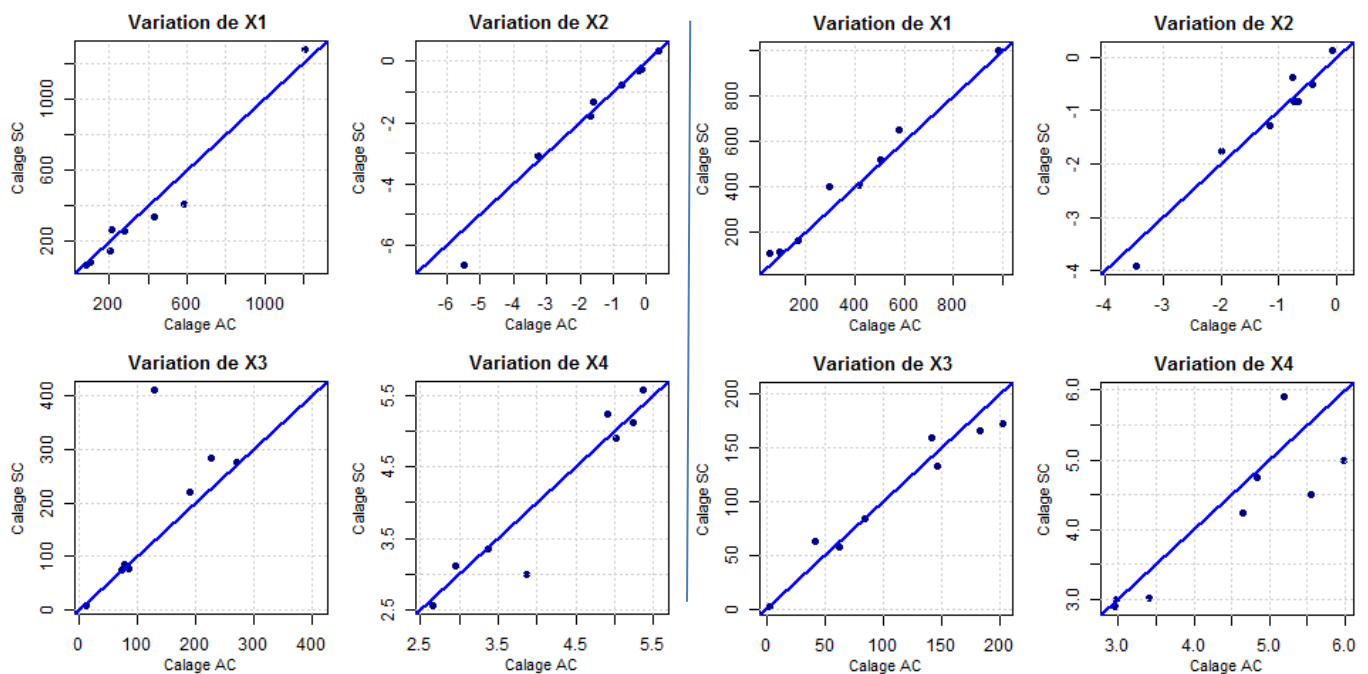


Figure 25 : Variation des paramètres entre un calage AC et SC sur P1 (à gauche) et sur P2 (à droite)

La Figure 25 présente les valeurs des paramètres en calage sur la période P1 (à gauche) et sur la période P2 (à droite), lorsque les événements cycloniques sont pris en compte (Calage AC) ou non (Calage SC). Nous observons que la prise en compte ou non des événements cycloniques dans la phase de calage n'a que très peu d'influence sur les paramètres du modèle aussi bien sur la période P1 que sur la période P2. Les variations notables entre les deux scénarios de calage sont observées sur le bassin de la Coulée en calage sur la période P1 et sur le bassin de le Thio en calage sur P2.

Afin de traduire ces variations dans les paramètres du modèle et de visualiser leur impact sur ses performances, nous avons établi sur la Figure 26, une comparaison des scores KGE en contrôle sur les deux périodes après un calage avec cyclones (représenté en bleu) et un calage sans cyclones (représenté en rouge). Le premier constat que l'on peut faire à partir de ces deux graphiques est que les réponses sont différentes en fonction des bassins et des périodes de contrôle. Sur la période P2, une amélioration est observée avec le calage tenant compte des cyclones en particulier sur le bassin de la Coulée. Quant à la période P1, les performances sont presque égales sur la plupart des bassins avec une amélioration

remarquable sur le bassin de la Namie en calage sans cyclones. La différence des résultats entre les deux périodes de contrôle provient essentiellement du nombre d'évènements majeurs sur chacune des périodes. En effet, sur les 23 cyclones entre 2004 et 2018, on recense 17 évènements après 2013. Cela dit, près de 75% des cyclones observés sont sur la période P2.

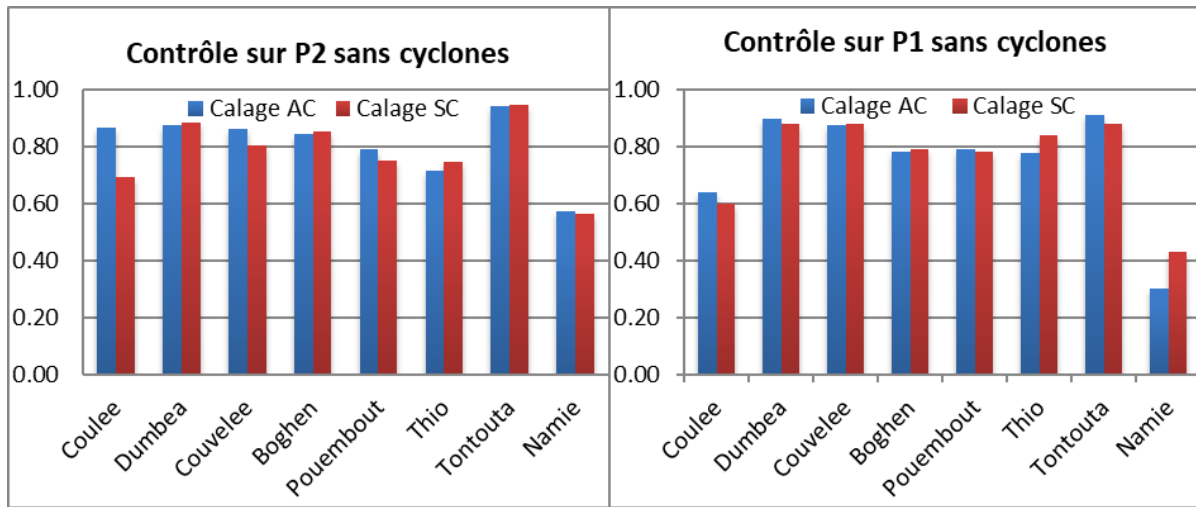


Figure 26 : Valeurs du KGE en contrôle avec un calage AC et SC

Pour avoir une meilleure idée de l'impact différencié des cyclones sur les performances du modèle, les Figure 27 et Figure 28 présentent les hydrogrammes de la plus forte crue non liée à des précipitations cycloniques sur les bassins de la Coulee (Figure 27) et de la Boghen (Figure 28). Pour chaque bassin, nous avons représenté le débit observé (en noir) et le débit prévu (en pointillés rouges) après calage avec cyclones (à gauche) et calage sans cyclones (à droite). Le premier bassin montre que la prise en compte des cyclones dans le calage du modèle permet de mieux rendre compte des crues non liées à des précipitations cycloniques, tandis que le deuxième reste insensible à ce changement (Figure 28).

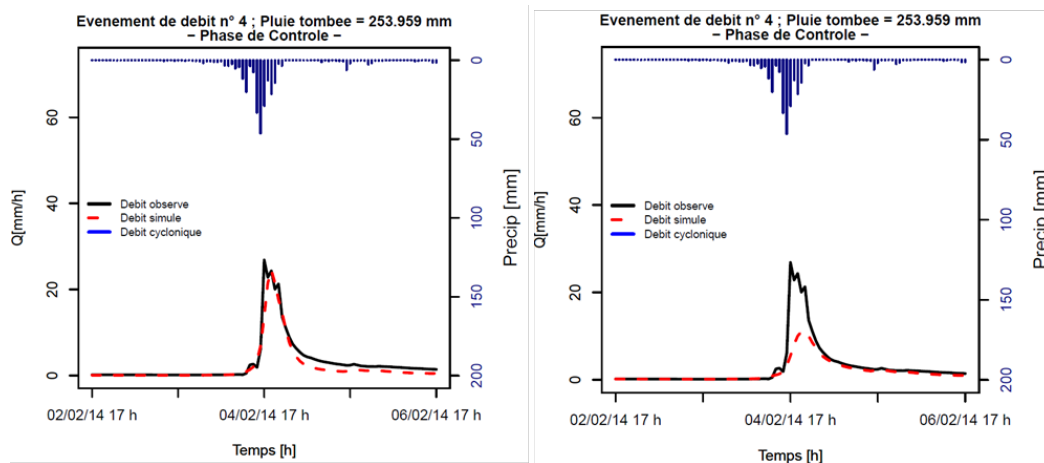


Figure 27 : Hydrogramme de la plus forte crue non liée à des précipitations cyclonique sur le bassin de la Coulee (calage AC à gauche et calage SC à droite)

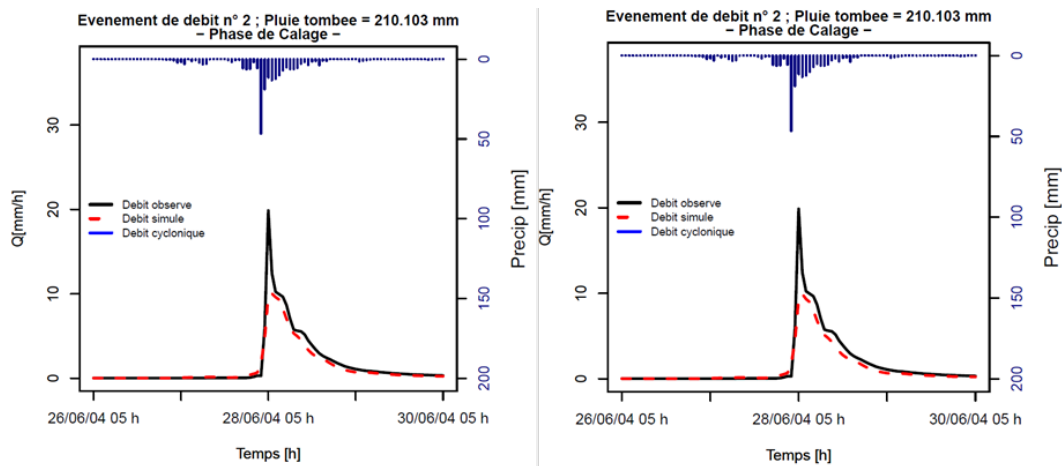


Figure 28 : Hydrogramme de la plus forte crue non liée à des précipitations cyclonique sur le bassin de la Boghen (calage AC à gauche et calage SC à droite)

Ces résultats nous permettent de dire que la prise en compte des événements cycloniques dans le calage du modèle ne semble pas constituer un handicap dans la modélisation pluie-débit tel qu'avancé par Bildstein (2017) et Gentien-Baudry (1999). Au contraire la considération des cyclones semble apporter une information exploitable par le modèle, le conduisant ainsi à de meilleures performances. Néanmoins, cette analyse mérite d'être poussée davantage afin de tenir compte de certains facteurs qui n'ont pas été pris en considération dans cette étude, en particulier le poids de certains événements de crues qui pourraient avoir plus d'impact sur le calage du modèle et atténuer par la même occasion l'effet des autres épisodes cycloniques moins conséquents.

IV.4 Résultats du modèle de prévision

Pour les résultats présentés dans ce rapport, le calage du modèle GRP a été effectué pour un seuil de calage nul (tenant compte de toutes les gammes de débits), un horizon de calage de 6 h (fixé après discussion avec la DAVAR qui souhaitait avoir suffisamment de temps pour agir avant d'éventuelles crues). Par ailleurs, les deux méthodes de correction des prévisions de débits (Tangara et RNA) ont été testées sur l'ensemble des bassins. Les performances du modèle après calage ont été évaluées pour un seuil de vigilance égal à zéro

IV.4.1 Performances globales du modèle

L'évaluation des performances de GRP peut se faire selon plusieurs critères calculés de manière automatique par le modèle. Parmi ces critères d'évaluation, on retrouve la persistance qui compare les prévisions du modèle aux prévisions du modèle de persistance (présenté dans le paragraphe III.2.2).

On observe sur la Figure 29, que, pour un seuil de vigilance nul, le critère de persistance enregistre globalement de bons scores sur l'ensemble des bassins, à l'exception de la Namie, avec des valeurs supérieures à 0,76. De plus, la comparaison entre les deux corrections Tangara (représentée en bleu) et RNA (représentée en rouge) montre que la deuxième correction semble plus adaptée à notre échantillon de bassin.

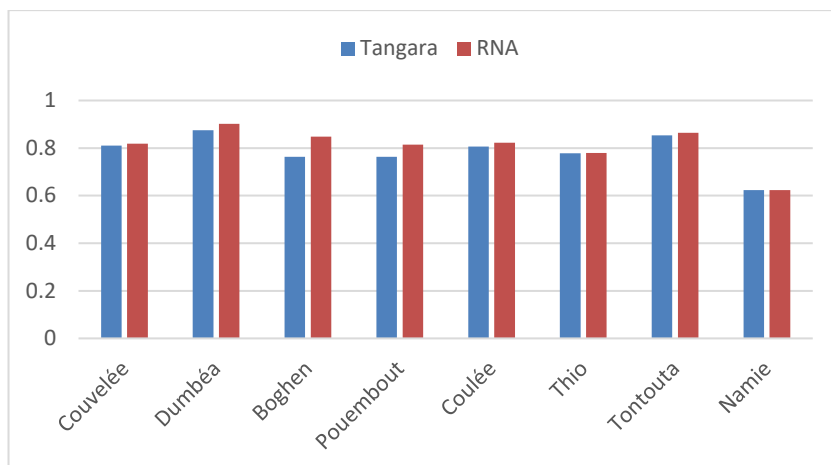


Figure 29 : Critère de persistance selon les deux méthodes de corrections en phase de validation

En comparaison avec les performances globales du modèle GR4H, on remarque plus ou moins les mêmes tendances dans l'évaluation des deux modèles : les meilleurs scores du KGE et du critère de persistance sont toujours observés sur les bassins de la Dumbéa et de la Tontouta tandis que les scores les plus bas sont enregistrés par les bassins de la Namie et celui de la Thio.

IV.4.2 Performances évènementielles

L'un des objectifs de la prévision des crues est d'anticiper les dépassements de seuils de débit. Plusieurs critères portant sur l'occurrence ou non d'un évènement sont proposés par le modèle GRP (cf. paragraphe III.2.2). Sur la Figure 30, nous avons tracé les trois critères générés par GRP à savoir : la probabilité de détections de dépassement de seuils (POD), le taux de fausses alertes (FAR) et l'indice de succès critique (CSI), pour chacune des deux méthodes de correction utilisées. GRP retient de manière automatique le quantile $Q_{99\%}$ des débits comme seuil pour le calcul de ces trois critères. Pour les critères POD et CSI, les résultats sont meilleurs lorsqu'on se rapproche des 100% contrairement au critère FAR pour lequel les résultats sont meilleurs lorsque sa valeur tend vers 0%.

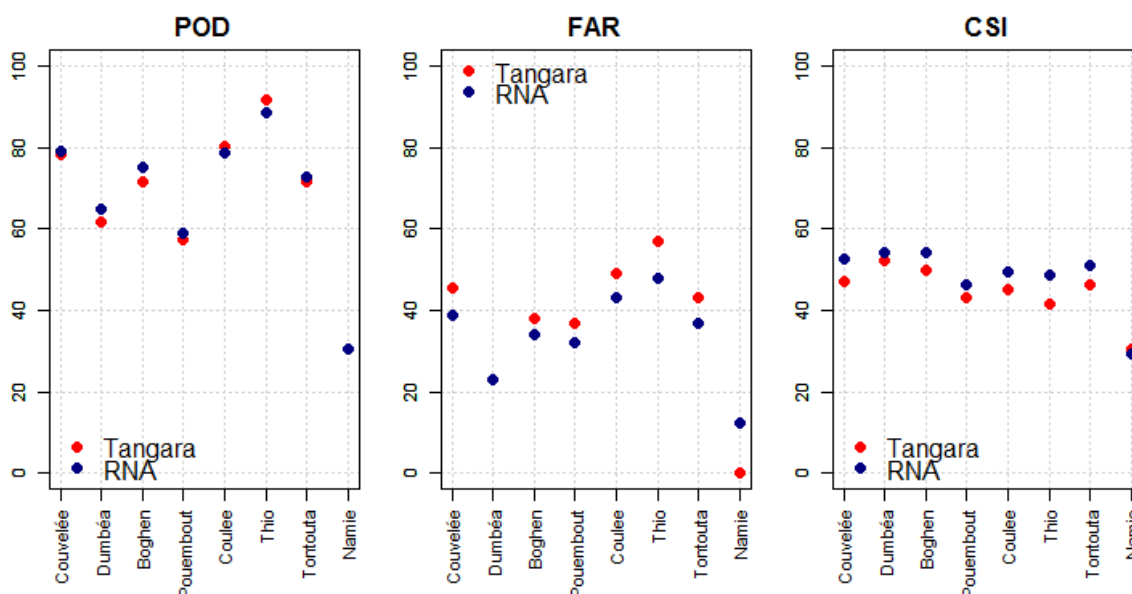


Figure 30 : Critères de dépassement de seuil selon les deux méthodes de corrections Tangara (en rouge) et RNA (en bleu)

Concernant la probabilité de détections d'alertes, on remarque que 7 bassins sur 8 ont un taux de détection supérieur à 50% quelle que soit la méthode de correction adoptée. Cependant, on note une légère amélioration avec la correction RNA à l'exception du bassin de la Coulée et de la Thio. Le bassin de la Namie enregistre une fois de plus les scores les plus bas avec une probabilité de détection égale à 30,4%. Les mauvaises performances sur le bassin de la Namie étaient prévisibles étant données les très fortes sous-estimations des débits observées sur la période P2 dans la simulation avec GR4H.

En parallèle, les taux de fausses alertes sont assez élevés et peuvent dépasser le seuil des 50% avec des valeurs médianes de 40% et 35% respectivement pour la correction de Tangara et la correction RNA. Enfin, l'indice de succès critique, qui peut être qualifié de critère composite réunissant les critères POD et FAR, enregistre des valeurs de l'ordre de 50% sur tous les bassins excepté celui de la Namie. On note une nette amélioration avec la correction RNA, ce qui confirme que cette dernière semble mieux adaptée aux bassins versants étudiés.

IV.4.3 Les paramètres du modèle

On s'intéresse également à la variation des trois paramètres du modèle sur les deux périodes de calage P1 et P2 (Figure 31).

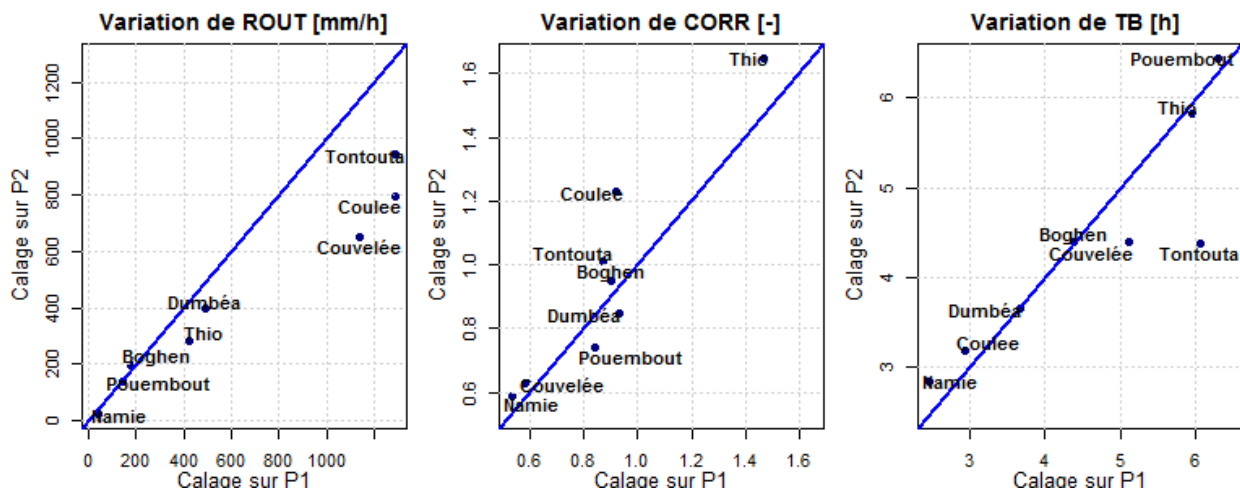


Figure 31 : Variation des paramètres du modèle entre les deux périodes de calage

Contrairement au modèle de simulation GR4H, les paramètres du modèle GRP sont assez stables dans l'ensemble. Quelques variations sont observées sur des bassins notamment sur la Couvelée, la Coulée et la Tontouta pour la capacité maximale du réservoir de routage (ROUT), la Coulée et la Tontouta pour le coefficient correcteur de la pluie (CORR), la Couvelée et la Tontouta pour le temps de base de l'hydrogramme unitaire (TB).

IV.4.4 Analyse des hydrogrammes prévus

Le modèle GRP trace les hydrogrammes prévus et observés sur les 18 plus forts événements de crues et les six plus forts épisodes pluvieux pour chaque bassin. Les boîtes à moustache sur la Figure 32 représentent la distribution des valeurs de chaque critère d'analyse des hydrogrammes sur les huit bassins. La ligne en gras représente la valeur médiane, les limites inférieures et supérieures de chaque boîte représentent respectivement le premier quartile et le 3^{ème} quartile. Enfin, les bornes supérieures et inférieures représentent le quantile 5% et 95%.

On remarque à travers cette figure pour chacun des critères d'analyse :

- le critère KGE est jugé moyen sur l'ensemble des hydrogrammes des huit bassins avec près de 50% des valeurs entre 0,3 et 0,7 pour les deux méthodes de corrections (Tangara et RNA) ;
- le critère dTP qui représente le décalage temporel entre les pics observés et prévus montre que le modèle est généralement en retard sur la majeure partie des crues ;
- le dQP, représentant la différence entre les débits de pointes observés et prévus, montre que le modèle peut avoir tendance à surestimer comme à sous-estimer les pics de crues ;
- Le VE qui est la différence entre volumes observé et prévu montre une assez bonne conservation des volumes de crues par le modèle.

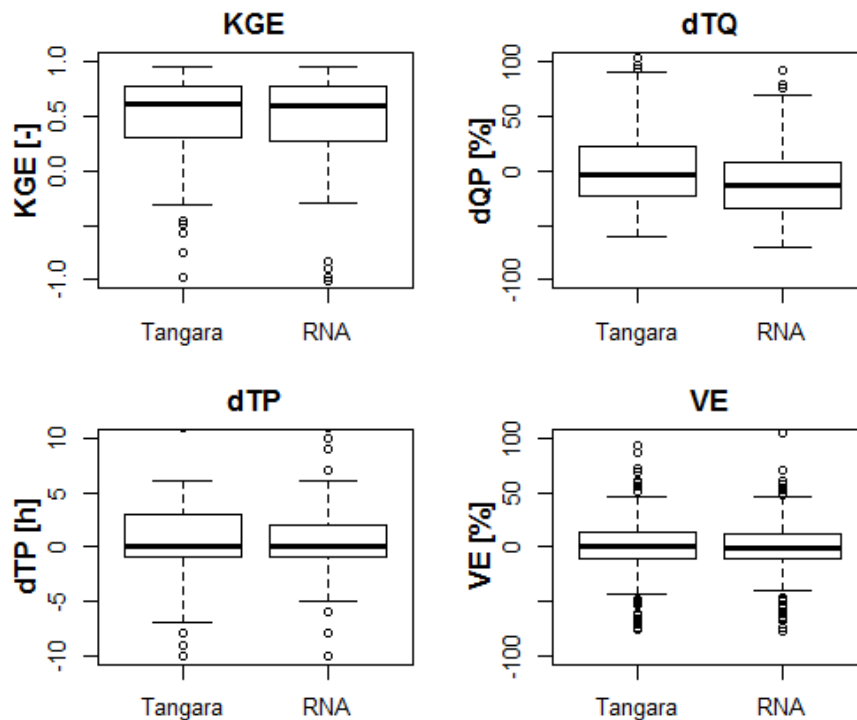


Figure 32 : Critères d'analyse des hydrogrammes de crues

Par ailleurs, cette synthèse des critères d'analyse des hydrogrammes peut être sensiblement influencée par les mauvaises performances de certains bassins. Pour cela, une analyse bassin par bassin a été menée (cf. Annexe 2) :

- Bassin de la Coulée : des performances moyennes sur le bassin avec des erreurs importantes sur les pointes de crues aussi bien en débit qu'en temps ;
- Bassin de la Dumbéa : c'est l'un des bassins enregistrant les meilleures performances. Cependant, les débits de pointes peuvent parfois être légèrement sous-estimés ;
- Bassin de Couvelée : de bonnes performances dans l'ensemble. Mais, le modèle est en retard sur les pics d'un bon nombre de crues ;
- Bassin de la Boghen : des performances satisfaisantes sur le bassin. Néanmoins, tous les débits de pointes sont fortement sous-estimés ;
- Bassin de la Pouembout : des performances moyennes avec une forte sous-estimation des pics de crues.

- Bassin de la Thio : des performances moyennes voire mauvaises sur le bassin à l'exception des temps de pics que le modèle arrive à reproduire de manière plus ou moins fiable ;
- Bassin de la Tontouta : il est avec la Dumbéa l'un des bassins avec les meilleurs résultats en prévision. En revanche, des décalages temporels sont observés sur certaines crues ;
- Bassin de la Namie : une fois de plus le bassin de la Namie enregistre les plus faibles performances. Les erreurs sont très importantes sur les débits de pointes mais surtout sur les volumes.

La comparaison des résultats entre bassins peut être compliquée par le fait d'avoir des périodes d'évaluation différentes, et donc des événements différents. Cependant, l'analyse bassin par bassin a permis d'avoir un regard critique sur la faisabilité de la mise en place du modèle de prévision en Nouvelle-Calédonie. En effet, malgré les mauvaises performances sur certains bassins versants, le modèle GRP a montré une capacité à faire de la prévision de débits de manière assez fiable sur une majeure partie des bassins versants.

Concernant les bassins ayant enregistré de faibles performances, on remarque que les problèmes que rencontre le modèle de prévision sur ces bassins sont très similaires à ceux rencontrés en simulation avec le modèle GR4H notamment sur le bassin de la Namie et de la Thio. Cela dit, les causes identifiées en phases de simulation (IV.3.1) peuvent être projetées sur le contexte de la prévision.

Conclusion

Cette étude réalisée en stage de fin d'études au sein de l'équipe Hydro à Irstea Antony, avait pour objectif de mener une étude de faisabilité sur la mise en place du modèle de prévision de crues GRP sur huit bassins de l'archipel néo-calédonien.

En premier lieu, après une phase de collecte de données, une analyse critique de ces dernières a été menée afin de déceler les anomalies présentes sur les chroniques de mesure. Cette critique a permis d'écarter les données douteuses sur certaines séries pluviométriques et hydrométriques. Par la suite, les données ont été traitées afin de disposer de chroniques de précipitations et d'évapotranspiration moyennes à l'échelle des bassins versants pour répondre aux besoins des modèles hydrologiques.

Avant d'entamer la phase de la prévision, une modélisation hydrologique en simulation a été effectuée avec le modèle GR4H. Cette phase de l'étude avait pour but de tester la capacité d'un modèle de type conceptuel global, avec une structure similaire à celle du modèle de prévision GRP, à reproduire les débits observés sur des bassins versants néo-calédoniens et sa faculté à s'adapter au contexte particulier de l'île. La simulation a pu montrer de bonnes performances sur la majeure partie des bassins versants à l'exception des bassins de la Namie et de la Thio. La première hypothèse qui explique cette faible performance sur le bassin de la Namie, demeure le problème du bilan en eau identifié à travers le diagramme de Turc-Budyko (IV.2). Les raisons de cette « anomalie » dans le fonctionnement du bassin restent à chercher (pluie, débit, apports extérieurs aux bassins...). Concernant le bassin de la Thio, les grosses incertitudes liées à l'extrapolation de la courbe de tarage sur la station de la Thio, qui surestimerait les hauts débits de 30 à 40%, pourraient expliquer les mauvaises performances du modèle sur le bassin. Cette hypothèse est appuyée par l'analyse des hydrogrammes à travers laquelle il a été constaté que le modèle sous-estimait particulièrement les pics des plus fortes crues. Néanmoins l'hypothèse d'une inadéquation du modèle GR4H n'est pas à écarter notamment sur le petit bassin de la Namie dont le temps de réponse est estimé à un quart d'heure.

Par ailleurs, la simulation avec le modèle GR4H a permis d'évaluer l'impact des événements cycloniques sur la modélisation hydrologique. Alors que ces dépressions tropicales ont largement été pointées du doigt par des études antérieures pour expliquer les faibles performances des modèles GR sur certains bassins en région tropicale, les tests menés dans cette étude ont montré que les cyclones ne semblent pas constituer un handicap dans la modélisation pluie-débit. Au contraire la considération des cyclones dans le calage du modèle semble apporter une information exploitable par celui-ci, le conduisant ainsi à de meilleures performances.

En outre, la phase de test de la prévision de crues a montré des résultats très similaires à ceux obtenus en simulation. Le modèle GRP a pu produire une prévision de débit que l'on pourrait qualifier de satisfaisante sur la majeure partie des bassins versants étudiés, toujours à l'exception du bassin de la Namie et celui de la Thio. Ces résultats sont tout de même très prometteurs étant donné qu'ils sont issus d'un calage « basique » où les différentes options proposées par l'outil de calage du modèle n'ont pas été explorées. Par conséquent, des tests supplémentaires peuvent être conduits afin de déterminer un calage plus optimal du modèle susceptible d'améliorer ses performances.

En conclusion, en l'absence actuelle de système de prévision, une prévision, même moyenne, pourrait s'avérer utile. De ce fait, la mise en place du modèle GRP sur tous les bassins étudiés serait fortement recommandée en particulier avec le réseau de mesures hydroclimatiques très complet dont dispose la DAVAR. Cependant, des tests complémentaires devraient être menés sur certaines stations en vue d'améliorer l'efficacité du modèle.

Enfin, certaines perspectives peuvent être adoptées pour la suite du projet. On cite :

- L'exploration des options de calage du modèle GRP (ex. pas de temps infra horaire sur le bassin de la Namie, seuil de calage sur les stations douteuses en basses eaux) ;
- L'exploitation des lames d'eau radar notamment sur les bassins à forte hétérogénéité spatiale des précipitations ;
- Le test du modèle avec des prévisions météo, pour avoir une vision plus réaliste des performances réelles en conditions opérationnelles.
- L'élimination des événements de crue épics qui pourraient avoir un poids prédominant sur le calage du modèle (ex. les événements de crues avec des débits supérieurs à 3000 m³/s sur le bassin de la Thio)

Bibliographie

- ANDRÉASSIAN, Vazken et PERRIN, Charles, 2012. On the ambiguous interpretation of the Turc-Budyko nondimensional graph. *Water Resources Research* [en ligne]. 2012. Vol. 48, n° 10. [Consulté le 26 avril 2019]. DOI 10.1029/2012WR012532. Disponible à l'adresse : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2012WR012532>
- BERTHET, Lionel, PERRIN, Charles, ANDREASSIAN, Vazken, TANGARA, Mamoutou, LOUMAGNE, C., RAMOS, Maria-Helena, LE MOINE, Nicolas, LERAT, Julien et JAVELLE, Pierre, 2008. Comment passer d'un modèle hydrologique à un système de prévision des crues? Ecueils liés à la structure des modèles et aux échelles d'espace et de temps. In : *Colloque SHF-191e CST Prévisions hydrométéorologiques* [en ligne]. Lyon, France. novembre 2008. pp. 10 p. [Consulté le 29 avril 2019]. Disponible à l'adresse : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00468556>
- BERTHET, Lionel, 2010. *Prévision des crues au pas de temps horaire : pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique* [en ligne]. Thèse de Doctorat. Paris : Cemagref, AgroParisTech. [Consulté le 22 mars 2019]. Disponible à l'adresse : <https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00529652/document>
- BILDSTEIN, Audrey, 2017. *Tests exploratoires pour la mise en place de prévisions opérationnelles des crues sur l'île de la Réunion* [en ligne]. Mémoire de fin d'étude. Antony : IRSTEA, ENTPE Lyon. [Consulté le 22 mars 2019]. Disponible à l'adresse : https://webgr.irstea.fr/wp-content/uploads/2017/12/Rapport_TFE_BILDSTEIN_VFinale_V3.pdf
- BOURGIN, François, 2014. *Comment quantifier l'incertitude prédictive en modélisation hydrologique?* [en ligne]. Thèse de Doctorat. Paris : AgroParisTech. Disponible à l'adresse : https://webgr.irstea.fr/wp-content/uploads/2014/09/2014_BOURGIN_these.pdf
- CATastrophes NATurelles, 2001. [en ligne]. [Consulté le 28 août 2019]. Disponible à l'adresse : www.catnat.net/
- CAUDMONT, Sterenn et MAITREPIERRE, Luc, 2007. *Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie*. Nouméa, France : Météo-France, Direction interrégionale de Nouvelle-Calédonie et de Wallis-et-Futuna.
- CORON, L., THIREL, G., DELAIGUE, O., PERRIN, C. et ANDRÉASSIAN, V., 2017. The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environmental Modelling & Software*. 1 août 2017. Vol. 94, pp. 166-171. DOI 10.1016/j.envsoft.2017.05.002.
- CORON, Laurent, DELAIGUE, Olivier, THIREL, Guillaume, PERRIN, Charles et MICHEL, Claude, 2019. *AirGR : Suite of Lumped GR Hydrological Models in an R package* [en ligne]. Disponible à l'adresse : <https://CRAN.R-project.org/package=airGR>.
- DANLOUX, Joël, 1983. Crues d'origine cyclonique dans l'Océan Indien (Madagascar) et le Pacifique Sud (Nouvelle-Calédonie et Tahiti). In : *Hydrology of Humid Tropical Regions : Symposium, Hambourg (DEU), 1983/08* [en ligne]. Wallingford : AISH. 1983. [Consulté le 22 mars 2019]. Disponible à l'adresse : <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:41583062MECEAU01>
- DESCLAUX, TERENCE, LEMONNIER, Hugues, GENTHON, Pierre, SOULARD, Benoit et GENDRE, Romain Le, 2018. Suitability of a lumped rainfall-runoff model for flashy tropical watersheds in New Caledonia. *Hydrological Sciences Journal*. 18 août 2018. Vol. 63, n° 11, pp. 1689-1706. DOI 10.1080/02626667.2018.1523613.
- DESCLAUX, Terence, PISCHEDDA, Marine, LEMONNIER, Hugues, SOULARD, Benoit et LE GENDRE, Romain, 2016. *Vers une modélisation déterministe des écoulements de surface en Nouvelle-Calédonie. Implémentation du code GR4H sur quatre bassins versants du Grand Nouméa* [en ligne].

IFREMER – UR LEADNC. [Consulté le 22 mars 2019]. Disponible à l'adresse : <https://archimer.ifremer.fr/doc/00388/49969/>

GENTIEN-BAUDRY, Valérie, 1999. *La modélisation pluie-débit sur les bassins versants de Nouvelle Calédonie* [en ligne]. DEA. Paris : Université Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud, Ecole des Mines de Paris & Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts. [Consulté le 22 mars 2019]. Disponible à l'adresse : <https://webgr.irstea.fr/wp-content/uploads/2012/07/1999-GENTIEN-BAUDRY-DEA.pdf>

GUPTA, Hoshin V., KLING, Harald, YILMAZ, Koray K. et MARTINEZ, Guillermo F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*. 20 octobre 2009. Vol. 377, n° 1, pp. 80-91. DOI 10.1016/j.jhydrol.2009.08.003.

KLEMEŠ, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*. 1 mars 1986. Vol. 31, n° 1, pp. 13-24. DOI 10.1080/02626668609491024.

KLING, Harald, FUCHS, Martin et PAULIN, Maria, 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology*. 6 mars 2012. Vol. 424-425, pp. 264-277. DOI 10.1016/j.jhydrol.2012.01.011.

KRIGE, D. G., 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*. 1 décembre 1951. Vol. 52, n° 6, pp. 119-139.

LAROCHE, Christophe, WINCHESTER, Pearl, BERNAST, Nordan, WOTLING, Geoffroy, ROMIEUX, Nicolas, DELEBRET, Christian, RICAUD, Gilles et REY, Bernard, 2018. CalédoMax : la solution de la Nouvelle-Calédonie pour la mesure des hauteurs maximales de crues. *La Houille Blanche*. 1 octobre 2018. N° 5-6, pp. 36-42. DOI 10.1051/lhb/2018049.

LOWRY II, Porter, 1998. Diversity, endemism, and extinction in the flora of New Caledonia: a review. In : *Proc Int Symp on Rare, Threatened, and Endangered Floras of Asia and the Pacific. Monograph ed.* pp. 181-206.

LY, Sarann, CHARLES, Catherine et DEGRÉ, Aurore, 2013. Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale: a review. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement* [en ligne]. 2013. Vol. 17, n° 2. [Consulté le 25 mars 2019]. Disponible à l'adresse : <https://orbi.uliege.be/handle/2268/136084>

MASIH, Ilyas, MASKEY, Shreedhar, UHLENBROOK, Stefan et SMAKHTIN, Vladimir, 2011. Assessing the Impact of Areal Precipitation Input on Streamflow Simulations Using the SWAT Model. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*. 2011. Vol. 47, n° 1, pp. 179-195. DOI 10.1111/j.1752-1688.2010.00502.x.

MATHEVET, Thibault, 2005. *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants* [en ligne]. Thèse de Doctorat. Paris : Ecole nationale du génie rural, des eaux et des forêts. [Consulté le 2 avril 2019]. Disponible à l'adresse : <https://webgr.irstea.fr/wp-content/uploads/2012/07/2005-MATHEVET-THESE.pdf>

MERZ, R., PARAJKA, J. et BLÖSCHL, G., 2009. Scale effects in conceptual hydrological modeling. *Water Resources Research* [en ligne]. 2009. Vol. 45, n° 9. [Consulté le 5 septembre 2019]. DOI 10.1029/2009WR007872. Disponible à l'adresse : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009WR007872>

- NASH, J. E. et SUTCLIFFE, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 1 avril 1970. Vol. 10, n° 3, pp. 282-290. DOI 10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- NICET, Jean Benoit et DELCROIX, Thierry, 2000. ENSO-Related Precipitation Changes in New Caledonia, Southwestern Tropical Pacific: 1969–98. *Monthly Weather Review*. 1 août 2000. Vol. 128, n° 8, pp. 3001-3006. DOI 10.1175/1520-0493(2000)128<3001:ERPCIN>2.0.CO;2.
- OBLED, Charles, ZIN, Isabella et HINGRAY, Benoît, 2009. Choix des pas de temps et d'espace pour des modélisations parcimonieuses en hydrologie des crues. *La Houille Blanche*. 1 octobre 2009. N° 5, pp. 81-87. DOI 10.1051/lhb/2009059.
- OLMEDO, Guillermo Federico, SAMUEL, Ortega-Farías, DAVID, Fonseca-Luengo, DANIEL, De la Fuente-Sáiz, FERNANDO, Fuentes Peñailillo et MARÍA VICTORIA, Munafó, 2018. *Tools and Functions to Estimate Actual Evapotranspiration Using Land Surface Energy Balance Models in R* [en ligne]. The R Journal. Disponible à l'adresse : <http://midraed.github.io/water>
- PERRIN, Charles, MICHEL, Claude et ANDRÉASSIAN, Vazken, 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*. 25 août 2003. Vol. 279, n° 1, pp. 275-289. DOI 10.1016/S0022-1694(03)00225-7.
- PERRIN, Charles, 2000. *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative* [en ligne]. Thèse de Doctorat. Grenoble INPG. [Consulté le 5 septembre 2019]. Disponible à l'adresse : <http://www.theses.fr/2000INPG0105>
- SHEPARD, Donald, 1968. A Two-dimensional Interpolation Function for Irregularly-spaced Data. In : *Proceedings of the 1968 23rd ACM National Conference* [en ligne]. New York, NY, USA : ACM. 1968. pp. 517–524. [Consulté le 25 mars 2019]. ACM '68. Disponible à l'adresse : <http://doi.acm.org/10.1145/800186.810616>
- TANGARA, Mamoutou, 2005. *Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global* [en ligne]. Thèse de Doctorat. Paris : Cemagref, Ecole Pratique des Hautes Etudes de Paris. [Consulté le 22 mars 2019]. Disponible à l'adresse : <https://webgr.irstea.fr/wp-content/uploads/2012/07/2005-TANGARA-THESE.pdf>
- TERRY, James P., KOSTASCHUK, Ray A. et WOTLING, Geoffroy, 2008. Features of tropical cyclone-induced flood peaks on Grande Terre, New Caledonia. *Water and Environment Journal*. 2008. Vol. 22, n° 3, pp. 177-183. DOI 10.1111/j.1747-6593.2007.00098.x.
- TERRY, James P. et WOTLING, Geoffroy, 2011. Rain-shadow hydrology: Influences on river flows and flood magnitudes across the central massif divide of La Grande Terre Island, New Caledonia. *Journal of Hydrology*. 29 juin 2011. Vol. 404, n° 1, pp. 77-86. DOI 10.1016/j.jhydrol.2011.04.022.
- THIESSEN, Alfred H., 1911. Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Review*. 1 juillet 1911. Vol. 39, n° 7, pp. 1082-1089. DOI 10.1175/1520-0493(1911)39<1082b:PAFLA>2.0.CO;2.
- TRENBERTH, Kevin E. et HOAR, Timothy J., 1996. The 1990–1995 El Niño-Southern Oscillation Event: Longest on Record. *Geophysical Research Letters*. 1996. Vol. 23, n° 1, pp. 57-60. DOI 10.1029/95GL03602.
- ZAMBRANO MERA, Yeriel Elizabeth, RIVADENEIRA VERA, Jonny Fernando et PÉREZ-MARTÍN, Miguel Ángel, 2018. Linking El Niño Southern Oscillation for early drought detection in tropical climates: The Ecuadorian coast. *Science of The Total Environment*. 1 décembre 2018. Vol. 643, pp. 193-207. DOI 10.1016/j.scitotenv.2018.06.160.

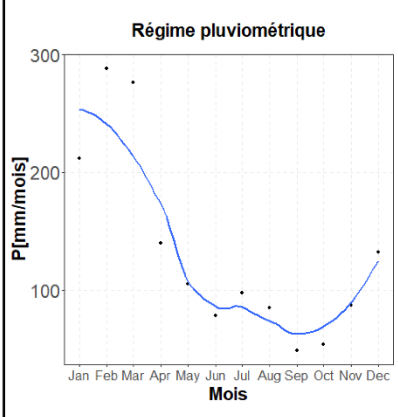
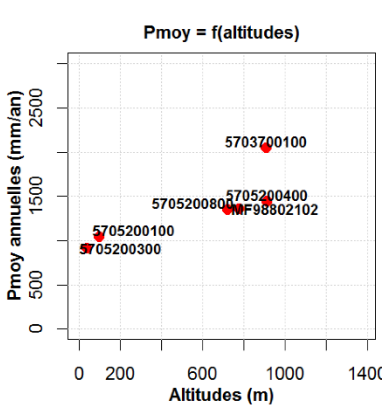
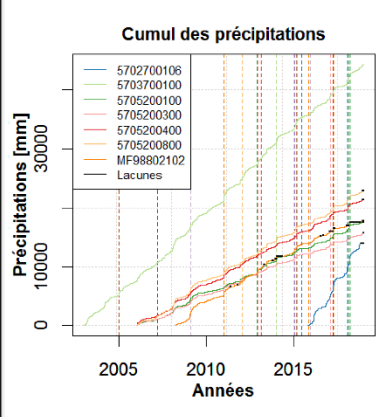
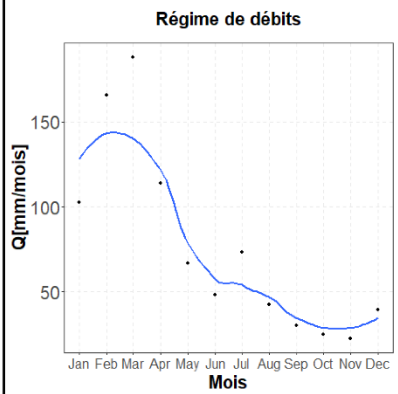
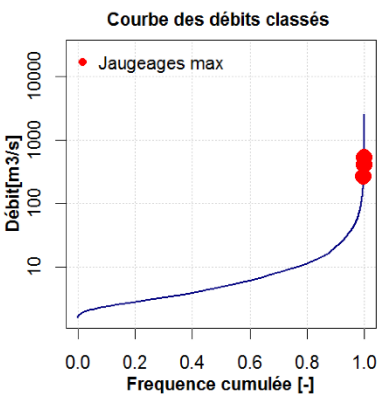
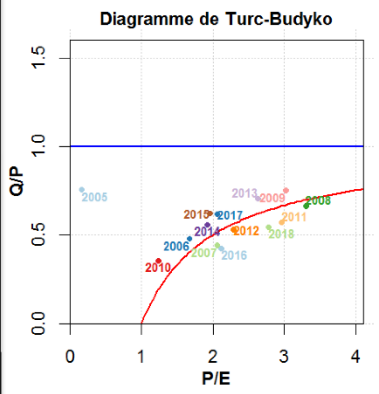
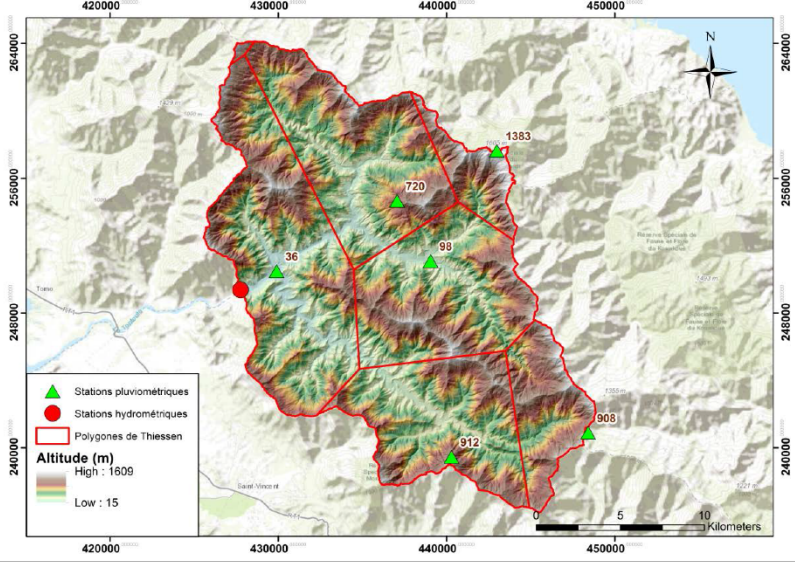
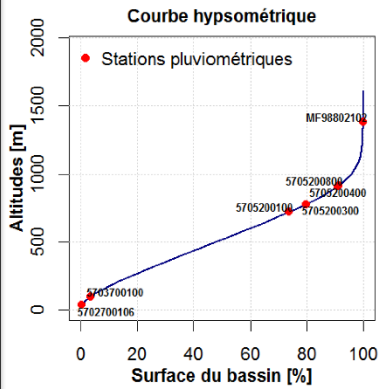
ANNEXES

ANNEXE 1 : FICHES DES BASSINS VERSANTS

Tontouta Téléphérique

Code : 5705200103
Superficie : 384.49 Km²
Moyennes interannuelles :
 - Débit : 862.6 mm/an
 - Pluies : 1498.6 mm/an
 - ETP : 656.5 mm/an
Chroniques exploitées :
 - Du : 2005-12-20 15:00:00
 - Au : 2019-01-01 02:00:00

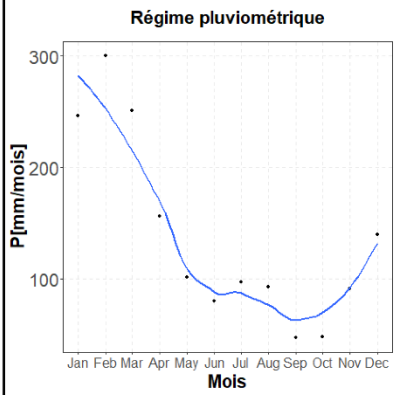
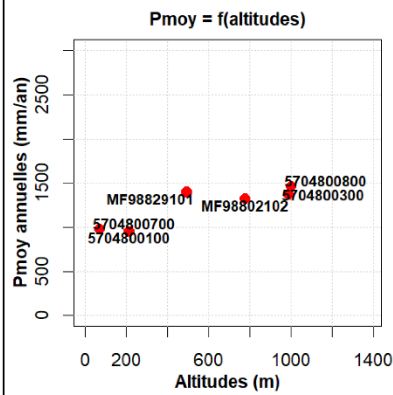
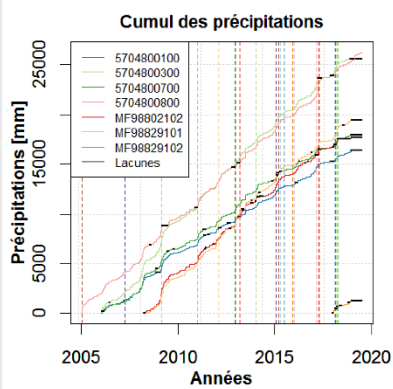
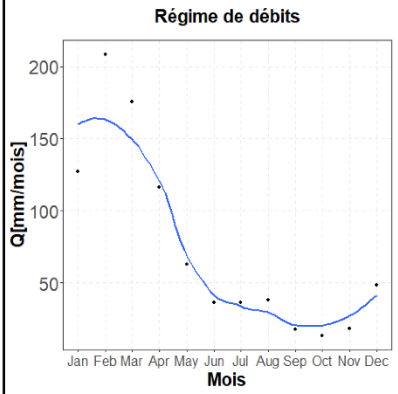
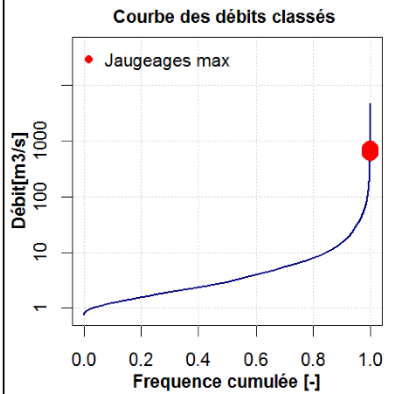
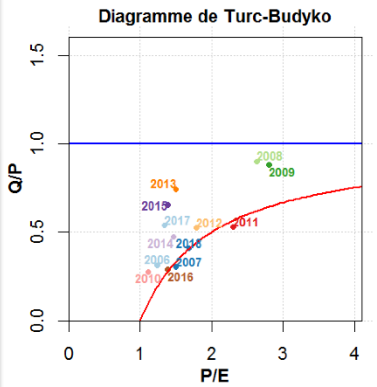
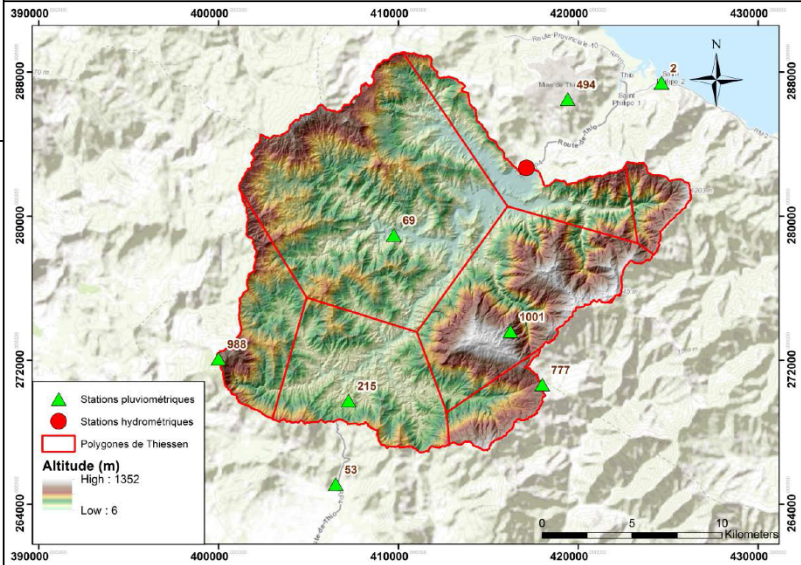
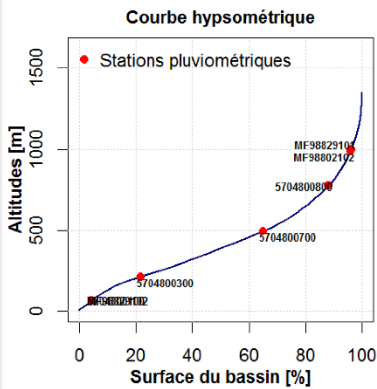
Débit pour une période de retour T (années)							Débits mesurés (m ³ /s)		
1	2	5	10	20	50	100	Q _{max} (m ³ /s)	Q _{min} (m ³ /s)	Débit max (m ³ /s/km ²)
270	637	1770	2520	3240	4172	4870	2617.61	1.58	6.81



Thio Saint-Michel

Code : 5704800101
 Superficie : 345.15 Km²
 Moyennes interannuelles :
 - Débit : 900.2 mm/an
 - Pluies : 1583.9 mm/an
 - ETP : 940.4 mm/an
 Chroniques exploitées :
 - Du : 2006-01-04 13:00:00
 - Au : 2018-12-26 22:00:00

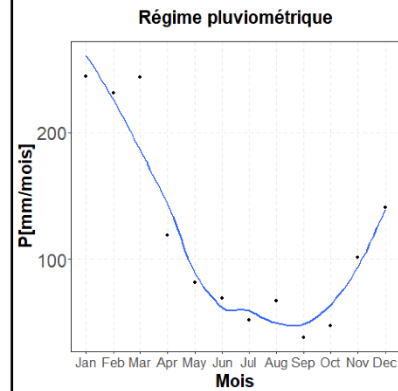
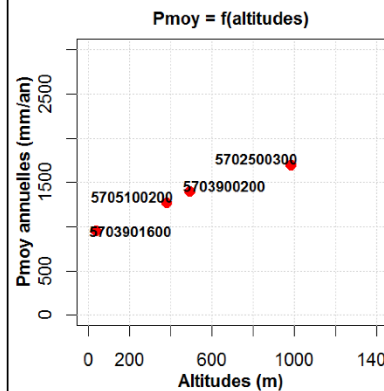
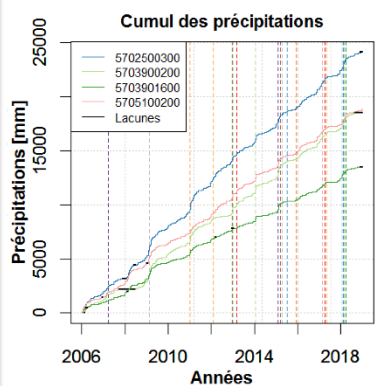
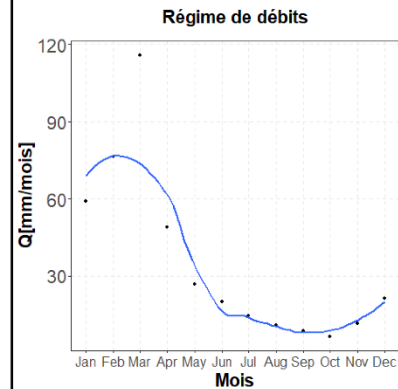
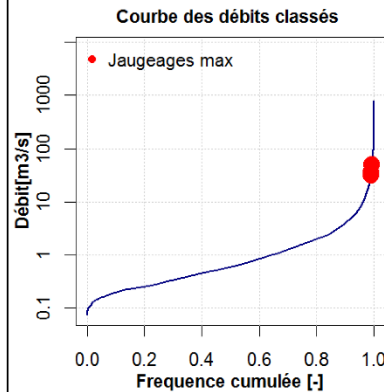
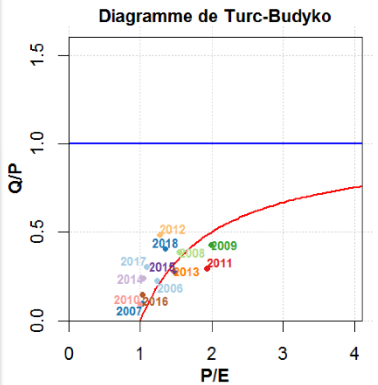
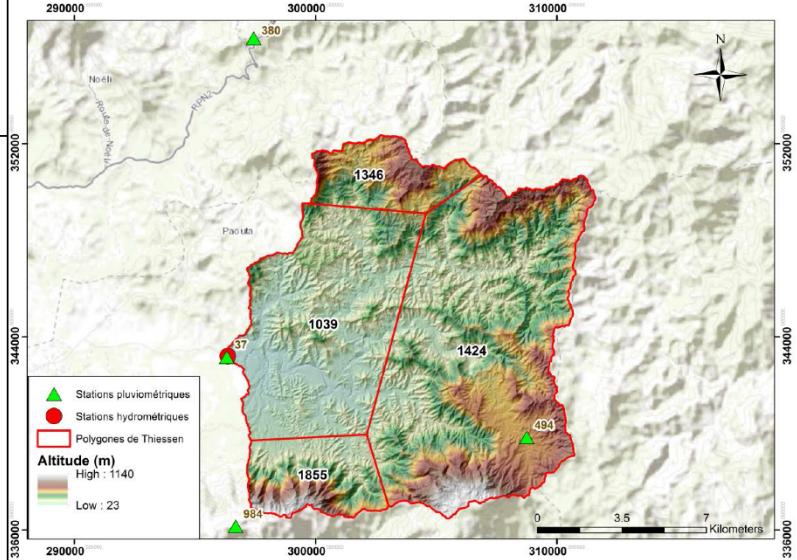
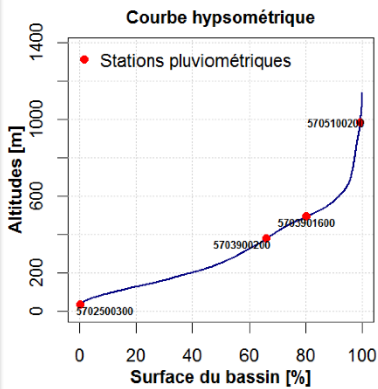
Débit pour une période de retour T (années)							Débits mesurés (m ³ /s)		
1	2	5	10	20	50	100	Q _{max} (m ³ /s)	Q _{min} (m ³ /s)	Débit max (m ³ /s/km ²)
750	987	1983	2940	4642	6394	8695	4667.59	0.76	13.52



Pouembout Boutana

Code : 5703900102
Superficie : 178.91 Km²
Moyennes interannuelles :
 - Débit : 419.9 mm/an
 - Pluies : 1434.6 mm/an
 - ETP : 1076.5 mm/an
Chroniques exploitées :
 - Du : 2006-01-05 17:00:00
 - Au : 2018-12-11 10:00:00

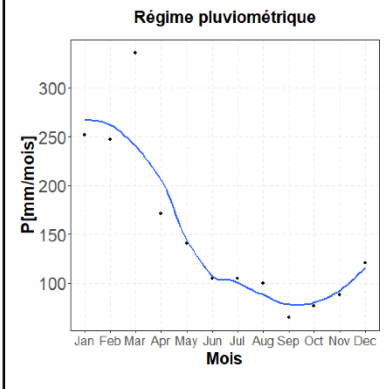
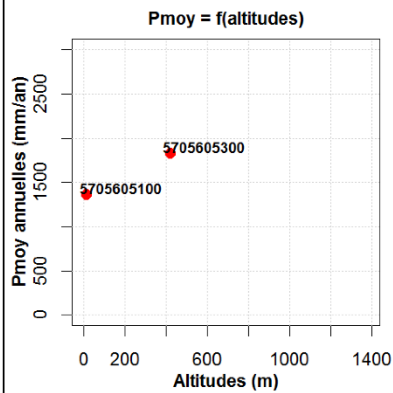
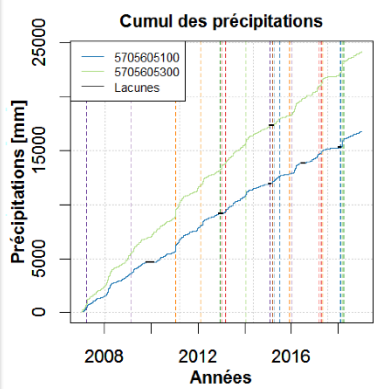
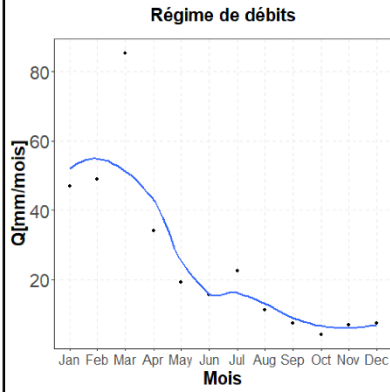
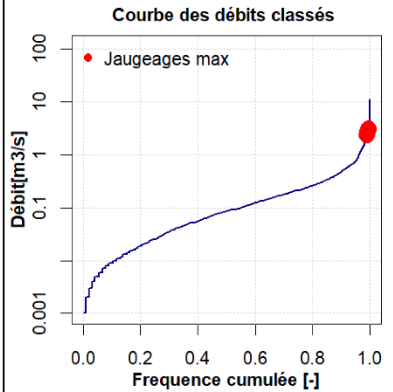
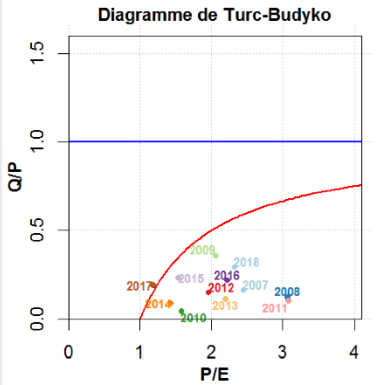
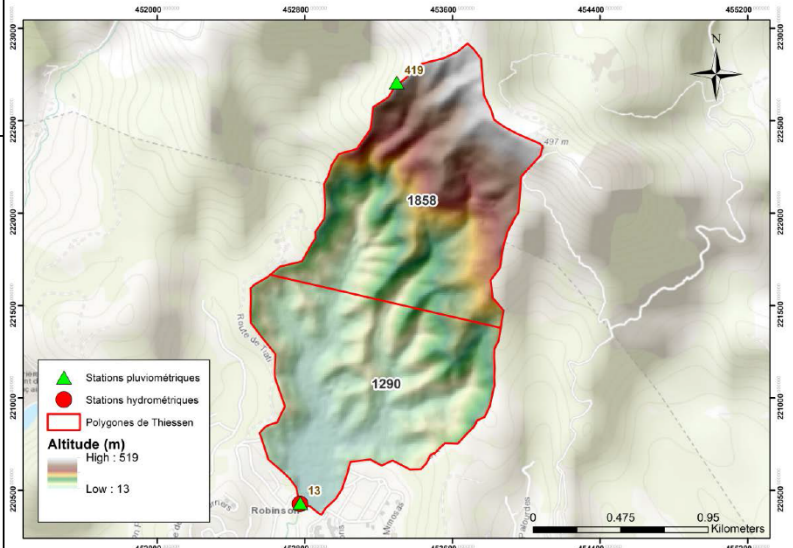
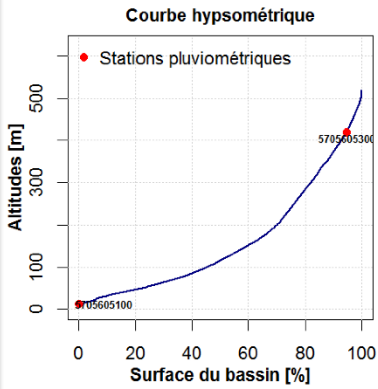
Débit pour une période de retour T (années)							Débits mesurés (m ³ /s)		
1	2	5	10	20	50	100	Q _{max} (m ³ /s)	Q _{min} (m ³ /s)	Débit max (m ³ /s/km ²)
250	437	1015	1398	1765	2240	2596	830.43	0.07	4.64



Namie Amont RT 2

Code : 5703900102
Superficie : 178.91 Km²
Moyennes interannuelles :
 - Débit : 419.9 mm/an
 - Pluies : 1434.6 mm/an
 - ETP : 1076.5 mm/an
Chroniques exploitées :
 - Du : 2006-01-05 17:00:00
 - Au : 2018-12-11 10:00:00

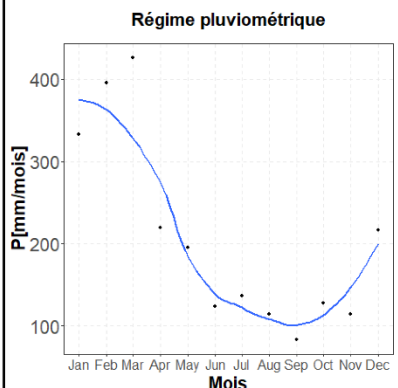
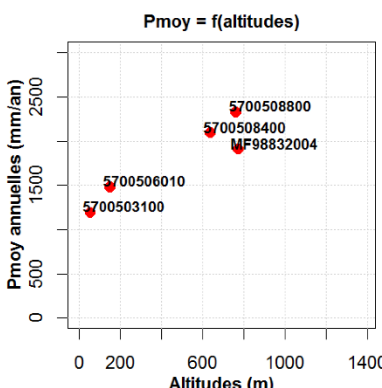
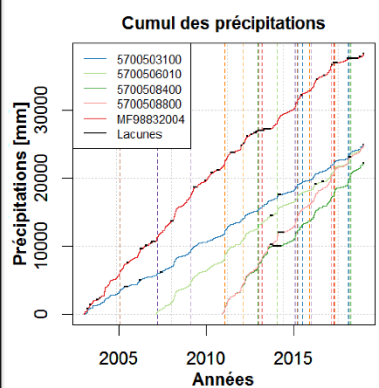
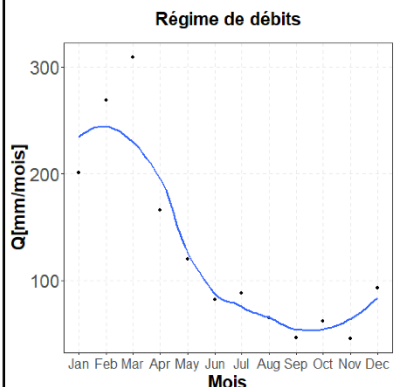
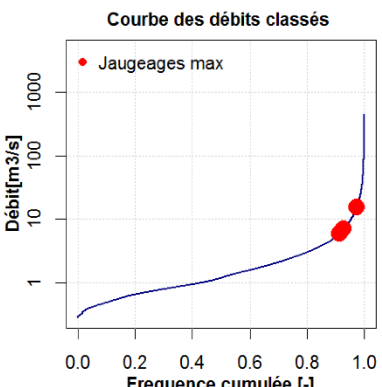
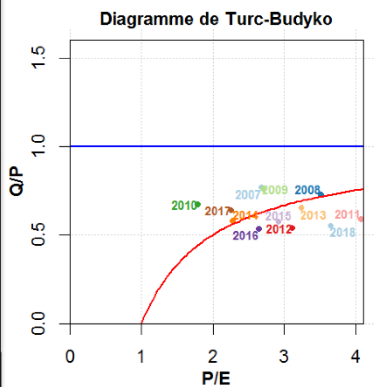
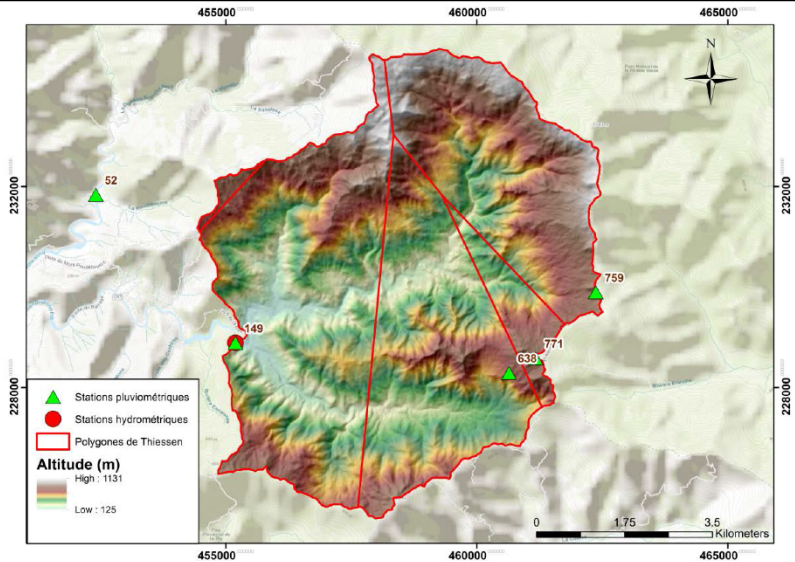
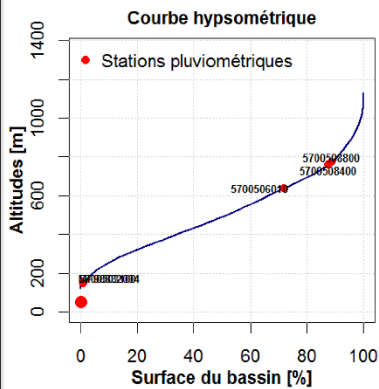
Débit pour une période de retour T (années)						Débits mesurés (m ³ /s)			
1	2	5	10	20	50	100	Q _{max} (m ³ /s)	Q _{min} (m ³ /s)	Débit max (m ³ /s/km ²)
/	/	/	/	/	/	/	16.56	0	7.19



Dumbéa Est amont barrage

Code : 5700500107
 Superficie : 59.61 Km²
 Moyennes interannuelles :
 - Débit : 1546.9 mm/an
 - Pluies : 2471 mm/an
 - ETP : 861.3 mm/an
 Chroniques exploitées :
 - Du : 2007-02-15 13:00:00
 - Au : 2019-01-02 11:00:00

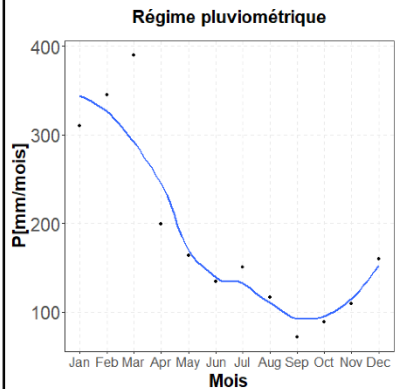
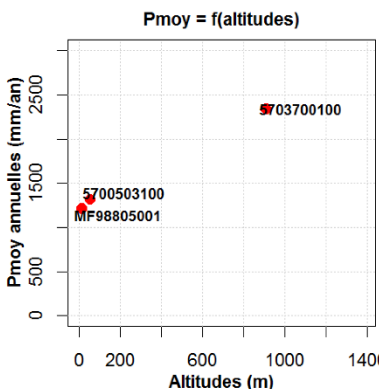
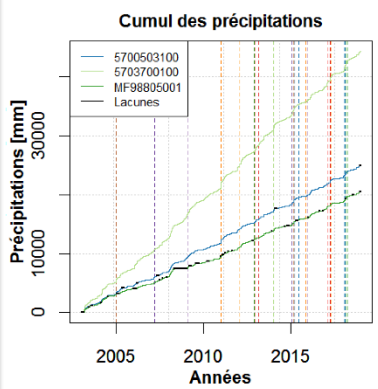
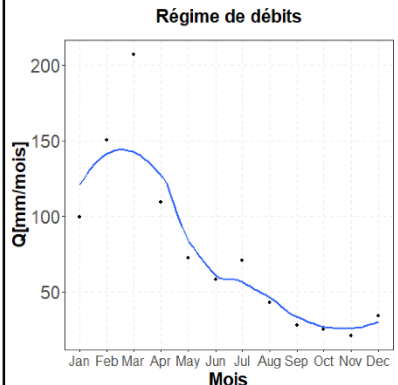
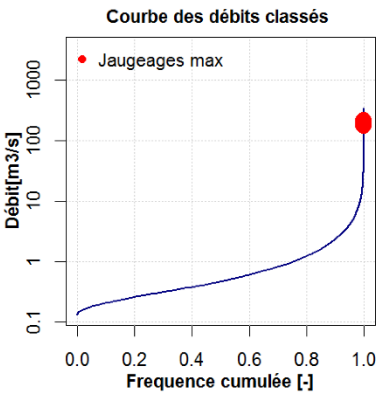
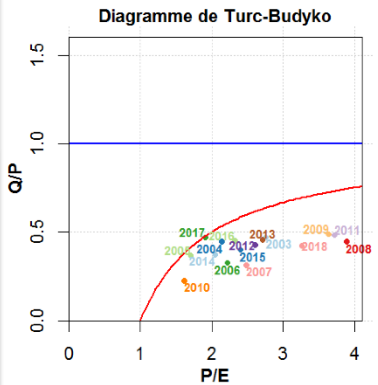
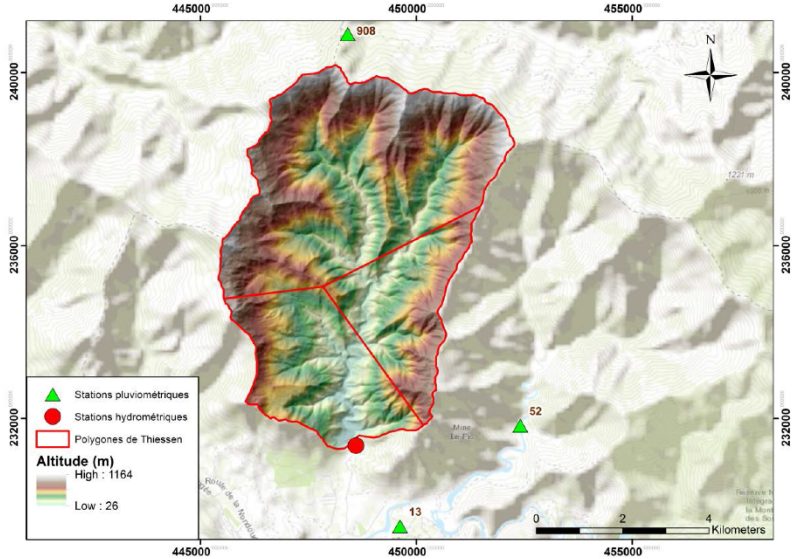
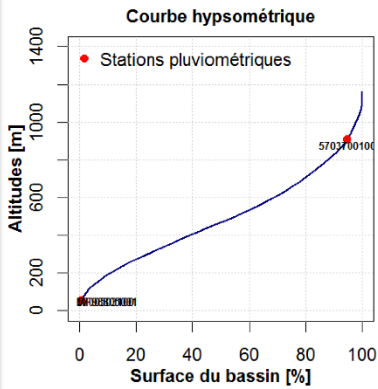
Débit pour une période de retour T (années)							Débits mesurés (m ³ /s)		
1	2	5	10	20	50	100	Q _{max} (m ³ /s)	Q _{min} (m ³ /s)	Débit max (m ³ /s/km ²)
200	292	575	763	943	1175	1350	681.12	0.18	11.43



Covelée Haute Covelée

Code : 5700500301
Superficie : 40.40 Km²
Moyennes interannuelles :
 - Débit : 913.7 mm/an
 - Pluies : 2183.8 mm/an
 - ETP : 860.8 mm/an
Chroniques exploitées :
 - Du : 2003-01-03 12:00:00
 - Au : 2018-11-28 12:00:00

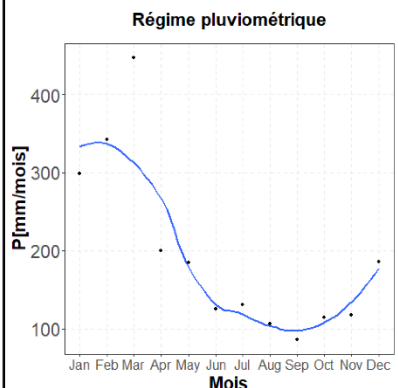
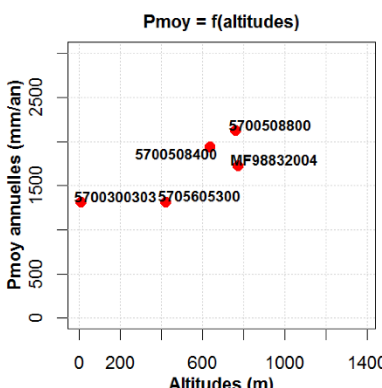
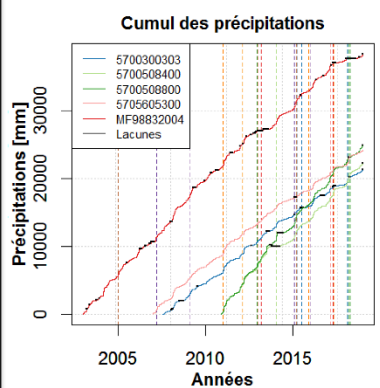
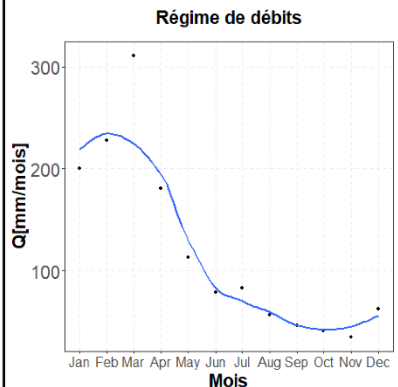
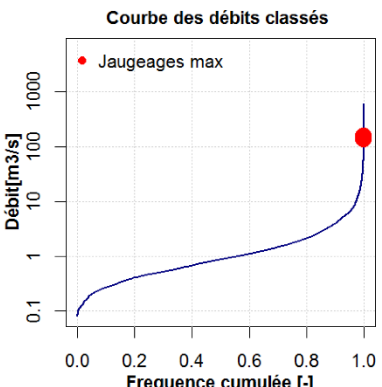
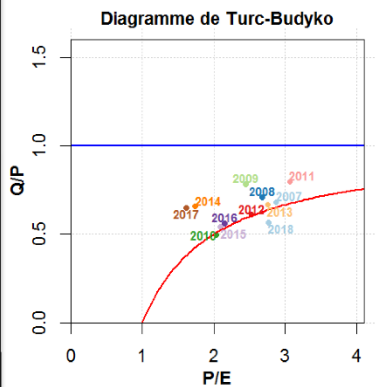
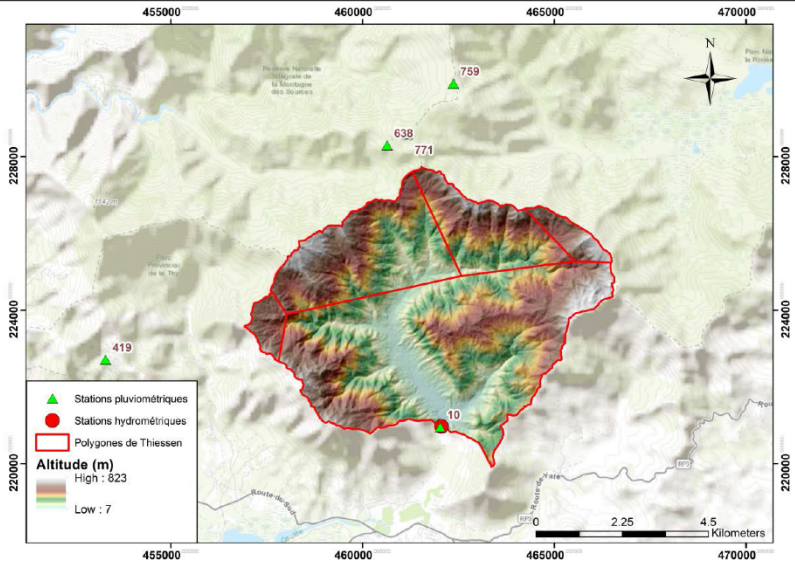
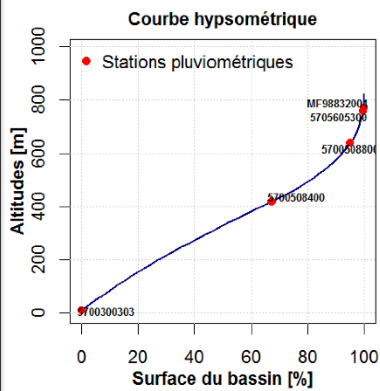
Débit pour une période de retour T (années)							Débits mesurés (m ³ /s)		
1	2	5	10	20	50	100	Q _{max} (m ³ /s)	Q _{min} (m ³ /s)	Débit max (m ³ /s/km ²)
45	102	277	394	505	650	758	345.5	0.13	8.55



Coulée Téléphérique

Code : 5700300106
 Superficie : 43.90 Km²
 Moyennes interannuelles :
 - Débit : 1454.1 mm/an
 - Pluies : 2245.2 mm/an
 - ETP : 948.6 mm/an
 Chroniques exploitées :
 - Du : 2007-01-01 00:00:00
 - Au : 2019-01-01 04:00:00

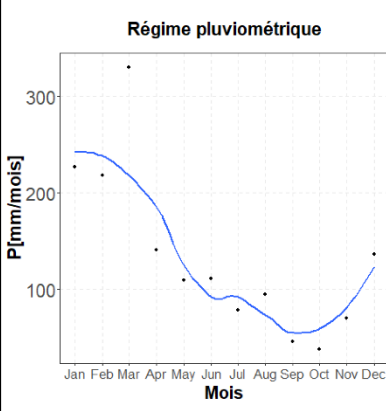
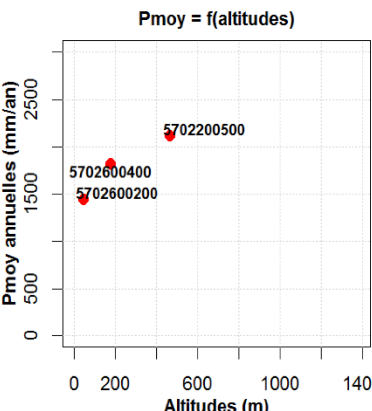
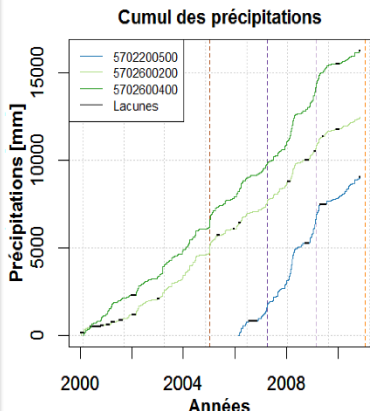
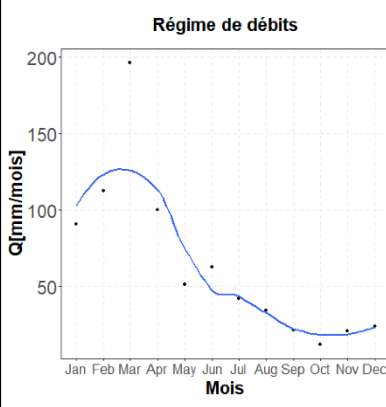
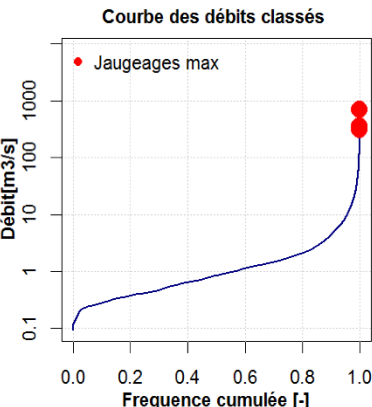
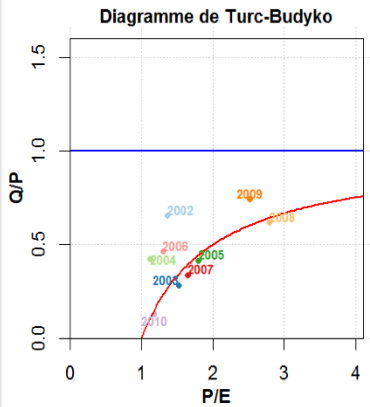
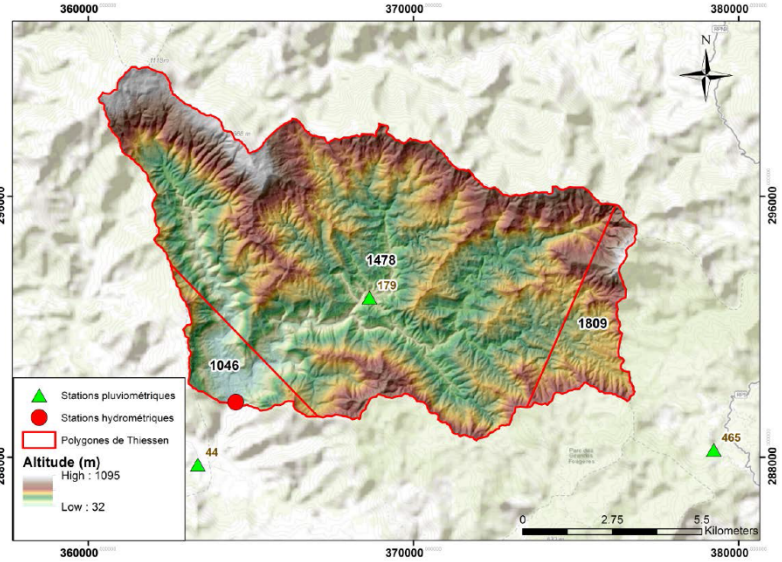
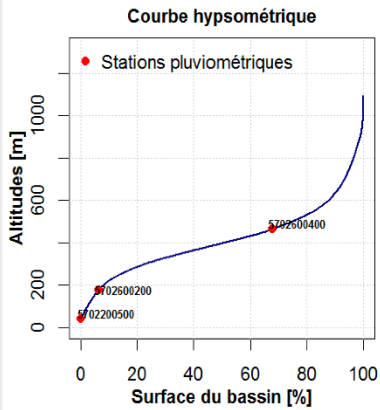
Débit pour une période de retour T (années)							Débits mesurés (m ³ /s)		
1	2	5	10	20	50	100	Q _{max} (m ³ /s)	Q _{min} (m ³ /s)	Débit max (m ³ /s/km ²)
100	173	400	550	694	880	1020	845.17	0.08	19.25



Boghen aval confluence Aremo

Code : 5702600101
 Superficie : 112.65 Km²
 Moyennes interannuelles :
 - Débit : 750.2 mm/an
 - Pluies : 1549.9 mm/an
 - ETP : 920.3 mm/an
 Chroniques exploitées :
 - Du : 2002-02-20 14:00:00
 - Au : 2010-09-30 17:00:00

Débit pour une période de retour T (années)							Débits mesurés (m ³ /s)		
1	2	5	10	20	50	100	Q _{max} (m ³ /s)	Q _{min} (m ³ /s)	Débit max (m ³ /s/km ²)
300	470	997	1346	1681	2114	2439	829.851	0.093	7.37



ANNEXE 2 : Boîte à moustache des critères d'évaluation des hydrogrammes de la prévision par bassin versant

