



HAL
open science

Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau en moyenne montagne

David Luttenauer

► **To cite this version:**

David Luttenauer. Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau en moyenne montagne. Sciences de l'ingénieur [physics]. 2020. dumas-03577184

HAL Id: dumas-03577184

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-03577184v1>

Submitted on 16 Feb 2022

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

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



MEMOIRE DE FIN D'ETUDE

Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau en moyenne montagne.

Mémoire présenté pour l'obtention du
Diplôme d'Ingénieur de l'ENGEES

Stage réalisé du 06 janvier au 26 juin 2020 au Laboratoire
d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg

David LUTTENAUER
Promotion Bretagne 2017-2020

Résumé

Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau en moyenne montagne.

Cette étude a pour but d'étudier l'impact potentiel du changement climatique sur la ressource en eau de moyenne montagne par le biais d'une modélisation hydrologique distribuée à base physique provenant du modèle NIHM. Pour atteindre cet objectif, une étude de l'état de l'art de différentes stratégies de modélisation suivie d'un apprentissage du modèle NIHM ont été effectuées. La création d'un maillage triangulaire du bassin versant à l'aide du logiciel QGIS et la construction des variables de forçage climatiques du modèle qui ont été obtenues par la combinaison de différentes approches (récupération des données climatiques avec la base de données SAFRAN, traitement des données pour calculer le flux de drainage) a permis de réaliser la phase de calage du modèle.

Cette étape consiste à optimiser les caractéristiques des cours d'eau et du sol pour obtenir une réponse du modèle proche de la période de calage. Elle est très importante pour le fonctionnement de ce modèle afin d'obtenir des résultats cohérents et de pouvoir conclure quant à la problématique posée.

Ensuite, l'utilisation de l'interprétation de Météo-France de deux scénarios du GIEC A1B et A2, respectivement le plus probable et celui d'un réchauffement maximal, a permis la construction de nouvelles données de forçage climatique. Une analyse des résultats obtenus et une comparaison entre la période utilisée pour le calage et la période à venir (2050-2100) a alors été effectuée.

Abstract

Impacts of climate change on water resources in mid-mountain areas.

The main objective of this study is to research the potential impact of climate change on water resources in mid-mountain areas through physically based distributed hydrological modelling from the NIHM model. In order to achieve this objective, a study of the state of the art of the different modelling strategies followed by a learning process of the NIHM model were carried out. The creation of a triangular mesh of the catchment area using the QGIS software and the construction of the climatic forcing variables of the model, which were obtained by combining different approaches (retrieval of climatic data with the SAFRAN database, data processing to calculate the drainage flow), made it possible to carry out the model calibration phase.

This step consists of optimizing the river and soil characteristics to obtain a model response close to the calibration period (1950 to 2015). It is very important in order to obtain coherent results and to be able to conclude on the issue at hand.

Then, Météo-France's interpretation of two IPCC scenarios A1B and A2, respectively the most probable and the maximum warming scenario, allowed the construction of new climate forcing data. An analysis of the results and a comparison between the calibration period and the projected period (2050-2100) was then carried out.

Sommaire

Résumé	3
Abstract	3
Sommaire	5
Symboles	6
Sigles et abréviations.....	6
Liste des tableaux.....	6
Liste des figures	7
1) Introduction.....	8
1.1) Structure d'accueil.....	8
1.2) Objectifs du stage.....	9
1.3) Contexte	9
1.3.1) Ressource en eau et changement climatique	9
1.3.2) Le projet de chaire Gutenberg	10
2) Etat de l'art sur la modélisation hydrologique	11
2.1) Etat de l'art sur la modélisation hydrologique	11
2.1.1) Les modèles conceptuels.....	12
2.1.2) Les modèles physiques distribués	16
2.1.3) Les modèles physiques distribués à dimension réduite.....	21
3) Matériel et méthode	23
3.1) Le bassin versant de la Bruche	23
3.2) Présentation détaillée de NIHM	24
3.2.1) La stratégie de maillage.....	24
3.2.2) Modèle souterrain à dimension réduite	25
3.2.3) Modèles de surface	26
3.2.4) Flux d'échanges entre les compartiments	27
3.3) Stratégie de modélisation	29
3.3.1) Maillage du site d'étude.....	29
3.3.2) Calage du modèle	31
3.3.3) Impacts hydrologiques du changement climatique	35
4) Résultats.....	39
4.1) Résultats du calage.....	39
4.2) Evolution du bassin versant dans le contexte du changement climatique	42
4.2.1) Evolution des débits et du niveau piézométrique de la nappe	42
4.3) Discussion et analyse critique	46
Conclusion	47
Perspective d'après stage.....	47
Bibliographie.....	49
Annexe 1 : Présentation des variables utilisées dans QG4J	55

Symboles

1D : 1 Dimension

2D : 2 Dimensions

3D : 3 Dimensions

Sigles et abréviations

BIsE: Biogéochimie isotopique et expérimentale

BV: Bassin Versant

Cemagref: Centre d'Étude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts

CLM: Community Land Model

CNRS: Centre National de la Recherche Scientifique

EMS: EuroMétropole de Strasbourg

ENGEEs: Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg

EOST: Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre

ETP: EvapoTranspiration Potentielle

GIEC: Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

HBV: Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning

Inrae: Institut national de recherche pour l'agriculture, l'alimentation et l'environnement

Irstea: Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture

LHyGeS: Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg

modèle GR4J: modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier

NIHM: Normally Integrated Hydrological Model

TOPMODEL: TPography-based MODEL

TrHyCo: Transferts dans les Hydrosystèmes

Liste des tableaux

Tableau 1 : Largeur de chaque tronçon	34
Tableau 2 : Listes des variables de caractérisation des cours d'eau utilisée dans le modèle	34
Tableau 3 : Listes des variables de caractérisation des sols	35
Tableau 4 : Résultat du calage des paramètres des sols	35
Tableau 5 : Présentation des variables utilisée dans GR4J	55

Liste des figures

Figure 1 : Positionnement de différents modèles hydrologiques dans le continuum, d'après (Hrachowitz, Clark, 2017)	11
Figure 2 : Schéma fonctionnel du modèle GR4J, d'après (Inrae, 2003)	13
Figure 3 : Schéma fonctionnel du modèle TOPMODEL, d'après (Bireche, 2017).....	14
Figure 4: Schéma fonctionnel du modèle HBV, d'après (Perrin, 2002).....	15
Figure 5 : Processus simulés par Mike SHE, d'après (Danish Hydraulic Institute (DHI), 2017)	17
Figure 6 : Schéma fonctionnel de Mike SHE, d'après (Danish Hydraulic Institute (DHI), 2017)	18
Figure 7 : Schéma fonctionnel de PARFLOW, d'après (Condon, Maxwell, 2013)	20
Figure 8 : Schéma fonctionnel du modèle ISBA-MODCOU, modifié de (Habets et al., 2008)	21
Figure 9 : Schéma fonctionnel du modèle ISBA, d'après (Thierion, 2012).....	21
Figure 10 : Cartographie du Bassin Versant de La Bruche	23
Figure 11 : Débit moyen mensuel au niveau de la station « La Bruche à Holtzheim » sur la période 1965-2019, Données : Banque HYDRO (Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie, 2015).....	24
Figure 12 : Stratégie de maillage pour une résolution des trois modules en simultanément, d'après (Jeannot, 2018).....	25
Figure 13 : Eléments de formalisme de l'intégration de l'équation de Richard 3D, d'après (Jeannot, 2018).....	26
Figure 14 : Préparation du bassin sous QGIS.....	29
Figure 15 : Niveaux piézométriques mesurés par l'APRONA en mai 2009, modifié (APRONA, 2009)	30
Figure 16 : Maillage final du bassin versant	31
Figure 17 : Estimation de la pluie de l'année 2007 selon plusieurs méthodes de calcul de l'ETP .	32
Figure 18 : Flux de recharge utilisé pour le calage du modèle (2007)	33
Figure 19 : Carte numérotée des tronçons du modèle (en rouge)	34
Figure 20 : Chronique de pluie sur la période 1950 – 2100 (scénario A1B et A2 du GIEC).....	36
Figure 21 : Comparaison des chroniques de pluie de l'année 2090 (scénario A1B et A2).....	37
Figure 22 : Charge piézométrique dans le bassin versant, pendant la phase de calage	39
Figure 23 : Hydrogramme obtenu à l'exutoire pendant le calage	40
Figure 24 : Niveau piézométrique dans le bassin versant après calage pour l'année 2007	41
Figure 25 : Hydrogramme obtenu à l'exutoire après calage pour l'année 2007	42
Figure 26 : Prévision du débit à l'exutoire du bassin versant en 2071.....	43
Figure 27 : Estimation de la charge dans le bassin versant en 2071 (scénario A1B)	44
Figure 28 : Estimation de la charge dans le bassin versant en 2071 (scénario 2A).....	45

1) Introduction

L'adduction en eau potable des communes de moyenne montagne est la plupart du temps assurée soit par les eaux souterraines, soit par les rivières alimentées par de l'eau du sol. Lors des récentes périodes de sécheresse estivale, des camions citernes permettant le remplissage des réservoirs de tête ont été utilisés pour faire face au manque d'eau dans certains secteurs isolés (Fernandez, 2019 ; Préfecture des Vosges, 2019). La modification anthropique des hydrosystèmes, réalisée depuis que l'Homme s'est sédentarisé avec les débuts de l'agriculture irriguée et qui s'est intensifiée depuis XVIII^{ème} siècle, a fortement impacté les écoulements naturels des cours d'eau (barrages, canalisation de rivières...). De plus, le changement climatique illustré par les scénarios du GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) montrent qu'à l'horizon 2050-2100 nous allons assister à une augmentation des phénomènes de forte intensité (sécheresses, crues...). Les effets sur les hydrosystèmes seront à la fois directs par la modification et l'intensification des cycles hydrologiques et indirects par une augmentation des pressions sur la ressource passant notamment par une augmentation de l'irrigation (Taylor et al., 2013).

L'augmentation de la fréquence des événements extrêmes, conjuguée à l'augmentation de la demande en eau (WHO/UNICEF, Millennium Development Goals, 2011), devrait aggraver la pénurie d'eau dans de nombreuses régions du globe au cours des prochaines décennies (Kundzewicz et al., 2007). Ainsi, les problèmes liés à l'alimentation en eau potable vont s'intensifier en parallèle de l'augmentation des risques dus aux inondations.

L'objet de ce stage est dans un premier temps d'évaluer la ressource en eau dans le bassin versant de la Bruche considéré comme représentatif du massif vosgien à l'aide d'un modèle hydrologique. Ce modèle a été calé sur en utilisant les données de débits et de précipitation de l'automne 2007. Dans un deuxième temps, l'évolution de cette réserve de nos jours à 2100 sera estimée à l'aide des données climatiques fournies par le GIEC et intégrées dans le modèle hydrologique. Les caractéristiques physiques d'intérêts pour estimer les déficits et excès en eau sont les volumes d'eau stockés dans les sols et sous-sols et les débits des cours d'eau à l'exutoire.

1.1) Structure d'accueil

Le LHyGeS (Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg) est sous la tutelle du CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique), de l'Université de Strasbourg et de l'ENGEEES (Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg). Il est également partenaire de l'EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre). Cette organisation est liée aux différentes thématiques de recherches du laboratoire. Le laboratoire est constitué de deux équipes de recherches BlsE (Biogéochimie isotopique et expérimentale) et TrHyCo (Transferts dans les Hydrosystèmes Continentaux).

La première équipe s'intéresse, entre autres, aux interactions entre l'eau et les roches, au transports de polluants et de pesticides, et à l'étude des signatures isotopiques des éléments qui sont des indicateurs d'une dégradation temporelle de ceux-ci. La seconde, dans laquelle j'ai été rattaché, étudie l'hydrologie et l'hydrogéologie, les écoulements multiphasiques et le transport réactif mais également la construction et l'adaptation de méthodes numériques avancées.

La compréhension des phénomènes liés au changement climatique en moyenne montagne est un problème sociétal du point de vue la gestion de l'eau. La construction de méthode d'analyse numérique de ce phénomène étant également une des thématiques de recherche de l'équipe TrHyCo, mon stage s'inscrit donc dans la continuité des recherches en cours du laboratoire.

1.2) Objectifs du stage

Ce stage à plusieurs objectifs permettant de quantifier la disponibilité de la ressource en eau à plus ou moins long terme (2050-2100). Pour ce faire, l'adaptation et le calage du modèle hydrologique NIHM (Normally Integrated Hydrological Model) sur la période de 1990 à 2015 sera réalisé, puis, en se basant sur les données climatiques du GIEC, à estimer l'évolution possible de ces milieux.

Une attention particulière a été portée sur le choix du modèle et sur la réalisation d'un état de l'art des différentes solutions de modélisation disponibles actuellement. Suite à ce travail bibliographique et au choix définitif d'utiliser le modèle NIHM, la phase de prise en main et de calage du modèle a pu être réalisée. Enfin, quand ce travail sera finalisé, il sera possible d'estimer l'impact du changement climatique sur la disponibilité de la ressource dans le bassin versant de la Bruche.

L'apprentissage et la compréhension des modèles numériques de modélisation est également une partie importante de ce sujet. En effet, ce stage sera suivi d'une thèse portant sur l'adaptation du modèle NIHM afin d'étudier le changement climatique à l'échelle de la vallée Rhénane. C'est dans ce sens que la compréhension des différentes stratégies de modélisations existantes ainsi que l'application à un cas d'étude moins complexe sont réalisées dans ce stage.

Pour récapituler l'ensemble des objectifs de stage sont les suivants :

- Réalisation d'une étude bibliographique sur l'état de l'art concernant les modélisations hydrologiques ;
- L'appropriation et la compréhension du fonctionnement du modèle NIHM ;
- La construction d'un modèle du bassin versant de La Bruche avec calage ;
- La mise en application de ce modèle dans un contexte de changement climatique en utilisant les données climatiques du GIEC.

1.3) Contexte

1.3.1) Ressource en eau et changement climatique

Les effets du changement climatique attendus sont soit directs, par l'intensification du cycle hydrologique (pluies extrêmes, sécheresse sur longues durées), soit indirects, notamment par l'augmentation de l'irrigation (Taylor et al., 2013).

En France, de nombreuses études et des observations récentes (Maton et al., 2013 ; Klinka T. et al., 2017) montrent que la réponse hydrologique aux changements du climat et à l'évolution des activités humaines soulève de nombreuses questions sur la durabilité de la ressource en eau, notamment sur les problématiques suivantes :

- Les ressources en eau dans les bassins versants (BV) en moyenne montagne : la rareté est déjà bien documentée pendant l'été voire le printemps et peut avoir un impact sur la flore, la faune, la population et les activités humaines ;
- Les débits des cours d'eau : la modification prévue des valeurs de débit des cours d'eau en hautes et basses eaux est intrinsèquement liée à l'évolution de la couverture neigeuse, véritable stock d'eau en hiver, et doit être prise en compte dans la stratégie d'aménagement du territoire ;

- Les niveaux des eaux souterraines, en particulier dans les zones où la nappe phréatique est très proche de la surface du sol : l'élévation du niveau des eaux souterraines peut générer des inondations, tandis qu'une baisse du niveau de l'eau peut affecter les débits des rivières et est susceptible de mettre en péril des zones humides.

La partie française de la vallée du Rhin Supérieur et les Vosges sont particulièrement exposés à ces problématiques compte tenu de leurs caractéristiques hydrologiques, climatiques et socio-économiques : fortes interactions rivières-nappe, existence de zones humides générées par la proximité de la nappe quasi affleurant, alimentation en eau souvent limitée voire inexistante en été dans certaines communes des Vosges, étiages importants, ...).

1.3.2) Le projet de chaire Gutenberg

Le LHyGeS est porteur du projet financé par une chaire Gutenberg qui a pour objectif d'évaluer les modifications du cycle hydrologique de la vallée du Rhin sous l'effet du changement climatique. Les principales questions de recherche sont la détermination de l'impact de ces changements sur les niveaux de la nappe phréatique et sur les cycles hydrologiques des bassins versant de montagne (intensification des périodes d'étiage et de hautes eaux). Ce projet est en partenariat avec le Politecnico di Milano en Italie.

Pour ce faire, l'utilisation d'un modèle hydrologique spatialisé est envisagé pour prédire l'impact du changement climatique, via les scénarios du GIEC, sur ces différentes variables d'intérêts (débits, niveaux piézométriques...) jusqu'à l'horizon 2100. De plus, une attention particulière sera portée sur la quantification des incertitudes liées aux données d'entrées (forçage, paramètres de calage) sur la capacité des modèles à reproduire les périodes de calage.

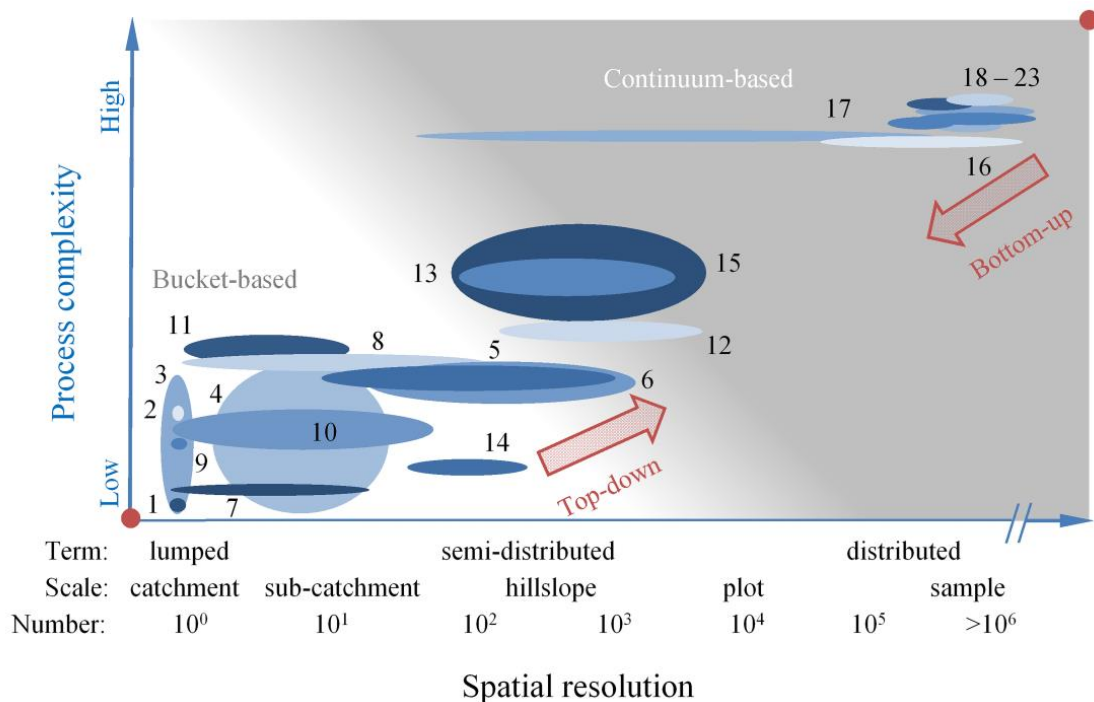
C'est dans ce contexte que s'inscrit mon stage sur l'adaptation du modèle hydrologique envisagé dans le cadre de la chaire Gutenberg au bassin versant de la Bruche.

2) Etat de l'art sur la modélisation hydrologique

2.1) Etat de l'art sur la modélisation hydrologique

La modélisation hydrologique permet de simuler le débit de cours d'eau à certains points d'intérêts. Il existe trois grandes catégories de modèles hydrologiques : les modèles empiriques globaux, les modèles conceptuels et les modèles physiques distribués (Devi et al., 2015). Parmi ces catégories, deux philosophies principales s'opposent : celle des modèles globaux et celle des modèles distribués (Hrachowitz, Clark, 2017). Les modèles empiriques globaux vont, à la manière d'une boîte noire et à partir de variables dénuées de sens physique, donner la réponse hydrologique globale du bassin versant modélisé, ces modèles sont très peu gourmands en temps de calcul et en mémoire informatique. A l'inverse, les modèles à base physique distribués permettent un maillage de l'espace et une représentation des phénomènes physiques en jeu (ruissellement, infiltration, ...) (Jeannot, 2018). Ces modèles sont souvent très consommateurs de mémoire et de temps de calcul.

Cependant, il est souvent difficile de classer les modèles dans ces deux catégories (Hrachowitz, Clark, 2017). En effet, comme le montre la Figure 1, les modèles ne se situent que rarement aux extrémités de ce continuum, mais bien souvent ils se trouvent dans un entre deux mêlant différents compromis réalisés par les concepteurs de ces modèles.



Models: 1: unit hydrograph (Sherman, 1932); 2: HBV (Bergström, 1992); 3: SUPERFLEX (Fenicia et al., 2011); 4: FLEX-Topo (Gharari et al., 2014a); 5: mhM (Samaniago et al., 2010); 6: mhM-topo (Nijzink et al., 2016a); 7: SWAT (Arnold et al., 1998); 8: NWS-Sacramento (Burmash, 1995); 9: GR4J (Perrin et al., 2003); 10: HYPE (Lindström et al., 2010); 11: VIC (Liang et al., 1994); 12: TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979); 13: CRHM; 14: TAC^D (Uhlenbrook et al., 2004); 15: WASIM-ETH (Schulla and Kasper, 1998); 16: DHSVM (Wigmosta et al., 1994); 17: MIKE-SHE (Refsgaard and Storm, 1996); 18: PARFLOW (Kollet and Maxwell, 2008); 19: CATFLOW (Zehe et al., 2001); 20: HYDRUS-3D (Šimůnek et al., 2008); 21: CATHY (Camporese et al., 2010); 22: HydroGeoSphere (Jones et al., 2006); 23: PIHM (Qu and Duffy, 2007).

Figure 1 : Positionnement de différents modèles hydrologiques dans le continuum, d'après (Hrachowitz, Clark, 2017)

2.1.1) Les modèles conceptuels

2.1.1.1) Généralités et Principes

Les modèles conceptuels simulent l'ensemble des processus hydrologiques lié au ruissellement à l'exutoire du bassin versant d'étude. Ils reposent sur le principe de transfert d'eau au sein d'une série de réservoirs interconnectés dépendant de la précipitation, de l'évaporation, de la percolation, de l'infiltration, du ruissellement, ... (Devi et al., 2015). Les résultats de ces simulations sont issus d'équations conceptuelles et des étapes indispensables de calibration-validation sur de longues séries de données. Les changements de terrains ou de politique de gestion de la ressource sont souvent mal voire pas du tout pris en compte par le modèle. Les paramètres de calage de ces modèles sont souvent dénués de sens physique et ne peuvent pas être mesurés directement. Dans de nombreux modèles conceptuels ; il n'est pas possible d'estimer ces variables de calage à partir de données connues sur le site d'étude. HBV et HBV-light sont des modèles conceptuels semi-distribués où le bassin versant est subdivisé en sous-bassin, eux même divisés en fonction de la végétation et de l'altitude (Bergström, 1976). Néanmoins, dans certains cas comme dans TOPMODEL, il est théoriquement possible de retrouver ces paramètres qui ont un sens physique en utilisant des formulations proposées par les concepteurs de ces modèles en fonction des caractéristiques du bassin versant d'étude (Beven, 1997 ; Beven, Kirkby, 1979). Une description de différents modèles de ce type est présentée ci-dessous.

2.1.1.2) GR4J (Génie Rural à 4 paramètres Journalier)

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) est un modèle conceptuel au pas de temps journalier composé de deux réservoirs, un réservoir de production et un de routage. Il a été développé par le Cemagref (devenu l'Irstea et récemment l'Inrae) (Inrae, 2003 ; Perrin et al., 2003). Son calage s'effectue à l'aide de 4 paramètres à optimiser. La Figure 2 et le Tableau 5 (cf. Annexe 1 : Présentation des variables utilisées dans QG4J) présentent l'ensemble des variables utilisées et le fonctionnement de principe du modèle GR4J.

La pluie P en mm/j, l'évapotranspiration potentielle (ETP) en mm/j sont les paramètres d'entrée du modèle. Il est alors possible de calculer la Pluie nette P_n et l'évapotranspiration nette E_n avec les équations suivantes :

$$P_n = \max(0 ; P - E) \quad \text{Équation 1}$$

$$E_n = \max(0 ; E - P) \quad \text{Équation 2}$$

Si la Pluie nette est supérieure à 0 alors elle alimente de la quantité P_s le réservoir de production à l'aide de cette fonction de transfert.

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S}{X_1} \right)^2 \right) \cdot \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}{1 + \frac{S}{X_1} \cdot \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)} \quad \text{Équation 3}$$

Si l'évapotranspiration nette est supérieure à 0 alors la fraction E_s , calculée à l'aide d'une fonction de transfert, est retirée du réservoir de production. Le volume d'eau dans le réservoir de production S à l'instant i est alors donné par l'équation suivante :

$$S_i = S_{i-1} + Es - Ps \quad \text{Équation 4}$$

Une percolation Perc de ce réservoir est alors calculée, selon l'équation ci-dessous et le contenu de celui-ci est mis à jour en la prenant en compte.

$$Perc = S \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4 S}{9 X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad \text{Équation 5}$$

Il est maintenant possible de possible, à l'aide de l'équation ci-dessous, de connaître la quantité d'eau Pr qui alimente la partie routage du modèle.

$$Pr = Perc + Pn - Ps \quad \text{Équation 6}$$

Cette quantité d'eau est ensuite divisée en deux pour représenter à la fois la partie échange entre la zone vadose, les échanges avec la nappe souterraine et la mémoire du sol lié à l'état antérieur de celui-ci. Enfin, après détermination du nouveau volume du réservoir de routage et des échanges d'eau, le débit à l'exutoire est recomposé par l'addition de ces deux flux.

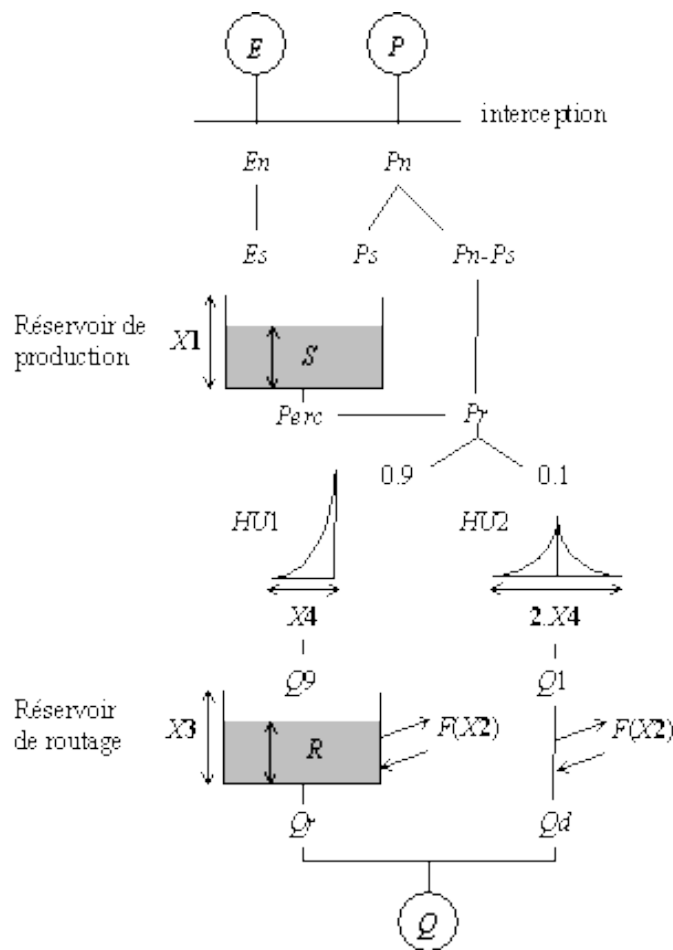


Figure 2 : Schéma fonctionnel du modèle GR4J, d'après (Inrae, 2003)

2.1.1.3) TOPMODEL

TOPMODEL fait partie de la famille des modèles conceptuels, mais il est considéré par ces auteurs comme un modèle physique, car ces paramètres de calages peuvent être retrouvés théoriquement (Beven, Kirkby, 1979). Il se base sur le principe des aires contributives variables (Ambrose, 2005). Le débit à l'exutoire du bassin versant est composé du ruissellement depuis la zone saturée du bassin et d'un écoulement hypodermique provenant de la zone saturée peu profonde, calculé à l'aide de la loi de Darcy. Un schéma de fonctionnement du modèle est présenté en Figure 3.

Une partie de ces paramètres sont distribués dans l'espace, comme la description de la topographie du bassin et des surfaces amont drainées, d'autres comme la transmissivité, les précipitations, ou encore la réserve hydrique du sol sont des valeurs globales pour l'ensemble bassin versant. Ainsi, le modèle permet de regrouper différentes parties de la zone d'étude par rapport à leur réponse hydrologique pour un même événement climatique.

Néanmoins, malgré une discrétisation partielle de ces paramètres, TOPMODEL reste un modèle conceptuel. En effet, le débit à l'exutoire est déterminé à partir d'une série de réservoir interconnectés. Les auteurs du modèle ont fait les deux hypothèses suivantes : la pente topographique est une bonne approche du gradient piézométrique et les dynamiques de la zone saturée peuvent être approchées par une succession d'états permanents.

Le modèle est discrétisé en mailles pour lesquelles la hauteur de la zone saturée est calculée à chaque instant. L'écoulement hypodermique dans la zone saturée peu profonde est un flux de Darcy déterminé par la transmissivité locale multiplié par la pente locale de la maille. Chaque maille possède un indice topographique $\lambda = \ln(a/\tan(\beta))$ (où a est la surface drainée par la maille par le périmètre de la surface et $\tan(\beta)$ est la pente locale de la surface du sol) caractérisant la capacité de la maille à se saturer (Beven, Kirkby, 1979 ; Bireche, 2017 ; Devi et al., 2015). Ce modèle possède 11 paramètres de calage dont une partie peut être fixée.

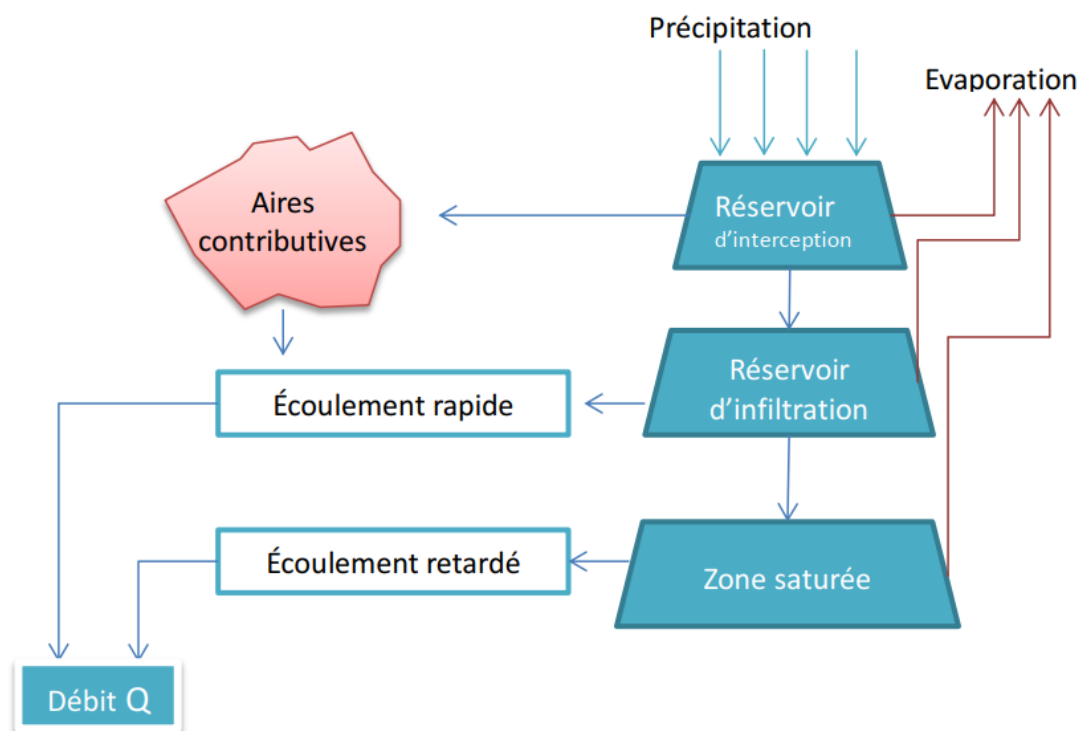


Figure 3 : Schéma fonctionnel du modèle TOPMODEL, d'après (Bireche, 2017)

2.1.1.4) HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning)

HBV est un modèle conceptuel semi-distribué (Bergström, 1976). La zone d'étude est divisée en sous-bassins versants eux même regroupés en différentes zones d'altitude et de végétation. Il fonctionne au pas de temps journalier. Les variables de forçages utilisées sont la précipitation, la température de l'air et l'évaporation. La température sert à déterminer l'accumulation de neige dans le bassin quand le module neige est utilisé. Ainsi, ce modèle est souvent utilisé pour modéliser des zones hétérogènes et permet de prendre en compte l'influence de la neige sur la réponse hydrologique d'un bassin versant. La Figure 4 présente le schéma fonctionnel du modèle.

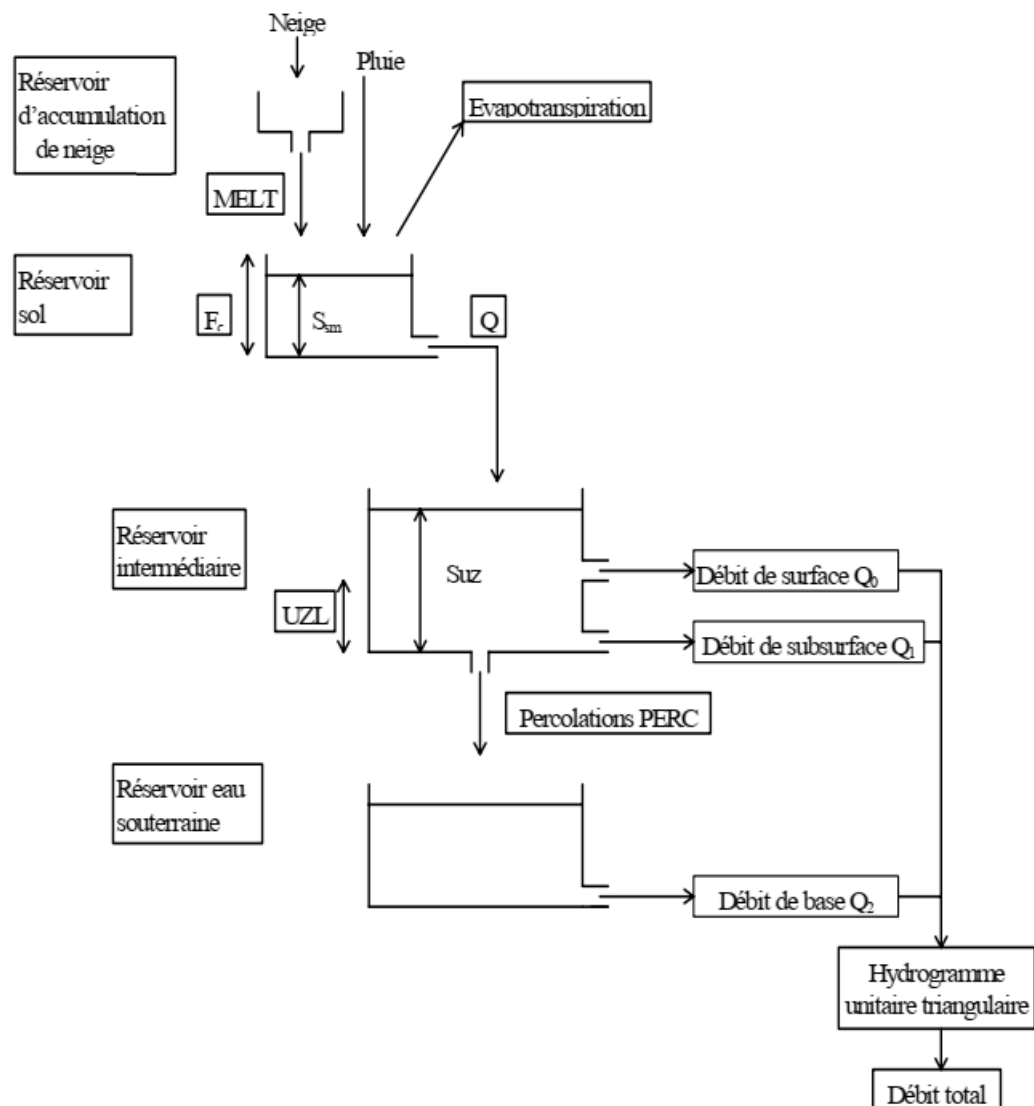


Figure 4: Schéma fonctionnel du modèle HBV, d'après (Perrin, 2002)

Ce modèle conceptuel est composé de quatre réservoirs interconnectés, permettant de déterminer le débit à l'exutoire. Dans un premier temps, le modèle détermine la quantité de précipitation qui se fait sous la forme de neige en fonction de la température de l'air. Une procédure en degré-jour permet de déterminer la quantité de neige fondue, selon l'équation suivante :

$$Neige_{fondue} = C_{melt} \times (T - T_{fonte}) \quad \text{Équation 7}$$

T est la température, T_{fonte} le seuil de fonte et C_{melt} un coefficient de fonte.

Ce réservoir de neige alimente avec la pluie le réservoir de sol. Le débit sortant de ce réservoir est donné par la relation suivante :

$$\frac{dQ}{dP} = \min [(S_{sm}/F_c)^\beta ; 1] \quad \text{Équation 8}$$

Q est le débit, P l'entrée du réservoir, S_{sm} l'humidité du réservoir du sol, F_c la capacité maximale du réservoir et β une constante.

L'évaporation est ensuite déterminée en fonction de l'humidité du réservoir et de l'ETP. Le débit de sortie de ce réservoir alimente le réservoir intermédiaire. La vidange du réservoir intermédiaire se fait à partir de trois mécanismes : la percolation vers les eaux profondes (constante si elle peut être satisfaite), un débit de subsurface Q_1 et, si le réservoir contient suffisamment d'eau, un débit de ruissellement Q_0 . Les équations pour Q_1 et Q_0 sont les suivantes :

$$Q_1 = K_1 \times Suz \quad \text{Équation 9}$$

$$Q_0 = K_0 \times (Suz - UZL) \quad \text{Équation 10}$$

K_1 et K_0 sont des constantes, Suz est le niveau du réservoir et UZL le seuil de ruissellement.

Le réservoir d'eau souterraine se vidange selon l'équation suivante (K_2 est une constante et Slz est le niveau du réservoir) :

$$Q_2 = K_2 \times Slz \quad \text{Équation 11}$$

Enfin, les trois débits de sorties sont additionnés et lissée à l'aide d'un hydrogramme unitaire triangulaire permettant ainsi de déterminer le débit à l'exutoire du bassin versant.

2.1.2) Les modèles physiques distribués

2.1.2.1) Généralités et Principes

Ces modèles représentent la complexité des phénomènes réels à l'aide de modèles mathématiques idéalisés. Les variables d'état qu'ils utilisent sont mesurables dans le temps et l'espace (Devi et al., 2015). L'ensemble des processus hydrologiques sont modélisés à l'aide d'équations aux dérivées partielles souvent résolues numériquement par la méthode des différences finies ou la méthode des éléments finis (Jeannot, 2018). Les équations le plus souvent utilisées sont l'équation de Darcy et l'équation de Richards pour les écoulements de subsurface, pour les écoulements de surface c'est l'équation de Saint-Venant dégradée en ondes cinématiques qui est la plus utilisée (Freeze, Harlan, 1969 ; Maxwell et al., 2014). Ce type de modèle requiert beaucoup de paramètres donnant les caractéristiques physiques du bassin versant d'étude, ces données d'entrées peuvent être soit connues, soit estimées par une calibration du modèle. Dans tous les cas, une importante quantité de données sur la topographie, la composition des sols, les conditions aux limites et initiales est requise pour faire fonctionner correctement ces modèles. Cependant, ils ont l'avantage de leurs défauts : en utilisant de nombreuses variables d'état qui ont un sens physique, il est possible de comprendre l'ensemble des processus en jeu dans l'hydrologie du bassin versant (Devi et al., 2015).

Il existe de nombreux modèles distribués à base physique. Le modèle « SHE » est né en 1986 du constat que les modèles conceptuels ne permettaient pas de simuler de manière appropriée l'impact anthropique des activités humaines dans un bassin versant (Abbott et al., 1986). De même, le modèle « SWAT » a été développé afin de prévoir l'impact des pratiques agricoles sur de grand bassin agricole (NEITSCH et al., 2002). Une description de différents modèles de ce type est donnée ci-dessous.

2.1.2.2) Mike SHE

Mike SHE est un modèle élaboré conjointement par l'Institut hydraulique danois, l'Institut britannique d'hydrologie et SOGREAH (France) avec le soutien financier de la Commission des Communautés européennes. La Figure 5 représente l'ensemble des processus modélisés par Mike SHE.

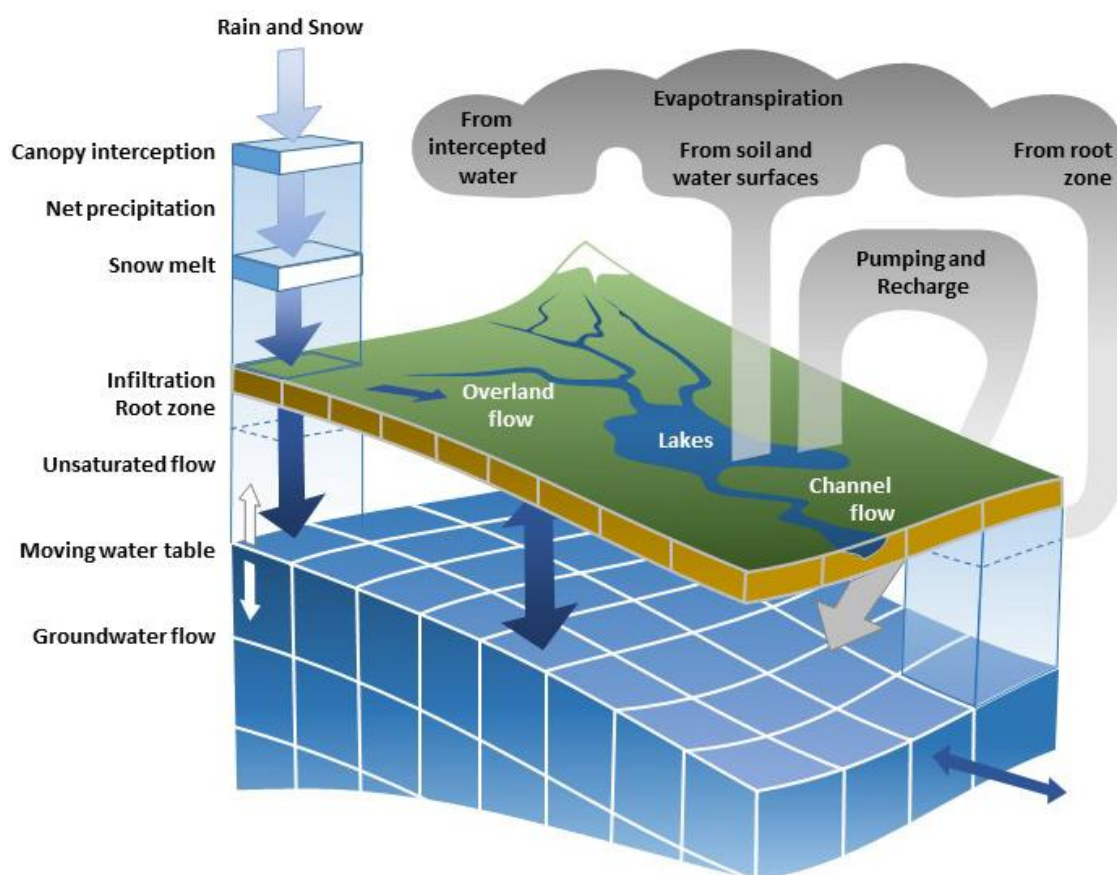


Figure 5 : Processus simulés par Mike SHE, d'après (Danish Hydraulic Institute (DHI), 2017)

L'approche modulaire du modèle lui permet d'être utilisable pour des bassins versants où l'on dispose de beaucoup de données et dont les besoins du projet nécessitent une description détaillée de l'ensemble des flux. Mais également, si la quantité de données disponible est plus faible ou si les besoins du projet ne requièrent pas une description spatialement détaillée de certains processus, il est possible de combiner des approches conceptuelles et explicites. Cette particularité du modèle permet aux utilisateurs de réduire la complexité des simulations en fonction de leurs attentes et des enjeux de leurs projets.

Ainsi, les écoulements dans la zone vadose peuvent être déterminés selon trois méthodes : la résolution de l'équation de Richard 3D, une procédure simplifiée d'écoulement par gravité, un simple bilan hydrique à deux couches qui convient lorsque la nappe phréatique est peu profonde.

Pour les écoulements souterrains en zone saturée, il est possible de choisir entre une résolution de la méthode des différences finies (résolution de l'équation de Darcy 3D) et l'utilisation d'un modèle conceptuel de réservoirs linéaires (Danish Hydraulic Institute (DHI), 2017).

Les écoulements de surface peuvent être estimés par deux modules différents : la méthode des différences finies qui utilise l'approximation des ondes diffusives et permet d'obtenir la répartition spatiale des débits et une méthode d'acheminement simplifié des flux terrestres qui suppose que l'eau accumulée en tête de bassins s'écoule dans les zones de plaines inondable du bassin-versant avant de se déverser dans le réseau de cours d'eau du sous-bassin versant (Danish Hydraulic Institute (DHI), 2017).

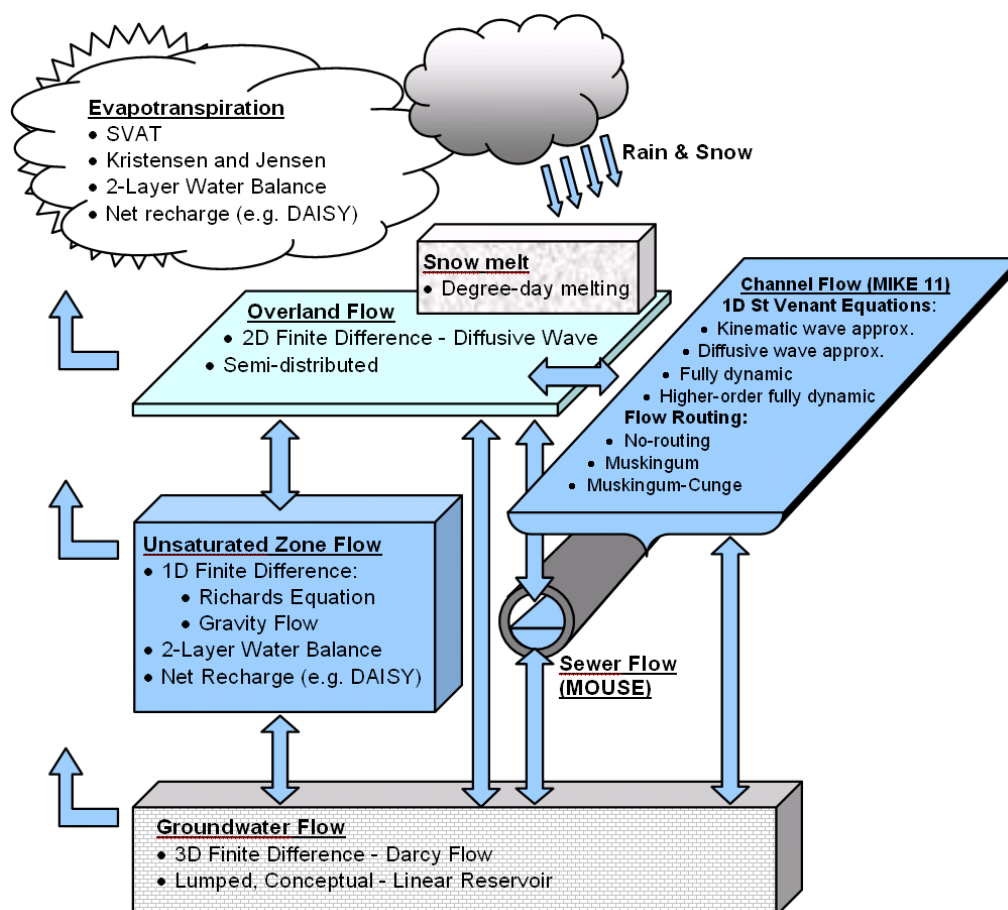


Figure 6 : Schéma fonctionnel de Mike SHE, d'après (Danish Hydraulic Institute (DHI), 2017)

2.1.2.3) CATHY (CATchment HYdrology)

CATHY est un modèle hydrologique principalement utilisé dans le domaine de la recherche (Camporese et al., 2010 ; Weill et al., 2011 ; Gatel, 2018). A base physique spatialement distribué, il permet de suivre l'évolution des variables d'état à chaque endroit du bassin versant et à chaque instant de la période simulée. Le modèle simule les écoulements souterrains et le ruissellement de surface. Les flux atmosphériques sont ces principales variables de forçages.

Le couplage surface-subsurface 3D permet au modèle de bien prendre en compte les échanges entre ces deux différents types d'écoulement (infiltration, drainage...). Les écoulements de subsurface sont déterminés par la résolution de l'équation de Richards en 3D. La transformation des équations de Saint-Venant en ondes cinématiques permet de modéliser les écoulements de surfaces (Gatel, 2014).

Différents modules sont régulièrement implantés au modèle permettant de simuler d'autres transferts. On peut citer l'ajout d'un module de transport non-réactif permettant de suivre l'évolution de molécules dissoutes à l'aide de l'équation d'advection-dispersion en 3D (Weill et al., 2011), et, plus récemment, un module de transport réactif a été ajouté au modèle (Gatel, 2018).

L'équation de Richards 3D est utilisée pour calculer les écoulements souterrains. Elle est valide si les conditions d'application de la loi de Darcy sont respectées (milieu saturé ou non, écoulement laminaire) (Gatel, 2014) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + S_s S_w(\theta) \frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (-K(\theta) \cdot \nabla h) = \gamma \quad \text{Équation 12}$$

Avec :

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> • S_w la saturation en eau [-] • S_s le coefficient d'emmagasinement spécifique [L⁻¹] • t le temps [T] | <ul style="list-style-type: none"> • K le tenseur de conductivité hydraulique [L.T⁻¹] • γ un terme puits-source [T⁻¹] |
|--|--|

Le ruissellement de surface est déterminé à partir de l'équation d'onde de diffusion ci-dessous, cette formulation provient d'une simplification des équations de Navier-Stokes (Gatel, 2014) :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c_k \times \frac{\partial Q}{\partial s} = D_h * \frac{\partial^2 Q}{\partial s^2} + c_k * q_s(h, p) \quad \text{Équation 13}$$

Avec :

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> • Q le débit [L³.T⁻¹] • t le temps [T] • c_k la célérité de l'onde cinématique [L³.T⁻¹] • D_h la diffusivité hydraulique [L².T⁻¹] | <ul style="list-style-type: none"> • (h, p) le terme source représentant les flux de la subsurface vers la surface [L³.L⁻¹.T⁻¹] • h la lame d'eau (valable pour du ruissellement comme pour un cours d'eau) [L] |
|--|--|

2.1.2.1) PARFLOW

ParFlow est un modèle tridimensionnel de flux de surface et de flux souterrains à saturation variable (Ashby, Falgout, 1996 ; Jones, Woodward, 2001 ; Kollet, Maxwell, 2006). Il est couplé à une version adaptée du Community Land Model (CLM) qui calcul l'évapotranspiration en réalisant un bilan énergétique au niveau de la surface (Maxwell, Miller, 2005 ; Jefferson, Maxwell, 2015). L'équation de Richards 3D permet de coupler les écoulements de surface et de subsurface. CLM permet de fournir le forçage climatique du modèle, notamment les termes puits/sources de l'équation de Richards. La Figure 7 présente schématiquement le fonctionnement du modèle.

Ce modèle étant entièrement distribué et intégré, les flux modélisés entre les eaux souterraines et de surface sont réputés être précis en termes de bilan de masse, car aucune des hypothèses simplificatrices couramment utilisées par des modèles couplés ne sont utilisées. Bien que cette approche puisse être coûteuse en termes de calcul, elle permet une évaluation précise de l'ensemble des processus hydrologique entrant en jeu dans la génération des écoulements. De plus, cette méthode permet principalement aux chercheurs de mieux comprendre et caractériser

les rétroactions entre les connexions dans le système et les opérations de gestion de l'eau (Condon, Maxwell, 2013).

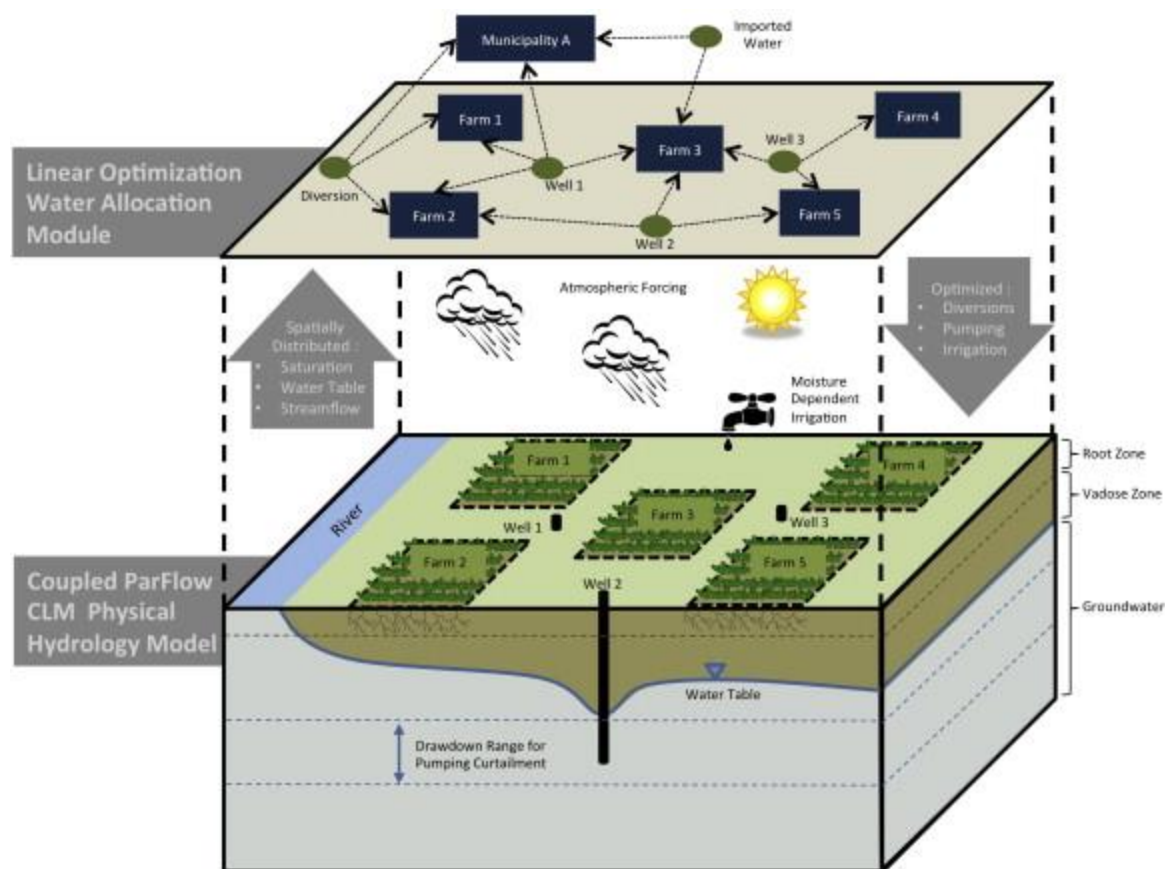


Figure 7 : Schéma fonctionnel de PARFLOW, d'après (Condon, Maxwell, 2013)

2.1.2.2) ISBA-MODCOU

Le modèle ISBA-MODCOU est issu de la fusion des deux modèles distribués ISBA et MODCOU, un modèle de surface et un modèle hydrogéologique respectivement. Le modèle ISBA est utilisé pour simuler les transferts d'eau entre la végétation, le sol et l'atmosphère en réalisant des bilans d'énergie (Noilhan, Mahfouf, 1996 ; Noilhan, Planton, 1989). La Figure 8 illustre le fonctionnement du modèle et présente les principaux flux d'eau modélisés.

Les variables de forçage du modèle sont les rayonnements solaire et atmosphérique, les précipitations (pluie, neige), la température et l'humidité spécifique de l'air à 2m du sol, la vitesse horizontale du vent à 10m du sol et la pression atmosphérique. Ces données peuvent venir de données mesurées ou estimée pour les périodes de calages ou de dégradation de modèle de prévision climatique (ceux du GIEC par exemple), pour estimer l'évolution à venir du système étudié. Le modèle réalise un bilan énergétique et un bilan hydrique, lui permettant de déterminer le drainage et le ruissellement de surface, pour chaque maille du bassin versant étudié. Le modèle dispose également d'un module de neige, lui permettant de prendre en compte l'évolution du manteau neigeux. La Figure 9 présente les principaux flux modélisés par ISBA.

Le modèle MODCOU utilise le drainage et le ruissellement générés par ISBA pour simuler le transfert de l'eau dans le bassin versant vers et dans les cours d'eau, ainsi que les écoulements dans la nappe. Ce modèle simule l'évolution spatiale et temporelle du niveau piézométrique de

l'aquifère par la résolution de l'équation de diffusivité (Ledoux et al., 1989). L'algorithme isochronique de Muskingum permet de déterminer le débit dans les cours d'eau, après détermination des échanges nappe-rivières et du routage de l'eau vers celles-ci (Habets et al., 2008).

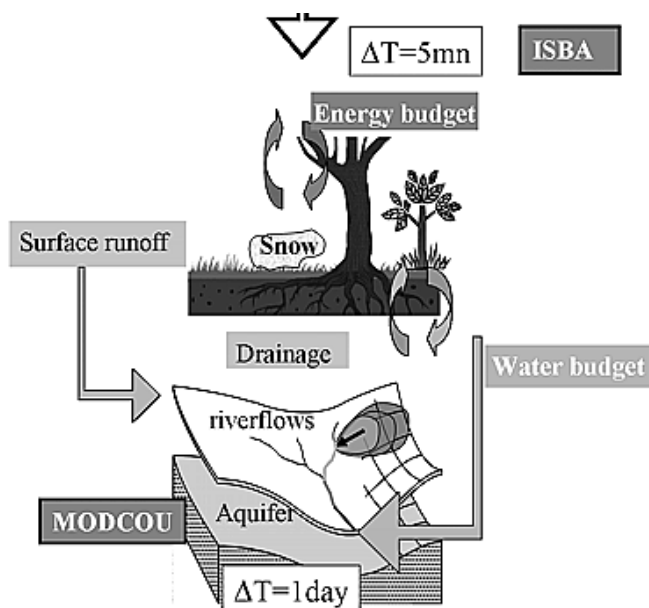


Figure 8 : Schéma fonctionnel du modèle ISBA-MODCOU, modifié de (Habets et al., 2008)

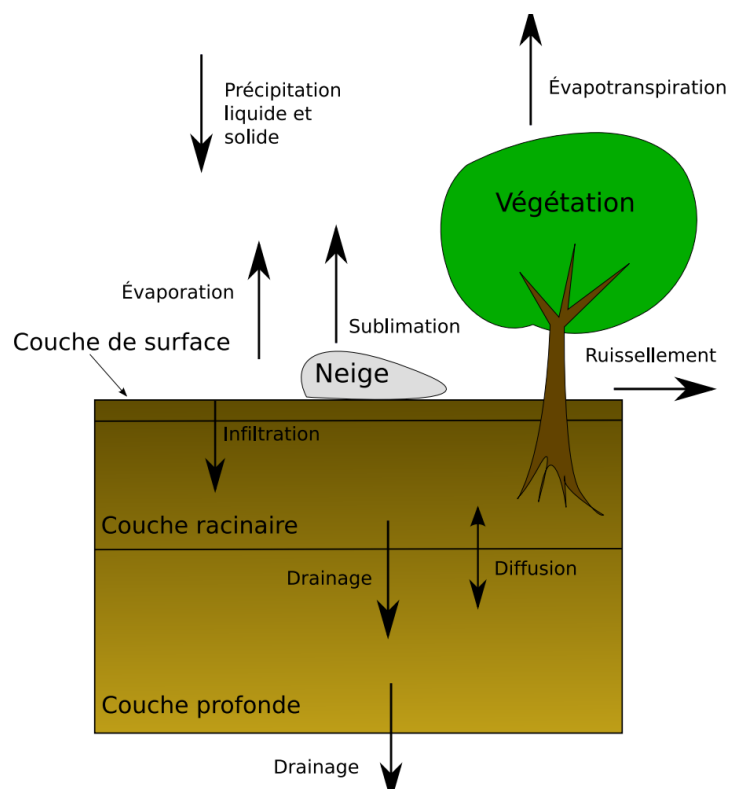


Figure 9 : Schéma fonctionnel du modèle ISBA, d'après (Thierion, 2012)

2.1.3) Les modèles physiques distribués à dimension réduite

2.1.3.1) Généralités et Principes

Dans un objectif de réduction de la complexité des modèles distribués et de diminution des temps de calculs, des approches visant à utiliser des modèles 2D en remplacement de modèles

résolvant l'équation de Richard 3D ont été créées. Initialement, pour simplifier les modèles 3D, l'hypothèse de Dupuit–Forchheimer et l'équation de Boussinesq ont été utilisées (Boussinesq, 1877 ; Brutsaert, 1994). Cependant, il a été montré par la suite que ces simplifications ne permettaient pas de prendre en compte toute la complexité des systèmes réels, l'application et l'utilisation de ces modèles étaient donc difficile voire impossible dans certains cas (Troch et al., 2003).

De nombreuses approches - essayant de coupler simplification, robustesse et applicabilité - se sont alors succédées afin de trouver une méthode permettant de pallier cette contrainte (Curtu et al., 2014 ; Sloan, 2000). Des approches basées sur l'équation de Hillslope-Storage Boussinesq ont été initialement développées (Troch et al., 2003). Cette approche basée sur la théorie de Dupuit permet d'estimer la réponse hydrologique en utilisant une représentation réelle de la géométrie du terrain. En 2007, l'implémentation de l'équation de Richards 1D a permis de mieux modéliser les flux verticaux dans la zone vadose (Hilberts et al., 2007).

Le modèle NIHM dont l'équation de subsurface 2-D provient d'une intégration rigoureuse d'une équation de Richards 3-D le long d'une direction locale perpendiculaire au fond de l'aquifère (Jeannot et al., 2018). Ce modèle permet de simuler les principaux phénomènes des écoulements physiques tout en préservant la capacité à obtenir des résultats cohérents et à décrire de manière satisfaisante le comportement général du bassin-versant (Pan et al., 2015). C'est pour ces raisons que ce modèle a été choisi pour réaliser ce stage.

3) Matériel et méthode

3.1) Le bassin versant de la Bruche

La Bruche est une rivière de moyenne montagne du bassin rhénan. Elle prend sa source au pied du sommet Climont à une altitude de 690m, à la jonction entre les Vosges gréseuses et cristallines (Schmitt et al., 2000). Sa confluence avec l'Ill, dont elle est l'affluent, se fait après 76,7 km de parcours au niveau de l'entrée du territoire de l'EMS (EuroMétropole de Strasbourg) à une altitude de 130 m. La superficie de son BV (Bassin Versant) est de 723 km², cf. Figure 10. L'aquifère y est représenté en bleu clair, le dégradé de couleur du violet au jaune rend compte de la topographie du terrain (plus la couleur est foncée plus l'altitude est importante), dont l'amplitude va de 140 à 1000 m.

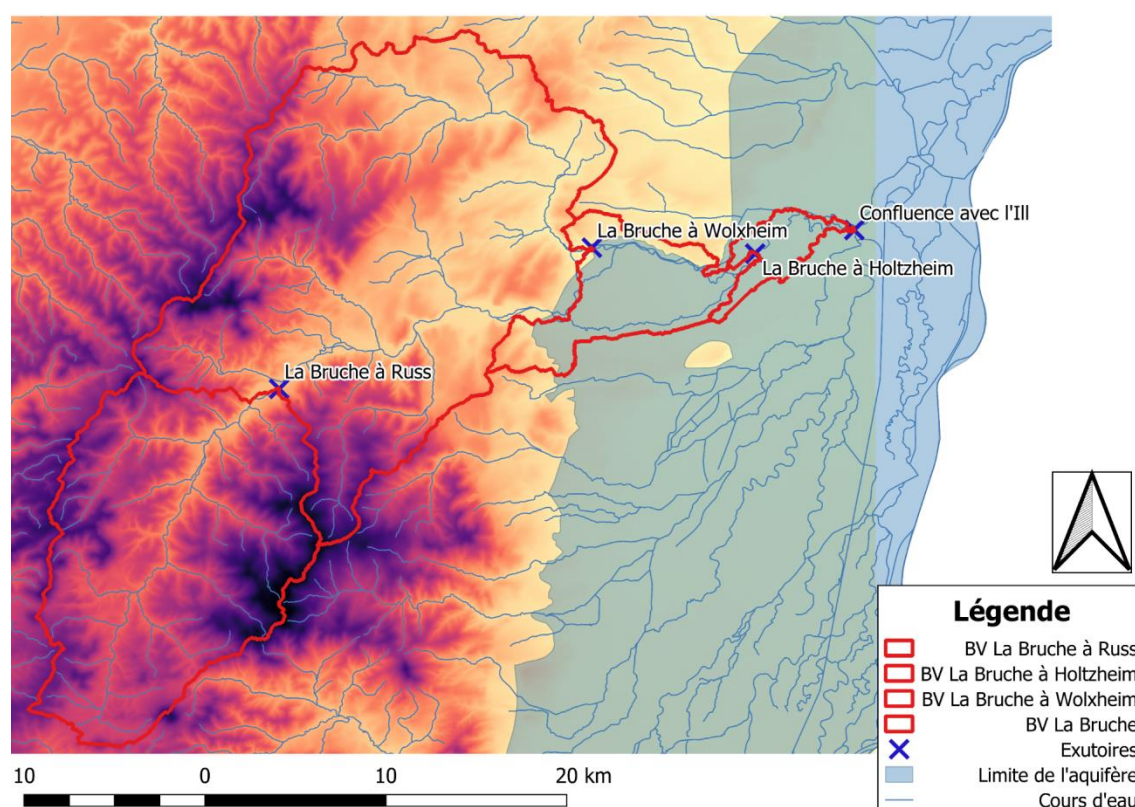


Figure 10 : Cartographie du Bassin Versant de La Bruche

Selon la classification de Köppen, le BV est soumis à un climat de type océanique Cfb tout en étant influencé par des traits continentaux (Peel et al., 2007), dû à un effet de foehn. Ainsi, la région est soumise à d'importants écarts de température saisonniers. Ces conditions climatiques imposent un régime hydrologique pluvial, les débits moyens au niveau de la station « La Bruche à Holtzheim » sont présentés en Figure 11. Ces données historiques de débit montrent une période de basses eaux de juin à octobre et une période de hautes eaux de décembre à mars.

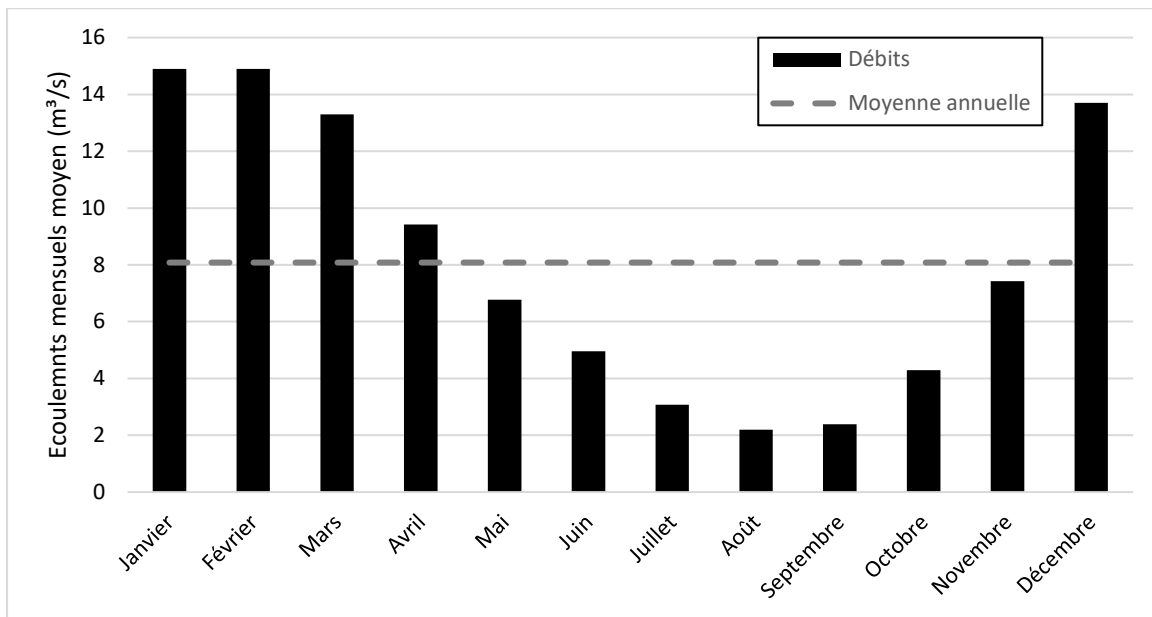


Figure 11 : Débit moyen mensuel au niveau de la station « La Bruche à Holtzheim » sur la période 1965-2019, Données : Banque HYDRO (Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie, 2015)

Un secteur de moyenne montagne des lignes de crêtes jusqu'à la ville de Mutzig et un secteur de plaine sont identifiables pour le bassin versant de La Bruche. Comme le montre la Figure 10, l'aquifère de la nappe d'Alsace débute également à niveau de la ville de Mutzig. Le secteur de montagne peut également être subdivisé en deux sous-secteurs. Le sous-secteur de la source à Schirmeck est caractérisé par une pente moyenne forte (17 ‰) et une faible largeur de lit mineur. A l'inverse, le second est identifiable par l'apparition de terrasses alluviales, une réduction de moitié de la pente, ainsi qu'un élargissement du lit mineur. Les roches poreuses de cette région, tels que les grès, permettent une certaine rétention d'eau limitant ainsi l'importance des différents événements extrêmes (crues, étiages...) (Collinet, 2007). Les fortes pentes et les faibles largeurs de lit mineur de ce secteur imposent un fond de lit de rivière composé principalement de galet.

Le secteur de la Basse-Bruche, de Mutzig à la confluence avec l'Ill, est une zone de plaine de remblaiement. La pente moyenne diminue à nouveau, elle est à présent de 1,4 ‰ à Mutzig et finit à 1 ‰ au niveau de Strasbourg (Payraudeau et al., 2010). Ainsi on constate un changement de type de sédiment présent au fond de la rivière, à présent principalement composé de cailloux et de sable. Dans ce secteur, la Bruche est régulièrement en crue et des inondations peuvent avoir lieu dès la crue décennale (Payraudeau et al., 2010).

3.2) Présentation détaillée de NIHM

Le modèle NIHM simule les écoulements de l'eau dans trois compartiments (souterrain à dimension réduite, ruissellement de surface 2D, et ruissellement de surface 1D) liés entre eux. Une présentation, de ces différentes stratégies de modélisation et des équations utilisées, est réalisée ci-dessous.

3.2.1) La stratégie de maillage

Les différents maillages du modèle sont issus d'une même grille triangulaire. Le maillage souterrain est issu d'une maille 2D identique à celui des écoulements de surface 2D, les

écoulements en chenaux se font le long des arêtes du maillage 2D, selon les directions imposées par les cotes altimétriques. La Figure 12 présente la stratégie de maillage utilisée.

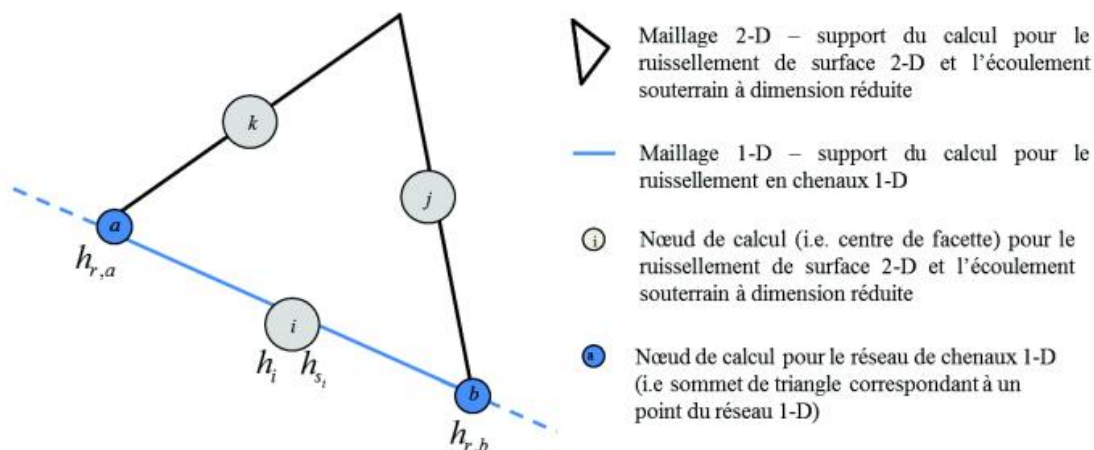


Figure 12 : Stratégie de maillage pour une résolution des trois modules en simultané, d'après (Jeannot, 2018)

Finalement, pour utiliser ce modèle, un seul maillage triangulaire 2D, ainsi que la position des rivières pour utiliser le module d'écoulement 1D sont nécessaires. Cette technique de maillage permet de simplifier les calculs d'échanges d'eau entre les compartiments du modèle.

3.2.2) Modèle souterrain à dimension réduite

L'intégration selon la direction perpendiculaire au substratum de l'équation de Richards 3D (cf. Équation 14) permet au modèle de simuler les écoulements souterrains. Les inconnues du problème sont alors la teneur en eau θ [-] et la charge hydraulique h [L].

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + S_s S_w(\theta) \frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (-K(\theta) \cdot \nabla h) = \gamma \quad \text{Équation 14}$$

Avec :

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> • S_w la saturation en eau [-] • S_s le coefficient d'emmagasinement spécifique [L⁻¹] • t le temps [T] | <ul style="list-style-type: none"> • K le tenseur de conductivité hydraulique [L.T⁻¹] • γ un terme puits-source [T⁻¹] |
|--|--|

Après intégration et en faisant l'hypothèse que le substratum est parallèle à la surface (comme illustré Figure 13) l'équation devient alors la suivante :

$$\int_{z_b}^{z_s} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + S_s S_w(\theta) \frac{\partial h}{\partial t} \right) dz + \int_{z_b}^{-z_s} (\nabla \cdot (-K(\theta) \cdot \nabla h)) dz = \int_{z_b}^{-z_s} \gamma dz \quad \text{Équation 15}$$

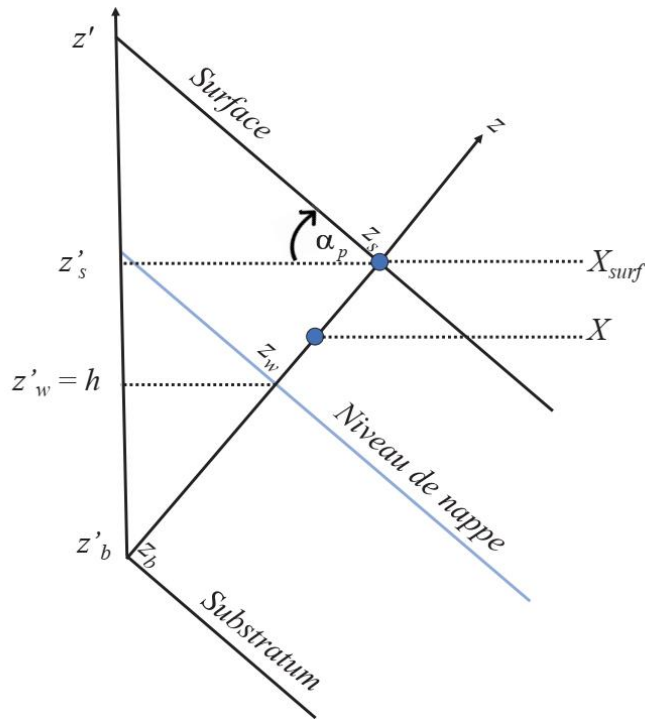


Figure 13 : Eléments de formalisme de l'intégration de l'équation de Richard 3D, d'après (Jeannot, 2018)

Cette intégration suppose aussi que les écoulements sont principalement parallèles au substratum et il y a un équilibre hydrostatique instantané perpendiculairement au substratum. L'équation aux dérivées partielles non linéaires est résolue par la méthode de Newton Raphson (Jeannot, 2018).

3.2.3) Modèles de surface

Les écoulements de surface 2D sont décrits par un modèle dit onde diffusive (Di Giammarco et al., 1996) obtenu par simplification de l'équation de Saint Venant (Abbott et al., 1986).

L'équation ainsi obtenue est une équation aux dérivées partielles semblable à celle du module d'écoulement souterrain. Cependant une attention particulière est portée sur le fait que la hauteur d'eau est toujours positive. En effet, dans le cas contraire qui n'a aucun sens physique, des problèmes de convergence et de stabilité peuvent avoir lieu (Costabile, 2012). Le choix des concepteurs de NIHM a été de réaliser une vérification de l'ensemble des centres des arêtes de discrétisation à chaque pas de temps afin d'imposer une hauteur nulle en cas de résultat négatif et de réduire légèrement la hauteur d'eau dans les éléments adjacents tout en préservant le bilan de masse local (Jeannot, 2018).

Les écoulements en chenaux/canaux 1D sont décrits en utilisant la même simplification des équations de Saint Venant pour obtenir une équation d'onde diffusive dans un canal 1D trapézoïdal non symétrique selon le modèle physique de (Pan et al., 2015) modifié par (Jeannot, 2018).

3.2.4) Flux d'échanges entre les compartiments

3.2.4.1) Echange d'eau entre les modules

3.2.4.1.1) Les échanges d'eau entre les compartiments de surface

Les échanges de surface sont décrits par deux équations de seuil (une dans le cas noyé et l'autre sinon).

$$Q_{E_{x,1D \Leftrightarrow 2D}}(\text{dénoyé}) = C_d \frac{4}{3} \sqrt{2g} (H_u - Z_{Bank})^{3/2} \quad \text{Équation 16}$$

$$Q_{E_{x,1D \Leftrightarrow 2D}}(\text{noyé}) = C_d \frac{4}{3} \sqrt{2g(H_u - H_d)} (H_u - Z_{Bank}) \quad \text{Équation 17}$$

Avec :

- $Q_{E_{x,1D \Leftrightarrow 2D}}$ flux d'échange par unité de longueur [L².T⁻¹]
- C_d Coefficient de seuil [-]
- g accélération de pesanteur [L.T⁻²]
- H_u et H_d niveaux d'eau à l'amont et à l'aval du seuil [L]
- Z_{Bank} côte des berges du chenal [L]

3.2.4.1.2) Echange entre le ruissellement 1-D et le compartiment souterrain à dimension réduite

Ce flux d'échange provient d'une formulation proposée par (Jeannot, 2018), il s'exprime en deux équations en fonction de la hauteur d'eau souterraine et de la profondeur de sédiment dans la rivière.

$$Q_{E_{x,1D \Leftrightarrow s_{out}}} = P \cdot K_{sed} \frac{(h_r + z') - h}{m_r} f_l \quad (h > z' - m_r) \quad \text{Équation 18}$$

$$Q_{E_{x,1D \Leftrightarrow s_{out}}} = P \cdot K_{sed} \frac{(h_r + z') - (z' - m_r)}{m_r} f_l \quad (h \leq z' - m_r) \quad \text{Équation 19}$$

Avec :

- $Q_{E_{x,1D \Leftrightarrow s_{out}}}$ flux d'échange par unité de longueur entre les modules [L².T⁻¹]
- P périmètre mouillé de la rivière [L]
- K_{sed} conductivité hydraulique à saturation des sédiments fins [L.T⁻¹]
- h_r épaisseur de la lame d'eau dans le module 1D [L]
- z' cote topographique du fond de la rivière [L]
- h cote piézométrique du module souterrain [L]
- m_r épaisseur de la couche de sédiment fin [L]
- f_l fonction permettant de limiter le flux dans le cas où le nœud de calcul 1D est à sec

3.2.4.1.3) Echange entre le ruissellement 2-D et le compartiment souterrain à dimension réduite

Les échanges entre le ruissellement de surface 2-D et le milieu souterrain à dimension réduite sont calculés à l'aide d'un coefficient d'échange du 1er ordre (Liggett et al., 2012), la formulation provient du modèle Hydrogéosphère (Therrien et al., 2010), à laquelle la théorie Horton a été introduite permettant la représentation des écoulements quand la capacité d'infiltration du sol a été atteinte. La formulation finale utilisée est présentée par l'Équation 20.

$$Q_{E_{x,2D} \Leftrightarrow SS} = K_{interface} \cdot \left[1 + \left(\frac{f_0}{f_c} - 1 \right) e^{-C_h t_{xt}} \right] \frac{h_{surf2D} - \max(h, z_c)}{e} \cdot k_r \quad \text{Équation 20}$$

Avec :

- $Q_{E_{x,2D} \Leftrightarrow SS}$ flux d'échange par unité de longueur entre les modules [$L^2.T^{-1}$]
- h_{surf2D} côte de la surface libre du ruissellement [L]
- h élévation du niveau de la nappe [L]
- z_c cote topographique de la fin de la couche d'interface [L]
- $K_{interface}$ conductivité à saturation [$L.T^{-1}$]
- k_r prise en compte que la conductivité de la couche ne soit pas toujours égale à la conductivité à saturation $K_{interface}$ [-]
- f_0, f_c, C_h coefficients de Horton [$L.T^{-1}$], [$L.T^{-1}$], [T^{-1}]
- t_{xt} durée du temps pluvieux [T]

3.3) Stratégie de modélisation

3.3.1) Maillage du site d'étude

Le bassin versant d'étude s'étend de la ligne de crête de la Bruche jusqu'à la station de mesure hydraulique de Holtzheim. Les logiciels QGIS et GMSH ont été utilisés pour générer le maillage triangulaire 2D nécessaire pour utiliser NIHM. QGIS et son module GRASS ont permis de représenter le bassin versant à partir du MNT de la zone d'étude, ainsi que la création des points d'intérêts nécessaire au modèle (position des conditions aux limites, type de sol, linéaire des cours d'eau...). Le second logiciel a permis de construire le maillage du modèle.

La carte ci-dessous présente le résultat du travail préliminaire de construction du modèle. Elle comporte plusieurs éléments essentiels pour la modélisation à savoir l'élévation du sol, le réseau hydrographique et les conditions aux limites du bassin versant.

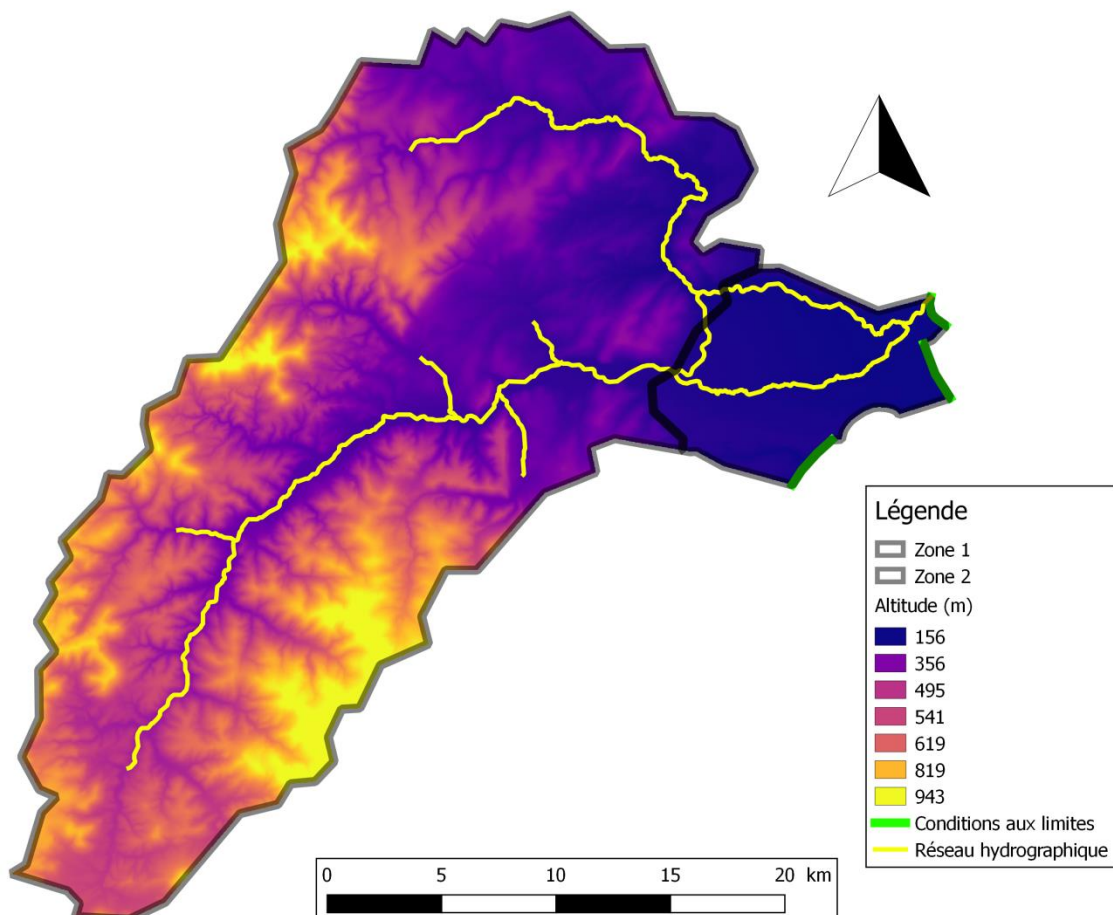


Figure 14 : Préparation du bassin sous QGIS

Les conditions aux limites pour la hauteur piézométrique de la nappe ont été obtenues à partir de la campagne de mesure de l'APRONA réalisée en 2009. Cette campagne a permis d'affiner légèrement les contours du modèle pour obtenir des conditions limite de flux nuls et trois lignes de charges imposées, représentée ci-dessous en vert, en partant du Sud jusqu'au Nord, de 151, 143 et 141 m respectivement. De plus, les deux zones représentées sur la Figure 14 sont issues du croisement entre les couches de présences de l'aquifère (source IGN) et de l'étendue de la zone d'étude. Cette séparation permet d'ajuster indépendamment les paramètres du sol de ces zones.

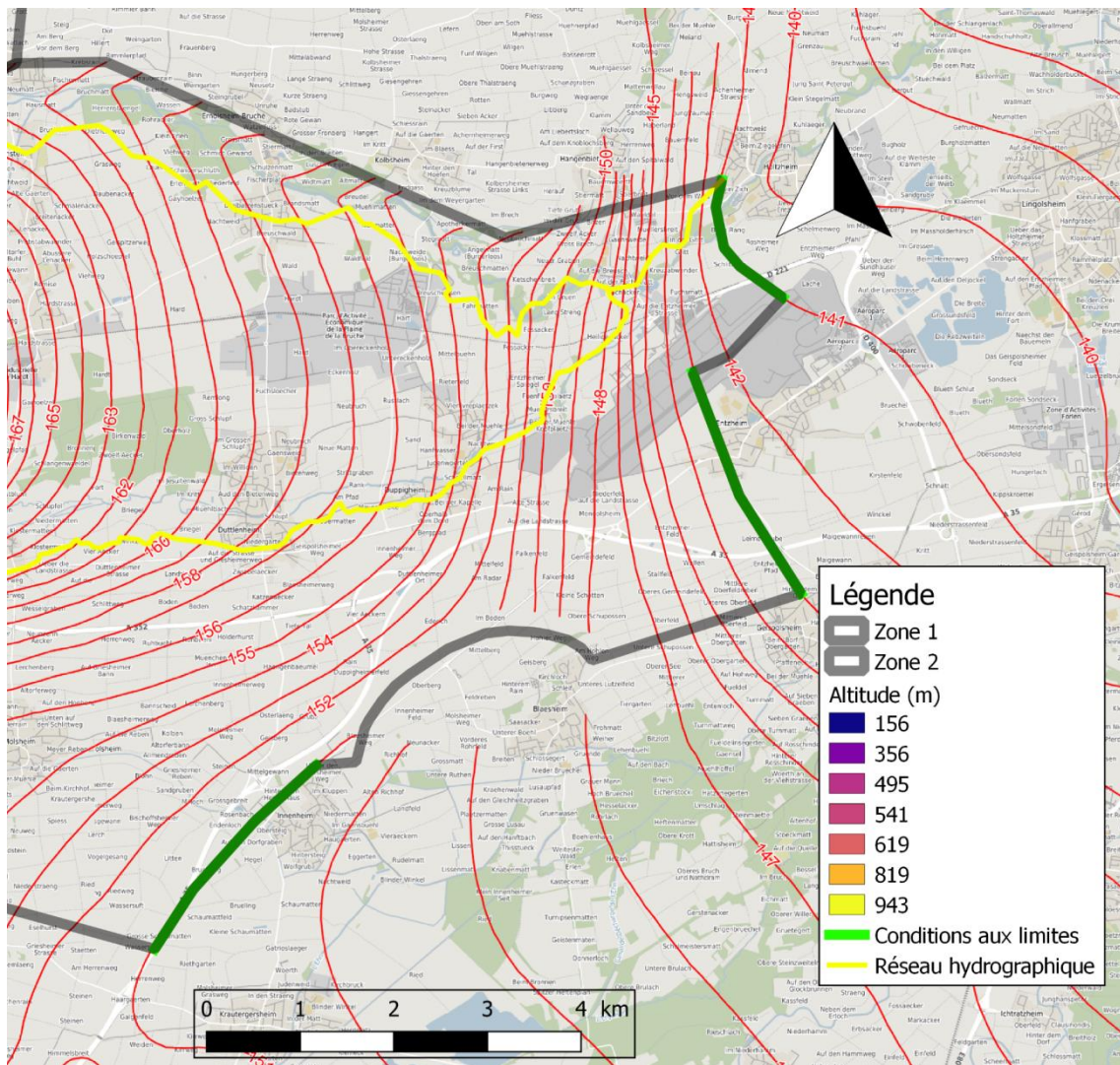


Figure 15 : Niveaux piézométriques mesurés par l'APRONA en mai 2009, modifié (APRONA, 2009)

L'utilisation et l'adaptation d'un code Python développé initialement par un post-doc du laboratoire a permis de prendre en compte l'ensemble de ces contraintes et de construire un maillage. La Figure 16 présente le maillage final utilisé dans cette étude. On remarque qu'il a été raffiné au niveau des points et zones d'intérêts comme par exemple les cours d'eau et les limites du bassin dans sa partie aval.

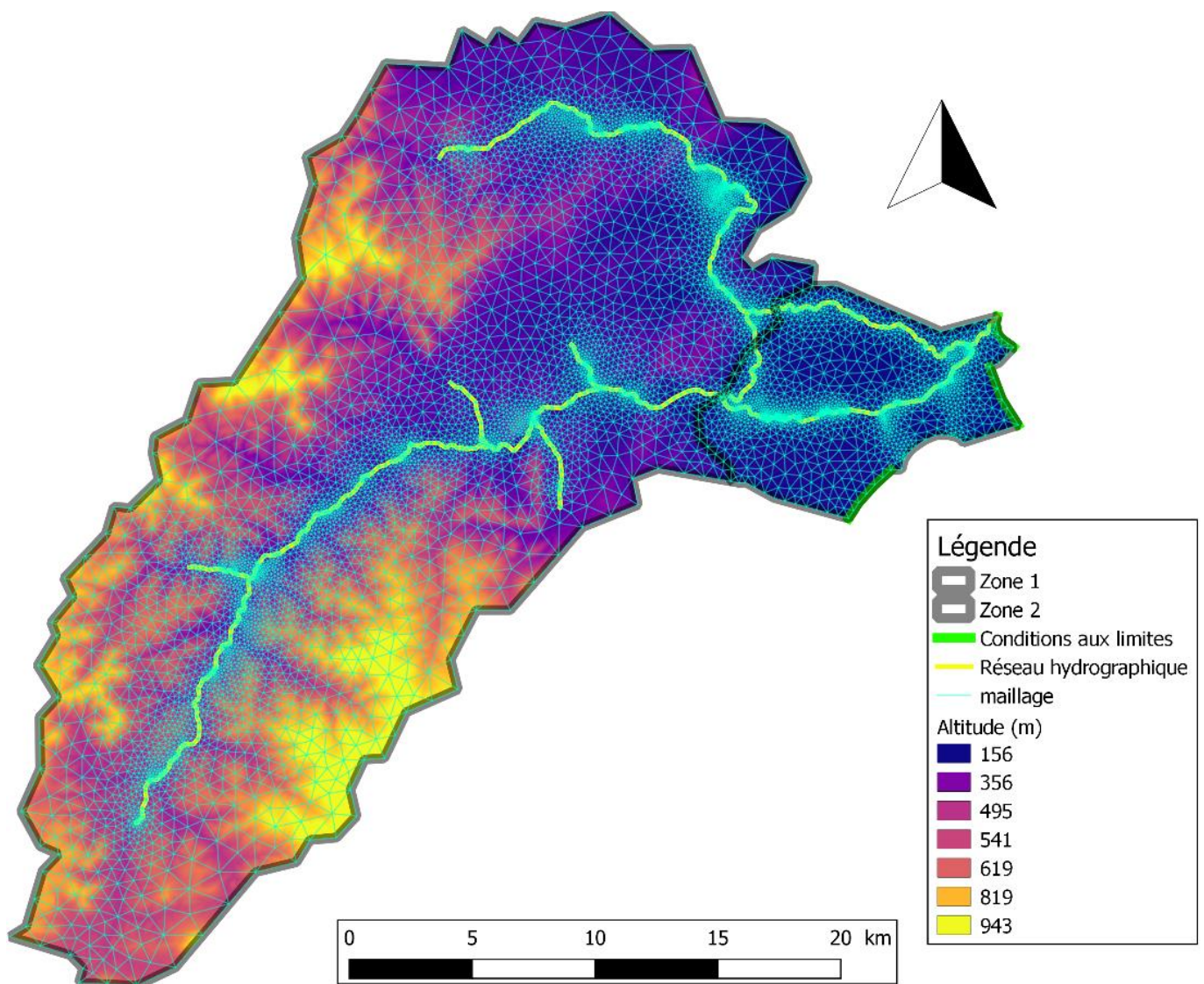


Figure 16 : Maillage final du bassin versant

3.3.2) Calage du modèle

Le calage est une étape indispensable pour utiliser le modèle NIHM. En effet, sans lui, il est impossible de tirer une conclusion pertinente des résultats du modèle. Cette étape permet de régler et d'affiner ces différents paramètres, afin de reproduire les débits et charges observés pendant la période de calage. L'année 2007 a été utilisée pour réaliser le calage du modèle, l'utilisation d'une seule année ou de plusieurs mois permet de réduire les temps de calcul et donc la durée de la phase de calage.

3.3.2.1) Estimation des forçages climatiques

Le fonctionnement du modèle NIHM est en partie basé sur un forçage climatique, le flux de recharge de son compartiment souterrain. Les données SAFRAN provenant de Météo-France donne l'ensemble des paramètres climatiques nécessaire à son calcul (pluie, rayonnement, vitesse du vent, température...). En admettant que le ruissellement est nul, ce flux est composé de la pluie moins l'évapotranspiration. Il a été choisi d'utiliser une « station météo fictive » qui est positionnée en amont de la zone d'étude. Cette position permet d'obtenir une bonne description des épisodes orageux de moyenne montagne.

Les données climatiques SAFRAN ne fournissent pas d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Dans le cadre de ce travail, plusieurs formulations d'ETP ont été essayées (Penman, FAO, Penman-Monteith, Priestley-Taylor, McNaughton-Black) afin de déterminer celle qui correspondait le mieux au bassin versant de la Bruche. Suite à ces tests, la méthode FAO a été retenue car elle permet de mieux représenter l'ensemble des débits observés. L'ETP est alors donnée par la formule suivante :

$$ETP(mm/j) = \frac{0,408 \cdot \Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273} u_2 \delta_e}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_{10})} \quad \text{Équation 21}$$

Avec :

- Δ pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température de l'air T_a [$M.L^{-1}.T^{-2}.K^{-1}$]
- R_n Rayonnement net R_n au-dessus de la canopée [$M.T^{-3}$]
- G densité du flux de chaleur dans le sol [$M.T^{-3}$]
- γ constante psychrométrique [$M.L^{-1}.T^{-2}.K^{-1}$]
- C_n coefficient empirique ($900 j^{-1}$) [T^{-1}],
- C_d coefficient empirique (0,34 pour les périodes quotidiennes, 0,96 la nuit et 0,24 le jour pour les périodes horaires ou plus courtes) [-]
- u_2 vitesse du vent corrigée à 2 m [$L.T^{-1}$]
- δ_e déficit de saturation de la masse d'air au niveau z [$M.L^{-1}.T^{-2}$]

La Figure 17 présente le débit mesuré au niveau de la station de mesure à l'exutoire du modèle, ainsi que la pluie fournie par SAFRAN et les différents modèles d'ETP arrivant dans le bassin versant en m/s.

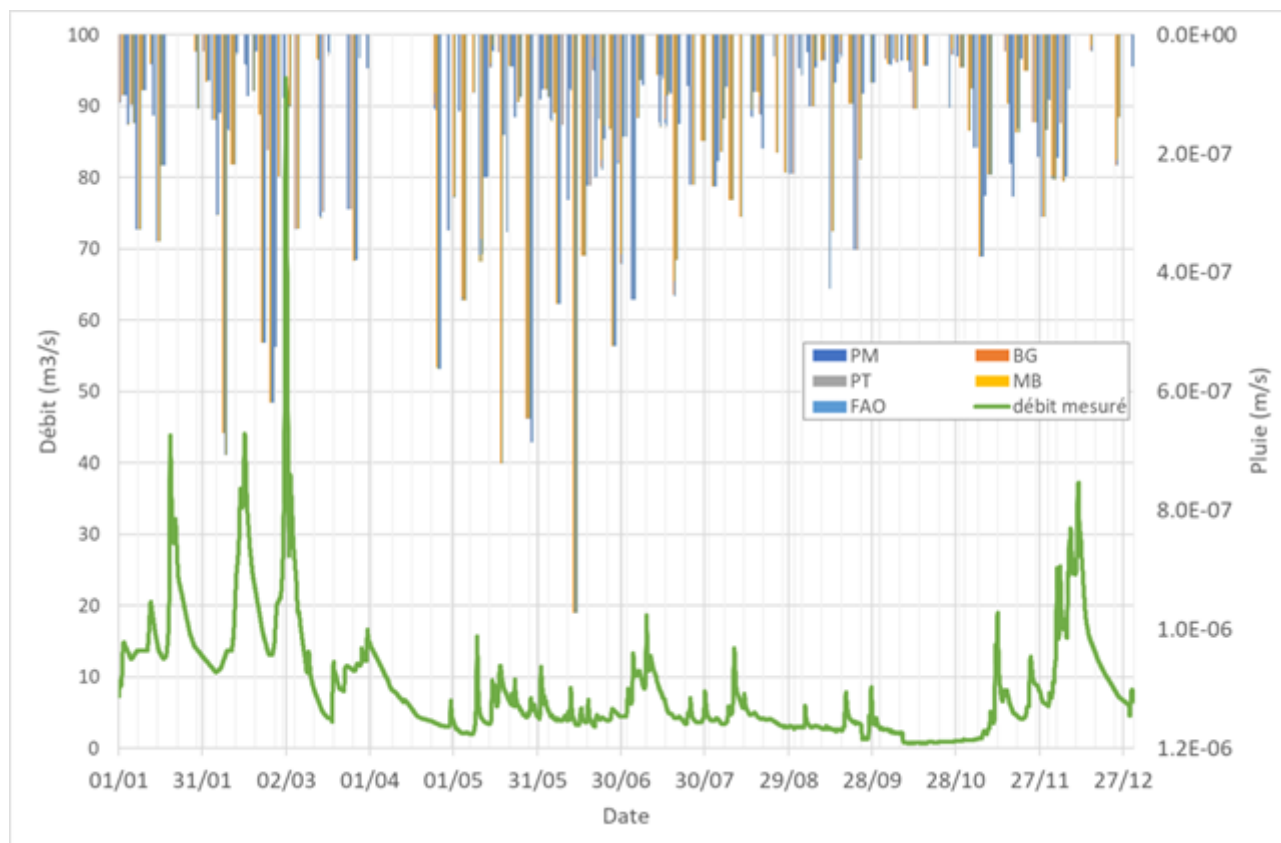


Figure 17 : Estimation de la pluie de l'année 2007 selon plusieurs méthodes de calcul de l'ETP

L'évapotranspiration réelle ETR et la recharge de nappe ont été estimés par calage de GR4J (voir § 2.1.1.2) et en utilisant les pluies et ETP évoquées précédemment.

La variable P_r représente alors le flux recharge, la Figure 18 présente celui utilisé pour le calage du modèle.

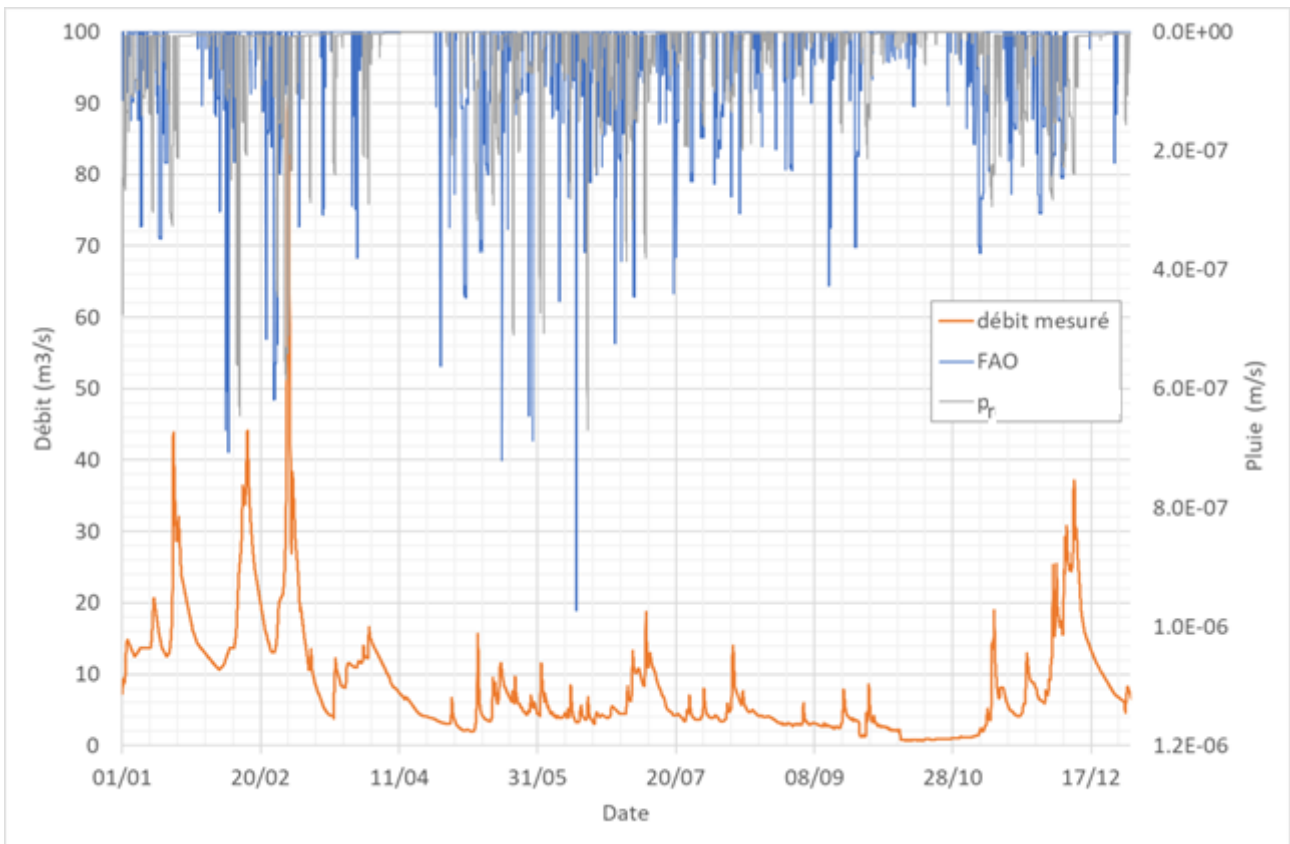


Figure 18 : Flux de recharge utilisé pour le calage du modèle (2007)

3.3.2.2) Méthodologie de calage du modèle NIHM

Les différentes caractéristiques physiques des cours d'eau et du sol doivent être renseignées pour faire fonctionner le modèle NIHM. Pour ce faire, en partant de caractéristique d'un sol similaire à celui de la Bruche, un calage manuel sur l'ensemble des variables a été réalisé. Pour chaque variable ajustée, une simulation sur la période Septembre – Décembre 2007 a été effectuée. En fonction des résultats de celle-ci, d'autres ajustement sont réalisés jusqu'à l'obtention d'une solution acceptable.

Cette méthode de calage s'est avérée très longue en raison de temps de calcul relativement élevé pour chaque simulation. Mais elle m'a permis de mieux comprendre le fonctionnement du modèle, ainsi que sa sensibilité à certaines variables.

3.3.2.3) Caractéristiques des cours d'eau

Dans un premier temps, je me suis intéressé aux caractéristiques mesurables du cours d'eau., En utilisant l'outil Géoportail, j'ai pu renseigner leur largeur en réalisant une moyenne pondérée pour chaque tronçon de rivière, les limitations des tronçons étant fixées par les différentes confluences du réseau hydrographique. Les berges ont été considérées inclinées à 90. La Figure 19 et le Tableau 1 récapitule les valeurs retenues pour ce paramètre. La pente des berges n'a pas

pu être observée par une visite sur le terrain et n'ayant que peu d'impact sur le résultat, elle a donc été fixée à 90°.

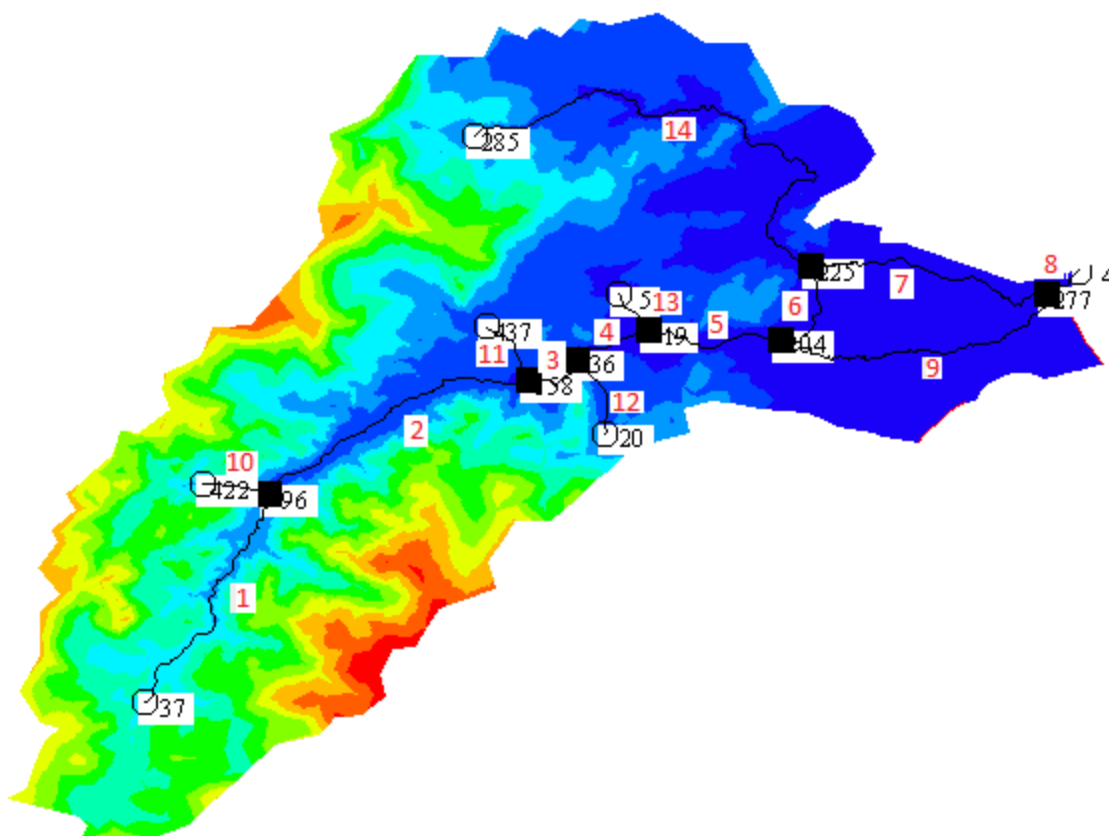


Figure 19 : Carte numérotée des tronçons du modèle (en rouge)

Tableau 1 : Largeur de chaque tronçon

Tronçon n°	Largeur (m)	Tronçon n°	Largeur (m)	Tronçon n°	Largeur (m)
1	6	2	11,5	3	15
4	18	5	21	6	24,5
7	24,5	8	21	9	4,5
10	4	11	4,5	12	5,5
13	4	14	7	-	-

Ensuite l'hypothèse selon laquelle l'ensemble des cours d'eau ont les mêmes caractéristiques physiques a été admise, permettant ainsi de réduire fortement le nombre de paramètres indépendants à ajuster. Les autres variables de calage des cours d'eau du modèle utilisées dans le modèle sont présentées dans le Tableau 2.

Tableau 2 : Listes des variables de caractérisation des cours d'eau utilisée dans le modèle

Variable	dimension	Valeur	description
Ksed	$m.s^{-1}$	0.90E-3	Conductivité hydraulique à saturation des sédiments
m_r	m	0.05	Epaisseur de la couche de sédiment fin
n	$s.m^{-1/3}$	0.04	Coefficient de Strickler (1/Ks)
Zbank	m	1.00	Élévation de la berge au-dessus de la surface du sol
Q_i	$m^3.s^{-1}$	0.00	Débit d'eau injecté au niveau de la source du cours d'eau i

3.3.2.4) Caractéristiques du sol

Le calage des caractéristiques du sol a été réalisé en deux étapes. Dans un premier temps, une approximation sur le type de sol dominant dans les deux zones d'étude a été réalisée. En estimant le type de sol (argile, limon, sable...) il est possible de faire une première estimation de ces paramètres. Dans un second temps, ils sont ajustés pendant la phase de calage par essais-erreurs. Comme indiqué dans la présentation du site d'étude, le fond des rivières est principalement composé de galet et de sable fin.

Comme présenté dans la partie maillage, la zone d'étude a été séparée en deux parties, en fonction de la présence ou non de l'aquifère de la nappe d'Alsace. Ces deux zones ont donc fait l'objet d'un calage différent permettant de reproduire au mieux leurs particularités. Il existe 10 paramètres de calage du sol pour faire fonctionner le modèle qui sont présentés dans le Tableau 3. Le Tableau 4 présente le résultat de la phase de calage. Pour rappel, la zone 2 est la partie basse de la zone d'étude qui est dans l'aquifère de la nappe rhénane.

Tableau 3 : Listes des variables de caractérisation des sols

Variable	dimension	description
Epaisseur	[L]	Epaisseur de sol permettant des écoulements d'eau
Ksat	[L.T ⁻¹]	Conductivité hydraulique à saturation
Rn	[-]	1 ^{er} Paramètre adimensionnel de Van Genuchten
Lambda	[-]	2 ^{ème} Paramètre adimensionnel de Van Genuchten
Alpha	[L ⁻¹]	Paramètre alpha de Van Genuchten ces paramètres permettent de moduler la conductivité du sol en fonction de la charge.
S_{wc}	[-]	Porosité du sol
r_{wc}	[-]	Saturation résiduelle
Storage	[L ⁻¹]	Coefficient d'emmagasinement permettant de prendre en compte le phénomène de nappe captive
Aniz	[-]	Coefficient anisotrope entre la direction principale et la direction secondaire
Angle	[rad]	Angle qui définit la direction de l'anisotropie

Tableau 4 : Résultat du calage des paramètres des sols

Zone	Epaisseur (m)	Ksat (m.s ⁻¹)	Rn [-]	Lambda [-]	Alpha (m ⁻¹)	S _{wc} [-]	r _{wc} [-]	Storage (m ⁻¹)	Anis. [-]	Angle (rad)
1	8	1.14E-05	2.68	0.5	8.5	0.2	0.01	1.00E-05	1	0
2	20	1.14E-05	2.68	0.5	8.5	0.2	0.01	1.00E-04	1	0

3.3.3) Impacts hydrologiques du changement climatique

De nombreux organismes s'intéressent au changement climatique et à ses impacts potentiels sur la nature et les activités humaines. Dans ce travail de fin d'étude, les prévisions du GIEC et leurs interprétations par Météo-France pour en faire des données climatiques (température, pluie, vent...) à l'échelle journalière et une échelle spatiale de 8km x 8km ont été utilisées pour générer les données de forçage du modèle. Cette solution permet d'étudier des scénarios reconnus scientifiquement dans le monde. Comme pour la génération des forçages de la partie calage l'évapotranspiration réelle et le flux de recharge ont été calculés et ajustés à l'aide du modèle GR4J déjà construit.

Afin d'obtenir un éventail de résultats couvrant de nombreux cas possibles, deux scénarios ont été analysés. Le premier est le scénario A1B qui est selon le GIEC le plus probable, le second est le scénario A2 dans le cas d'un réchauffement climatique très important (Field, Barros, 2014 ; Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat et al., 2015). La Figure 20 présente les cumuls annuels des chroniques de pluie sur la période 1950 à 2100.

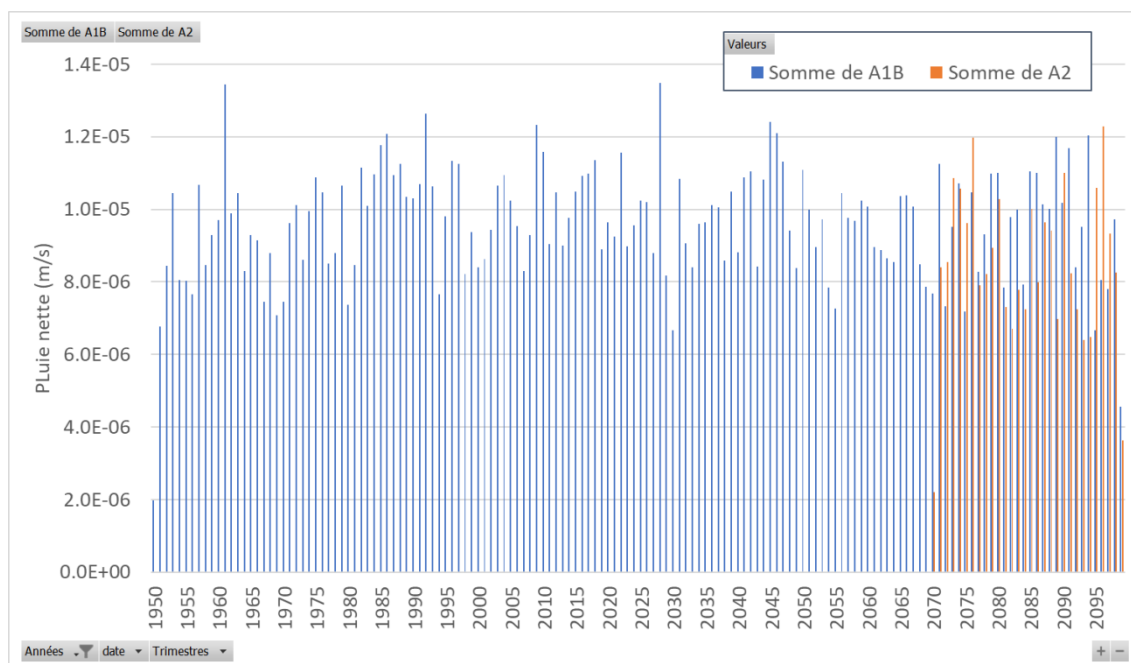


Figure 20 : Chronique de pluie sur la période 1950 – 2100 (scénario A1B et A2 du GIEC)

L'analyse des cumuls, des maximums et des minimums qu'elle soit faite à l'échelle annuelle, trimestrielle ou mensuelle ne permet pas de tirer de conclusion sur l'impact du changement climatique à l'horizon 2100. De même, aucune tendance de diminution ou d'augmentation de la quantité d'eau arrivant dans le bassin versant n'est remarquable. Cependant, la comparaison interannuelle de ces scénarios permet de mettre en évidence une modification des fréquences des événements extrêmes. En effet, à volume de pluie semblable sur une année comme en 2090, on observe que les orages sont particulièrement plus violents et fréquents dans le scénario A2, comme le montre la Figure 21.

Il est donc attendu que les débits présentent des périodes plus extrêmes d'étiage et de hautes eaux pour le scénario le moins optimiste. Une comparaison entre les pluies nettes de 2007 et 2090 a aussi été réalisée sur la Figure 21. Elle remet en évidence que l'impact du changement climatique sur le bassin versant est difficilement détectable en utilisant uniquement la fréquence d'occurrence de certains événements climatiques. C'est pourquoi une modélisation du bassin versant utilisant les résultats de ces scénarios climatiques a été réalisée.

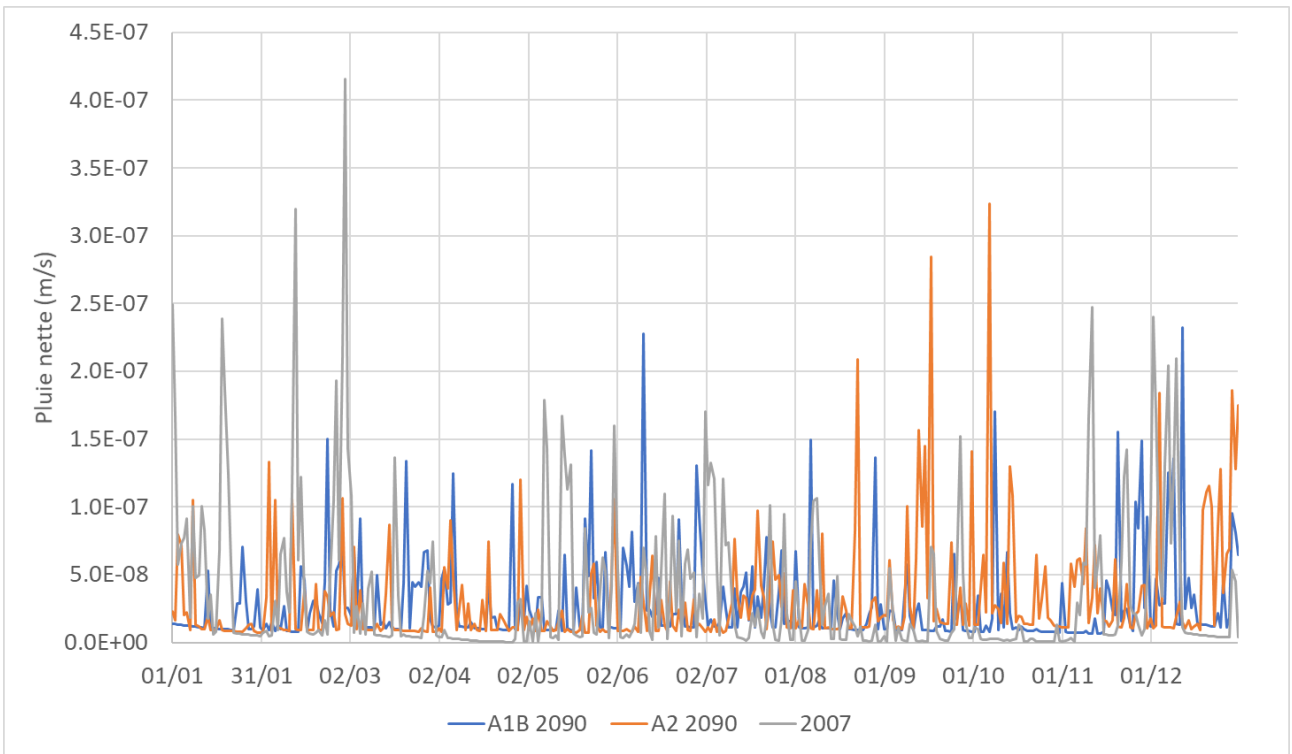


Figure 21 : Comparaison des chroniques de pluie de l'année 2090 (scénario A1B et A2)

4) Résultats

4.1) Résultats du calage

Le calage effectué sur la période de septembre à décembre 2007 a permis de reproduire les crues automnales ainsi que d'obtenir le niveau de la nappe et la disponibilité de la ressource à cette période. Plusieurs indicateurs permettent de valider le résultat obtenu comme l'hydrogramme obtenu comparé à celui de la station de mesure située à Holtzheim et la carte des niveaux piézométriques qui doivent être cohérent avec les données observées dans le secteur.

Cette étape a nécessité beaucoup de temps pour obtenir un résultat acceptable. En effet, comme le montre la Figure 22 et la Figure 23, présentant la réponse du modèle pendant le calage, le modèle peut donner des résultats cohérents sur la charge dans l'aquifère, tout en ne reproduisant pas correctement les débits observés. Les dates des cartes du niveau piézométrique sont indiquées en haut à gauche de chaque figure.

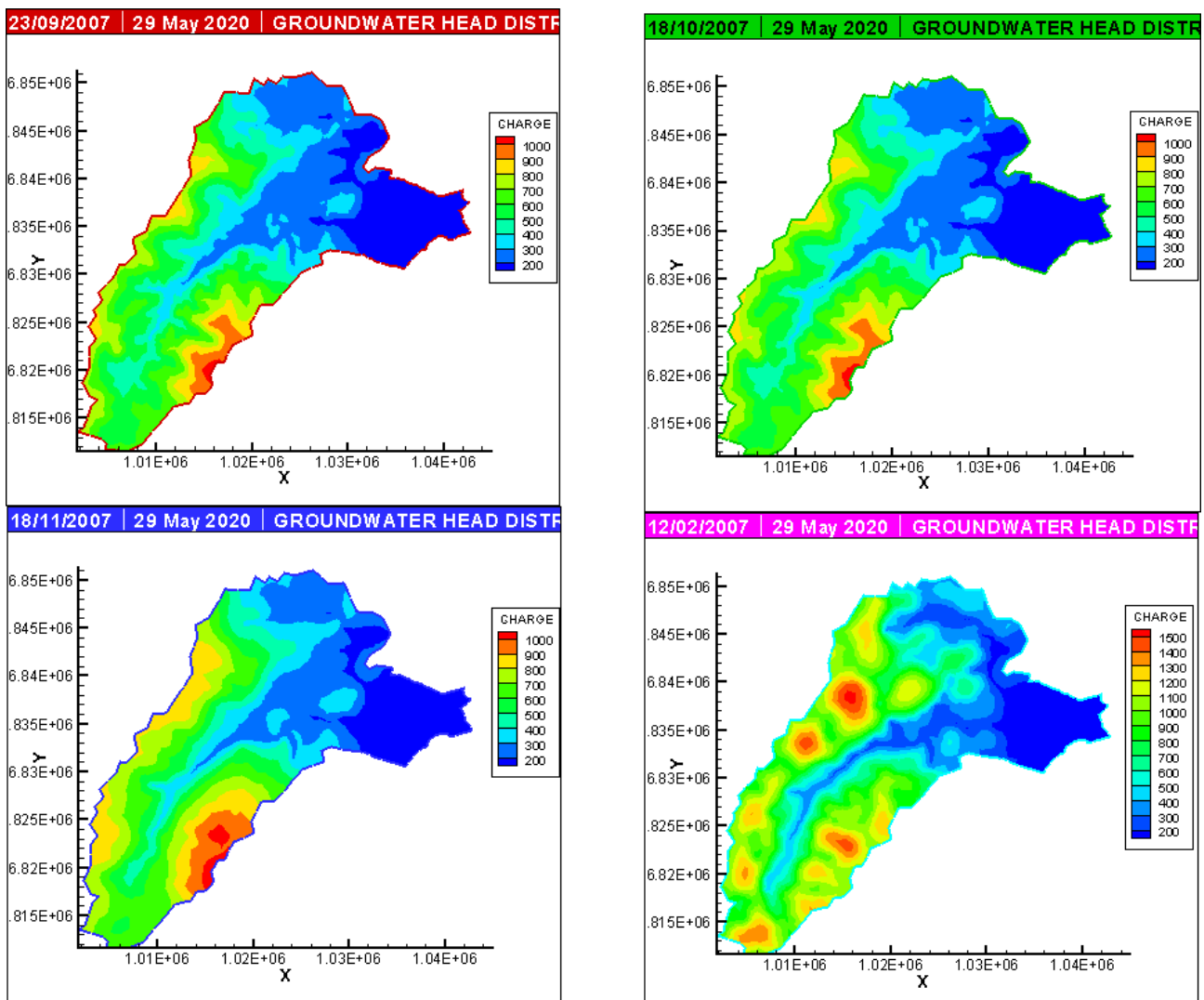


Figure 22 : Charge piézométrique dans le bassin versant, pendant la phase de calage

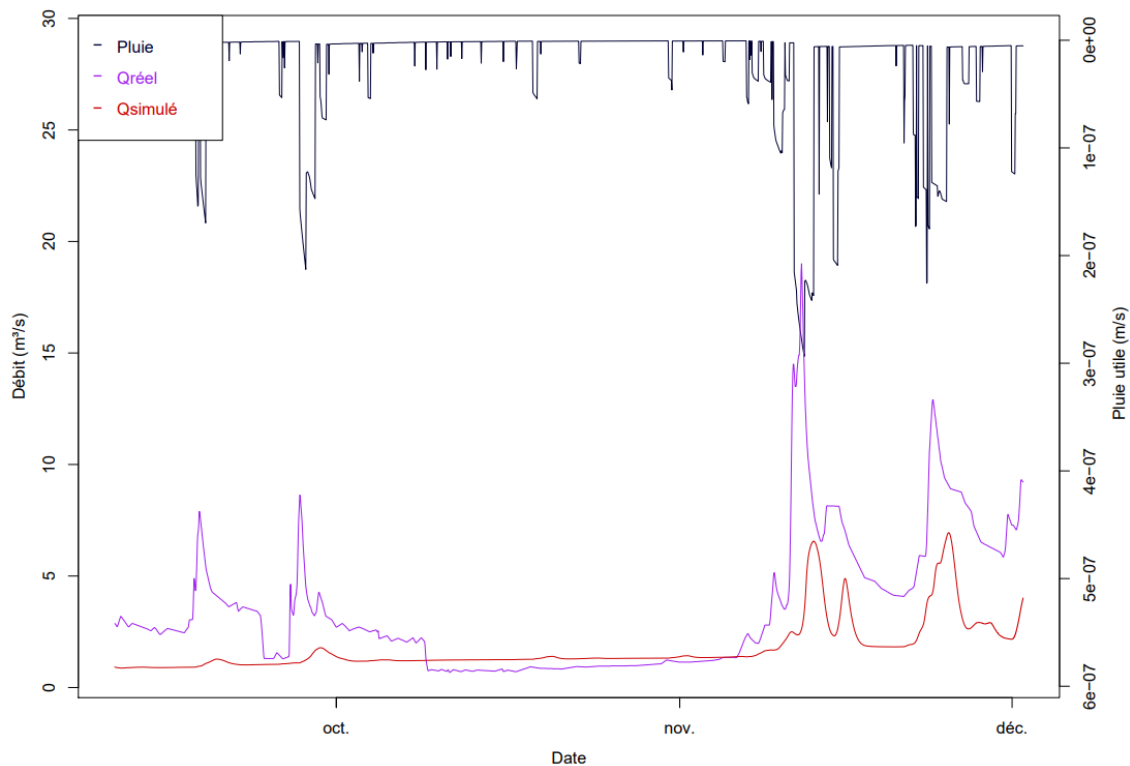


Figure 23 : Hydrogramme obtenu à l'exutoire pendant le calage

Finalement le résultat retenu a permis d'obtenir des résultats en adéquation avec les données mesurées à niveau de la station de mesure. La Figure 24 présente la répartition des charges au sein du bassin versant et la Figure 25 représente l'hydrogramme sur la période septembre – décembre 2007.

L'hydrogramme de la Figure 25 montre qu'il existe une phase de mise en route du modèle jusqu'à mi-septembre pendant laquelle l'impact des conditions initiales est fortement perceptible. Puis dans un second temps le modèle arrive, dans la mesure du possible, à reproduire les débits observés pendant cette période.

Néanmoins, le calage ne permet pas de reproduire correctement l'évolution du débit et ce pour plusieurs raisons possibles classés par ordre d'importance :

- La simplification trop poussée du modèle : modèle intégré, tout est homogène alors que de nombreuses caractéristiques peuvent varier : les épaisseurs de sol, les pluies, le coefficient de Manning, les épaisseurs de sédiments, le type de sédiment...
- La recharge est calée avec GR4J, un modèle de conception différente, donc elle aussi peut être remise en question
- Les d'activités anthropiques et/ou des bassins de rétention peuvent causer des modifications du débit mesuré.
- L'existence d'erreurs de mesure des débits réel par exemple la forte chute de débit du début octobre ou encore la crue écrêtée mi-novembre (source d'erreur très faible par rapport aux autres).

Le calage ainsi retenu permet de représenter relativement correctement les crues de début novembre et surestime les suivantes. Les cartes des charges dans le sol (cf. Figure 24) donnent l'explication selon laquelle le modèle a tendance ne pas retenir assez d'eau en subsurface tout en augmentant très fortement les charges dans le sol pendant les épisodes pluvieux. La date de

modélisation de ces cartes est indiquée en haut à gauche des figures. Ce phénomène peut expliquer la surestimation du débit à l'exutoire pour les crues suivantes.

Toutefois, en raison d'un manque de temps et dans le but de pouvoir fournir tout de même des résultats, des simulations sur le changement climatique ont été réalisées avec ces paramètres.

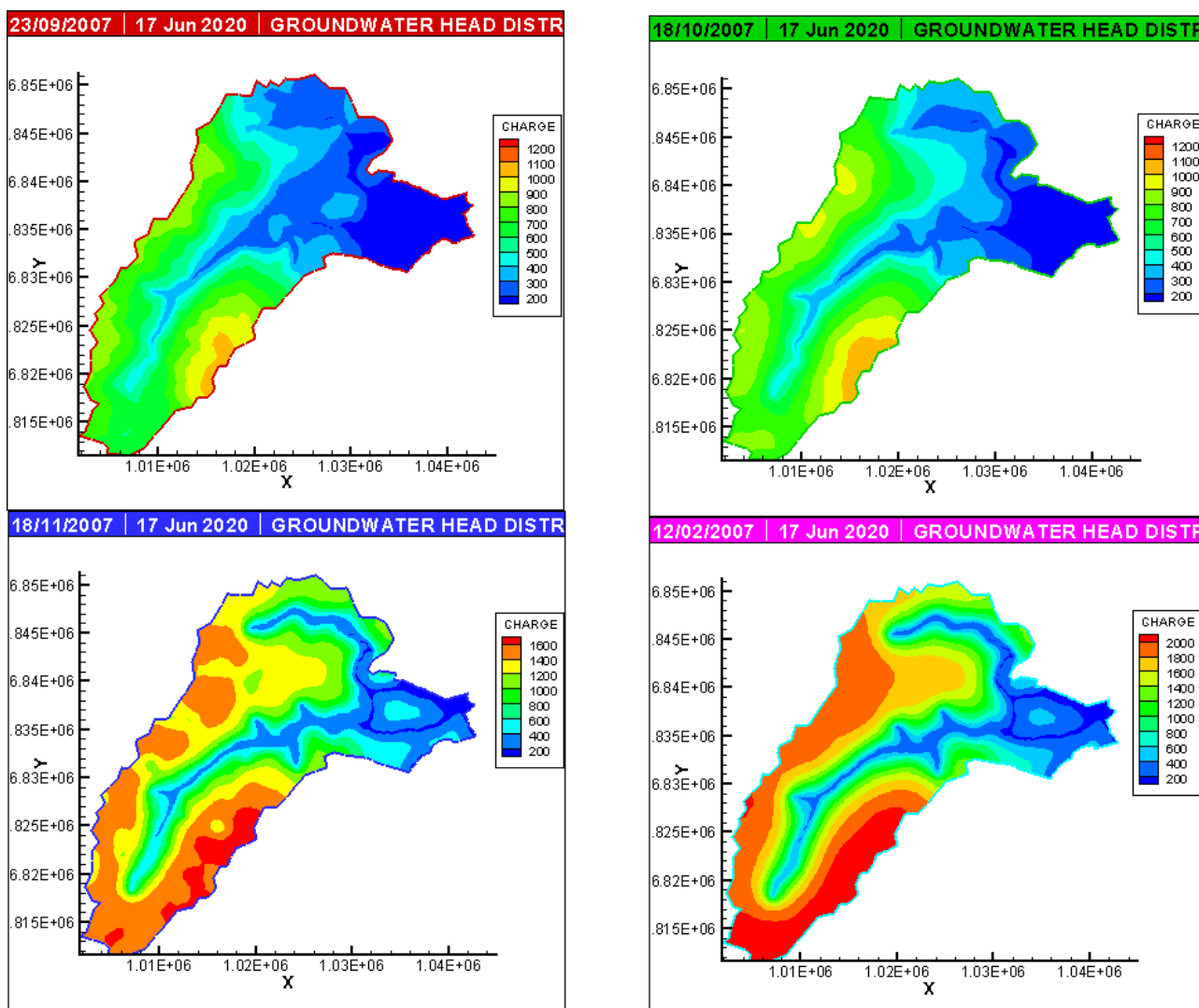


Figure 24 : Niveau piézométrique dans le bassin versant après calage pour l'année 2007

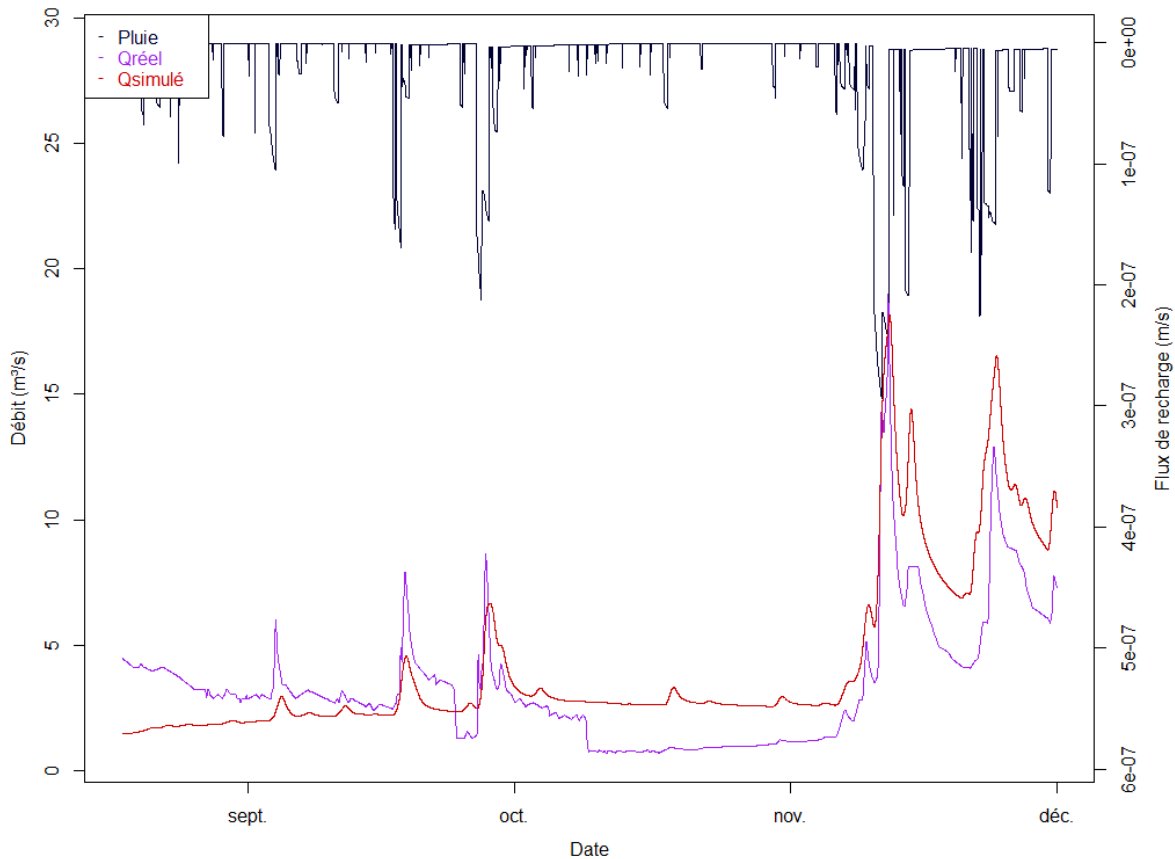


Figure 25 : Hydrogramme obtenu à l'exutoire après calage pour l'année 2007

4.2) Evolution du bassin versant dans le contexte du changement climatique

Le calage a été effectué pendant les mois de septembre à décembre, il n'est donc pas possible d'utiliser le modèle pour simuler d'autres périodes de l'année sans avoir des doutes sur la fiabilité des résultats. Par exemple, la période estivale est souvent caractérisée par des épisodes orageux intenses et court, or le calage effectué ne permet pas de représenter ces évènements.

4.2.1) Evolution des débits et du niveau piézométrique de la nappe

La période commune de disponibilité des données climatiques du GIEC couvre la période 2071 à 2100. Les résultats ci-dessous présentent les réponses du modèle pendant l'automne 2071. Cette année a été choisie à titre d'exemple pour montrer les résultats qu'il est possible d'obtenir en utilisant les données climatiques du GIEC.

La Figure 26 montre l'évolution du débit pendant l'automne 2071. La Figure 27 et la Figure 28 présentent respectivement les charges piézométriques dans le bassin versant sur la même période pour les scénarios A1B et A2.

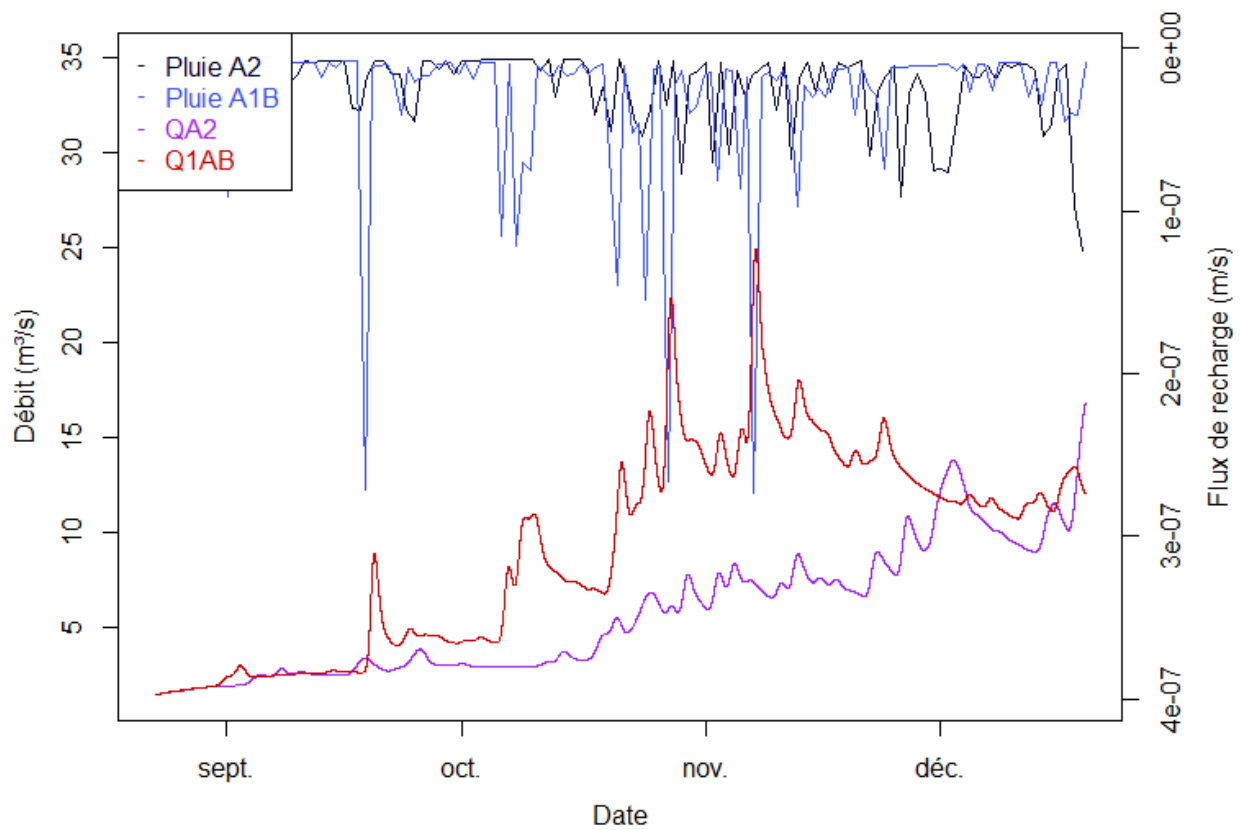


Figure 26 : Prédiction du débit à l'exutoire du bassin versant en 2071

Le débit automnal simulé en fin de siècle est donc similaire à celui de la période de calage. En effet, les principales modifications de celui-ci sont attendus après l'hiver (par la modification de la quantité de neige stockée) et pendant la période estivale avec des étiages plus importants. La réponse du bassin versant est très variable en fonction du scénario utilisé. Dans cet exemple, le scénario A1B se traduit par un débit plus important au niveau de l'exutoire.

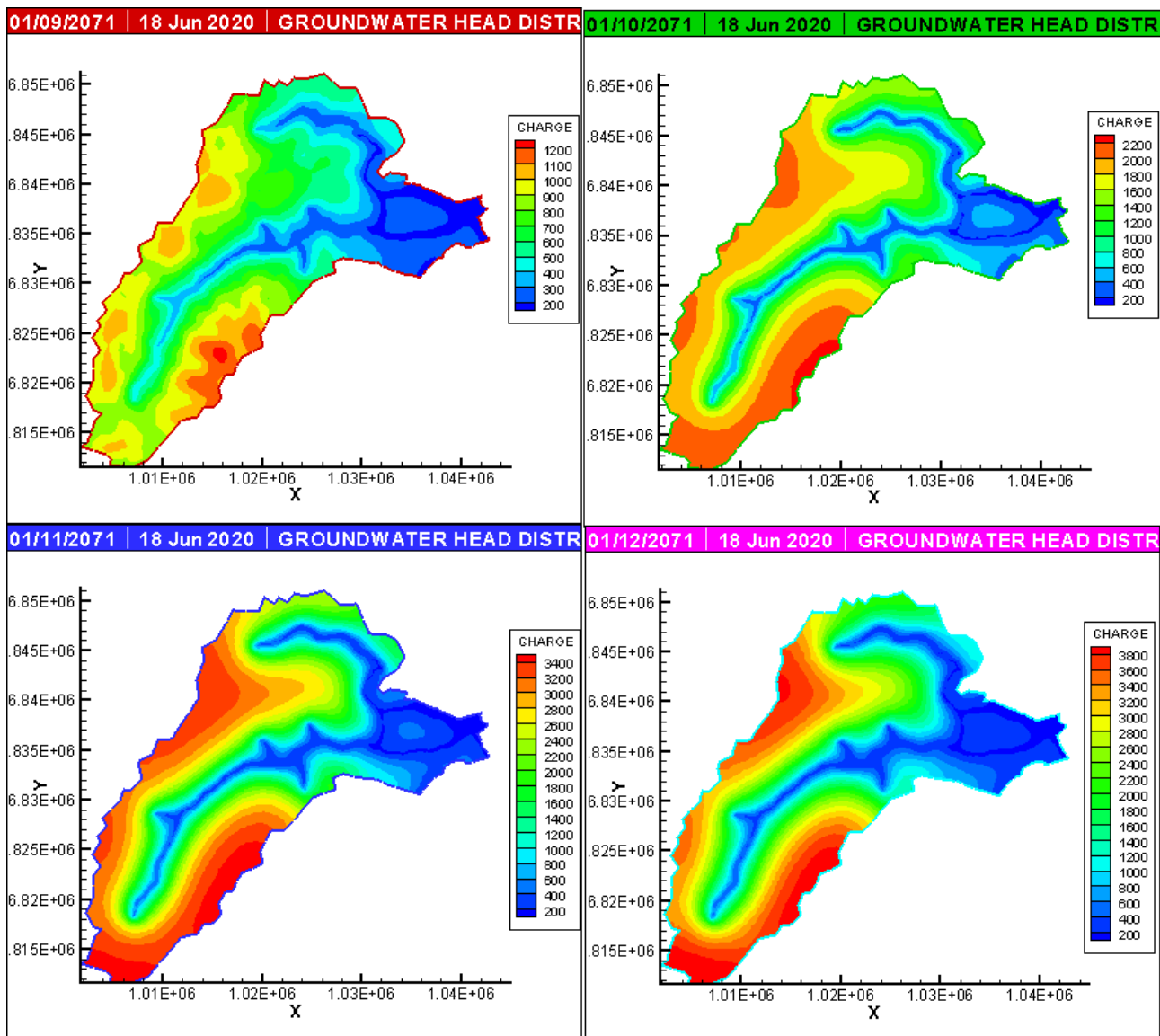


Figure 27 : Estimation de la charge dans le bassin versant en 2071 (scénario A1B)

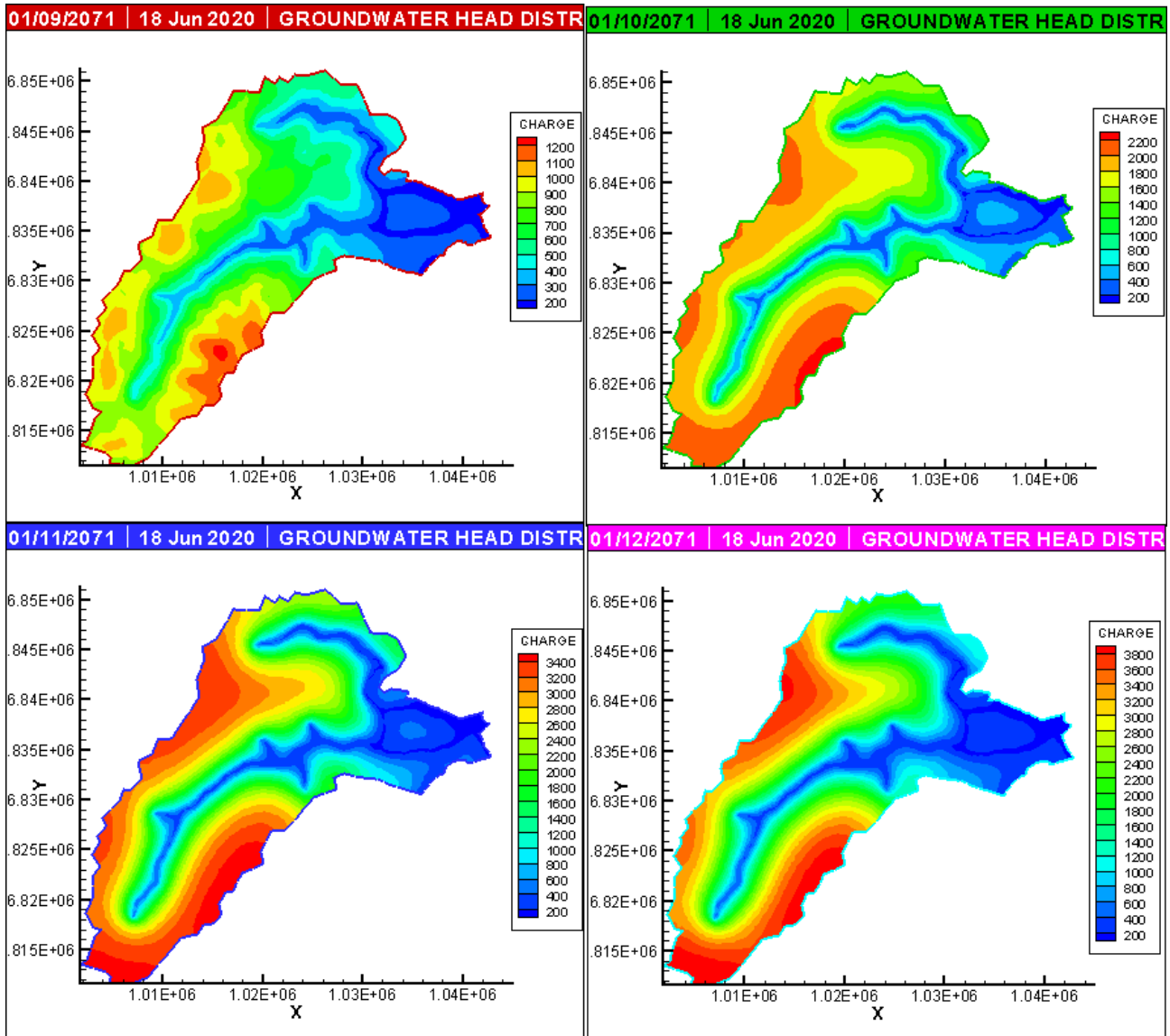


Figure 28 : Estimation de la charge dans le bassin versant en 2071 (scénario 2A)

En conclusion, le modèle NIHM peut être utilisé, mais il mérite d'être un peu affiné pour faire des simulations plus précises et détecter des différences qu'on ne peut pas voir encore. En effet, l'ordre de grandeur de celles-ci est le même que celui entre les débits mesurés et simulés.

4.3) Discussion et analyse critique

Ce stage avait pour sujet l'analyse et l'identification des principaux changements sur la disponibilité de la ressource en eau en moyenne montagne. Les résultats présentés sont issus de plusieurs modélisations réalisées avec NIHM. Cette analyse critique est principalement axée sur les incertitudes liées à la méthodologie suivie. Trois niveaux d'incertitudes ont été identifiés.

Le modèle par sa conception (2D intégré) et les paramètres homogènes utilisés constitue la première source d'incertitude. En effet, dans la nature, le terrain n'est jamais homogène, la construction du modèle ne permet donc pas de représenter cette diversité de sol qui influence fortement la manière dont s'écoule l'eau. Une solution possible, en gardant le modèle NIHM, serait de revoir le maillage du modèle en y ajoutant de l'hétérogénéité par la création de nouvelles zones homogènes entre elles.

La deuxième source d'incertitude du modèle est le calage réalisé. Il ne permet pour le moment pas de reproduire précisément les débits et les charges piézométriques. Bien que les différences sur les débits soient relativement faibles, ils sont de l'ordre de grandeur des évolutions imputable au changement climatique. C'est pourquoi il n'est pas possible de conclure vis-à-vis de la problématique de ce stage pour le moment. On peut par exemple remarquer que les phases de décrues sont mal représentées par le modèle, rendant les épisodes pluvieux plus interdépendants dépendant que dans la réalité.

Le dernier niveau d'incertitude est lié aux données utilisées. Les forçages climatiques provenant de SAFRAN ont été interpolés pour obtenir des informations au niveau de la zone d'étude. Les méthodes de calcul de l'ETP sont nombreuses et donne des résultats très différents. Il est donc difficile d'être sûr qu'il n'y a pas d'erreur sur le calcul de la recharge lié à la fois à l'ETP et aux données SAFRAN par calcul et par un calage via le modèle GR4J. Une autre source d'incertitude serait la présence d'erreur de mesure dans les débits observés. Le débit des rivières étant dans de nombreuses stations de mesure issue d'une courbe de tarage entre hauteur, il est possible qu'un défaut au niveau de la mesure de hauteur ou qu'un changement de morphologie du cours d'eau à proximité de la station influence le débit enregistré. Toutefois cette dernière incertitude est de loin la plus faible par rapport aux autres sources.

Pour conclure, il est fort probable que les résultats présentés dans ce rapport soient entachés de fortes incertitudes - principalement liées à l'absence d'un calage et à une homogénéité des paramètres trop importante – ne permettant pas de représenter finement l'ensemble des crues automnales. De plus, il aurait été intéressant de pouvoir simuler une année complète avec le modèle.

Conclusion

L'étude présentée dans ce rapport porte sur l'analyse de simulations numériques pour essayer déterminer l'impact du changement climatique sur les hydrosystèmes de moyenne montagne. En effet, ce changement est bien connu et bien documenté dans la littérature scientifique, mais ces aboutissants sur la ressource en eau de moyenne montagne sont pour le moment peu analysés. Cependant, les approches visant à étudier à l'échelle d'un grand bassin versant l'évolution des débits et des niveaux piézométriques sont plus rares en partie en raison de la complexité des modèles utilisés. C'est dans ce sens que le LHyGeS et son équipe TrHyCo développe de nouvelles solutions numériques pour parvenir à étudier ces phénomènes.

Dans un premier temps, l'analyse de l'état de l'art des études réalisées sur le bassin versant de La Bruche et de la modélisation hydrologique a été effectuée. Elle a permis d'identifier les principaux pièges de celle-ci et les avantages et inconvénients de différentes solutions de modélisation. Dans un modèle conceptuel, où les résultats et la phase de calage sont relativement courts, les résultats obtenus ne seront disponibles qu'en des points précis du modèle (presque toujours l'exutoire). A l'inverse, les modèles physiques distribués permettent d'accéder à chaque instant et sur l'ensemble de la zone d'étude à toutes des variables d'état du système (charge, hauteur piézométrique, débit dans les rivières...).

La deuxième étape du projet a été l'étude et l'appropriation du modèle, afin de comprendre comment il fonctionne, quelles sont les équations et phénomènes physiques modélisés. Elle a été de la construction des supports du modèle comme la construction d'un maillage triangulaire 2D et la génération des forçages climatiques nécessaire au calage du modèle. Une attention particulière à la construction des chroniques de pluie et à l'ETP a été réalisé afin de choisir la méthode la plus adaptée au contexte de La Bruche.

Une fois ce travail réalisé, la phase de calage a débuté. Elle avait pour but de paramétrer et d'optimiser au mieux les variables du modèle afin de s'assurer de la capacité du modèle à reproduire les événements de la période de calage comme les crues et les périodes de basses eaux.

Enfin, après le calage du modèle, il a été possible de modéliser l'impact du changement climatique en utilisant les scénarios du GIEC et leur dégradation par Météo-France comme données d'entrée pour les forçages climatiques du modèle. Les résultats de cette projection sont cohérents, comme attendu les débits sont du même ordre de grandeur qu'actuellement pendant l'automne. Cependant à ce stade, il reste difficile de tirer des conclusions de ces résultats car les incertitudes sur le modèle sont encore importantes.

Perspective d'après stage

Afin de poursuivre ce travail d'étude des impacts du changement climatique sur les bassins versants de moyenne montagne, il convient d'essayer à nouveau de modifier les variables du modèle pour mieux représenter les événements pluvieux. L'ajout de nouvelles zones dans le modèle permettra de mieux représenter l'hétérogénéité dans le modèle. Vu la superficie du bassin versant de la Bruche, la prise en compte de la disparité spatiale des pluies pourra améliorer les sorties du modèle. Ce travail permettra d'obtenir des résultats plus robustes permettant de tirer des conclusions définitives sur la disponibilité de la ressource dans ces milieux.

Ce stage sera suivi d'un travail de recherche dans le cadre d'une thèse FCPR. Cette thèse en plus de me permettre de corriger le calage sera location d'adapter le modèle pour prendre en compte de nouveaux paramètres et phénomènes physique, tout en appliquant à l'échelle de l'ensemble de la plaine Rhénane, afin d'estimer l'impact du changement climatique sur la nappe d'Alsace et sur les bassins versants vosgiens. Cette étude permettra d'obtenir des résultats à grande échelle et de tester des politiques de gestion raisonnée de l'eau et d'estimer comment elles vont participer s'adapter à ces changements.

Bibliographie

- ABBOTT, M B, BATHURST, J C, CUNGE, J A, O'CONNELL, P E et RASMUSSEN, J, 1986. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. In : *Journal of Hydrology*. 1986. p. 15. DOI 10.1016/0022-1694(86)90114-9.
- AMBROISE, B., 2005. Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 - Modélisation systémique et dynamique. In : *Revue des sciences de l'eau*. 12 avril 2005. Vol. 12, n° 1, p. 125-153. DOI 10.7202/705346ar.
- APRONA, 2009. *Carte ME Mai 2009* [en ligne]. [Carte piézométrique]. S.l. : s.n. [Consulté le 10 février 2020]. Disponible à l'adresse : <https://carto.aprona.net/s/ldz2>.
- ASHBY, Steven F. et FALGOUT, Robert D., 1996. A Parallel Multigrid Preconditioned Conjugate Gradient Algorithm for Groundwater Flow Simulations. In : *Nuclear Science and Engineering*. septembre 1996. Vol. 124, n° 1, p. 145-159. DOI 10.13182/NSE96-A24230.
- BERGSTRÖM, Sten, 1976. *Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments*. S.l. : s.n.
- BEVEN, K. J. et KIRKBY, M. J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. In : *Hydrological Sciences Bulletin*. mars 1979. Vol. 24, n° 1, p. 43-69. DOI 10.1080/02626667909491834.
- BEVEN, Keith, 1997. TOPMODEL: A critique. In : *HYDROLOGICAL PROCESSES*. 1997. Vol. 11, p. 17. DOI 10.1002/(SICI)1099-1085(199707)11:9<1069::AID-HYP545>3.0.CO;2-O.
- BIRECHE, Merwane, 2017. *Comparaison de modèles hydrologiques sur le bassin du Rhône*. S.l.
- BOUSSINESQ, Joseph, 1877. *Essai sur la théorie des eaux courantes* [en ligne]. S.l. : Imprimerie nationale (Paris). Disponible à l'adresse : <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k56673076/f4.textelimage>.
- BRUTSAERT, Wilfried, 1994. The unit response of groundwater outflow from a hillslope. In : *Water Resources Research*. octobre 1994. Vol. 30, n° 10, p. 2759-2763. DOI 10.1029/94WR01396.
- CAMPORESE, M., PANICONI, C., PUTTI, M. et ORLANDINI, S., 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data: SURFACE-SUBSURFACE FLOW MODELING. In : *Water Resources Research* [en ligne]. février 2010. Vol. 46, n° 2. [Consulté le 10 février 2020]. DOI 10.1029/2008WR007536. Disponible à l'adresse : <http://doi.wiley.com/10.1029/2008WR007536>.
- COLLINET, Marion, 2007. *Cartographie historique des crues catastrophiques sur la Basse Vallée de la Bruche*. Strasbourg.
- CONDON, Laura E. et MAXWELL, Reed M., 2013. Implementation of a linear optimization water allocation algorithm into a fully integrated physical hydrology model. In : *Advances in Water Resources*. 1 octobre 2013. Vol. 60, p. 135-147. DOI 10.1016/j.advwatres.2013.07.012.
- COSTABILE, P, 2012. Two-dimensional model for overland flow simulations: A case study. In : . 2012. p. 11.
- CURTU, Rodica, MANTILLA, Ricardo, FONLEY, Morgan, CUNHA, Luciana K., SMALL, Scott J., JAY, Laurent O. et KRAJEWSKI, Witold F., 2014. An integral-balance nonlinear model to simulate changes in soil moisture, groundwater and surface runoff dynamics at the hillslope scale. In : *Advances in Water Resources*. septembre 2014. Vol. 71, p. 125-139. DOI 10.1016/j.advwatres.2014.06.003.
- DANISH HYDRAULIC INSTITUTE (DHI), 2017. *MIKE SHE - Volume 1: User Guide*. 2017. S.l. : s.n.

DEVI, Gayathri K., GANASRI, B.P. et DWARAKISH, G.S., 2015. A Review on Hydrological Models. In : *Aquatic Procedia*. 2015. Vol. 4, p. 1001-1007. DOI 10.1016/j.aqpro.2015.02.126.

DI GIAMMARCO, P., TODINI, E. et LAMBERTI, P., 1996. A conservative finite elements approach to overland flow: the control volume finite element formulation. In : *Journal of Hydrology*. février 1996. Vol. 175, n° 1-4, p. 267-291. DOI 10.1016/S0022-1694(96)80014-X.

FERNANDEZ, Jean-François, 2019. Sécheresse : livraison d'eau potable en camion-citerne à Vernois-sur-Mance en Haute-Saône. In : *France Bleu Besançon* [en ligne]. 24 juillet 2019. [Consulté le 29 janvier 2020]. Disponible à l'adresse : <https://www.francebleu.fr/infos/meteo/secheresse-livraison-d-eau-potable-en-camion-citerne-a-vernois-sur-mance-en-haute-saone-1563987700>.

FIELD, Christopher B. et BARROS, Vicente R. (éd.), 2014. *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability: Working Group II contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York, NY : Cambridge University Press. ISBN 978-1-107-64165-5. QC903 .C443 2014

FREEZE, R. Allan et HARLAN, R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. In : *Journal of Hydrology*. novembre 1969. Vol. 9, n° 3, p. 237-258. DOI 10.1016/0022-1694(69)90020-1.

GATEL, Laura, 2014. *Etude de l'influence de la variabilité spatiale des sols sur le fonctionnement modélisé d'une zone tampon enherbée*. Travail de fin d'étude, spécialité Ingénierie et géosciences pour l'environnement (Master 2 ISIE). S.I. ENGEES.

GATEL, Laura, 2018. *Construction et évaluation d'un modèle de transport de contaminants réactif couplé surface-subsurface à l'échelle du versant*. Thèse de Doctorat. Irstea Lyon-Villeurbanne : École Doctorale Terre, Univers, Environnement.

GRUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL SUR L'ÉVOLUTION DU CLIMAT, PACHAURI, Rajendra Kumar et MEYER, Leo A, 2015. *Changements climatiques 2014: rapport de synthèse : contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. Genève (Suisse) : GIEC. ISBN 978-92-9169-243-9.

GUNDUZ, Orhan et ARAL, Mustafa M., 2005. River networks and groundwater flow: a simultaneous solution of a coupled system. In : *Journal of Hydrology*. janvier 2005. Vol. 301, n° 1-4, p. 216-234. DOI 10.1016/j.jhydrol.2004.06.034.

HABETS, F., BOONE, A., CHAMPEAUX, J. L., ETCHEVERS, P., FRANCHISTÉGUY, L., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., MOREL, S., NOILHAN, J., QUINTANA SEGUÍ, P., ROUSSET-REGIMBEAU, F. et VIENNOT, P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. In : *Journal of Geophysical Research*. 29 mars 2008. Vol. 113, n° D6, p. D06113. DOI 10.1029/2007JD008548.

HILBERTS, A. G. J., TROCH, P. A., PANICONI, C. et BOLL, J., 2007. Low-dimensional modeling of hillslope subsurface flow: Relationship between rainfall, recharge, and unsaturated storage dynamics: MODELING OF HILLSLOPE SUBSURFACE FLOW. In : *Water Resources Research* [en ligne]. mars 2007. Vol. 43, n° 3. [Consulté le 5 février 2020]. DOI 10.1029/2006WR004964. Disponible à l'adresse : <http://doi.wiley.com/10.1029/2006WR004964>.

HRACHOWITZ, Markus et CLARK, Martyn P., 2017. HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. In : *Hydrology and Earth System Sciences*. 1 août 2017. Vol. 21, n° 8, p. 3953-3973. DOI 10.5194/hess-21-3953-2017.

INRAE, 2003. Modèle hydrologique journalier GR4J – Équipe Hydrologie des bassins versants. In : [en ligne]. 2003. [Consulté le 5 février 2020]. Disponible à l'adresse : <https://webgr.inrae.fr/modeles/journalier-gr4j-2/>.

JEANNOT, Benjamin, 2018. *Modélisation hydrologique intégrée de bassins versants fortement transitoires : développement d'outils numériques et applications*. Thèse de Doctorat. Université de Strasbourg : Science de la Terre et de l'Environnement.

JEANNOT, Benjamin, WEILL, Sylvain, ESCHBACH, David, SCHMITT, Laurent et DELAY, Frederick, 2018. A low-dimensional integrated subsurface hydrological model coupled with 2-D overland flow: Application to a restored fluvial hydrosystem (Upper Rhine River – France). In : *Journal of Hydrology*. août 2018. Vol. 563, p. 495-509. DOI 10.1016/j.jhydrol.2018.06.028.

JEFFERSON, Jennifer L. et MAXWELL, Reed M., 2015. Evaluation of simple to complex parameterizations of bare ground evaporation: EVALUATION OF EVAPORATION PARAMETERIZATIONS. In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. septembre 2015. Vol. 7, n° 3, p. 1075-1092. DOI 10.1002/2014MS000398.

JONES, Jim E. et WOODWARD, Carol S., 2001. Newton–Krylov-multigrid solvers for large-scale, highly heterogeneous, variably saturated flow problems. In : *Advances in Water Resources*. juillet 2001. Vol. 24, n° 7, p. 763-774. DOI 10.1016/S0309-1708(00)00075-0.

KLINKA T., SEGUIN J.J. et FOURNIGUET G, 2017. RP-67043 : *Les indicateurs sécheresse en région Grand Est (champagne Ardenne, Lorraine, Alsace) : analyse et propositions*. S.l. Rapport BRGM.

KOLLET, Stefan J. et MAXWELL, Reed M., 2006. Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. In : *Advances in Water Resources*. juillet 2006. Vol. 29, n° 7, p. 945-958. DOI 10.1016/j.advwatres.2005.08.006.

KUNDZEWICZ, Zbigniew W, MATA, Luis José, ARNELL, Nigel, DÖLL, Petra, KABAT, Pavel, SÇEN, Zekai, SHIKLOMANOV, Igor, ASANUMA, Jun, BETTS, Richard, COHEN, Stewart, MILLY, Christopher, NEARING, Mark, PRUDHOMME, Christel, PULWARTY, Roger, SCHULZE, Roland, VAN SCHAİK, Henk, BECKER, Alfred et BRUCE, James, 2007. Freshwater Resources and their Management. In : *Freshwater resources and their management*. S.l. : s.n. p. 173-210.

LEDOUX, E, GIRARD, G, DE MARSILY, G, VILLENEUVE, J et DESCHENES, J, 1989. Unsaturated flow in hydrologic modeling—theory and practice. In : *chap. Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and groundwater, NATO ASI Ser. CNorwell, Springer, Kluwer Academic, Massachusetts*. 1989. p. 435–454.

LIGGETT, Jessica E., WERNER, Adrian D. et SIMMONS, Craig T., 2012. Influence of the first-order exchange coefficient on simulation of coupled surface–subsurface flow. In : *Journal of Hydrology*. janvier 2012. Vol. 414-415, p. 503-515. DOI 10.1016/j.jhydrol.2011.11.028.

MATON, L, GIRARD, C et RINAUDO, JD, 2013. *Evolution des besoin en eau d'irrigation à l'horizon 2030 dans l'Ouest de l'Hérault Rapport BRGM - RP - 61323 - FR. 42*. S.l.

MAXWELL, Reed M. et MILLER, Norman L., 2005. Development of a Coupled Land Surface and Groundwater Model. In : *Journal of Hydrometeorology*. juin 2005. Vol. 6, n° 3, p. 233-247. DOI 10.1175/JHM422.1.

MAXWELL, Reed M., PUTTI, Mario, MEYERHOFF, Steven, DELFS, Jens-Olaf, FERGUSON, Ian M., IVANOV, Valeriy, KIM, Jongho, KOLDITZ, Olaf, KOLLET, Stefan J., KUMAR, Mukesh, LOPEZ, Sonya, NIU, Jie, PANICONI, Claudio, PARK, Young-Jin, PHANIKUMAR, Mantha S., SHEN, Chaopeng, SUDICKY, Edward A. et SULIS, Mauro, 2014. Surface-subsurface model intercomparison: A first set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. In : *Water Resources Research*. février 2014. Vol. 50, n° 2, p. 1531-1549. DOI 10.1002/2013WR013725.

MINISTÈRE DE L'ÉCOLOGIE, DU DÉVELOPPEMENT DURABLE ET DE L'ÉNERGIE, 2015. Banque HYDRO. In : [en ligne]. 2015. [Consulté le 4 février 2020]. Disponible à l'adresse : <http://www.hydro.eaufrance.fr/>.

NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS, J.R. et KING, K.W., 2002. *Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation - Version 2000* [en ligne]. 2002. S.l. : s.n. [Consulté le 21 janvier 2020]. Disponible à l'adresse : <https://swat.tamu.edu/docs/>.

NOILHAN, J. et MAHFOUF, J.-F., 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. In : *Global and Planetary Change*. juin 1996. Vol. 13, n° 1-4, p. 145-159. DOI 10.1016/0921-8181(95)00043-7.

NOILHAN, J. et PLANTON, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. In : *Monthly Weather Review*. 1989. Vol. 117, p. 536-549. DOI 10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2.

PAN, Yi, WEILL, Sylvain, ACKERER, Philippe et DELAY, Frederick, 2015. A coupled stream flow and depth-integrated subsurface flow model for catchment hydrology. In : *Journal of Hydrology*. novembre 2015. Vol. 530, p. 66-78. DOI 10.1016/j.jhydrol.2015.09.044.

PAYRAUDEAU, Sylvain, GALLIOT, Norvène, LIÉBAULT, Frédéric et AUZET, Anne-Véronique, 2010. Incertitudes associées aux données géographiques pour la quantification des vitesses de migration des méandres. Application à la basse vallée de la Bruche. In : *Revue internationale de géomatique*. 30 juin 2010. Vol. 20, n° 2, p. 221-243. DOI 10.3166/ig.20.221-243.

PEEL, M C, FINLAYSON, B L et MCMAHON, T A, 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. In : . 2007. p. 36.

PERRIN, Charles, 2002. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. In : *La Houille Blanche*. octobre 2002. n° 6-7, p. 84-91. DOI 10.1051/lhb/2002089.

PERRIN, Charles, MICHEL, Claude et ANDRÉASSIAN, Vazken, 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. In : *Journal of Hydrology*. août 2003. Vol. 279, n° 1-4, p. 275-289. DOI 10.1016/S0022-1694(03)00225-7.

PRÉFECTURE DES VOSGES, 2019. Informations pour les usagers et les collectivités - Fiche utilisation des camions citernes. In : [en ligne]. 9 juillet 2019. [Consulté le 29 janvier 2020]. Disponible à l'adresse : <http://www.vosges.gouv.fr/Politiques-publiques/Environnement/Eau/Secheresse/Informations-pour-les-usagers-et-les-collectivites/Infomations-pour-les-usagers-et-les-collectivites>.

SCHMITT, Laurent, MAIRE, Gérard et HUMBERT, Joël, 2000. Typologie hydro-géomorphologique des cours d'eau : vers un modèle adapté à la gestion du milieu physique des rivières du versant sud-occidental du fossé rhénan. / An hydro-geomorphic typology of rivers : a management model adapted to the physical environment of the south-west watershed of the Rhine rift valley. In : *Géocarrefour*. 2000. Vol. 75, n° 4, p. 347-363. DOI 10.3406/geoca.2000.2486.

SLOAN, W. T., 2000. A physics-based function for modeling transient groundwater discharge at the watershed scale. In : *Water Resources Research*. janvier 2000. Vol. 36, n° 1, p. 225-241. DOI 10.1029/1999WR900221.

TAYLOR, Richard G., SCANLON, Bridget, DÖLL, Petra, RODELL, Matt, VAN BEEK, Rens, WADA, Yoshihide, LONGUEVERGNE, Laurent, LEBLANC, Marc, FAMIGLIETTI, James S., EDMUNDS, Mike, KONIKOW, Leonard, GREEN, Timothy R., CHEN, Jianyao, TANIGUCHI, Makoto, BIERKENS, Marc F. P., MACDONALD, Alan, FAN, Ying, MAXWELL, Reed M., YECHIELI, Yossi, GURDAK, Jason J., ALLEN, Diana M., SHAMSUDDUHA, Mohammad, HISCOCK, Kevin, YEH, Pat J.-F., HOLMAN, Ian et TREIDEL, Holger, 2013. Ground water and climate change. In : *Nature Climate Change*. avril 2013. Vol. 3, n° 4, p. 322-329. DOI 10.1038/nclimate1744.

TERRIEN, R, MCLAREN, R G, SUDICKY, E A et PANDAY, S M, 2010. A Three-dimensional Numerical Model Describing Fully-integrated Subsurface and Surface Flow and Solute Transport. In : . 26 octobre 2010. p. 456.

THIERION, Charlotte, 2012. *Spécialité « Hydrologie et Hydrogéologie Quantitatives »*. Thèse de Doctorat. MINES ParisTech : Géosciences et Ressources Naturelles.

TROCH, Peter A., PANICONI, Claudio et EMIEL VAN LOON, E., 2003. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response: HILLSLOPE-STORAGE BOUSSINESQ MODEL, 1. In : *Water Resources Research* [en ligne]. novembre 2003. Vol. 39, n° 11. [Consulté le 5 février 2020]. DOI 10.1029/2002WR001728. Disponible à l'adresse : 10.1029/2002WR001728.

WEILL, S., MAZZIA, A., PUTTI, M. et PANICONI, C., 2011. Coupling water flow and solute transport into a physically-based surface–subsurface hydrological model. In : *Advances in Water Resources*. janvier 2011. Vol. 34, n° 1, p. 128-136. DOI 10.1016/j.advwatres.2010.10.001.

WHO/UNICEF et MILLENNIUM DEVELOPMENT GOALS, 2011. *Drinking water equity, safety and sustainability: thematic report on drinking water 2011*. [en ligne]. New York; Geneva : UNICEF ; World Health Organization. [Consulté le 30 janvier 2020]. ISBN 978-92-806-4613-9. Disponible à l'adresse : http://www.unicef.org/media/files/JMP_Report_DrinkingWater_2011.pdf.

Annexe 1 : Présentation des variables utilisées dans QG4J

Cette annexe a pour objet de présenter l'ensemble des variables utilisées dans le modèle GR4J.

Tableau 5 : Présentation des variables utilisées dans GR4J

Variable	Unité	Description
E	mm/j	Evapotranspiration potentielle (ETP)
En	mm/j	Evapotranspiration nette
Es	mm	Quantité qui est retirée du réservoir de production si $En > 0$
F	-	Fonction modélisant un échange souterrain (gain ou perte)
HU1	-	Hydrogramme unitaire 1 représentant 90% de Pr alimentant le réservoir de routage
HU2	-	Hydrogramme unitaire 2 représentant 10% de l'écoulement Pr
P	mm/j	Hauteur du pluie
Pn	mm/j	Pluie nette
Pperc	mm	Percolation vers le routage issue du réservoir de production
Pr	mm	Quantité d'eau atteignant le modèle de routage
Ps	mm	Fraction de Pn qui alimente le réservoir de production si $Pn > 0$
Q	mm/j	Débit final en sortie de l'exutoire
Q1(i)	mm/j	Sortie de l'hydrogramme unitaire 1 au pas de temps i
Q9(i)	mm/j	Sortie de l'hydrogramme unitaire 2 au pas de temps i
Qd	mm/j	Écoulement issue des échanges souterrains générant une partie du flux Q
Qr	mm/j	Vidange du réservoir de routage générant une partie du flux Q
R	mm	Niveau de remplissage du réservoir de routage
S	mm	Niveau de remplissage du réservoir de production
X1	mm	Capacité du réservoir de production
X2	mm/j	Coefficient d'échanges souterrains
X3	mm	Capacité à un jour du réservoir de routage
X4	jours	Temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1



MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Diplôme(s) Diplôme d'Ingénieur de l'ENGEES

Spécialité Hydrosystèmes

Auteur : David LUTTENAUER

Année : 2020

Titre : Impacts des changements climatiques sur la ressource en eau en moyenne montagne.

Nombre de pages : 48

Annexe : 1

Nombre de références bibliographiques : 59

Structure d'accueil : LHyGeS, 1 Rue Blessig, 67000 Strasbourg

Maître de stage : ACKERER Philippe

Résumé

Cette étude a pour but d'étudier l'impact potentiel du changement climatique sur la ressource en eau de moyenne montagne par le biais d'une modélisation hydrologique distribuée à base physique provenant du modèle NIHM. Pour atteindre cet objectif, une étude de l'état de l'art des différentes stratégies de modélisation suivi d'un apprentissage du modèle NIHM ont été effectués. La création d'un maillage triangulaire du bassin versant à l'aide du logiciel QGIS et la construction des variables de forçage climatiques du modèle qui ont été obtenues par la combinaison de différentes approches (récupération des données climatiques avec la base de données SAFRAN, traitement des données pour calculer le flux de drainage) a permis de réaliser la phase de calage du modèle.

Cette étape consiste à optimiser les caractéristiques des cours d'eau et du sol pour obtenir une réponse du modèle proche de la période de calage. Elle est très importante pour le fonctionnement de ce modèle afin d'obtenir des résultats cohérents et de pouvoir conclure quant à la problématique posée.

Ensuite, l'utilisation de l'interprétation de Météo-France de deux scénarios du GIEC A1B et A2, respectivement le plus probable et celui d'un réchauffement maximal, a permis la construction de nouvelles données de forçage climatique. Une analyse des résultats obtenus et une comparaison entre la période utilisée pour le calage et la période à venir (2050-2100) a alors été effectuée.

Mots-clés

Hydrologie, Changement climatique, modélisation numérique, moyenne montagne, impacts