



HAL
open science

Préparation à l'assimilation de hauteurs d'eau SWOT (Surface Water and Ocean Topography) dans un modèle hydrométéorologique distribué régional

Claude Vincent Häfliger

► **To cite this version:**

Claude Vincent Häfliger. Préparation à l'assimilation de hauteurs d'eau SWOT (Surface Water and Ocean Topography) dans un modèle hydrométéorologique distribué régional. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2015. Français. NNT : 2015TOU30266 . tel-01407255

HAL Id: tel-01407255

<https://theses.hal.science/tel-01407255v1>

Submitted on 1 Dec 2016

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.

Université Fédérale



Toulouse Midi-Pyrénées

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :

Claude Vincent Häfliger

le lundi 23 novembre 2015

Titre :

Préparation à l'assimilation de hauteurs d'eau SWOT (Surface Water and Ocean Topography) dans un modèle hydrométéorologique distribué régional

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDUZE : Hydrologie, Hydrochimie, Sol, Environnement

Unité de recherche :

CNRM/GAME, Météo-France/CNRS

Directeur/trice(s) de Thèse :

Mr Eric Martin, Mr Aaron Boone

Jury :

Président du jury : Mr Serge Chauzy (Professeur émérite, Laboratoire d'Aérodynamique)

Rapporteur : Mme Nicole Goutal (Chercheur-sénior, LNHE)

Rapporteur : Mme Catherine Ottlé (Directrice de recherche, LSCE)

Examineur : Mr Benoit Laignel (Professeur, Université de Rouen)

Examineur : Mr Jean-François Crétaux (Ingénieur de recherche, CNES/LEGOS)

Examineur : Mr Thierry Pellarin (Chargé de recherche, LTHE)

Directeur de thèse : Mr Eric Martin (Ingénieur en chef, IRSTEA)

Co-directeur de thèse : Mr Aaron Boone (Chargé de recherche, CNRM/GAME)

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse, Eric Martin, qui a été d'une importance capitale dans le suivi de mes travaux réalisés durant ces trois années de thèse. Aussi bien sur les aspects scientifiques que techniques, j'ai été du début à la fin parfaitement bien encadré et conseillé pour exercer dans des conditions optimales mes fonctions de doctorant. Je remercie également mon co-directeur de thèse, Aaron Boone, ainsi que l'ensemble de mon comité de thèse qui m'ont permis de faire des points réguliers sur l'état d'avancement de mes travaux. J'en profite pour remercier tous les co-auteurs qui ont activement participé à la rédaction de mon article publié en 2015 dans « Journal of Hydrometeorology » : merci donc à Eric et Aaron que je cite une nouvelle fois, Florence Habets, Cédric David, Pierre-André Garambois, Hélène Roux, Sophie Ricci, Lucie Berthon, Anthony Thévenin et Sylvain Biancamaria. L'ensemble des mes travaux n'aurait pas été possible sans l'aide de Sylvie Donier et Stéphanie Faroux qui ont grandement contribué à me dépanner lors de mes divers soucis informatiques. Merci donc à elles pour leur contribution. Je remercie également Thierry Morel pour son aide précieuse à l'installation du logiciel O-PALM nécessaire à la construction du schéma d'assimilation de données développé durant ma thèse. Je remercie aussi Régine Darros, responsable administrative de GMME dont l'efficacité de gestion de mes divers dossiers a toujours été excellente. Je remercie enfin tous les collègues de mon équipe MOSAYC, ainsi que ceux des équipes VEGEO et TURBAU avec qui les repas du midi ont été très sympathiques durant ces trois années. Merci également à tous mes collègues doctorants pour leur bonne humeur et les diverses sorties faites avec eux le soir ou le week-end.

Résumé

Le satellite SWOT (Surface Water and Ocean Topography), dont le lancement est prévu aux horizons 2020, observera la hauteur d'eau sur les cours d'eau de largeur supérieure à 100 m, avec une répétitivité d'environ 5 jours sur la France, en repassant tous les 21 jours au dessus du même point. Ces données serviront d'une part à valider les modèles hydrologiques, et d'autre part à améliorer leur utilisation pour le suivi hydrologique. La finalité des travaux réalisés est d'assimiler des données SWOT virtuelles de hauteurs d'eau en rivière, en tenant compte de l'incertitude attendue des observations. À partir des produits d'assimilation, l'enjeu final est d'optimiser les valeurs du coefficient de rugosité du lit de la rivière, paramètre déterminant dans les modèles hydrologiques pour la régulation des écoulements.

Dans un premier temps, plusieurs développements du modèle hydrométéorologique régional ISBA/MODCOU sont effectués. Les objectifs principaux sont d'introduire la simulation de profondeurs d'eau pour permettre une comparaison simple avec les futurs produits SWOT dans la suite des travaux, mais aussi, de manière plus générale d'améliorer l'hydrodynamique du modèle, en particulier les variations temporelles de vitesse d'écoulement en rivière. La prise en compte d'une vitesse variable des écoulements en rivière permet d'améliorer de façon significative la qualité des simulations, validées sur des stations de mesure *in situ* localisés sur le réseau de rivières du bassin versant de la Garonne. La comparaison des sorties ISBA/MODCOU avec celles des modèles hydrauliques détaillés sur la Garonne aval montre que le modèle simule plutôt bien les variations temporelles de hauteur d'eau, mais n'est pas capable de renseigner localement de bonnes profondeurs (à cause de la forte hétérogénéité spatiale de la géomorphologie non prise en compte dans ISBA/MODCOU).

Après avoir développé et évalué le modèle sur le bassin de la Garonne, la deuxième étape est alors de mettre en place un schéma d'assimilation de données permettant d'assimiler des produits synthétiques SWOT dans le modèle. Le système d'assimilation utilisé repose sur la méthode du « Best Linear Unbiased Estimator » (BLUE). Dans notre cas, les données SWOT virtuelles servent à améliorer un paramètre hydrologique déterminant dans ISBA/MODCOU : le coefficient de rugosité de la rivière. Etant donné que SWOT n'est pas encore en orbite, il est nécessaire de simuler les observations que le satellite fournira. Connaissant son orbite, il est possible de simuler la trace issue des repassages du satellite au dessus du bassin de la Garonne. On peut ainsi déterminer sur un cycle complet de 21 jours quelles rivières seront observées, et à quels instants. Une simulation ISBA/MODCOU de référence a servi pour créer des observations virtuelles. On connaît donc la réalité vers laquelle on souhaite tendre : ce type d'expérience est appelé « expérience jumelle ». Le but est ainsi de partir volontairement d'un état perturbé du modèle, et d'arriver à se rapprocher au cours des cycles d'assimilation vers notre réalité connue. Les résultats montrent que le système d'assimilation permet de converger vers la simulation de référence ($\pm 1 Ks$ pour le coefficient de rugosité, ± 5 cm pour la hauteur d'eau) sous certaines conditions.

La fin des travaux est consacrée à la prise en compte d'erreurs de mesures SWOT plus réalistes (liées à l'instrument embarqué sur le satellite, à la déformation des ondes dans l'atmosphère, etc.), ainsi qu'à l'assimilation de données de hauteurs d'eau issues de modèles hydrauliques détaillés sur la Garonne aval. De plus, étant donné que SWOT n'observera pas des profondeurs en rivières mais des élévations d'eau par rapport à un niveau de référence, l'assimilation de variations temporelles de hauteurs d'eau dans ISBA/MODCOU est testée.

Abstract

The SWOT (Surface Water and Ocean Topography) mission will provide free water surface elevations, slopes and river widths for rivers wider than 100 m, with a repetitivity of about 5 days and a revisit time of 21 days over France. These data will allow to validate hydrological models and improve them to simulate the water cycle. The final goal is to assimilate virtual water surface elevations measured by SWOT, by taking into account the error of these measurements. By using these products, the goal is to improve the values of the roughness coefficient in a hydrological model. This coefficient is important because river flows are very sensitive to this parameter.

First, several developpements are set up in the regional hydrometeorological model ISBA/MODCOU. These model improvements will make possible comparisons with the future SWOT products. The principal objective is to simulate river depths in order to make an easy comparison with the SWOT products in future works. This will also improve the hydrodynamics of the model, in particular the simulation of temporal variations of flow velocities in the river. The representation of a variable flow velocity significantly improves the quality of the simulations which are validated over *in situ* river gauges located in the Garonne catchment. The comparison of ISBA/MODCOU outputs with those of fine-scale hydraulic models in the downstream Garonne river shows that the temporal river height variations are well simulated, but that it is difficult to simulate locally the river depth (because the high spatial heterogeneity of the geomorphology is not taken into account in ISBA/MODCOU).

After the developpement and evaluation of the model in the Garonne catchement, the second step is to build a data assimilation scheme able to assimilate synthetic SWOT data in the model. The data assimilation scheme is based on the « Best Linear Unbiased Estimator » (BLUE). In our case, virtual SWOT data are used to improve an important hydrological parameter in ISBA/MODCOU : the roughness coefficient of the river. Because SWOT is not yet in orbit, it is necessary to simulate future satellite observations. By knowing the orbit, it is possible to simulate the swath and revisit times of the satellite above the Garonne catchment. We can also know over a complete cycle of 21 days which rivers will be observed and when. A reference simulation of ISBA/MODCOU has been run to create virtual observations. In this way, we know the reality to which we want to tender. This kind of experiment is called « twin experiment ». The goal is to start voluntary from a perturbed state of the model, and then to converge in the assimilation cycles to the known reality. Results show that the data assimilation system let to converge in the direction of the reference simulation ($\pm 1 Ks$ for the roughness coefficient, ± 5 cm for the river height).

The representation of more realistic SWOT errors is implemented at the end of the work (linked to the instrument on board, the deformation of the waves in the atmosphere, etc.), and also the data assimilation of river heights simulated by fine scale hydraulic models in the downstream Garonne. Furthermore, the assimilation of temporal variations of river depths in ISBA/MODCOU is tested, because SWOT will not observe river depths but surface water elevations above a known reference level.

Table des matières

Introduction.....	13
Chapitre I : Contexte de l'étude.....	15
1. Introduction.....	15
2. Le cycle hydrologique continental.....	17
3. Les mesures in situ.....	21
3.1. Mesures des précipitations.....	21
3.2. Mesures de l'évapotranspiration.....	22
3.3. Mesures de l'humidité du sol.....	23
3.4. Mesures de la neige.....	23
3.5. Mesures dans le milieu souterrain.....	24
3.6. Mesures hydrométriques en rivière.....	24
4. La modélisation du cycle de l'eau continental.....	28
4.1. Préambule.....	28
4.2. les grands types de modèles.....	28
4.3. Description générale des modèles à base physique.....	31
5. L'assimilation de données dans les modèles hydrologiques.....	34
5.1. Préambule.....	34
5.2. Description des méthodes d'assimilation.....	35
5.2.1. Description détaillée du BLUE.....	35
5.2.2. Description synthétique d'autres méthodes d'assimilation.....	38
5.3. État de l'art de l'assimilation en hydrologie.....	38
6. L'apport de la télédétection dans la compréhension du cycle de l'eau.....	39
7. L'altimétrie satellitaire et la mission SWOT.....	45
7.1. Principe de la mesure.....	45
7.2. Variables observées et erreurs associées.....	47
7.3. Variables dérivées et applications.....	48
8. Les grandes lignes des études préparant la mission SWOT.....	49
9. Objectif général de la thèse.....	50
Chapitre II : les outils et les données.....	53
1. Introduction.....	53
2. Le bassin de la Garonne.....	53
3. La chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU.....	54
3.1. Description de SAFRAN.....	55
3.2. Description d'ISBA.....	58
3.3. Description de MODCOU.....	59
3.3.1. Transfert souterrain.....	60
3.3.2. Transfert de l'eau de surface vers le réseau de rivières.....	61

3.3.3. Transfert de l'eau dans le réseau de rivières.....	61
3.3.4. Validations antérieures.....	62
4. Les modèles hydrauliques.....	64
5. Validation des modèles.....	64
6. Données de débits et hauteurs d'eau.....	66
6.1. Obtention et exploitation des données.....	66
6.2. Description de la relation hauteur-débit : observations vs modèle.....	68
6.3. Caractéristiques hydrologiques générales des stations principales de la Garonne.....	70
7. Conclusions du chapitre.....	71

Chapitre III : Introduction de la simulation des hauteurs d'eau dans MODCOU : évaluation sur le bassin de la Garonne.....73

1. Introduction.....	73
2. Résumé de l'article.....	73
3. Insertion de l'article.....	74
4. Compléments scientifiques et techniques sur l'article.....	97
4.1. Optimisation des temps de transfert en rivière.....	97
4.2. Scores de débits du routage de l'onde cinématique (MS).....	98
4.3. Comparaison entre modèles hydrologique et hydraulique.....	99
4.4. Impact de la géométrie du lit de la rivière sur les écoulements.....	100
5. Conclusions du chapitre et perspectives.....	101

Chapitre IV : Contribution de la mission SWOT à l'amélioration du cycle de l'eau simulé sur le bassin de la Garonne.....103

1. Introduction.....	103
2. Construction d'un système d'assimilation de données SWOT sur le bassin de la Garonne.....	103
2.1. Méthode d'assimilation.....	103
2.2. Mise en place du système d'assimilation sur le bassin de la Garonne.....	104
2.2.1 La mission SWOT : Quelles zones observées par SWOT et quand ?.....	105
2.2.2. Choix de la variable d'état du modèle et de la variable à assimiler.....	106
2.2.3. Illustration de la symétrie et linéarité du modèle.....	108
2.2.4. description détaillée du système d'assimilation.....	111
2.2.4-A. Agrégation spatiale.....	111
2.2.4-B. Les fenêtres en assimilation.....	112
2.2.4-C. Définition des variables utilisées dans le système.....	113
2.2.4-D. Mise en œuvre pratique.....	117
2.3. Présentation des expériences d'assimilation de données.....	119
2.4. Résultats.....	121
2.4.1. Assimilation de profondeurs en rivière (1).....	123
2.4.1-A. Evolution du Kstr au cours de l'expérience.....	124
2.4.1-B. Cas de difficulté de convergence des Kstr.....	127
2.4.1-C. Impact de l'assimilation sur les écoulements en rivière.....	129

2.4.2. Assimilation de profondeurs avec première ébauche différente (2).....	133
2.4.3. Assimilation de différences de profondeurs (3).....	138
2.4.3-A. Assimilation de différences de hauteurs : justification.....	138
2.4.3-B. Description de l'assimilation de ΔH dans le modèle.....	139
2.4.3-C. Choix de l'erreur d'observation et d'ébauche.....	140
2.4.3-D. Impact de l'assimilation sur le coefficient de rugosité.....	140
2.4.4. Assimilation de différences de profondeurs issues des modèles hydrauliques (4).....	142
2.4.4-A. Evolution du K_{str} au cours de l'expérience.....	143
2.4.4-B. Impact de l'assimilation sur les écoulements en rivière.....	146
2.4.5. Assimilation de profondeurs avec ISBA perturbé (5).....	149
2.4.6. Assimilation de profondeurs avec erreurs réalistes (6).....	152
2.4.6-A. Les différentes sources d'erreurs de mesure SWOT.....	153
2.4.6-B. Résultats globaux sur le bassin de la Garonne.....	160
3. Conclusions du chapitre.....	163
Conclusions de la thèse.....	166
Synthèse générale.....	169
Perspectives.....	171
Bibliographie.....	177

Introduction

L'eau a toujours été et restera un besoin vital pour tout être vivant sur le globe. L'eau douce liquide disponible ne représente que 0.7 % du réservoir total d'eau sur le globe, et est un bien naturel essentiel pour les populations. Il est important de pouvoir estimer comment l'eau douce présente sur les continents évolue dans le temps et l'espace, comprendre au mieux de cette façon le comportement du cycle hydrologique continental. Nous sommes capables depuis longtemps de faire des mesures *in situ* au sein des différents compartiments hydrologiques du continent (mesures souterraines et en rivières, mesures des précipitations et évapotranspiration, etc.), malheureusement ces mesures ne permettent pas de couvrir l'ensemble des continents de manière régulière à la fois dans l'espace et dans le temps. Par ailleurs, nous pouvons modéliser l'évolution de l'eau sur le continent grâce à divers outils décrivant les différents processus hydrologiques mis en jeu. Les satellites sont maintenant en mesure de fournir des données spatialisées sur les eaux continentales à l'échelle du globe. Grâce aux satellites, les connaissances *largo sensu* sur l'évolution des stocks d'eau à l'échelle globale ont été améliorées. Les satellites dits altimétriques permettent d'observer l'élévation des eaux continentales : c'est précisément dans ce contexte que s'inscrit la mission satellitaire SWOT (Surface Water and Ocean Topography). Cette mission permettra à l'horizon 2020 de renseigner l'élévation des eaux continentales à une échelle spatiale et temporelle nettement plus fine que les précédentes missions altimétriques lancées ces dernières décennies. Dans le cadre de la préparation scientifique de la mission SWOT, notre étude cherche à étudier si la combinaison des informations fournies par SWOT, les modèles hydrologiques et les mesures *in situ* nous permettent d'améliorer la représentation du cycle de l'eau continental à l'échelle de bassins versants de 50 000 à 200 000 km². C'est la première fois que ces bassins pourront être observés de manière précise par un satellite altimétrique. L'assimilation est un moyen de combiner les diverses sources d'information disponibles, elle est utilisée avec succès dans de nombreux domaines, dont la météorologie et l'hydrologie.

L'objectif principal de cette thèse est d'évaluer dans quelle mesure l'assimilation des données SWOT pourrait apporter de l'information utile pour mieux représenter le cycle de l'eau continental à l'échelle régionale, en prenant l'exemple du bassin de la Garonne (~ 56 000 km²). Pour cela il est nécessaire dans un premier temps d'améliorer un modèle

hydrométéorologique sur ce bassin versant, afin de simuler des hauteurs d'eau, ce qui permettra de tester si l'assimilation de données synthétiques SWOT est en mesure d'améliorer la représentation et la compréhension du cycle de l'eau continental.

Le manuscrit est organisé en quatre chapitres. Le premier chapitre est consacré à donner les principales notions théoriques d'hydrologie. On abordera les techniques permettant de faire des mesures *in situ*, puis on décrira les grands types de modèles utilisés en hydrologie. Les différentes techniques de mesures par satellites seront ensuite détaillées. Dans le deuxième chapitre, on décrira l'ensemble des outils et des données exploités pour réaliser notre étude. Dans le troisième chapitre, on détaillera les travaux qui ont été réalisés pour développer un modèle hydrologique distribué régional, et on discutera de sa performance à partir de validations de débits et hauteurs d'eau faites sur des stations de mesure en rivière. Enfin dans le quatrième et dernier chapitre de ce manuscrit, on proposera de mettre en œuvre un système permettant d'assimiler des données SWOT virtuelles dans notre modèle hydrologique. Le but est de tester si l'assimilation permet d'améliorer les performances du modèle, et d'une façon plus générale si l'information issue des satellites altimétriques est en mesure de nous aider à mieux simuler le cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant de taille moyenne.

Chapitre I : Contexte de l'étude

1. Introduction

L'hydrologie *largo sensu* est la science qui étudie les propriétés, la distribution et la circulation de l'eau à la surface de la terre, dans les sols, dans les nappes souterraines et dans l'atmosphère.

Le cycle de l'eau désigne le mouvement perpétuel de l'eau sur Terre sous toutes ses formes possibles : liquide, solide, gazeuse. L'eau est en effet échangée entre les trois principaux réservoirs terrestres que sont les océans, les continents et l'atmosphère. L'initiateur du cycle de l'eau est l'énergie solaire. Bilan hydrique et bilan d'énergie sont ainsi étroitement liés : la quantité d'énergie disponible à la surface de la Terre est définie par le bilan radiatif, et une partie de cette énergie est responsable du processus initiateur du cycle de l'eau : l'évaporation. Les volumes d'eau contenus dans les trois principaux réservoirs terrestres décrits ci-avant sont illustrés en figure 1. L'eau évaporée au-dessus des surfaces océaniques et continentales s'élève dans l'atmosphère, se condense sous forme de gouttelettes pour former des nuages, puis est transportée sous l'action de la circulation atmosphérique. Lorsque les conditions de températures et de pression le permettent, elle est restituée aux continents et aux océans sous forme de précipitations liquides, les pluies, ou solides, la neige.

Au niveau de la ressource totale en eau sur le globe, l'eau douce continentale représente environ 3.5 % du volume total de l'eau sur Terre (Fig. 1). Celle-ci est répartie sous la forme de glaces et neiges, lacs et rivières, eaux douces souterraines, humidité du sol, et permafrost. La quantité d'eau transitant dans les rivières et les lacs représente environ 0.3 % des eaux continentales. Cette quantité d'eau fait l'objet de nombreuses études, car elle représente un véritable enjeu pour les sociétés humaines. Cette eau peut être en général facilement prélevée par l'Homme. Les eaux souterraines par exemple, à l'inverse, sont difficile à extraire et nécessitent le déploiement de moyens technologiques complexes et parfois coûteux.

Le but de ce chapitre est de rappeler l'essentiel des bases théorique de l'hydrologie continentale, en s'appuyant sur des études scientifiques récentes. La deuxième section donnera quelques notions théoriques élémentaires du cycle hydrologique continental. La troisième

section se concentrera sur tous les aspects relatifs à la mesure *in situ*. Dans la quatrième section, on se concentrera sur les notions théoriques de modélisation hydrologique : pourquoi les modèles sont-ils apparus et comment se sont-ils développés au cours du temps ? Quelle est l'incertitude de la modélisation hydrologique et comment valider les modèles sur des observations ? Dans la cinquième section, on détaillera les concepts théoriques d'assimilation de données dans les modèles, et on donnera quelques exemples appliqués à l'hydrologie. Dans la sixième section, on abordera la question de l'observation satellitaire des eaux continentales, plus précisément l'apport de la télédétection dans la compréhension du cycle de l'eau. La septième section se focalisera sur la mesure satellitaire altimétrique, en décrivant en détails la mission SWOT (**S**urface **W**ater and **O**cean **T**opography) prévue pour l'horizon 2020. Dans la huitième section, on présentera brièvement les études passées ayant préparé la mission SWOT. Enfin, la neuvième et dernière section de ce chapitre donnera l'objectif général et le plan des travaux rédigés dans ce manuscrit de thèse.

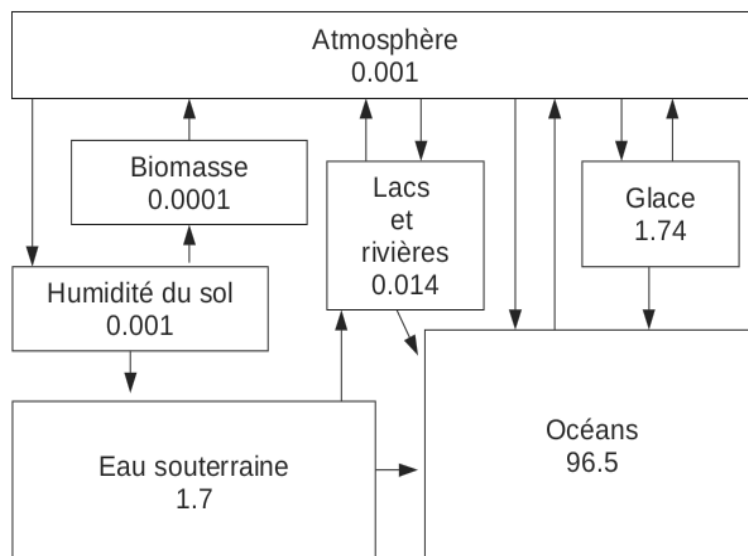


Figure 1. Répartition du volume total de l'eau sur le globe, exprimé en pourcentages : la somme de tous les volumes est égale à 100 %. (tiré de Dingman 2002)

2. Le cycle hydrologique continental

Une fois que les précipitations liquides ou solides issues des nuages ont atteint les surfaces continentales, l'eau peut évoluer de différentes façons (voir Fig. 2). Une partie des précipitations liquides ou solides peut être interceptée par la canopée ou atteindre le sol par gravité. Elle peut aussi retourner vers l'atmosphère sous forme de vapeur via le processus d'évaporation directe ou de sublimation. L'eau qui n'est pas interceptée et qui atteint directement le sol peut soit s'évaporer (évaporation ou sublimation au-dessus du sol nu), soit ruisseler ou alors s'infiltrer dans le sol à une vitesse dépendante de la perméabilité de ce sol. L'eau emmagasinée entre les grains constitue l'humidité du sol. Elle peut y rester stockée soit sous forme liquide, soit sous forme solide (gel) selon les conditions de température. L'eau contenue dans le sol peut aussi être utilisée par les végétaux et rejoindre l'atmosphère sous forme de vapeur via le phénomène de transpiration. Ces processus d'évaporation et de transpiration sont regroupés sous le terme d'évapotranspiration. Lorsque l'eau contenue dans le sol atteint les zones plus profondes par gravité, on est alors dans le cas de drainage gravitaire ou percolation de l'eau du sol vers les réservoirs souterrains. L'eau contenue dans les réservoirs souterrains peut remonter dans le sol via les phénomènes de remontées capillaires.

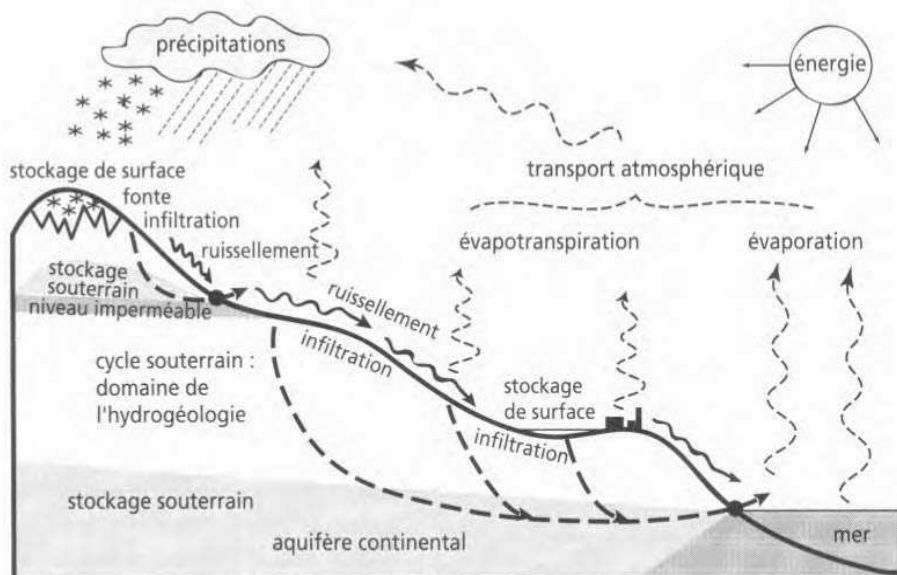


Figure 2. Schéma simplifié (non prise en compte des aquifères et lacs) du cycle de l'eau continental : Les flèches représentent les principaux flux, permettant à l'eau de circuler du continent vers l'atmosphère, du continent vers les océans, et des océans vers l'atmosphère. L'eau sur Terre est stockée au sein de ces trois grands compartiments. (tiré de Gilli et al. 2008)

L'évolution temporelle du stock d'eau total (et la description de chaque sous-stock) sur les continents est communément décrite en hydrologie par le couple d'équations suivant (Eq. 1 et 2), décrivant l'évolution temporelle du stock d'eau sur les continents, et du partitionnement de ces stocks :

$$\frac{dS}{dt} = P - E - Q \quad (1)$$

$$S_{total} = S_{neige} + S_{glace} + S_{sol} + S_{surface} + S_{souterrain} \quad (2)$$

Autrement dit, la variation du stock d'eau continental dans le temps $\frac{dS}{dt}$ est égale aux précipitations P (pluie, neige, grêle) auxquelles sont soustraits les termes d'évapotranspiration E et d'écoulement Q (eau écoulée dans les mers et océans). Le stock d'eau total sur le continent S_{total} est la somme de l'eau contenue dans la neige S_{neige} , la glace S_{glace} , le sol S_{sol} , sur la surface $S_{surface}$ (lacs et rivières), ainsi que dans la nappe souterraine $S_{souterrain}$.

Les processus décrits dans le 1^{er} paragraphe de cette section (fonctions de production) expliquent la façon dont l'eau issue des précipitations est partitionnée. Les fonctions de transfert décrivent quant à elles la manière dont l'eau est transférée des continents vers les océans. Pour expliquer ce terme, la notion de bassin versant est indispensable pour décrire le cycle de l'eau continental. Le bassin versant est défini comme le domaine drainé par une section en travers d'un cours d'eau. C'est une entité surfacique dont la délimitation dépend du choix de son exutoire. Si le sol était totalement imperméable, le bassin versant ne dépendrait que de la topographie, l'eau coulant de manière gravitaire. Étant donné que l'eau peut s'infiltrer dans le sol, les caractéristiques hydrogéologiques du bassin versant doivent être prise en compte pour être en mesure de délimiter correctement son périmètre. Pour lister quelques grands bassins versants dans le monde, citons le bassin de l'Amazone (7 millions de km²), du Congo (3,7 millions de km²), ou encore du Mississippi (3.3 millions de km²). En France, les quatre plus grands bassins versants sont ceux de la Loire (115 000 km²), du Rhône (99 000 km²), de la Seine (78 600 km²) et de la Garonne (56 000 km²).

L'hydrogéologie est la branche de l'hydrologie qui se concentre sur la partie souterraine

du cycle de l'eau, entre l'instant où l'eau infiltrée atteint la zone saturée et l'instant où cette même eau revient vers la surface (voir Fig. 3). La zone souterraine qui est saturée en permanence est appelée nappe d'eau souterraine ou aquifère. Un aquifère est un vaste corps de roches perméables comportant une zone saturée et souvent une zone non saturée. Il existe plusieurs types d'aquifère. Le cas le plus commun est l'aquifère libre : dans ce cas, la zone saturée est délimitée par un substratum imperméable et une surface piézométrique qui correspond à la limite entre le milieu rocheux perméable saturé et non saturé. L'aquifère captif quant à lui est compris entre deux couches imperméables : la cote piézométrique est supérieure au toit de l'aquifère, et l'eau est ainsi sous pression au sein de l'aquifère. Enfin l'aquifère artésien définit une nappe dont la cote piézométrique est supérieure à la cote topographique. L'eau est ainsi mise sous pression et jaillit alors à la surface du sol. L'eau peut s'écouler à des vitesses très variable dans le milieu rocheux souterrain, en fonction de la perméabilité du milieu traversé. Les roches à grains grossiers (sables, calcaires, grès fracturés par exemple), de par leur porosité importante, vont accroître la conductivité hydraulique du milieu et donc la vitesse d'écoulement. A l'inverse les roches à grains (argiles typiquement), de par leur faible porosité et perméabilité, vont avoir tendance à lier l'eau autour de chaque grain, et donc à fortement diminuer voire à rendre nulle la vitesse d'écoulement dans le milieu traversé.

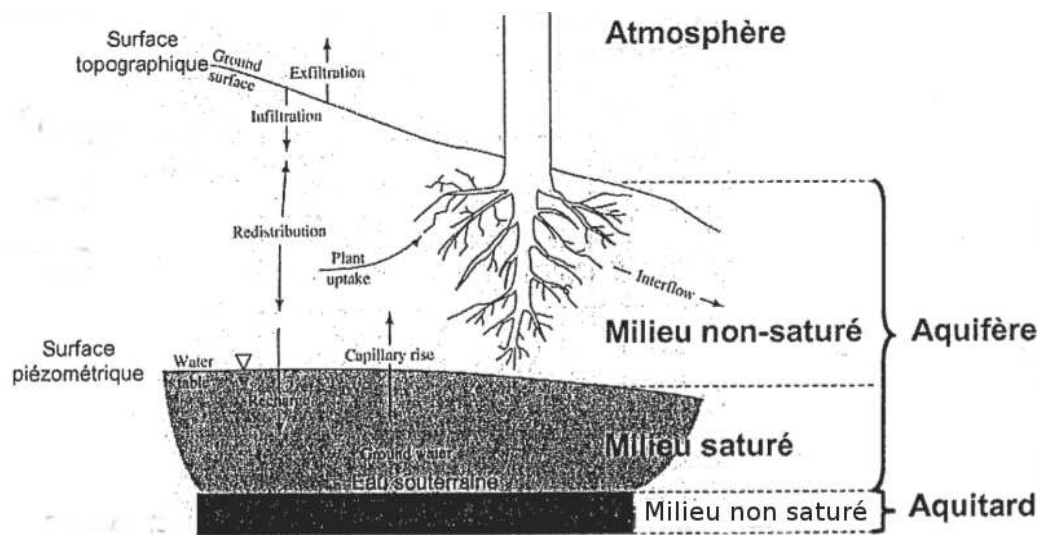


Figure 3. Description générale de la zone souterraine du cycle de l'eau. Représentation d'un aquifère libre contenant une zone saturée et une zone non saturée, reposant sur un aquitard dont le milieu est imperméable. La délimitation entre la zone saturée et non saturée de l'aquifère est représentée par la surface piézométrique. L'eau peut s'infiltrer vers le milieu sous-terrain ou s'exfiltrer vers la surface jusqu'à en sortir. Elle peut circuler librement dans le milieu perméable (saturé ou non saturé) et être éventuellement reprise par les racines des végétaux. Par capillarité, l'eau peut également remonter du milieu saturé vers le milieu non saturé de l'aquifère. (tiré de Dingman 1994)

Ces quelques notions hydrogéologiques nous montrent bien que l'impact du milieu souterrain sur le cycle de l'eau est susceptible d'être important. L'eau peut s'écouler ou être stockée selon une infinité de façons différentes dans les roches sous-jacentes. Étant donné qu'une grande proportion de cette eau est vouée à rejaillir vers la surface à un moment ou à un autre, il paraît clair que le rôle que joue l'hydrogéologie sur la circulation des eaux de surface est fort.

Un autre compartiment bien étudié dans le cycle de l'eau continental est représenté par les lacs. Les lacs sont définis comme des zones en eau de plus ou moins grande ampleur, reposant sur la surface. Un lac joue un rôle significatif dans le cycle de l'eau continental, car il peut stocker de grandes quantités d'eau et les restituer à la nappe souterraine, à l'atmosphère ou au réseau de rivières en aval du bassin versant dans lequel il se situe. On considère deux grandes catégories de lacs : les lacs connectés avec le réseau de rivière, et les lacs isolés dont l'eau ne peut s'évacuer que par évaporation ou infiltration dans le milieu souterrain. Pour l'étude du cycle de l'eau dans le réseau fluvial, les lacs connectés aux rivières sont très intéressants à analyser, car ils influencent fortement le régime de débit de ces rivières. De par leur capacité à stocker de grandes quantités d'eau, les lacs naturels sont à titre d'exemple susceptibles de soutenir les étiages (bas régimes de débits) durant la saison estivale.

Au sein d'un bassin versant,, l'eau est dans un premier temps transférée du sol vers le réseau hydrographique (rivières), puis des rivières vers les mers ou océans. Le temps que met une goutte d'eau pour être transférée de son point de départ à l'exutoire du bassin est appelé temps de concentration. Il est en général de l'ordre de deux ou trois jours pour un bassin versant de 20 000 à 30 000 km². De nombreux paramètres géologiques, géomorphologiques et hydromorphologiques sont susceptibles de faire varier la valeur du temps de concentration : la forme plus ou moins allongée du bassin ; le relief influençant l'écoulement par les variations des paramètres hydrométéorologiques avec l'altitude, et aussi par le lien entre vitesse d'écoulement et pente ; le réseau hydrographique (longueur, pente, densité) ; la couverture du sol (couverture végétale, surfaces urbanisées, surfaces d'eau libre, présence de neige ou de glaciers), la nature du sol, et la géologie du substratum (perméabilité, écoulement de l'eau souterraine).

Une fois que l'eau a été transférée de son point d'origine vers le réseau hydrographique, celle-ci est transférée par écoulement fluvial ou torrentiel en direction des mers ou océans. La

vitesse du transfert de l'eau au sein du réseau hydrographique est dépendante des caractéristiques hydromorphologiques du chenal dans lequel l'eau s'écoule. Comme nous le verrons plus en détails par la suite, ces caractéristiques sont définies par la largeur du chenal fluvial, la pente de fond du lit de la rivière, ainsi que la rugosité du lit qui est un coefficient physique agissant comme un frein pour l'écoulement.

3. Les mesures *in situ*

Cette section présente les principales techniques de mesure des différentes composantes du cycle de l'eau. Nous nous pencherons plus en détails sur les écoulements dans le réseau fluvial.

3.1. Mesures des précipitations

Les mesures de précipitations sont effectuées à l'aide de pluviomètres permettant de les mesurer directement, grâce à une graduation sur le récipient (pluviomètres manuels) captant l'eau précipitée. Les pluviomètres électroniques utilisent quant à eux deux augets basculant successivement une fois qu'ils sont remplis. À l'issue d'une calibration établie par le concepteur du pluviomètre, il est possible d'afficher une valeur de précipitations à chaque basculement d'auget (généralement égale à 0.2 mm pour les pluviomètres électroniques standards). Les précipitations peuvent être liquides ou solides. Les précipitations neigeuses ou sous forme de grêle/grésil ne sont pas toujours aisées à mesurer. Certains pluviomètres sont munis d'un chauffage pour faire fondre la neige qui peut alors s'écouler dans le pluviomètre. La mesure de la neige peut se faire cependant différemment (voir sous-section 3.4).

Étant donné la forte hétérogénéité spatiale des précipitations que l'on observe parfois (notamment en été lors des orages isolés), le déploiement de plusieurs pluviomètres sur une surface donnée permet d'identifier ces hétérogénéités. Dans le cas de plusieurs pluviomètres répartis sur une zone d'étude, il est possible d'utiliser ainsi la double information temporelle et spatiale obtenue afin de reconstituer des épisodes pluvieux qui se sont déroulés.

3.2. Mesures de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est un processus important du cycle de l'eau, résultant de trois termes : l'évaporation du sol nu, l'évaporation des surfaces libres en eau (lacs, rivières), et la transpiration des végétaux. Elle dépend de nombreux facteurs liés aux propriétés de l'atmosphère et de la surface. Le déficit hydrique de l'air juste au-dessus de cette surface est une variable déterminante dans son intensité. Dans des conditions habituelles, l'évapotranspiration augmente lorsque l'air au-dessus de la surface s'assèche. A l'inverse, elle est faible si l'air situé au-dessus de la surface est saturé en humidité. Les autres facteurs influant sur son intensité sont le rayonnement, la température, le vent horizontal, ainsi que l'humidité du sol.



Figure 4. Illustration d'une tour à flux : Les capteurs de mesure d'humidité, de température et de vitesse de vent sont disposés à plusieurs niveaux, afin d'estimer l'évapotranspiration au dessus d'un champ de maïs.

La technique de mesure *in situ* de l'évaporation peut faire intervenir des tours à flux. Il s'agit d'instruments mesurant en continu dans le temps le vent, la température et l'humidité de l'air à différents niveaux d'élévation entre le sol et plusieurs mètres de hauteurs (Fig. 4). Sur la base de gradients déduits à partir de la mesure de ces variables physiques à différents niveaux, il est possible grâce à des formulations aérodynamiques simples d'estimer l'intensité du flux de chaleur latente émis par la surface. La méthode des « eddy-covariance » permet quant à elle de calculer de façon directe l'intensité des flux turbulents.

3.3. Mesures de l'humidité du sol

Le contenu en eau d'un sol dépend fortement de la forme, l'arrangement et la taille des grains du sol. Il est possible cependant de mesurer une humidité du sol moyenne en considérant un échantillon suffisamment important. Il existe plusieurs techniques de mesure d'humidité du sol : les deux principales reposent sur des mesures gravimétriques et sur la mesure de la conductivité électrique du milieu. La méthode gravimétrique consiste à sécher un échantillon de sol et connaître ensuite par pesée finale (ramenée à la pesée initiale) le poids d'eau contenu dans l'échantillon. Il s'agit d'une méthode assez longue, coûteuse et destructive. La méthode reposant sur la mesure de la conductivité électrique a, quant à elle, l'avantage d'être économique, rapide à mettre en œuvre, et n'est pas destructive. Plus un milieu est chargé en eau, plus sa conductivité électrique est importante. A partir de cette propriété physique, des formulations ont pu être établies pour déterminer le contenu en eau du sol étudié. Cette méthode est fortement influencée par la nature et la salinité du sol, d'où une imprécision potentielle de la mesure établie.

3.4. Mesures de la neige

La présence de neige au sol influence le bilan énergétique à la surface. Elle impacte alors le rayonnement, les flux de chaleurs sensible et latente, ainsi que l'hydrologie du bassin. Sa mesure est essentielle pour la compréhension des échanges d'énergie et d'eau entre le sol et l'atmosphère, et plus généralement pour la quantification du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant. Afin de déterminer le contenu en eau d'une épaisseur de neige sur une surface considérée, il est nécessaire de mesurer sa hauteur et sa densité. De cette façon, les précipitations neigeuses peuvent être mesurables sans pluviomètre. On considère en général que la densité de la neige fraîche est de l'ordre de 0.1. Dans ce cas, une épaisseur de neige de 10 cm correspond à une quantité d'eau précipitée égale à 10 mm. Ce cas très théorique est cependant susceptible de varier selon le tassement de la neige qui se fait avec le temps, ou alors du type de neige précipitée (neige lourde vs neige légère). La densité de la neige peut en effet varier d'environ 0.05 à 0.6 (Armstrong et Brun 2008).

3.5. Mesures dans le milieu souterrain

Comme pour la mesure du contenu en eau dans le sol, la mesure des volumes d'eau contenus dans les couches plus profondes demande l'utilisation de techniques géophysiques. La mesure du champ gravimétrique permet par exemple de déterminer les variations temporelles des volumes d'eau en fonction de la valeur relevée de la gravité g . Selon la quantité d'eau qui occupe le milieu souterrain, la densité varie et la valeur de g fluctue très légèrement. Cette méthode est coûteuse car elle nécessite le déploiement d'appareils de mesure extrêmement précis, les variations de g étant très faibles. Cette méthode est passive car elle ne perturbe pas le milieu étudié. Une autre méthode dite active pour déterminer les propriétés du milieu souterrain fait intervenir ce qu'on appelle un « essai de pompage » en hydrogéologie. Cette méthode ne permet pas de mesurer directement des valeurs de variations de stock d'eau, mais donne de précieux renseignements sur certains paramètres physiques de la nappe souterraine. Le but est de prélever de l'eau du milieu souterrain à l'aide d'une foreuse, d'une pompe, et d'un tuyau reliant le fond du forage à la surface, et de mesurer alors le débit à la sortie. Selon la valeur du débit, il est possible de déterminer certaines caractéristiques fondamentales de la nappe nécessaires à la bonne compréhension du cycle de l'eau souterrain. On rappelle que la surface piézométrique est l'altitude (ou la profondeur par rapport à la surface du sol) de la limite entre la zone saturée et la zone non saturée d'un aquifère. Ce niveau est mesuré à l'aide d'un piézomètre qui est un tube permettant depuis la surface d'accéder à l'eau d'une nappe phréatique. Ces instruments permettent ainsi de relever un niveau piézométrique dans le milieu souterrain.

3.6. Mesures hydrométriques en rivière

La récolte des observations qui vont permettre de valider les modèles hydrologiques n'est pas aisée. Afin de bien comprendre comment il est possible de disposer de données de débits et hauteurs d'eau, nous allons exposer dans cette sous-section quelques notions d'hydrométrie générale.

L'hydrométrie est la mesure des niveaux d'eau et des débits des rivières, et éventuellement de la mesure de la pluie arrivant au sol. Afin de pouvoir obtenir dans l'espace des séries temporelles locales de niveaux d'eau et débits, un réseau de stations de jaugeage

mesurant en continu l'évolution du niveau d'eau dans le temps est nécessaire. Le niveau d'eau correspond à une distance verticale entre une cote de référence fixe et la surface libre de la rivière. Si la surface libre de la rivière se trouve au-dessus de la cote de référence, le niveau d'eau est positif, dans le cas inverse il est négatif. La limnimétrie correspond à la mise en œuvre des technique et matériels d'enregistrement des hauteurs d'eau. Le limnigramme est le produit résultat de l'évolution du niveau d'eau dans le temps. Afin de pouvoir connaître l'évolution du débit d'une rivière sur une station donnée, il est nécessaire de créer une fonction convertissant le niveau d'eau en débit. On appelle cette fonction « courbe de tarage ». Le débit d'une rivière est défini comme étant le volume d'eau qui traverse une section par unité de temps. Il est généralement exprimé en m^3/s . La section traversée par l'eau qui s'écoule est définie comme étant la surface mouillée en travers de la rivière, dont le périmètre est constitué par la surface libre et le travers du lit de la rivière (Fig. 5).

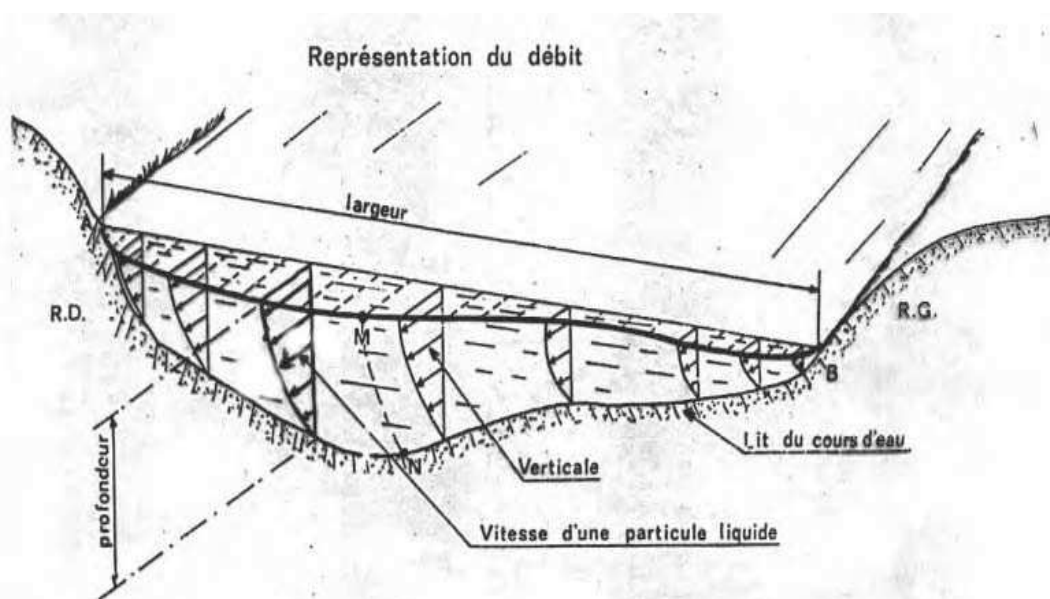


Figure 5. Illustration du profil en travers d'une rivière. La vitesse d'écoulement décroît de la surface vers le fond, et du centre du lit vers les berges. On considère en théorie que la vitesse d'une particule d'eau est nulle au fond du lit et sur les extrémités des berges. La profondeur correspond à la distance verticale entre la surface libre et le point le plus bas du lit de la rivière. La largeur au miroir est la distance horizontale entre les deux points d'intersection de la surface libre avec les deux berges respectives, rive gauche et rive droite (tiré de Watrin 2014).

L'intérêt d'établir une courbe de tarage est de pouvoir déterminer un débit à partir d'une hauteur mesurée à tout instant. Il est en effet beaucoup plus difficile de mesurer un débit en

continu dans le temps qu'une hauteur d'eau. La courbe de tarage permet alors de faire le lien entre le niveau d'eau mesuré et le débit d'une rivière. Afin d'élaborer une courbe de tarage à une station de jaugeage, il est nécessaire de mesurer le débit pour plusieurs niveaux d'eau considérés. Ce débit est obtenu grâce à la mesure brute du champ de vitesse au sein de la surface mouillée. L'objectif est de mesurer un certain nombre de vitesses de filet d'eau au sein de la section mouillée. En intégrant l'ensemble des vecteurs vitesse dans la verticale et l'horizontale de la section, on peut déterminer un champ de vitesse permettant de déterminer une approximation du débit qui traverse la section à l'instant où la mesure a été réalisée.

Plusieurs techniques existent pour mesurer des vitesses d'écoulement au sein d'une section mouillée. Deux techniques particulièrement connues sont la méthode des moulinets, ainsi que la méthode par mesure Doppler. La première méthode est particulièrement adaptée pour les cours d'eau de petite taille, permettant à un individu de réaliser des mesures manuellement à l'aide d'un instrument mesurant des vitesses de filet d'eau. L'instrument en question est une hélice reliée à une perche, qui, en fonction de sa vitesse de rotation, donne la vitesse d'écoulement. Pour faire une analogie avec le domaine de la météorologie, le fonctionnement est le même que celui des anémomètres mesurant des vitesses de vent dans l'atmosphère. Le principe de la deuxième méthode est simple : le courantomètre (instrument mesurant des vitesses d'écoulement) à effet Doppler est un procédé de jaugeage à ultrasons mobile, monté sur un zodiac ou sur un pont par exemple. Ainsi, en mesurant la différence de phase entre une onde émise et celle de son écho, il détermine d'une part la vitesse de l'eau en tout point de la section, et d'autre part le profil du fond et la vitesse de déplacement du bateau.

Une fois qu'un certain nombre de débits (Q) et niveaux d'eau correspondants (H) ont été mesurés, il est enfin possible de constituer une courbe de tarage. Cette courbe n'est rien d'autre qu'une interpolation de l'ensemble des points ($Q ; H$) de mesure. Elle permet ainsi de déterminer pour une gamme de niveaux d'eau donnée, une gamme de débits correspondants. De cette façon, il est possible de calculer en continu dans le temps une valeur de débit, à partir du niveau d'eau mesuré à la station de jaugeage considérée (Fig. 6).

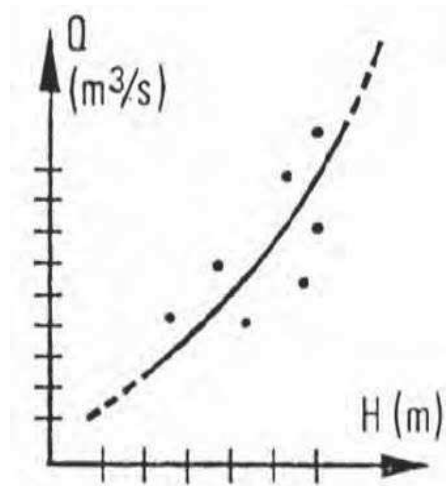


Figure 6. Illustration d'une courbe de tarage. Les sept points visibles sur le graphique correspondent à des observations de niveaux d'eau et débits associés. La courbe continue est l'interpolation de ces points d'observation ; la courbe discontinue est une extrapolation de la courbe continue, à cause de l'absence de points d'observations en dehors du domaine de validité situé sur la plage de la courbe continue (tiré de Watrin 2014).

Une série temporelle de débits dits observés est appelée également « hydrogramme ». L'intérêt d'une station d'hydrométrie est donc double, puisque celle-ci permet de mesurer en continu à la fois des niveaux d'eau et des débits. Dans le cas de très bas niveaux d'eau (étiage) ou très hauts niveaux d'eau (crue), il est nécessaire d'extrapoler la courbe de tarage respectivement vers les basses et hautes gammes de valeurs de débits. La partie extrapolée de cette courbe n'est donc pas comprise dans le domaine de validité de la courbe de tarage, qui, lui, prend en compte des points de mesures pour le calage de la courbe.

Notons qu'avec le temps, le forme du lit est susceptible de changer. En effet, les processus sédimentaires et érosifs au sein d'un cours d'eau peuvent modifier, avec les années, la géométrie (pente, largeur, forme du profil en travers) ainsi que la rugosité du lit. Ces modifications des propriétés géomorphologiques du chenal vont induire un changement de la relation hauteur-débit et donc de la courbe de tarage associée. Pour être le plus rigoureux possible, de nouvelles mesures de débits associées à des mesures de niveaux d'eau sont effectuées. Elles permettent d'établir une courbe de tarage différente de celle ayant été calculée lors d'une précédente configuration du lit de la rivière. Ainsi, les organismes d'hydrométrie fournissent généralement pour une station hydrologique plusieurs courbes de tarage, chacune correspondant à une période de validité, généralement d'une durée de quelques années. Le début de la période de validité de la courbe équivaut au moment où les premières mesures de

débits et niveaux d'eau sont réalisées sur la station. Dès que de nouvelles mesures sont effectuées sur la station, la période de validité prend fin et une nouvelle courbe de tarage est élaborée.

4. La modélisation du cycle de l'eau continental

4.1. Préambule

Afin de représenter au mieux les processus hydrologiques qui ont lieu dans la réalité, la communauté scientifique développe des modèles numériques permettant de simuler l'évolution, dans le temps et l'espace, des variables physiques décrivant le système hydrologique étudié. L'observation de ces variables hydrologiques permet de valider les modèles. Par ailleurs, le temps et l'espace sont discrétisés dans les modèles numériques, afin de rendre le temps de calcul fini. Afin d'améliorer notre connaissance des processus, la complémentarité des modèles et des observations est indispensable : les observations permettent d'une part d'effectuer des validations de modèles, et peuvent d'autre part être assimilées au sein de ces derniers. Comme on le verra par la suite plus en détails, l'assimilation de données observées dans les modèles permet de corriger leurs paramètres ou leur état et d'améliorer leurs performances.

Les modèles hydrologiques sont principalement validés par des données de débits. La validation des modèles par les observations permet d'établir des scores de performance, définissant la capacité du modèle à décrire un ou plusieurs processus physiques. Le critère de performances du modèle est décrit par des scores statistiques tels que l'écart quadratique moyen ou le biais entre la simulation et l'observation, ou alors encore le critère de Nash très utilisé dans le monde de l'hydrologie (Nash et Sutcliffe 1970).

4.2. les grands types de modèles

Les modèles peuvent représenter le comportement du bassin versant de différentes façons (tiré de Singla 2012) :

- Le **modèle empirique** est basé sur le traitement de séries chronologiques. Il utilise des

équations différentielles pour décrire les principaux processus de relations pluie-débit. Il ne fait intervenir le plus souvent aucune donnée sur la nature physique du bassin. C'est le cas par exemple, des modèles régressifs ou des modèles basés sur les fonctions de transfert, comme l'hydrogramme unitaire (Sherman 1932). Ce type de modèle permet en effet de prévoir seulement le débit à l'exutoire du bassin versant et non de comprendre le fonctionnement du bassin versant (l'état hydrique n'étant pas forcément pris en compte). Ces modèles sont donc souvent utilisés dans le cas de la prévision des crues.

- A l'opposé, le **modèle conceptuel** ou modèle « à réservoirs », est basé sur plusieurs schémas de fonctionnement correspondant aux différents niveaux de stockage d'eau qui dépendent de la végétation, du sol, de la surface et de la nappe (si existante). Ce type de modèle permet de simuler les débits et les flux d'échanges entre les différents réservoirs. En effet, chaque réservoir est décrit par plusieurs paramètres (taille, paramètres de vidange) et l'évolution de son niveau est régie par une équation différentielle ordinaire. Ainsi, des liens plus faciles avec la physique du bassin sont possibles : l'influence de l'état hydrique du bassin est introduite de façon explicite. Les paramètres de vidange des réservoirs sont alors obtenus par le calage du modèle sur le débit observé à l'exutoire du bassin. Ce type de modèle est aussi souvent utilisé pour la prévision des crues (Tangara 2005, Berthet 2010). Il reste tout de même très grossier sur la représentation du fonctionnement réel du bassin versant et ne permet donc pas de comprendre son comportement.

- Enfin, le **modèle dit « à base physique »** est caractérisé par des lois d'hydrodynamique dont les paramètres (mesurables le plus souvent sur le terrain) sont associés à des propriétés physiques du bassin versant. Il possède généralement une discrétisation fine de l'espace (de l'ordre de quelques dizaines de mètres au kilomètre), qui permet de simuler l'évolution du bassin versant en tout point et tout instant. Ce type de modèles demande donc un nombre important de données rarement disponibles : par exemple, le modèle SHE requiert 2400 paramètres (Abbott et al. 1986). Ce genre de modèles demande aussi des temps de calculs importants et est donc incompatible avec la prévision des crues, mais pas avec les prévisions saisonnières des ressources en eau.

Notions d'échelle spatiale :

Dans un modèle hydrologique global, toutes les variables sont moyennées dans l'espace

sur la surface du bassin versant considéré. Ces modèles globaux ont été développés dès les années 1960 et se sont révélés être des outils d'aide à la décision : par exemple, les modèles GR développés par l'IRSTEA (Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture). Cependant, ils sont limités et ne prennent pas en compte la variabilité spatiale des entrées (précipitations totales, températures) et sorties (débits). Si le bassin versant sur lequel la modélisation est réalisée est cependant découpé en plusieurs sous-bassins versants, alors on parle de modèles semi-distribués. Il est alors possible de choisir de ne spatialiser que les facteurs dont la répartition spatiale est considérée comme primordiale pour simuler la réponse hydrologique du bassin versant. Dans un modèle maillé ou distribué, les variables sont calculées pour chaque maille du bassin versant ou sous-bassin versant étudié, permettant alors de mieux prendre en compte la variabilité spatiale. Cependant, plus la spatialisation est importante, plus le modèle est complexe. Cette classification des modèles reste tout de même très schématique car comme l'a souligné Kirchner (2006), les modèles dits « physiques » se voient obligés de traiter certains processus de façon empirique, notamment à cause du changement d'échelle d'application des équations valables pour un point. Les modèles physiques à l'échelle de la maille du calcul ont donc également un degré de conceptualisation et de globalité.

Notons que l'intensité et l'incertitude d'un phénomène hydrologique simulé par le modèle sont fonctions de la taille du bassin versant (Fig. 7). Sur les bassins de grande taille de plus de 1000 km², la constante de temps est élevée (temps de concentration de 1 à plusieurs jours), permettant ainsi de mieux prévoir le comportement des rivières dont les valeurs de débits évolueront progressivement dans le temps. A l'inverse, le comportement des bassins versants de petite tailles (quelques dizaines de km²) est qualifié de plus « nerveux » : Les processus hydrologiques mis en jeu se déroulent de façon soudaine et intense, et il sera nettement plus difficile de prévoir l'intensité et le moment précis durant lequel aura lieu par exemple un pic de crue.

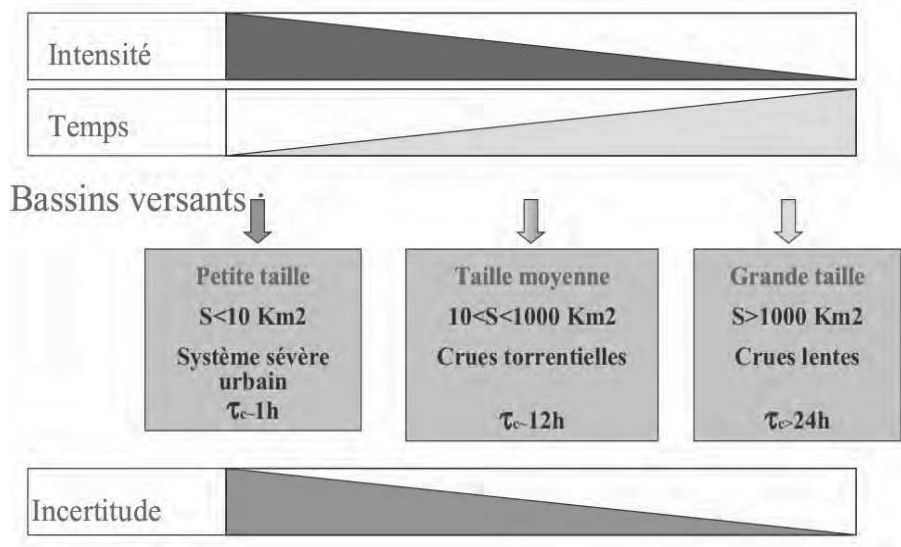


Figure 7. Représentation schématique de l'intensité et de l'incertitude d'un phénomène hydrologique simulé, en fonction de la surface S (km²) du bassin versant étudié et de la constante de temps τ_c (h) associée (tiré de Rousset-Régimbeau 2014).

4.3. Description générale des modèles à base physique

Les modèles dits à base physique permettent de décrire l'évolution spatiale et temporelle de variables hydrologiques sur de grands bassins versants. Ces modèles permettent la fermeture du cycle hydrologique dans les modèles couplés continent-océan-atmosphère. Ils facilitent également la validation des simulations hydrologiques et permettent l'étude de nouveaux phénomènes tels que l'influence des apports d'eau douce sur la température des océans à l'embouchure des grands fleuves. Comme leur nom l'indique, ces modèles décrivent les processus hydrologiques par des équations physiques, comme par exemple l'équation de Barré de Saint Venant pour les écoulements dans les rivières. Ces modèles sont censés être plus réalistes et ne nécessitent en théorie aucune calibration, à condition que l'ensemble des paramètres soit connu, ce qui est évidemment rarement le cas (Vergnes 2012).

A l'échelle globale, de nombreuses études se sont penchées sur le développement des modèles de transfert en rivières (Arora et Boer 1999, Coe 1998, Ducharne et al. 2003, Hagemann et Dümenil 1997, Liston et al. 1994, Miller et al. 1994, Oki et Sud 1998, Vörösmarty et al. 1989). Ces modèles se basent en général sur une discrétisation spatialisée du domaine considéré. Les modèles de transfert en rivière sont pour la plupart à base physique simplifiées.

Les directions d'écoulement sont définies à partir d'une matrice de connectivité renseignant le sens dans lequel l'eau doit s'écouler. L'évolution temporelle du débit est ensuite déterminée via la résolution d'une équation bilan en chaque maille, puis propagée dans le réseau de drainage déterminé via les directions d'écoulements. Ces modèles sont composés de trois compartiments routant l'eau dans l'espace et le temps, permettant de transférer une goutte de pluie jusqu'à l'embouchure d'un fleuve. Le forçage de ces modèles hydrologiques à base physique est représenté par la description spatio-temporelle des précipitations qui atteignent le sol, et de tous les autres paramètres météorologiques étant susceptibles d'impacter le bilan hydrique de surface (vent, humidité, température, etc.). Ces précipitations sont décrites par la combinaison d'observations locales issues de pluviomètres, et de réanalyses des modèles météorologiques. Malgré une évidente difficulté à recalculer avec exactitude la distribution spatiale et temporelle des précipitations, ces deux informations permettent de décrire de façon assez rigoureuse les forçages atmosphériques alimentant les trois compartiments des modèles à base physique.

- Le **compartiment 1**, jouant le rôle de fonction de production, va recevoir en entrée des précipitations, et calculer quelle fraction de ces précipitations va pouvoir ruisseler et s'infiltrer dans le sol, transformant de cette façon les précipitations brutes en précipitations nettes. L'autre partie des précipitations sera reprise par évaporation et évapotranspiration. Il faut noter que la modélisation du cycle de l'eau dans les sols est complexe, de par la grande hétérogénéité spatiale de ses propriétés physiques. Les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère se sont développés et enrichis durant ces dernières décennies, conduisant à une description de plus en plus détaillée des sols et des processus physiques à l'interface sol-atmosphère.

- Dans le **compartiment 2**, les masses d'eau des surfaces continentales (bilan hydrologique calculé par le compartiment 1) sont transférées vers le réseau de rivière. Le processus se déroule soit par ruissellement de surface ou subsurface (ruissellement hypodermique), soit par drainage dans la nappe souterraine qui va pouvoir alors transférer l'eau vers le réseau de rivières. L'évolution spatio-temporelle de l'eau dans la nappe souterraine est simulée par les modèles hydrogéologiques qui prennent en compte les caractéristiques physiques de l'aquifère pour modéliser le transport de l'eau dans l'espace et le temps (Ledoux et al. 1989 ; voir aussi Vergnes 2012, Vergnes et al. 2014). Le transfert de l'eau vers le réseau de rivières peut se faire de deux manières différentes. La première repose sur une approche d'isochronisme, c'est à dire que le temps que met une goutte d'eau pour aller du point A au point B est imposé et fixe. Le bassin versant est ainsi divisé en un nombre de zones isochrones permettant de connaître le

temps (appelé temps de transfert) nécessaire à l'eau pour s'écouler jusqu'à la maille rivière la plus proche. Le temps de transfert dépend de la topographie et du temps de concentration qui est un paramètre à caler (Habets et al. 2008). La deuxième approche permettant de transférer l'eau vers le réseau de rivières repose sur une approche purement physique (Beven et Kirkby 1979), et donc en soit plus pertinente si les paramètres physiques du système sont bien calés. L'eau est transférée de cette façon vers le réseau de rivières à partir des équations gouvernant le cycle de l'eau dans les sols.

- Enfin, le **compartiment 3** permet d'écouler l'eau au sein du réseau de rivières, de l'amont vers l'aval jusqu'à l'embouchure du chenal fluvial. Le calcul de la vitesse d'écoulement de l'eau dans chaque maille-rivière (discrétisation spatiale du domaine) fait dépendre la qualité des débits simulés, car une bonne simulation de la vitesse permet d'optimiser le phasage temporel entre les pics de crue simulés et observés. La vitesse d'écoulement peut être :

– constante dans le temps et l'espace, comme c'est le cas dans la version originale de TRIP (Oki et Sud 1998), ou bien dépendre du bassin versant considéré (Ducharne et al. 2003).

– constante dans le temps mais spatialement distribuée, soit uniquement selon la topographie (David et al. 2011a), soit selon la topographie et les débits moyens annuels des rivières (Liston et al. 1994, Vörösmarty et al. 1989).

– variable dans le temps et l'espace selon la topographie, la géométrie des rivières, et la hauteur d'eau déterminée par la formule de Manning (Arora et Boer 1999, Decharme et al. 2010, Lucas-Picher et al. 2003, Ngo-Duc et al. 2007).

Sur la figure 8, un schéma conceptuel des principaux flux décrits dans les modèles hydrologiques est illustré, avec la correspondance des compartiments détaillés dans les trois précédents paragraphes.

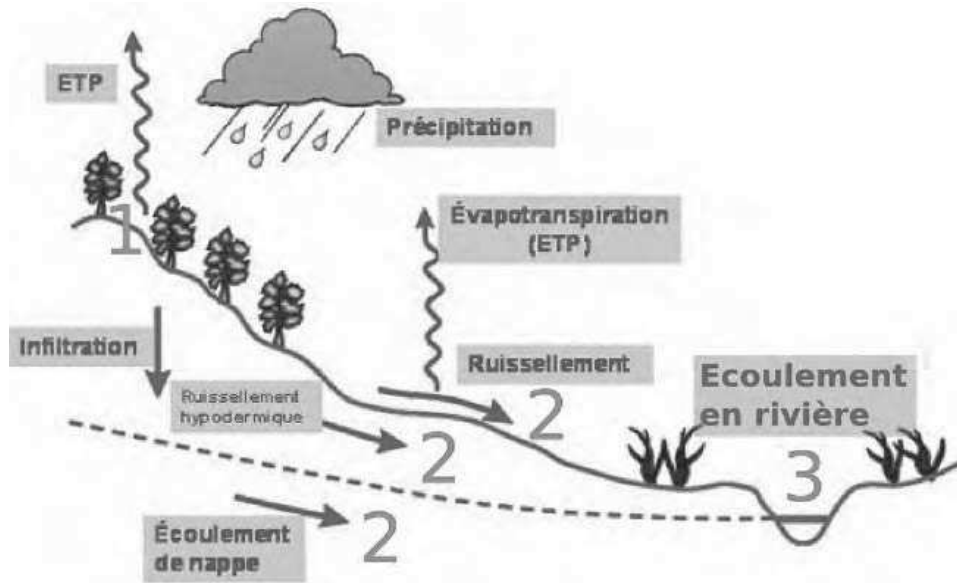


Figure 8. Schéma simplifié du cycle de l'eau continental. Illustration des différents flux décrits dans les trois compartiments, avec leur numéro correspondant (de 1 à 3) (tiré de <http://www.esrifrance.fr>).

5. L'assimilation de données dans les modèles hydrologiques

5.1. Préambule

L'assimilation de données est une méthode qui permet de combiner diverses sources de données disponibles, afin de décrire le plus précisément l'état d'un système (Bouttier et Courtier 1999). Les sources de données sont souvent hétérogènes et parfois incomplètes. L'assimilation de données est utilisée dans de nombreux domaines comme la météorologie, l'hydrologie, la géophysique ou la nivologie. Il existe plusieurs méthodes permettant d'assimiler des données, les plus courantes sont :

- le meilleur estimateur linéaire non biaisée (Best Linear Unbiased Estimator – BLUE)
- le filtre de Kalman étendu
- le filtre de Kalman d'ensemble
- le filtre particulaire
- l'assimilation variationnelle.

On décrira principalement la première méthode listée, celle-ci sera utilisée dans les travaux de thèse présentés.

Il est important de définir les variables utilisées en assimilation de données. Le tableau 1 résume les principaux vecteurs et matrices utilisés.

Symbole	Nom de la variable
M	Modèle linéaire
M	Modèle non linéaire
Y_o	Vecteur d'observations
$H(X_b)$	Equivalent modèle des observations
X_b	Vecteur d'ébauche
X_a	Vecteur d'analyse
R	Matrice de covariance d'erreurs d'observations
B	Matrice de covariance d'erreurs d'ébauche
A	Matrice de covariance d'erreur d'analyse
H	Matrice Jacobienne décrivant la sensibilité de $H(X_b)$ à une perturbation de X_b
K	Matrice de gain

Tableau 1. *Résumé des principales variables utilisées en assimilation de données*

5.2. Description des méthodes d'assimilation

Nous allons décrire dans cette sous-section différentes méthodes utilisées en assimilation de données.

5.2.1. Description détaillée du BLUE

Les hypothèses de la méthode du BLUE reposent sur le fait que les erreurs d'observation, d'ébauche et d'analyse sont non biaisées, et que le modèle utilisé doit être utilisé dans le domaine de linéarité (Bouttier et Courtier 1999), si celui-ci existe.

Dans les équations qui vont suivre, le vecteur X (de dimension $N \times 1$) représente les variables pronostiques d'un modèle M , et le vecteur Y_o (de dimension p) représente les observations. L'erreur d'observation ε^o est décrite à l'aide d'une matrice de covariance d'erreur d'observation notée R , où $R = E[\varepsilon^o \varepsilon^{oT}]$. Y_o équivaut donc à la réalité Y_t (projetée dans le monde des observations) entachée d'une certaine erreur ε^o (Eq. 3).

$$Y_o = Y_t + \varepsilon^o \quad (3)$$

Le vecteur X_b représente les ébauches du système. L'erreur d'ébauche ε^b est décrite à l'aide d'une matrice de covariance d'erreur d'ébauche notée B , où $B = E[\varepsilon^b \varepsilon^{bT}]$. X_b équivaut donc à la réalité X_t (projetée dans le monde des ébauches) entachée d'une certaine erreur ε^b (Eq. 4).

$$X_b = X_t + \varepsilon^b \quad (4)$$

On fait l'hypothèse que les erreurs d'observation et d'ébauche ne sont pas biaisées, leur espérance est donc nulle (Eq. 5 et 6).

$$E[\varepsilon^o] = 0 \quad (5)$$

$$E[\varepsilon^b] = 0 \quad (6)$$

L'équivalent modèle de Y_o est appelé $H(X_b)$. H est donc un opérateur d'observations qui permet d'obtenir l'équivalent de la variable d'état X_b dans l'espace des observations. La Jacobienne \mathbf{H} représente l'approximation linéaire de l'opérateur d'observations H . (Eq. 7).

$$\mathbf{H} = \frac{\partial H}{\partial X} \quad (7)$$

L'état analysé de la variable assimilée est recherché comme une combinaison linéaire de l'ébauche et des observations. L est un opérateur linéaire et K est appelée matrice de gain (Eq. 8).

$$X_a = L X_b + K Y_o \quad (8)$$

L'erreur d'analyse ε^a est décrite à l'aide d'une matrice de covariance d'erreur d'analyse notée A. $A = E[\varepsilon^a \varepsilon^{aT}]$. X_a équivaut donc à la réalité X_t (projetée dans le monde des analyses) entachée d'une certaine erreur ε^a (Eq. 9).

$$X_a = X_t + \varepsilon^a \quad (9)$$

La matrice A s'écrit de la façon suivante (Eq. 10) :

$$A = (I - KH) B (I - KH)^T + KRK^T \quad (10)$$

L'analyse de la variable assimilée est égale à son ébauche, à laquelle est appliqué un terme correctif (Eq. 11).

$$X_a = X_b + K(Y_o - H(X_b)) \quad (11)$$

La trace de la matrice A représente la variance de l'erreur d'analyse, il est nécessaire de la minimiser pour déterminer l'état le plus proche possible de l'état vrai X_t . Son minimum est déterminé par la matrice K qui s'écrit de la façon suivante (Eq. 12) :

$$K = (B^{-1} + HR^{-1}H^T)^{-1} H^T R^{-1} \quad (12)$$

Ainsi, l'état analysé X_a s'écrit (Eq. 13) :

$$X_a = X_b + (B^{-1} + HR^{-1}H^T)^{-1} H^T R^{-1} (Y_o - H(X_b)) \quad (13)$$

5.2.2. Description synthétique d'autres méthodes d'assimilation

- Le filtre de Kalman étendu (EKF) : il s'agit d'une méthode séquentielle qui est une extension du BLUE (Gelb 1974, Ricci 2004, Massart 2003). Elle consiste à propager l'état analysé ainsi que l'erreur d'analyse. Ses hypothèses sont les mêmes que celles du BLUE.
- Le filtre de Kalman d'ensemble (EnKF) : c'est une méthode d'ensemble par laquelle l'estimation des matrices utilisées pour calculer l'état analysé se fait par le biais d'un ensemble de simulations (Evensen 2003). Cette méthode a l'avantage d'estimer les principaux termes nécessaires pour le calcul de l'analyse et de l'erreur d'analyse, ce qui permet de ne pas devoir les calculer directement.
- Assimilation variationnelle : ces méthodes, par opposition aux méthodes séquentielles qui ne traitaient les observations qu'au fur et à mesure qu'elles étaient disponibles sans jamais utiliser une observation future dans une analyse, traitent le problème globalement, sous forme de minimisation d'une fonction de coût contenant à la fois les informations relatives au modèle et les observations. Ces méthodes nécessitent également une bonne connaissance statistique des diverses erreurs afin d'affecter un certain poids à chaque terme de la fonction à minimiser. Les deux méthodes variationnelles les plus connues sont le 3D-VAR (tri-dimensionnel) et le 4D-VAR (quadri-dimensionnel).

5.3. État de l'art de l'assimilation en hydrologie

L'assimilation de données est de plus en plus utilisée par la communauté scientifique, celle-ci permettant d'améliorer des paramètres clé ou états initiaux des modèles numériques. En hydrologie, l'enjeu est d'améliorer la représentation du cycle de l'eau en assimilant des humidités du sol, des débits observés, ou encore des hauteurs d'eau en rivière. Afin de donner quelques exemples de travaux réalisés en assimilation de données dans le domaine de l'hydrologie, citons quelques exemples :

- Zaitchik et al. (2008) ont utilisé des données satellitaires GRACE pour le cas du fleuve

Mississippi, dans le but d'améliorer le contenu en eau du sol ainsi que les flux et stocks d'eau du bassin versant associé.

- Thirel (2009) a proposé d'assimiler des débits observés sur la France, afin de corriger l'état initial du contenu en eau du sol.

- Biancamaria et al. (2011) ont assimilé des données synthétiques SWOT sur la rivière « Arctic Red » au Canada, dans le but d'améliorer la représentation des écoulements.. La combinaison des modèles hydrologiques & hydrauliques avec les observations SWOT virtuelles a permis dans ces travaux de mieux caractériser les variations temporelles de hauteurs d'eau de la rivière, en se basant un filtre de Kalman d'ensemble.

- Coustau et al. (2013) ont testé si l'assimilation de données pouvaient apporter de la valeur ajoutée pour la prévision de débits, en utilisant un modèle à base physique pluie-débit.

- Pedinotti et al. (2014) ont assimilé des données synthétiques SWOT sur le bassin du Niger en Afrique, en utilisant la méthode du BLUE. Le but était alors de corriger le coefficient de rugosité du fond de la rivière, dans l'optique de mieux représenter la simulation des écoulements en rivière.

6. L'apport de la télédétection dans la compréhension du cycle de l'eau

L'observation de la Terre depuis l'espace donne des informations précieuses sur de nombreux processus physiques se déroulant sur le globe (météorologie, géomorphologie, hydrologie, etc.). Deux grands types de satellites existent : les satellites dits défilants, et les satellites géostationnaires. Les satellites géostationnaires dont l'orbite se situe à 36 000 km d'altitude, observent à tout instant la même région du globe, et donc peuvent être considérés comme « immobiles » au-dessus de la surface de la Terre : ils évoluent à la même vitesse angulaire que la Terre. A l'inverse, les satellites défilants orbitent autour de la Terre à une altitude inférieure à celle des satellites géostationnaires, et donc observent constamment de nouvelles zones du globe au cours du temps. Leur vitesse angulaire est ainsi plus grande que

celle des satellites géostationnaires : en effet due à leur altitude inférieure, la force de gravité est plus élevée et donc doit être compensée par une accélération tangentielle plus grande, autrement dit par une vitesse angulaire plus élevée. Durant un cycle complet d'un satellite défilant (cycle bouclé lorsque le satellite repasse exactement au-dessus du même point de la surface terrestre), plusieurs sous-cycles de durées inégales sont relevés, c'est à dire que le satellite pourra passer plusieurs fois au-dessus d'une même zone durant un cycle, sans pour autant passer exactement au dessus du même point. La figure 9 illustre ce mécanisme. Les traces du satellite SWOT (Surface Water and Ocean Topography) dont le lancement est prévu pour 2020 sont simulées sur le bassin de la Seine. En considérant une orbite de 970 km¹, le satellite passe ainsi tous les 22 jours au-dessus du même point, mais observe certaines zones du bassin entre 2 et 4 fois par cycle.

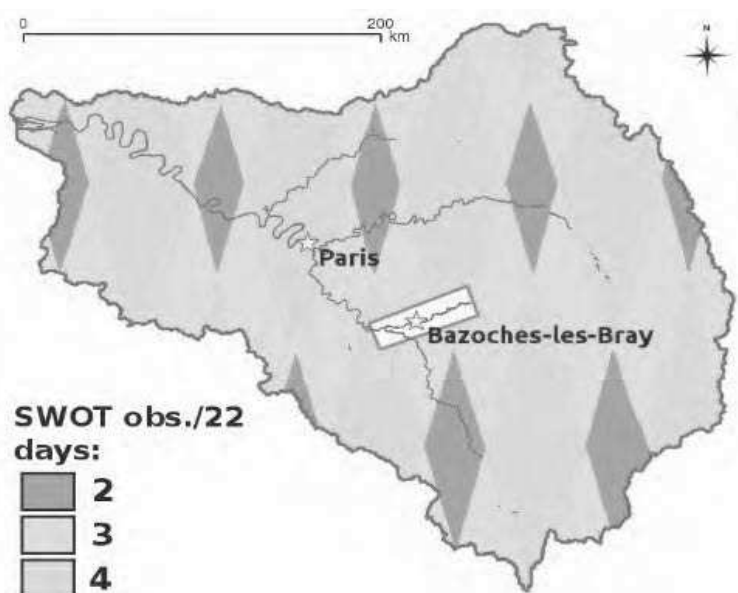


Figure 9. Nombre d'observations SWOT par période de répétitivité du satellite sur le bassin de la Seine. Le rectangle rouge rempli de blanc représente la zone d'étude choisie (Programme PIREN-Seine 2011, Biancamaria et al. 2011), car les hauteurs d'eau fournies par SWOT permettront d'étudier plus en détails les échanges nappe-surface.

La télédétection est aujourd'hui très utilisée dans le monde de l'hydrologie, l'observation satellitaire des surfaces continentales permettant de comprendre de nombreux mécanismes physiques du cycle de l'eau. On rappelle les équations 1 et 2 décrites au début de la section 2 de ce chapitre :

¹ L'orbite de SWOT a été initialement convenue à 970 km. Elle est aujourd'hui fixée à 891 km (1 cycle = 21 jours)

$$\frac{dS}{dt} = P - E - Q \quad ; \quad S_{total} = S_{neige} + S_{glace} + S_{sol} + S_{surface} + S_{souterrain}$$

Certaines composantes du bilan hydrique sont observée par les satellites, malgré une incertitude évidente dans chacune de ces observations. Toutes les composantes du bilan hydriques ne sont pas observées, il n'est aujourd'hui pas possible de fermer le bilan hydrique par observations satellitaires uniquement, mais ces dernières, même si elle sont incomplètes, apportent de précieuses informations.

Dans la première équation qui décrit quels sont les flux qui équilibrent les variations totales de stock d'eau dans le temps :

- Les variations de stock d'eau total $\frac{dS}{dt}$ sont observées par le satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (Syed et al. 2008, Landerer et Swenson 2012).
- Les précipitations P sont estimées par les satellites TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) et GPM (Global Precipitation Measurement).
- Le flux de chaleur latente E peut être estimé à partir des mesures du satellite MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).
- Enfin les débits en rivière Q pourront être estimés par le satellite SWOT qui observera des variations d'élévation d'eau dans le temps. A partir de ces mesures, des valeurs de débits pourront être calculées (Durand et al. 2014).

Dans la seconde équation qui décrit quels sont les stocks qui équilibrent la valeur du stock d'eau total sur les continents, deux compartiments peuvent aujourd'hui être observés par les satellites :

- le stock d'eau situé dans le sol superficiel S_{sol} , qui est mesuré par les satellites SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) (Kerr et al. 2010, Pierdicca et al. 2013), ASCAT (Advanced Scatterometer) et SMAP (Soil Moisture Active and Passive mission) (Flores et al. 2012).
- le stock d'eau compris dans les eaux de surface $S_{surface}$, à savoir les lacs et les rivières. Les satellites JASON, SENTINEL-3, SARAL (Satellite with ARGOS and ALtika) et MODIS peuvent le renseigner à partir de mesures altimétriques de la surface libre de ces zones en eau. Le satellite SWOT sera également capable de fournir des produits en utilisant la méthode de mesure altimétrique. En accord avec l'équation décrite plus haut, on notera qu'un des grands intérêts de SWOT dans la fermeture du bilan hydrique, est qu'il sera capable de renseigner à la fois des

valeurs de flux (débits) et de stock d'eau, ce que les autres satellites actuellement en orbite ne sont pas capable d'établir.

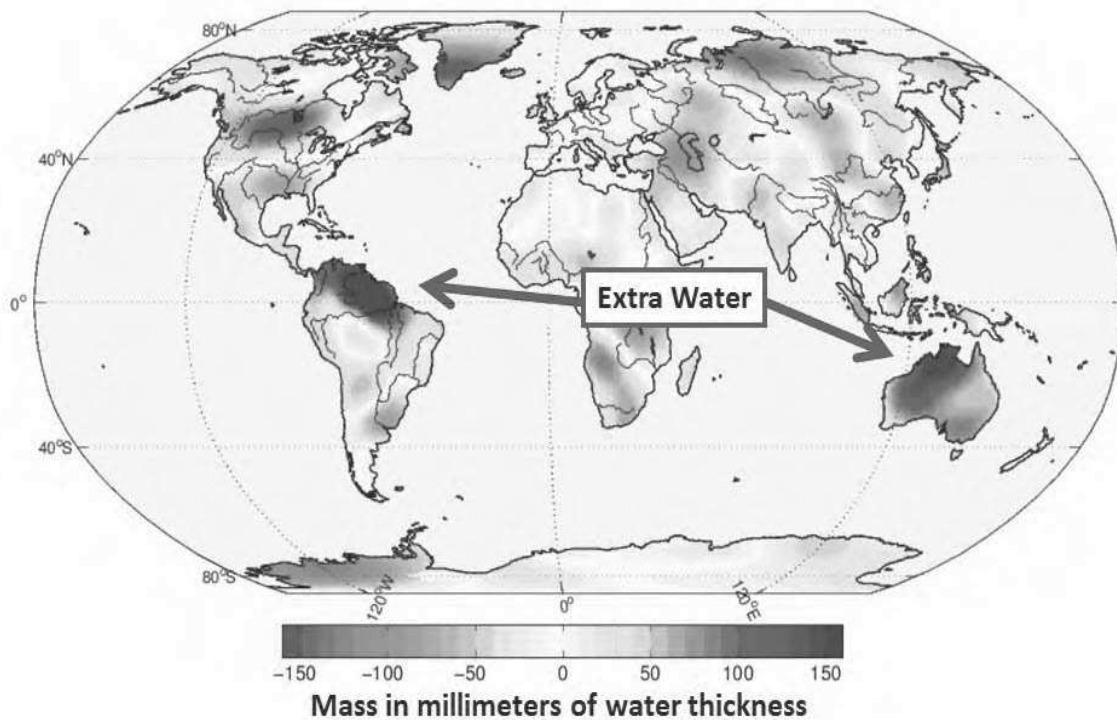


Figure 10. Variations temporelles des masses d'eau continentales à l'échelle du globe (de mars 2010 à mars 2011), exprimées en millimètres d'épaisseur d'eau : unité équivalente à la variation totale du stock d'eau continental. L'indication « Extra Water » mentionne une forte augmentation du stock d'eau total en Australie et au nord de l'Amérique du sud, caractérisée par des couleurs froides. Les couleurs chaudes attestent à l'inverse une diminution du stock sur la période d'étude (source : JPL/NASA - <http://www.jpl.nasa.gov>).

Le satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) permet d'estimer les variations totales de stock d'eau en mesurant les fluctuations gravimétriques de grande échelles au cours du temps (Syed et al. 2008, Landerer et Swenson 2012). GRACE est la première mission satellitaire à ne pas utiliser d'ondes électromagnétiques transmises par la surface de la Terre ou de l'atmosphère pour établir ses mesures. GRACE utilise à la place un système de mesure de distance reposant sur des émissions micro-ondes. Des variations de vitesse et de distance sont ainsi mesurées en continu entre deux satellites identiques évoluant sur la même orbite polaire à une distance de 220 km l'un de l'autre, et à 500 km au-dessus de la surface du niveau de la mer. Les variations spatio-temporelles du champ gravimétrique vont impacter la distance entre les deux satellites, permettant ainsi de déterminer en continu une valeur de la gravité. Sur les continents, les variations temporelles du champ gravimétrique sont

principalement causées par des changements dans la répartition des masses d'eau (Wahr et al. 1998, Tapley et al. 2004b). Ce type de mesures a permis pour la première fois de déterminer des variations de stock d'eau sur des grands bassins versants (Swenson et al. 2003, Chen et al. 2005, Seo et al. 2006, Winsemius et al. 2006), ou à l'échelle du globe comme illustré sur la figure 10.

Concernant la mesure de l'humidité du sol superficiel depuis l'espace, le domaine micro-onde est souvent employé pour observer l'humidité du sol à la surface du globe (Schmugge 1983). Il existe deux grands types de capteurs permettant de mesurer l'humidité du sol :

- les capteurs passifs tels que les radiomètres, mesurant l'intensité de l'émission naturelle d'une surface (par exemple satellite SMOS (Kerr et al. 2010 ; Pierdicca et al. 2013))
- les capteurs actifs tels que les radars, envoyant un signal vers la Terre et mesurant l'énergie rétrodiffusée (par exemple satellite SMAP (Flores et al. 2012)).

La figure 11 illustre ces deux types d'approche d'observation spatiale.

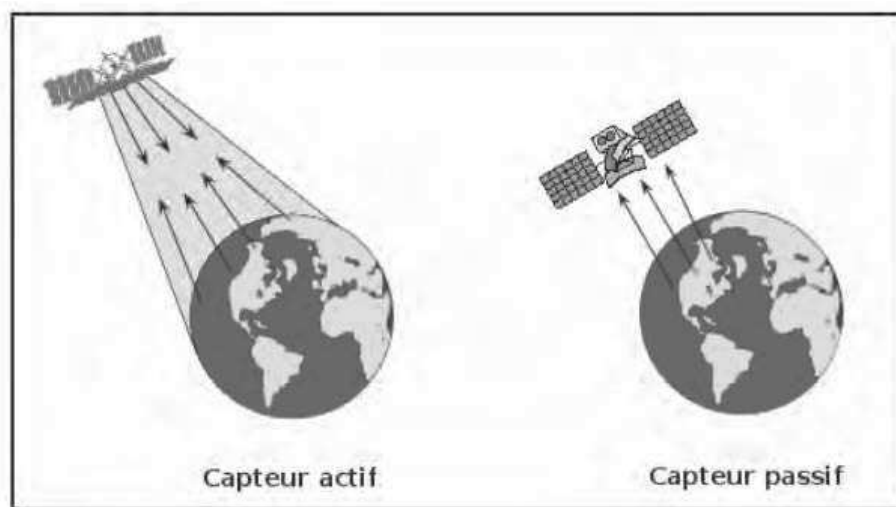


Figure 11. Exemple de capteur actif avec envoi et réception d'un signal rétrodiffusé (gauche), et de capteur passif avec uniquement réception d'un signal naturel (droite) (tiré de www.rncan.gc.ca, 2013).

Les capteurs passifs mesurent des températures de brillance. On définit la température de brillance comme étant la température qu'aurait un corps noir s'il rayonnait la même quantité d'énergie que le corps gris. Comme le corps noir absorbe l'ensemble du rayonnement électromagnétique reçu, la température du corps noir est toujours plus élevée que celle du

corps gris. L'émissivité ε d'un corps gris est égale au rapport de sa température de brillance sur la température du corps noir émettant la même quantité d'énergie. Pour un corps noir, $\varepsilon=1$; pour un corps gris, ε est toujours inférieur à 1. Pour donner quelques exemples de corps gris, l'eau a une émissivité de 0.99, un sol nu une émissivité de 0.94 en moyenne, ou encore un champ de maïs une émissivité de 0.96 (source : https://tice.agroparistech.fr/coursenligne/courses/TELEDETECTION/document/cours_teledection/infrarouge_thermique.htm). Chaque objets / matériaux a une émissivité qui lui est donc propre. Ainsi selon le contenu en eau présent dans un sol superficiel, l'émissivité ne sera pas la même et permettra de déterminer l'humidité de ce sol.

Décrivons quelques missions satellitaires dédiés à la mesure de l'humidité dans le sol, qui s'avèrent être essentielle à la bonne compréhension du cycle de l'eau continental :

- Le satellite SMOS est le premier satellite dédié à l'étude de l'humidité du sol sur les continents. Le satellite SMOS est composé de trois bras de 4 mètres sur lesquels sont placées 69 antennes régulièrement réparties. Les températures de brillance sont alors obtenues après corrélation entre les signaux de sortie des antennes. Ce satellite a été lancé en novembre 2009 de la base de Plesetsk dans le nord de la Russie et constitue une mission conjointe du CNES et de l'Agence Spatiale Européenne (ESA). L'objectif scientifique de SMOS sur les continents est de mesurer une humidité superficielle du sol avec une précision de $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$, et une résolution spatiale meilleure que 50 km avec une couverture globale tous les trois jours..

- SMAP (Soil Moisture Active and Passive mission) est une mission d'observation de la Terre de la NASA (Entekhabi et al. 2010), utilisant un satellite dont le lancement a eu lieu le 31 janvier 2015. Afin de pouvoir effectuer des mesures d'humidité du sol, deux instruments sont embarqués : un radiomètre passif en bande L, et un radar fonctionnant dans la bande de fréquence 1.20-1.41 GHz. Placé sur une orbite héliosynchrone, SMAP réalise une couverture quasi complète du globe terrestre et repasse au-dessus de la même zone tous les 2 à 3 jours. Les mesures de SMAP seront couplées avec des modèles hydrologiques pour en déduire les conditions d'humidité au sol dans la zone racinaire. Il est prévu que la mission du satellite SMAP dure au moins 3 ans.

- ASCAT (Advanced SCATterometer) est un radar diffusiomètre lancé en Octobre 2006 à bord

du satellite MetOp-A. Il s'agit d'un instrument actif en bande C (5.3 GHz). Chaque jour, 82% du globe est observé par ASCAT avec une résolution de 50 km (Parrens 2013). L'objectif principal d'ASCAT est la détermination de la vitesse du vent au dessus des océans. C'est en réalité la rugosité de la surface des océans qui est observée. La rugosité observée permet ensuite de retrouver la vitesse du vent au dessus des océans. Sur le continent, de nombreuses études (Bartalis et al. 2007, Naeimi et al. 2009, Brocca et al. 2011) ont montré que le signal rétrodiffusé est corrélé à l'humidité superficielle du sol. L'humidité du sol mesurée par ASCAT se situe entre 0.5 cm et 2 cm de profondeur.

7. L'altimétrie satellitaire et la mission SWOT

Cette thèse contribue à la valorisation de la télédétection des eaux reposant sur les continents (lacs, rivières), à partir d'observations altimétriques. Plusieurs satellites altimétriques ont été lancés dans le passé pour mesurer des élévations de zones en eau. Citons principalement les missions ERS-1 (1991), TOPEX/POSEIDON (1992), ERS-2 (1995), JASON-1 (2001), ENVISAT (2002), JASON-2 (2008) et SARAL/AltiKa (2013) (Biancamaria et al. 2010, Santos da Silva et al. 2010). Ces satellites sont défilants et fournissent des informations altimétriques à l'échelle globale. Leurs principales limitations sont leur long temps de revisite (entre 10 et 30 jours, Biancamaria et al. 2010) et leur résolution spatiale assez médiocre : les premières missions satellitaires ne permettaient pas d'observer des rivières de moins de 1 km de large. Les satellites plus récents peuvent observer des rivières de quelques centaines de mètres de large (Santos da Silva et al. 2010), mais leur temps de revisite est également long.

Le satellite SWOT (Surface Water and Ocean Topography) dont le lancement est prévu pour l'horizon 2020, est un satellite altimétrique permettant de mesurer l'évolution spatiale et temporelle des élévations d'eau des océans, des lacs, ainsi que des réservoirs et larges rivières sur les surfaces continentales situées entre 78° S et 78° N (Durand et al. 2014, voir aussi <https://swot.jpl.nasa.gov>). La durée prévue de la mission est de 3 ans.

7.1. Principe de la mesure

L'instrument principal embarqué par SWOT est le Radar interférométrique KaRIN (**Ka-**

band Radar INterferometer) de bande Ka (fréquence de 35.6 GHz), développé au JPL.

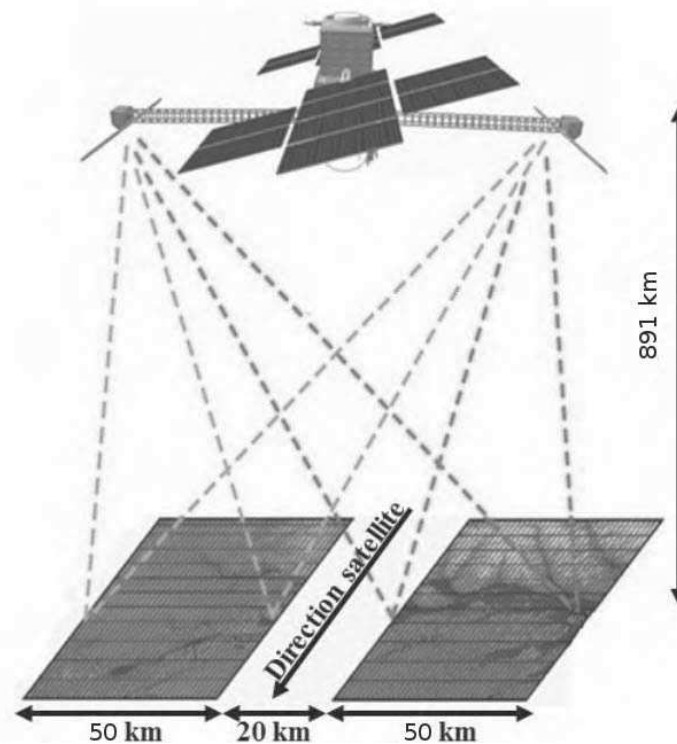


Figure 12. Illustration de SWOT : les deux travers horizontaux des rectangles colorés correspondent aux deux fauchées larges de 50 km chacune, observées par les deux antennes du satellite qui envoient chacune une onde électromagnétique de bande Ka vers la surface terrestre. Le travers horizontal de la surface blanche au milieu correspond au nadir, zone où le satellite ne fournit aucune observations. L'orbite de SWOT est prévue à 891 km.

Cet instrument est composé de deux antennes radars, se trouvant de part et d'autre d'un mât de 10 m, qui observent chacune deux fauchées de 50 km de large (distances de 20 km) de part et d'autre de la verticale du satellite (Figure 12). En observant la même zone sous deux angles différents, on peut à la fois estimer la hauteur et la position de la cible étudiée. Pour des fréquences en bande Ka, l'onde est réfléchie de façon spéculaire par l'eau (l'onde électromagnétique se comporte donc comme la lumière réfléchie par un miroir), c'est pourquoi l'angle de visée des antennes SWOT est faible (de 0.6° à 3.9°), afin de maximiser le signal reçu. Chaque fauchée, de part et d'autre du nadir, a une taille de 50 km et les fauchées sont séparées d'une distance de 20 km. Un altimètre nadir sera également embarqué sur le satellite mais sa précision sera plus faible (son installation est motivée par des besoins océanographiques). SWOT pourra ainsi observer une distance de 120 km dans l'axe perpendiculaire à l'axe d'avancée du satellite. La résolution intrinsèque au sol de l'image SWOT dans l'axe distance

variera de 10 m (bord extérieur de la fauchée) à 60 m (bord intérieur), et la résolution azimutale (dans l'axe d'avancement du satellite) sera de l'ordre de 6-7 m (Biancamaria et al. 2015).

7.2. Variables observées et erreurs associées

Le temps de revisite dépendra de la latitude considérée. Considérant une orbite de 891 km, il se situera autour de 21 jours au niveau des moyennes latitudes. En regard avec les rivières, les mesures fondamentales de SWOT seront l'élévation de la cote de surface libre, la pente de surface libre, ainsi que la largeur de la rivière. Concernant l'élévation de la surface d'eau, la précision de la mesure dépendra de la surface moyennée. En accord avec la résolution au sol de l'image SWOT décrite dans la précédente sous-section, la surface du pixel brut observé par le satellite sera de l'ordre de quelques centaines de m² (en moyenne 250 m²). L'erreur de mesure associée à ce pixel pourra alors dépasser le mètre. En moyennant l'ensemble des mesures brutes sur une surface de 1 km² (tronçon d'environ 10 km de longueur en considérant une rivière large de 100 m), l'erreur attendue est de l'ordre de 10 cm (Rodriguez 2015). Plus la surface moyennée est importante, plus l'erreur associée diminue (Fig. 13).

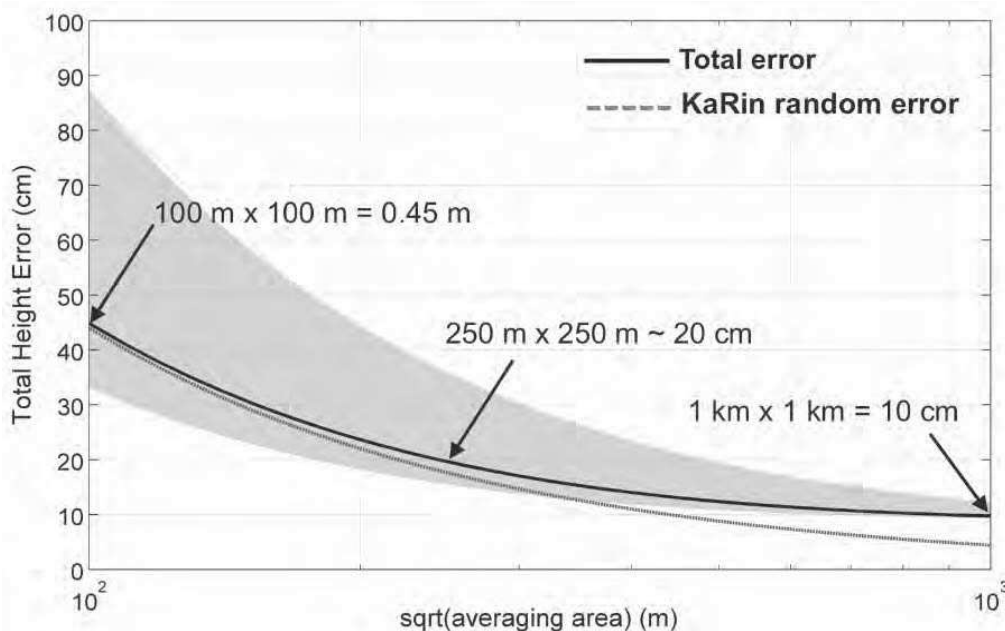


Figure 13. Estimation de l'erreur (cm) en fonction de la racine carrée de la surface d'eau moyennée. Courbe noire : erreur totale ; courbe discontinue : erreur de l'instrument de mesure KaRin. La surface grisée estime la variabilité de l'erreur en fonction de la surface moyennée (tiré de Rodriguez 2015).

7.3. Variables dérivées et applications

Sur de nombreux bassins versants du globe, on ne dispose actuellement que de mesures ponctuelles de hauteurs d'eau (stations hydrologiques), la plupart des bassins hors zones habitées étant peu ou pas couvertes ; l'acquisition des données satellitaires SWOT devrait permettre de mieux appréhender les variations spatiales et temporelles de ces hauteurs d'eau, et ainsi améliorer les estimations des sources et pertes d'eau via les échanges nappes-rivières. Les échelles d'espace et de temps mises en jeu peuvent être considérées comme « moyennes », SWOT observant des processus physiques s'échelonnant dans une gamme temporelle de 1 jour à une année, et dans un intervalle spatial s'étendant de quelques centaines de m² à quelques milliers de km² voire plus, tels que les conséquences des moussons ou encore les variations intra- ou inter-annuelles des stocks d'eau dans le milieu souterrain, les lacs et rivières, ou la neige (Fig. 14).

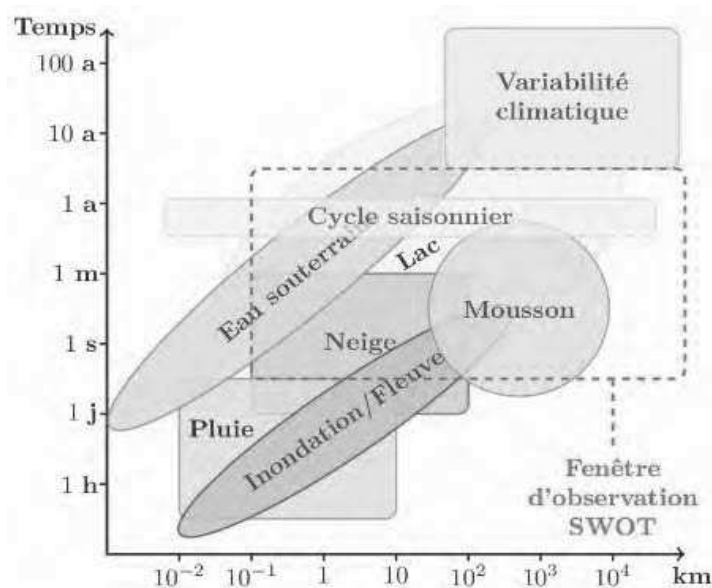


Figure 14. Description de l'étendue spatiale et temporelle de divers processus physiques observables sur Terre. Les processus entourés par le rectangle rouge correspondent à la gamme temporelle et spatiale observées par SWOT (tiré de Biancamaria et al. 2011).

En plus d'observer des élévations d'eau, SWOT pourra permettre également d'estimer

des valeurs de débits sur les grandes rivières. En repassant plusieurs fois au dessus d'une zone en eau au cours d'un cycle, le satellite pourra observer des variations d'élévation d'eau, de pente et de largeur (puisque le profil en travers d'une rivière n'est que rarement parfaitement rectangulaire). Plusieurs algorithmes sont en cours de développement pour permettre de calculer des débits à partir des mesures brutes de SWOT (Durand et al. 2010, Durand et al. 2014, Gleason et Smith 2014). Toutes ces observations satellitaires et produits dérivés permettront de couvrir de nombreux bassins hydrologiques non jaugés. Sur les bassins versants où un réseau de stations de jaugeage existe, la combinaison des observations SWOT et des stations hydrologiques permettra une réelle amélioration de la compréhension du cycle de l'eau. SWOT sera la première mission altimétrique à fournir des produits sur des bassins régionaux de taille intermédiaire (50 000 à 200 000 km²), avec une relativement haute fréquence temporelle (de 3 à 10 jours en moyenne) (Pavelsky et al. 2014). A cette échelle, il y a de réels enjeux scientifiques à mieux relier l'observation satellitaire des zones en eau, avec la météorologie et les processus physiques se déroulant sur la surface continentale.

8. Les grandes lignes des études préparant la mission SWOT

Alsdorf et Lettenmaier (2003) ont évoqué le terme d'**imagerie topographique**, afin de décrire une mission satellitaire future de résolution spatiale d'environ 100 m et une résolution temporelle de quelques jours. Le but était alors de pouvoir échantillonner la dynamique des crues en rivières à l'échelle du bassin versant, ainsi que de mesurer les changements d'élévation d'eau qui caractérisent les variations de débit en rivières et de stockage d'eau dans les lacs. Alsdorf et al. (2007) proposèrent une étude plus approfondie montrant que la dynamique spatiale et temporelle des eaux de surface était mal connue pour les raisons principales suivantes :

- Les mesures in situ sont très hétérogènes. En effet tandis que certains pays disposent d'un réseau de mesures très dense, d'autres pays ne disposent que de très peu de stations de jaugeage.
- Les données de mesures ne sont pas toujours partagées au niveau international, restant souvent privées et donc non accessibles.
- Les missions satellitaires altimétriques actuelles ne fournissent pas de mesures suffisantes pour observer la dynamique spatiale et temporelle des eaux de surface continentales à l'échelle

globale.

Pour ces raisons, Alsdorf et al. (2007) ont proposé de mettre en place une nouvelle mission satellitaire interférométrique, appelée WATER (Water and Terrestrial Elevation Recovery). En 2007, le NRC (National Research Council) recommanda à la NASA de se pencher sur cette nouvelle mission satellitaire et de la renommer sous le nom de SWOT (Surface Water and Ocean Topography, <https://swot.jpl.nasa.gov/>), afin de mesurer les variations d'élévation des eaux océaniques et continentales. Le projet SWOT se développa depuis ce jour à la NASA, avec la collaboration du CNES (Centre National d'Etudes Spatiales). Plus récemment, la CSA (Canadian Space Agency) et la UKSA (United-Kingdom Space Agency) ont intégré le projet. Actuellement, le satellite SWOT est prévu être lancé en 2020.

Le « SWOT Mission Science Document » (Fu et al. 2012) a proposé de structurer la communauté scientifique « SWOT » autour des questions scientifiques suivantes :

- Quelles sont les échelles spatiales et temporelles des processus hydrologiques gouvernant le transport et le stockage des eaux sur le continent ?
- Quels sont les impacts anthropiques (barrages, prélèvements, irrigation, etc.) sur les eaux de surface ?
- Comment exploiter les produits SWOT ? Pourra-t-on se servir de la combinaison des modèles hydrologiques et hydrauliques avec les observations satellitaires d'élévation d'eau, pente de surface libre et largeurs ?
- La mission SWOT permettra-t-elle de mieux décrire la géométrie globale des rivières ? (connaissance importante à la bonne compréhension du cycle de l'eau)

A partir des besoins et enjeux évoqués dans ce document, plusieurs exigences et objectifs concrets concernant les mesures SWOT ont été mis en place par Rodriguez (2015) dans le cadre de la « Science definition team » du projet.

9. Objectif général de la thèse

La grande question soulevée dans cette thèse peut se formuler de la façon suivante :

Comment utiliser les informations issues des produits SWOT pour améliorer la connaissance du cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant de taille moyenne, c'est-à-dire compris entre 50 000 à 200 000 km² (Pavelsky et al. 2014) ? Afin de pouvoir y apporter des réponses, plusieurs sous-questions clé doivent être posées :

1. La qualité des hauteurs d'eau simulées par un modèle hydrométéorologique est-elle suffisante pour être comparée avec les produits SWOT ? Les modèles hydrométéorologiques sont dans l'immense majorité des cas validés grâce à des débits. Il est important de vérifier leur qualité pour la reproduction des profondeurs ou élévation d'eau. Il est également important de connaître la gamme d'erreur des modèles et de comparer son ordre de grandeur à celui des erreurs attendues de SWOT, afin d'anticiper l'apport attendu de SWOT pour la connaissance du bilan d'eau.

2. Quelle méthode d'assimilation et quelles variables hydrologiques peuvent être utilisées ? Plusieurs méthodes d'assimilation sont envisageables. Il serait souhaitable de vérifier si la méthode a une influence sur la convergence du système. De même, si la hauteur d'eau est la variable la plus facilement simulée, SWOT mesurera des élévations d'eau. Les pentes et les largeurs observées pourraient être utilisées également si les modèles les simulent.

3. Dans quelles mesures les méthodes développées sont-elles dépendantes de la taille du bassin versant ? Des études se sont intéressées à de très grands bassins (Niger) ou des tronçons de rivière. L'étude de la Garonne permettra de vérifier si les méthodes déjà développées peuvent être utilisées à des échelles très différentes.

Pour répondre à ces questions, la première partie des travaux vise à adapter, développer, puis évaluer un modèle hydrologique déjà existant, l'innovation majeure étant de pouvoir simuler explicitement l'évolution du niveau de l'eau sur l'ensemble du réseau fluvial du bassin de la Garonne. L'objectif de la seconde partie de la thèse est de développer un schéma d'assimilation de données. L'assimilation de données dans les modèles permet de corriger leur état et d'améliorer leur performance. Dans le cadre de la mission SWOT, on s'intéresse à l'assimilation de données altimétriques virtuelles dans le modèle hydrologique ayant été développé et évalué dans les travaux antérieurs. L'assimilation aura pour but d'améliorer les paramètres du modèle sous différentes configurations.

Le chapitre II qui va suivre détaillera les outils et les données utilisés pour réaliser ces travaux de thèse. Le chapitre III, dont la majeure partie se présente sous la forme d'un article publié, se concentrera sur les développements effectués pour améliorer les performances du modèle hydrologique utilisé, ainsi que sur l'introduction de la simulation de hauteurs d'eau. On donnera dans ce chapitre plusieurs résultats sous forme de scores qui seront ensuite discutés. Enfin, le chapitre IV détaillera comment il est possible d'assimiler des données synthétiques (virtuelles) SWOT dans notre modèle hydrologique, et quel impact l'assimilation de données va avoir sur l'amélioration de la représentation des écoulements d'eau en rivières et plus généralement de notre compréhension du cycle de l'eau.

Chapitre II : les outils et les données

1. Introduction

Dans ce chapitre, nous allons détailler quels outils et données ont été exploités pour réaliser ces travaux de thèse. Dans la deuxième section, le bassin versant de la Garonne est décrit en détails, celui-ci ayant été choisi pour réaliser notre étude. En section 3, la chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU est présentée, celle-ci représentant l'outil de modélisation de référence utilisé. L'intérêt d'exploiter les sorties de modèles hydrauliques est décrit en section 4. Dans les sections 5 et 6, nous expliquons comment les modèles peuvent être validés sur des observations *in situ* en rivières, et dans quelle mesure ces observations peuvent être obtenues et utilisées.

2. Le bassin de la Garonne

L'étude menée se déroule sur le bassin versant de la Garonne dont la superficie est de 56 000 km².

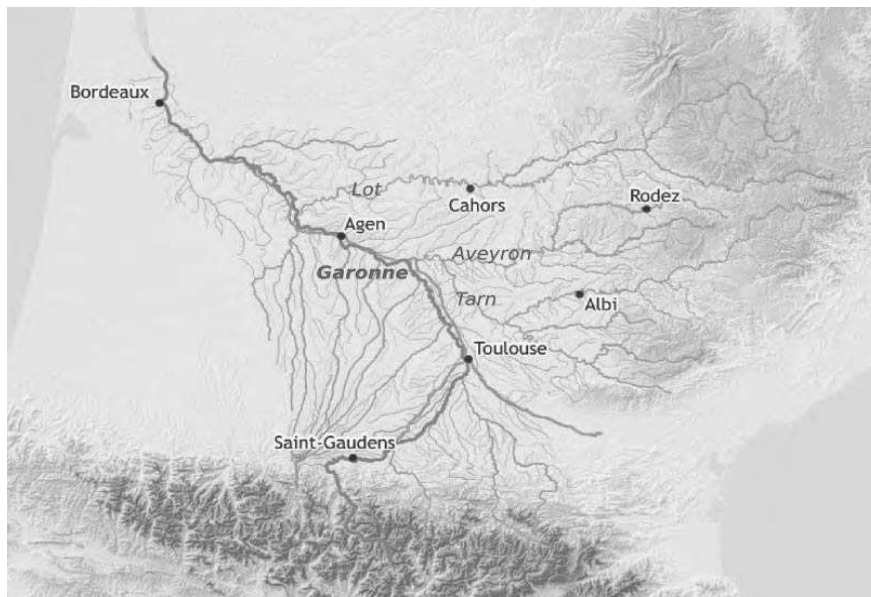


Figure 15. Carte du bassin versant de la Garonne, avec les principales villes et rivières légendées

Ce bassin, situé dans le sud-ouest de la France, comprend dans sa zone amont la face nord de la chaîne pyrénéenne (longeant la frontière franco-espagnole). Les affluents principaux de la Garonne sont l'Ariège, le Tarn et le Lot (Fig. 15).

La Garonne et l'Ariège prennent leurs sources au sein des Pyrénées, tandis que le Tarn et le Lot s'écoulent depuis le Massif central, dont le flanc sud est adjacent à la partie nord du bassin de la Garonne. Le climat sur le bassin est principalement influencé par des conditions océaniques sur sa partie ouest, caractérisé par des événements réguliers de pluie soutenue durant l'hiver, et un temps globalement chaud et sec durant la saison estivale entrecoupé de quelques épisodes orageux. Sur une année complète, le gradient de précipitations de l'ouest à l'est est significatif, s'échelonnant d'environ 1200 mm/an près de la côte Atlantique à seulement 600 mm/an 300 km plus à l'Est dans les terres. Le régime d'écoulement de la Garonne amont et de l'Ariège est influencé par une fonte des neiges pyrénéennes importante au printemps (Caballero et al. 2007), tandis que les débits durant la saison estivale sont généralement faibles à cause d'un temps souvent sec.

3. La chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU

La chaîne hydrométéorologique utilisée dans cette étude est SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM). SIM est une chaîne de modélisation à base physique composée de trois modèles (Fig. 16). SAFRAN est une analyse atmosphérique qui fournit toutes les variables nécessaires pour forcer le schéma de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) ISBA. ISBA calcule les bilans d'eau et d'énergie en surface, en tenant compte de la végétation et de la neige. Ce modèle calcule parmi d'autres flux, le ruissellement de surface et le drainage du sol profond. Puis ceux-ci sont transférés vers le modèle hydrogéologique MODCOU qui calcule le transfert de l'eau **vers** la rivière et **dans** la rivière. MODCOU simule aussi l'évolution des niveaux de la nappe aquifère. Dans l'application opérationnelle de Météo-France, les nappes sont simulées dans les bassins du Rhône et de la Seine.

SIM est né en réponse au besoin de valider le modèle ISBA pour de grands régions et de longues périodes de temps. Habets et al. (1999a) ont réalisé le couplage d'ISBA avec MODCOU pour le valider via la simulation de débits. Le modèle a été appliqué aux bassins de l'Adour (Habets et al. 1999b), du Rhône (Etchevers et al. 2001), de la Garonne (Morel 2003), de la

Seine (Rousset et al. 2004) et de la Maritsa en Bulgarie (Artinyan et al. 2008). En 2003 il a été étendu sur toute la France (Habets et al. 2008). SIM est maintenant un modèle hydrométéorologique utilisé en opérationnel et en recherche. En opérationnel il est utilisé pour le suivi hydrique et la sécheresse, en recherche il est utilisé, par exemple, pour des études de l'impact du changement climatique (Caballero et al. 2007, Chauveau et al. 2013) ou pour la prévision d'ensemble des débits à moyenne échelle et à l'échelle saisonnière (Rousset-Regimbeau 2006, Singla et al. 2012).

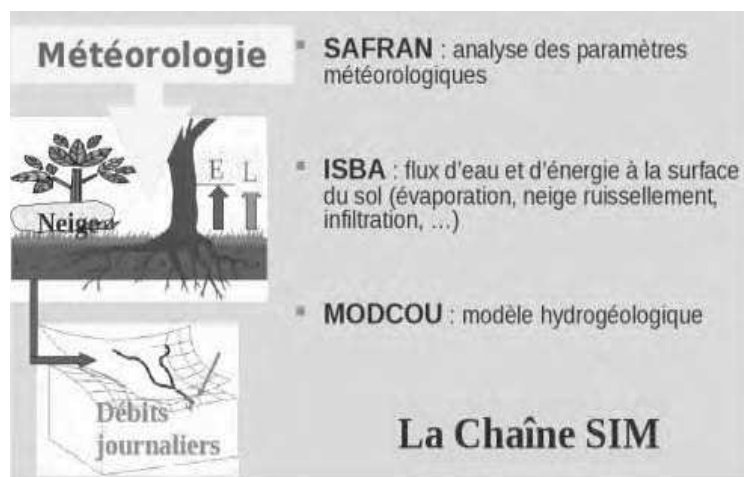


Figure 16. Schéma du modèle SAFRAN-ISBA-MODCOU. SAFRAN représente l'analyse météorologique, ISBA le schéma de transfert sol-végétation-atmosphère, et MODCOU correspond au modèle hydrogéologique, simulant l'écoulement de l'eau en surface, dans la nappe et au sein des rivières.

3.1. Description de SAFRAN

Le système SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) (Durand et al. 1993, 1999) est une analyse atmosphérique à mésoéchelle construite pendant les années 1990. Son objectif était de fournir les forçages atmosphériques nécessaires pour le modèle de neige CROCUS (Brun et al. 1989, 1992), dans le cadre de la prévision des avalanches. Ainsi, SAFRAN devait fournir au modèle de neige CROCUS, au pas de temps horaire pour des niveaux d'altitude prédéfinis sur plusieurs massifs montagneux, les paramètres nécessaires à la neige. Plus récemment, dans le cadre du développement de SIM sur la France, SAFRAN a été étendu pour couvrir toute la France métropolitaine.

SAFRAN ne travaille pas sur un maillage régulier, mais sur des "massifs", c'est-à-dire des zones géographiquement et climatiquement homogènes. Sur l'ensemble de la France, il y a 615 zones SAFRAN, de forme irrégulière, d'une surface en général inférieure à 1000 km², et sur lesquelles les gradients horizontaux climatologiques (en particulier de précipitations) et d'altitude sont faibles.

Le système SAFRAN fait appel à la fois à des observations et à des sorties de modèles (analyses ARPEGE ou ECMWF) pour réaliser son analyse. A partir de ces données, il fournit pour chaque massif des profils verticaux des paramètres météorologiques au pas de temps horaire (Fig. 17).

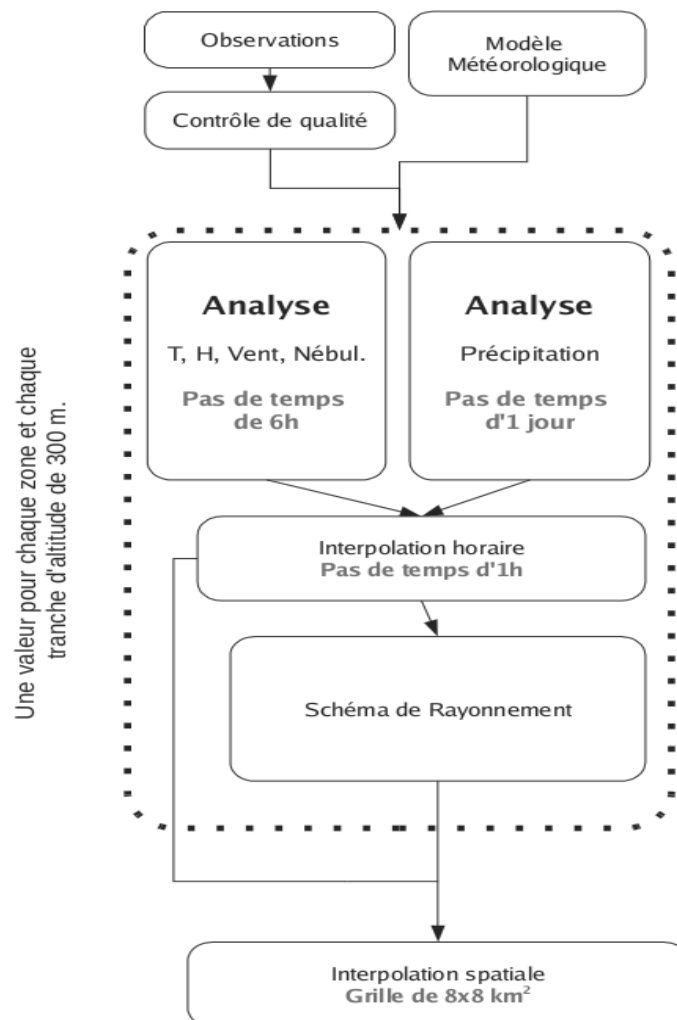


Figure 17. Schéma simplifié du système d'analyse SAFRAN (tiré de Quintana 2008). L'analyse météorologique est la combinaison des observations et d'un modèle météorologique. Les informations sont interpolées spatialement sur une grille de 8x8 km.

- Analyse des profils verticaux de température, vent, humidité, rayonnement et nébulosité :

Pour chaque massif, une ébauche du modèle est comparée aux observations aux niveaux où ont été faites ces mesures, afin de vérifier la cohérence des observations et d'éliminer les observations douteuses. Ensuite, l'analyse des paramètres est effectuée à l'aide des observations valides et de l'ébauche en utilisant la technique de l'interpolation optimale, au pas de temps de 6h, et avec une résolution verticale de 300 m. Le cas du rayonnement est traité d'une autre manière. En effet, en raison de la trop faible densité de postes météorologiques fournissant des observations de rayonnement (atmosphérique et solaire), ces derniers sont calculés à l'aide d'un modèle de transfert radiatif (Ritter and Geleyn 1992). Ce modèle utilise les profils verticaux analysés de température et d'humidité, permettant l'estimation d'un profil de nébulosité.

- Analyse des précipitations:

L'analyse des précipitations est faite au pas de temps journalier (à 06h00 UTC), afin de pouvoir prendre en compte les points de mesure où seules des observations journalières sont disponibles. Ici, l'ébauche n'est pas fournie par des modèles : SAFRAN utilise un gradient climatologique moyen (Etchevers 2000).

- Interpolation horaire:

L'ensemble des paramètres est interpolé au pas de temps horaire. Cette interpolation se fait de manière linéaire, sauf pour la température et les précipitations. Pour la température, les variations diurnes sont estimées à l'aide du rayonnement solaire et d'un terme de rappel à l'équilibre (Martin 1988). La température à 2 m à 12h00 UTC est corrigée en fonction de la température maximale observée. La répartition horaire des précipitations est déterminée à partir de l'humidité spécifique. La limite pluie/neige est estimée à partir de l'altitude de l'isotherme 0.5 °C issue de l'analyse de la température, altitude ajustée si besoin par les observations de pluie et de neige dans la zone concernée. A l'issue de ces étapes, SAFRAN fournit des analyses horaires des paramètres météorologiques sur l'ensemble des massifs, sous forme de profils verticaux de résolution 300 m.

- Interpolation spatiale:

Ces données sont ensuite interpolées sur la grille régulière à 8 km sur laquelle travaille ISBA. Chaque maille appartient à un massif SAFRAN donné, pour lequel on connaît le profil vertical des paramètres météorologiques. Une maille ISBA ayant une altitude connue, l'interpolation se fait entre les deux niveaux SAFRAN entourant cette altitude (distants de 300 m).

3.2. Description d'ISBA

Le modèle ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) (Noilhan et Planton 1989, Mahfouf et Noilhan 1996) est un schéma de transfert sol-végétation-atmosphère (Fig. 18), c'est-à-dire, qu'il simule les échanges d'eau et d'énergie entre les trois composantes du système formé par la surface du sol, la végétation et les basses couches de l'atmosphère. Il est utilisé dans plusieurs modèles atmosphériques de Météo-France, par exemple, ARPEGE, ALADIN ou Méso-NH (développé en commun avec le Laboratoire d'Aérodynamique), mais aussi avec d'autres types de modèles comme le modèle hydrologique MODCOU qu'on détaillera dans la suite du manuscrit. ISBA est une composante de la plateforme de modélisation SURFEX (Masson et al. 2013), qui représente aussi les surfaces urbaines, les lacs et les océans.

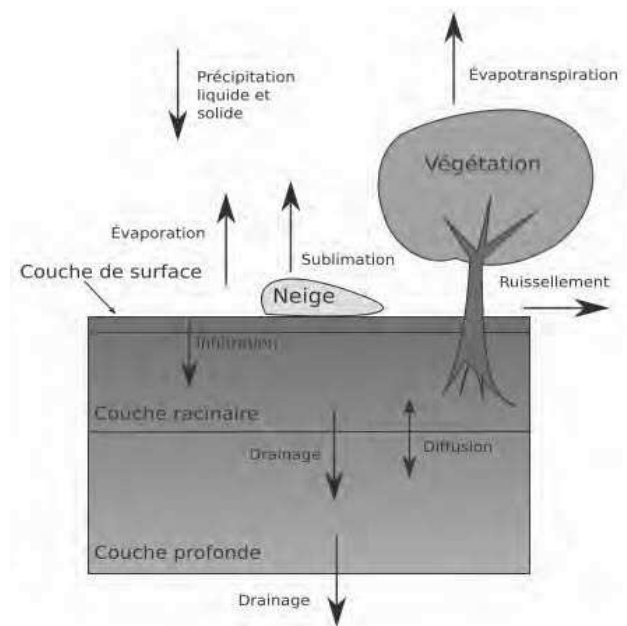


Figure 18. Description synthétique du modèle de surface ISBA (tiré de Quintana 2008). Les flèches indiquent les principaux flux entre le sous-sol, la surface/végétation, et l'atmosphère.

Les paramètres d'ISBA sont dérivés de la base de données ECOCLIMAP2 (Faroux et al. 2013) décrivant les conditions de surface à une résolution de 1 km. Dans cette thèse, ISBA est forcé par le système d'analyse météorologique SAFRAN. La configuration ISBA-DIF (Decharme et al. 2013) est utilisée dans nos travaux. Il s'agit d'une approche multicouches pour le sol plus complexe que celle illustrée dans la figure 18 (représentant la version à trois couches utilisée dans SIM jusque là). Elle résout les équations de Fourier et de Richards, dans le but de calculer l'évolution temporelle des profils de température, d'eau liquide et solide dans le sol, ainsi que les flux à la surface (Boone et al. 2000, Decharme et al. 2011, Decharme et al. 2013). Cette version décrit le sol en utilisant 14 couches. Un ruissellement sous-maille (Habets et al. 1999a) est employé pour prendre en compte les hétérogénéités spatiales des précipitations, des paramètres de surface, ainsi que de l'humidité du sol.

Le ruissellement de surface sur les zones saturées (ruissellement de Dunne) est intégré dans le modèle en utilisant le schéma d'infiltration à capacité variable (Dümenil et Todini 1992, Wood et al. 1992, Zhao 1992, Habets et al. 1999a) dans lequel la fraction saturée du point de grille considéré dépend de l'humidité du sol, de l'intensité des précipitations, et d'un paramètre de calage fixé à 0.5 (Habets et al. 2008). On considère que les précipitations correspondent à la somme des précipitations non interceptées par le couvert végétal, l'écoulement de l'eau du couvert végétal vers le sol, et l'eau issue de la fonte du réservoir de neige (Decharme et al. 2013).. Le réservoir de neige est simulé en utilisant un schéma de neige détaillé à trois couches. L'eau utilisée pour l'évaporation est décrite par la couche superficielle d'une épaisseur de 1 cm. Le taux d'évaporation de cette couche est calculé en tenant compte de son contenu en eau relatif (Mahfouf et Noilhan 1991). Enfin, la description de la topographie d'ISBA est dérivée des données de la mission « Shuttle Radar Topography Mission » à la résolution de 90 m (Farr et al. 2007). La grille d'ISBA est régulière, d'une résolution de 8x8 km.

3.3. Description de MODCOU

La plateforme hydrologique et hydrogéologique MODCOU simule l'évolution spatiale et temporelle du niveau piézométrique des aquifères continentaux, se basant sur les équations de diffusivité (Ledoux et al. 1989), et transfère l'eau de surface **vers** et **dans** le réseau fluvial. Dans cette thèse, le ruissellement de surface simulé par ISBA est transféré vers la rivière par le

module ISO (Ledoux et al. 1984), puis est transférée dans les rivières par le module RAPID (David et al. 2011a, 2011b).

3.3.1. Transfert souterrain

Le module hydrogéologique de MODCOU est capable de prendre en compte des zones non saturées et des zones saturées. Dans MODCOU, on considère des écoulements pseudo-3D, c'est à dire que les écoulements sont essentiellement latéraux (2D), mais que des interactions sont possibles avec des couches situées au dessus et au-dessous, via des coefficients de drainage (Quintana 2008). Le ruissellement profond ou drainage permet d'alimenter la nappe souterraine qui peut à son tour échanger des flux avec la rivière. La relation entre l'aquifère et la rivière est illustrée en figure 19.

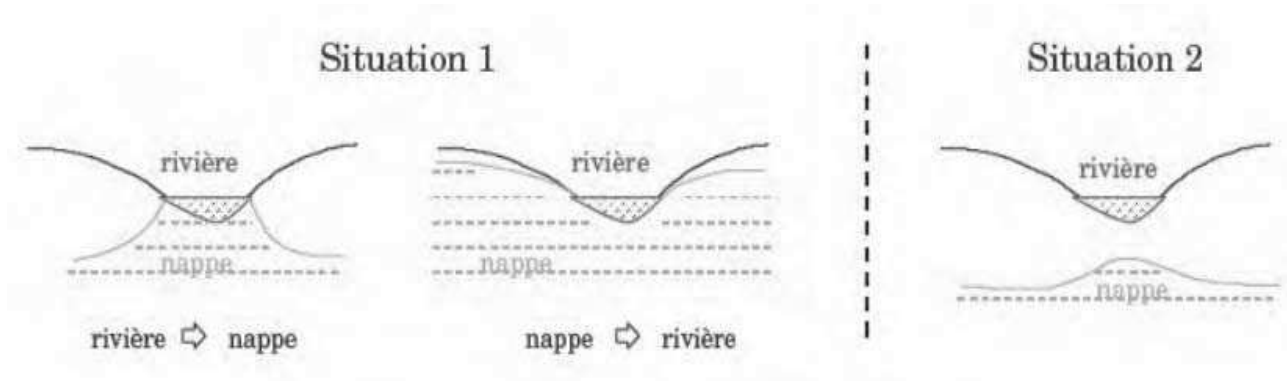


Figure 19. Illustration de la relation entre la nappe souterraine et la rivière (coupe transversale). Dans la situation 1, la nappe et la rivière sont connectées. A gauche la rivière alimente la nappe, la surface libre de la rivière se situant à un niveau plus élevé que la cote piézométrique. A droite la rivière est alimentée par la nappe, la surface libre de la rivière se situant à un niveau plus bas que la cote piézométrique. Dans la situation 2, la nappe et la rivière sont déconnectées, situation caractéristique des périodes de sécheresse (tiré de Thirel 2009).

Le débit d'échange décrivant le flux d'eau qui interagit entre la nappe et la rivière est calculé à partir de l'équation suivante (Eq. 14) :

$$Q = TP(H - H_o) \quad (14)$$

Le débit d'échange Q (m^3/s) est fonction des cotes de surface libre de la rivière (H_0) et piézométrique de la nappe (H), exprimées en mètres. TP est un paramètre fixe > 0 , représentant le coefficient d'échange nappe-rivière. Le débit d'échange Q est donc positif lorsque la nappe donne de l'eau à la rivière, et négatif dans le cas contraire.

3.3.2. Transfert de l'eau de surface vers le réseau de rivières

L'eau de surface est transférée vers la rivière selon le principe des zones isochrones. Le module ISO route l'eau de la surface vers la rivière en lui attribuant un temps spécifique pour atteindre la maille-rivière la plus proche. Pour déterminer les zones isochrones, il faut calculer le temps de transfert entre chaque maille du bassin versant et son exutoire situé sur une maille-rivière spécifique. Cette durée est obtenue par la somme des temps de transfert entre chaque maille du parcours dans le réseau de drainage. Le temps de transfert entre deux mailles de surface dépend de la topographie et du temps de concentration (temps que met la goutte d'eau la plus éloignée du bassin pour atteindre son exutoire). Il est calculé à partir de l'équation suivante (Eq. 15) :

$$t_{tra} = \frac{\Delta l}{\sqrt{Sl} \cdot (S_{DA})^\beta} \quad (15)$$

Le temps de transfert entre deux mailles de surface est fonction de la distance Δl (m) entre les deux centres de chacune des mailles, de la pente de surface Sl entre les deux mailles (m/m), de la surface amont drainée S_{DA} (m^2), et d'un paramètre constant β fixé à 0.25 (Habets et al. 1999c).

3.3.3. Transfert de l'eau dans le réseau de rivières

Les débits des rivières sont, dans la version de MODCOU utilisée dans cette thèse, simulés par le module RAPID (Routing Application for Parallel computatIon of Discharge) (David et al. 2011a, 2011b). Les mailles rivières de RAPID ont 1 ou 2 km de côté. Par rapport à la version originale de MODCOU utilisé par Habets et al. (2008), RAPID simule les écoulements

d'eau sur l'ensemble du réseau de rivières, au lieu de fournir des résultats uniquement sur un nombre limité de mailles prédéterminées. Ainsi de cette façon, RAPID est capable de simuler les écoulements d'eau dans le réseau de rivière sur toutes les mailles en même temps, ce qui permet d'obtenir une information spatialisée sur l'ensemble des rivières du bassin versant étudié.

La version originale de RAPID proposée par David et al. (2011a, 2011b) est basée sur les équations de Muskingum (Eq. 16 Et 17) décrites selon les deux relations fondamentales suivantes :

$$\frac{dS}{dt} = I - O \quad (16)$$

$$S = k\varepsilon I + k(1 - \varepsilon)O \quad (17)$$

Le calcul de la variation de stock d'eau au cours du temps est représenté dans l'équation de gauche, et le calcul du stock d'eau à un instant donné dans une maille rivière dans l'équation de droite. S (m^3) est le stockage d'eau dans la maille, I et O sont respectivement les débits amont et aval (m^3/s) de la maille, k est le temps que met l'eau de la rivière pour traverser la maille (s), et ε est un coefficient de pondération compris entre 0 et 0.5. Dans le cas d'une valeur nulle, le stockage d'eau dans la maille est contrôlé entièrement par les conditions aval. La valeur de 0.5 est choisie pour donner exactement le même poids aux débits amont (I) et aval (O). Ces équations permettent de transférer l'eau au sein du réseau de rivière. Il faut noter que cette formulation considère que le temps de transfert entre deux mailles rivière est constant dans le temps.

3.3.4. Validations antérieures

MODCOU a pu être validé sur l'ensemble de la France (Habets et al. 2008), intégré dans la chaîne hydrométéorologique SIM. Le module de routage en rivière RAPID n'était pas encore implémenté dans le modèle, mais MODCOU était déjà capable de simuler de façon satisfaisante les débits sur l'ensemble du territoire. Habets et al. (2008) ont montré que SIM est capable de représenter la dynamique de débits sur la France. La figure 20 montre que pour un grand nombre de stations hydrologiques, l'efficacité (terme expliqué en section 5 de ce chapitre) est

supérieure à 0.6, et le rapport de débits simulés sur observés est compris entre 0.9 et 1.1.

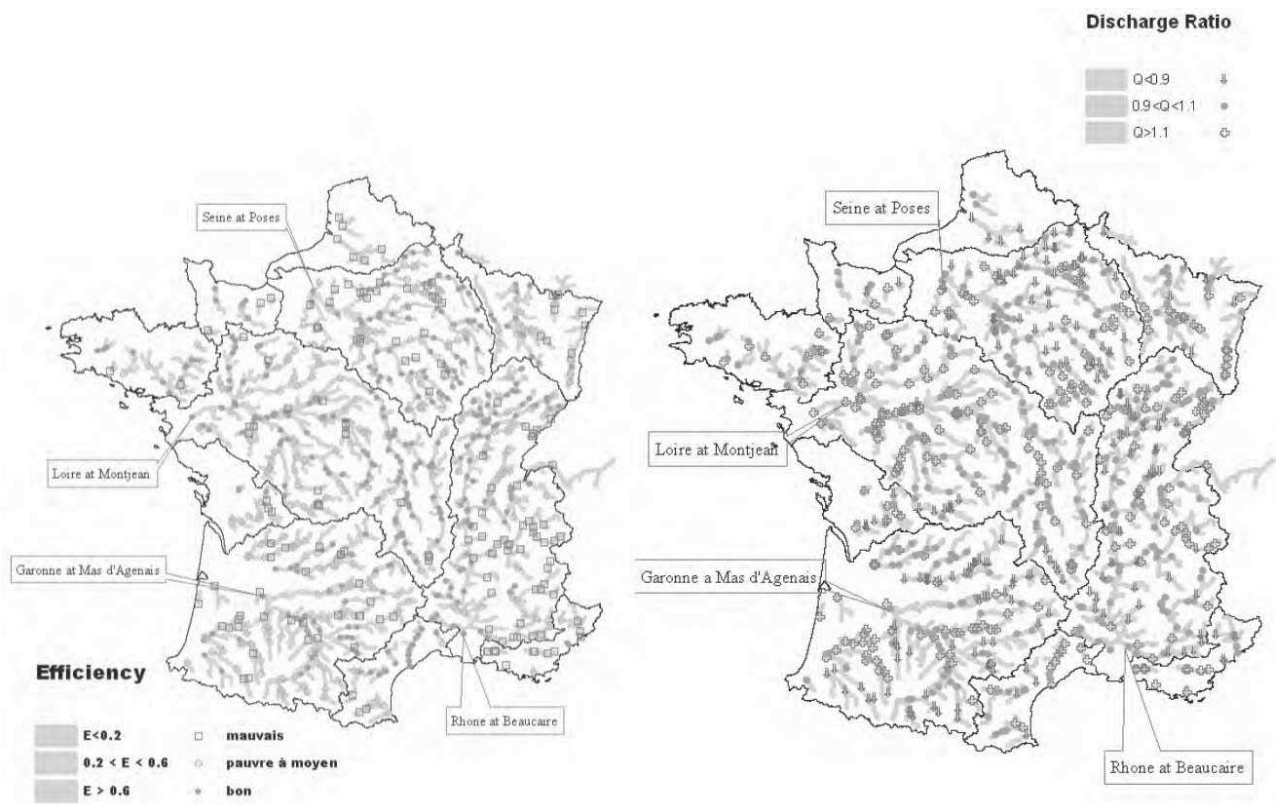


Figure 20. Illustration des efficacités (gauche) et rapport de débits (droite) sur le réseau français de stations hydrologiques, issus d'une simulation de SIM sur 10 ans (1995-2005). Sur les deux cartes, les points apparaissant en vert représentent des localisations où le débit est simulé de façon satisfaisante par le modèle (Habets et al. 2008).

Certaines stations de jaugeage simulent toutefois les débits de façon moins satisfaisante. Les sources d'erreur sont diverses. Dans le massif alpin par exemple, la qualité de la simulation des débits est faible sur la Durance et l'Isère, à cause de difficultés de simulation de la fonte nivale et de la présence de nombreux secteurs anthropisés pour la production hydroélectrique. Des problèmes d'une mauvaise représentation de la nappe phréatique peuvent également apparaître. C'est le cas par exemple de la Somme qui est très influencée par l'évolution de la nappe, nappe qui n'est pas simulée par MODCOU. D'une façon plus générale, la qualité des simulations augmente avec la taille du bassin, expliquée probablement par des erreurs de représentation des processus physiques plus largement compensées entre elles sur les grands bassins que sur les petits bassins (Quintana 2008).

4. Les modèles hydrauliques

A la différence des modèles hydrologiques, les modèles hydrauliques offrent la possibilité de simuler les écoulements d'eau de façon très fine, résolvant dans leur intégralité les équations de Barré de Saint-Venant. En hydraulique à surface libre, ces modèles tournent généralement sur des tronçons de rivières de quelques km de longueur. Ce sont des outils qui prennent en compte la construction et l'exploitation des aménagements fluviaux, grâce leur résolution détaillée et aux équations complexes qui gouvernent le transfert de l'eau au sein du chenal considéré. Pour donner un exemple en France, un modèle très utilisé est le modèle hydraulique MASCARET développé par le LNHE (Laboratoire National d'Hydraulique et de l'Environnement) à EDF R&D (Goutal et Maurel 2002). Il repose sur un schéma hydrodynamique 1D à différences finies, permettant de simuler à chaque pas de temps la profondeur d'eau, la vitesse d'écoulement et le débit au sein du chenal. Ce modèle est utilisé sur la partie aval de la Garonne entre les stations de Tonneins et la Réole. Des profils en travers décrivant de façon détaillée l'hydromorphologie du chenal sont renseignés toutes les quelques centaines de mètres le long de la rivière. A chaque pas de temps, le modèle est forcé en amont par des débits observés et en aval par des niveaux d'élévation d'eau mesurés. Afin de donner un autre exemple de modèle hydraulique, citons le modèle « 1D shallow water » développé à l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (Larnier 2010).

5. Validation des modèles

Comme évoqué dans le chapitre précédent, la performance des modèles est évaluée grâce à des observations de débits et de hauteurs d'eau. La validation communément utilisée par les hydrologues est de comparer deux séries temporelles simulée et observée entre elles. En hydrologie, le critère de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe 1970) est très employé (Eq. 18). Appelé aussi efficacité, il s'étend de $-\infty$ à $+1$. Une valeur négative de l'efficacité représente une performance faible du modèle. Une valeur de 0 est obtenue pour un débit simulé constant égal à la moyenne des observations. Une valeur de 1 représenterait un modèle parfait.

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_{mod}(t_i) - O_{obs}(t_i))^2}{\sum_{i=1}^n (O_{obs}(t_i) - \overline{O_{obs}})^2} \quad (18)$$

E représente l'efficacité (ou critère de Nash-Sutcliffe). n est la dimension de la série temporelle. O_{mod} et O_{obs} sont les débits simulés et observés par le modèle au temps t_i .

L'analyse du biais et de l'erreur quadratique moyenne des hauteurs d'eau (Eq. 19 et 20) sont également deux critères robustes permettant de quantifier la performance du modèle. Un des intérêts majeurs de ces deux critères statistiques est que leur unité s'exprime en mètres. On obtient donc une erreur métrique de la simulation des profondeurs par le modèle, erreur comparable avec les produits SWOT renseignant sur les variations d'élévation d'eau au cours du temps.

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n H_{mod}(t_i) - H_{obs}(t_i)}{n} \quad (19)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (H_{mod}(t_i) - H_{obs}(t_i))^2}{n}} \quad (20)$$

Le biais est calculé dans l'équation de gauche, et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) dans l'équation de droite. n est la dimension de la série temporelle. H_{mod} et H_{obs} sont les profondeurs d'eau simulées et observées par le modèle au temps t_i .

Un autre critère statistique souvent utilisé en hydrologie est le coefficient de corrélation linéaire ρ (Eq. 21), principalement pour l'étude de la corrélation entre une série temporelle de débits simulés et un hydrogramme observé. Il décrit la relation linéaire entre deux variables aléatoires, et peut être compris entre -1 et +1. Une valeur négative indique une corrélation négative, et une valeur positive une corrélation positive. Une valeur de 0 indique que la corrélation linéaire entre les deux variables sélectionnées est nulle.

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (O_{obs}(t_i) - \overline{O_{obs}})(O_{mod}(t_i) - \overline{O_{mod}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_{obs}(t_i) - \overline{O_{obs}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (O_{mod}(t_i) - \overline{O_{mod}})^2}} \quad (21)$$

ρ représente le coefficient de corrélation linéaire. n est la dimension de la série temporelle. O_{mod} et O_{obs} sont les débits simulés et observés par le modèle au temps t_i .

L'efficacité est généralement utilisée pour la validation des débits. Elle est très sensible au phasage temporel entre les simulations et les observations, mais prend également en compte les écarts entre simulations et observations (en particulier en période de crue) même si le phasage temporel est bon. Le coefficient de corrélation linéaire, à l'inverse de l'efficacité, va prendre en compte principalement le phasage des deux séries temporelles comparées. C'est un outil robuste pour déterminer la vitesse d'écoulement moyenne entre un point A à un point B, chacun situé dans une même rivière. En comparant les hydrogrammes des deux stations A et B, il est possible de déterminer le temps de décalage qui maximise la valeur du coefficient de corrélation linéaire, et donc de la vitesse d'écoulement en connaissant la distance qui sépare les deux stations. Les biais et erreur quadratique moyenne sont quant à eux très utiles pour valider des hauteurs d'eau. En plus des possibles décalages temporels qui peuvent être observés comme avec les débits, si à un instant t le débit simulé est exactement le même que le débit observé, il est alors tout à fait possible d'avoir une hauteur d'eau simulée différente de celle observée. Grâce à ces deux critères statistiques, ces écarts peuvent être quantifiés sous forme métrique et comparables avec les produits satellitaires altimétriques, ces derniers renseignant sur des variations d'élévation d'eau dans le temps.

6. Données de débits et hauteurs d'eau

6.1. Obtention et exploitation des données

Afin de pouvoir valider des simulations de débits et hauteurs d'eau sur des observations, il a été nécessaire de récolter des données sur le bassin versant de la Garonne. Plusieurs organismes nous ont transmis ces données de débits et hauteurs d'eau :

- le SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations)

- le SPC (Service de Prévision des crues) de Toulouse
- l'IRSTEA (Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture)

L'ensemble des stations hydrologiques du bassin versant de la Garonne est renseigné sur la figure 21. Nous disposons de 97 stations renseignant des séries temporelles de débits, et 19 stations des séries de hauteurs d'eau.

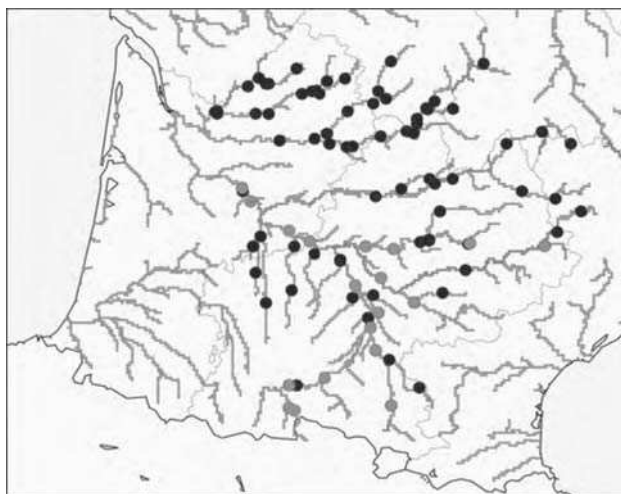


Figure 21. Réseau de stations de jaugeage du bassin de la Garonne, sur lequel les validations du modèle sont réalisées. Les points noirs représentent des stations renseignant des séries temporelles de débits, les points rouges des stations renseignant des séries temporelles de débits et de hauteurs d'eau. Le réseau de rivière est représenté en bleu.

Dans la majorité des fichiers de données récoltés, les valeurs de débits et hauteurs d'eau sont renseignées à un pas de temps variable. Afin de pouvoir valider les sorties de modèles sur les observations, il a été nécessaire de moyenniser les jeux de données par pas de 3 heures ou 24 heures. Cette moyenne pondérée tient compte de tous les temps instantanés de chacune des valeurs contenues dans un intervalle de 3 heures ou 24 heures. Concernant les données de hauteurs d'eau, il est important de préciser qu'il s'agit non pas de données de profondeurs (distance verticale entre le fond de la rivière et la surface libre), mais de niveaux d'eau dont la valeur, positive ou négative, est référencée par rapport à une cote de référence Y_0 (voir Fig. 22). L'élévation absolue de cette cote de référence est connue. La figure 22 illustre les trois possibilités de valeurs lues dans les fichiers de niveaux d'eau.

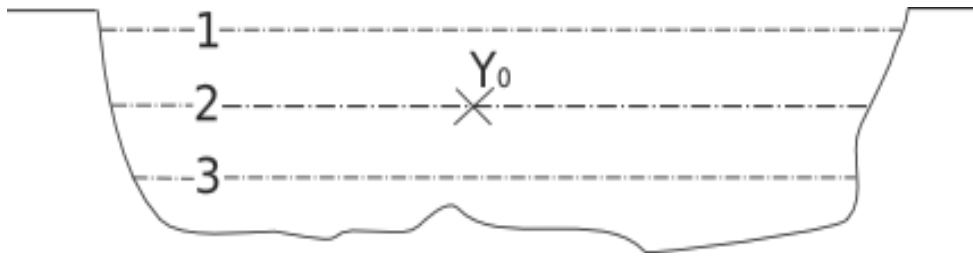


Figure 22. Illustration d'un profil en travers d'une rivière de plaine caractéristique. Dans le cas no 1, l'élévation de la cote de surface libre est supérieure à celle de la cote de référence Y_0 : les valeurs de niveau d'eau sont positives. Dans le cas no 2, l'élévation de la cote de surface libre est égale à celle de la cote de référence Y_0 : les valeurs de niveau d'eau sont nulles. Dans le cas no 3, l'élévation de la cote de surface libre est inférieure à celle de la cote de référence Y_0 : les valeurs de niveau d'eau sont négatives.

6.2. Description de la relation hauteur-débit : observations vs modèle

Étant donné que dans la suite des travaux, on cherche à valider des simulations de profondeurs en rivière sur des observations de profondeurs également, il est nécessaire de trouver une solution pour convertir les données de niveaux d'eau en profondeurs. La méthode proposée se base sur l'utilisation de courbes de tarage. Le principe de transformation de niveaux d'eau en profondeurs est le suivant : on cherche à approximer la courbe de tarage de la station qui nous intéresse à l'aide de la relation débit-hauteur donnée par l'équation de Manning-Strickler (Eq. 22), qui considère qu'un débit nul est associé à une profondeur nulle. Cette équation s'écrit de cette façon pour une rivière large dont la forme du lit est considérée rectangulaire. Elle est dérivée des équations de Saint-Venant, en ne considérant aucune diffusion de l'onde crue ; on parle alors d'**onde cinématique** : cela signifie que les termes de gravité I (liés à la pente de fond) sont parfaitement compensés par les termes de friction J (liés aux parois et au fond du lit de la rivière qui agissent comme termes de résistance à l'écoulement en rivière). Autrement dit : $I = J$. L'équation 22 permet alors de calculer un débit à partir d'une hauteur d'eau (ou une hauteur d'eau à partir d'un débit), sur la base de paramètres géomorphologiques imposés dans l'équation : la largeur au miroir W entre les deux berges de la rivière, le coefficient de Manning ou coefficient de rugosité K_{str} , et la pente de fond du lit de la rivière S_0 .

$$Q(h) = K_{str} \cdot W \cdot (h + \Delta h)^{\frac{5}{3}} \cdot \sqrt{S_0} \quad (22)$$

Le débit Q (m^3/s) écoulé dans la rivière est fonction du niveau d'eau h (m). K_{str} (exprimé en « K_s », nom de l'unité qu'on décide d'attribuer à ce paramètre) représente le coefficient de rugosité du lit, W (m) est la largeur au miroir de la rivière, et S_o (m/m) est la pente de fond du lit. Δh est l'incrément de hauteur d'eau à déterminer pour que le terme $(h+\Delta h)$ soit équivalent à une profondeur.

En considérant que le profil du lit des rivières de plaine est quasiment rectangulaire et que la courbe de tarage renseigne une relation univoque entre le débit et la hauteur, on peut alors caler l'équation de Manning-Strickler sur cette courbe, en cherchant à minimiser l'écart entre les deux courbes. Autrement dit, l'allure générale d'une courbe de tarage peut s'approximer à l'aide de l'équation de Manning. En fixant préalablement les paramètres hydromorphologiques de la rivière (K_{str} , W et S_o), il est possible de déterminer l'incrément Δh conduisant à la meilleure « superposition » possible de la courbe issue de l'équation de Manning sur la courbe de tarage. Sur une quarantaine de courbes de tarages récoltées dans le bassin versant de la Garonne par les différents organismes hydrologiques cités plus haut, 19 ont été retenues pour y caler la courbe de l'équation de Manning. Les autres courbes non retenues présentaient souvent un aspect irrégulier (plusieurs points d'inflexion) non caractéristique d'une relation débit-hauteur représentative d'un chenal rectangulaire large. Certains chenaux de rivière peuvent en effet être soumis à d'importants processus érosifs et/ou sédimentaires, ce qui tend à rendre la forme du profil irrégulière, rendant ainsi difficile la possibilité de décrire la relation hauteur-débit avec des équations physiques. Il est important de noter que chaque courbe de tarage a une période de validité qui lui est propre, indiquée dans une fiche technique (fournie par les SPC) qui décrit les caractéristiques complètes de la courbe de tarage en question. Comme expliqué plus haut, les processus érosifs et sédimentaires dans une rivière sont susceptibles de modifier la forme du profil, et donc d'induire un changement de la relation débit-hauteur. En général, la courbe de tarage d'une station est redéfinie tous les 5 à 10 ans, en fonction de l'importance de la station et de la vitesse à laquelle le profil en travers évolue (selon l'importance des processus érosifs et sédimentaires).

Sur la figure 23, on illustre sur la gauche une courbe de tarage brute renseignée par le Service de Prévision des Crues (SPC) à Tonneins (Garonne aval), qui renseigne une série de débits en fonction d'une série de niveaux d'eau. 22 observations de débits et de niveaux d'eau ont été renseignées pour créer la courbe de tarage. Sa période de validité s'étend du 26 février

2008 à aujourd'hui. Afin de transformer les niveaux d'eau en profondeur, on passe sur la figure de droite par le calage de courbe de tarage (courbe noire) avec la courbe de l'équation de Manning (courbe rouge), qui considère une valeur de $Kstr = 32$, $So = 0.0002$ m/m, et $W = 193.4$ m. On détaillera le choix de ces valeurs dans le prochain chapitre du manuscrit. A partir de ces valeurs imposées, l'incrément Δh permettant de passer de l'espace des niveaux d'eau à l'espace des profondeurs est égal à 1.74 m. Désormais, chaque débit est associé à une valeur de profondeur toujours positive. La figure de droite montre que les deux courbes se superposent relativement bien, l'erreur quadratique moyenne entre la courbe de tarage et la courbe de l'équation de Manning étant égale à $31 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui est un ordre de grandeur plutôt faible à côté des débits de plusieurs milliers de m^3/s tracés sur le graphique.

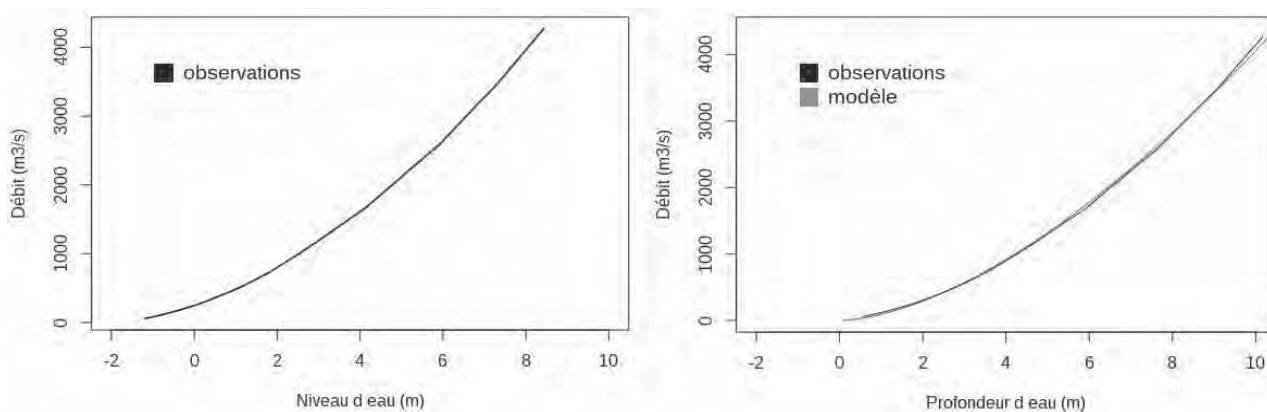


Figure 23. A gauche, courbe de tarage à Tonneins issue de 22 observations de niveaux d'eau et débits associés. A droite, courbe de tarage redéfinie de sorte à créer une fonction débit – profondeur d'eau (courbe noire). La courbe rouge représente l'état théorique du débit en fonction de la profondeur d'eau, défini à partir de l'équation de Manning.

6.3. Caractéristiques hydrologiques générales des stations principales de la Garonne

Sur la Garonne aval, le débit moyen annuel est de l'ordre de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ à Marmande et au Mas d'Agenais. En période de crue, celui-ci peut parfois dépasser les $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ tandis que durant les périodes d'étiage, il peut s'abaisser à moins de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ en cas de sécheresse importante. On donne sur le tableau 2 les valeurs de débits moyens annuels, estivaux et hivernaux sur six stations localisées sur la Garonne aval. Ces valeurs sont issues du réseau de mesure (stations hydrologiques) décrit sur la figure 21. La position géographique de ces stations est renseignée sur la figure 24.

Station	Débit annuel moyen (m ³ /s)	Débit estival moyen (m ³ /s)	Débit hivernal moyen (m ³ /s)
Portet s/ Garonne	162.2	189.1	122.7
Verdun s/ Garonne	170.1	215.2	119.0
Lamagistère	364.1	572.2	135.9
Agen	325.6	513.7	165.2
Le Mas d'Agenais	529.8	857.9	241.1
Marmande	455.3	796.0	167.7

Tableau 2. *Quantification des débits moyens annuels (période 1995-2006), estivaux (juin-juillet-août), hivernaux (décembre-janvier-février) sur 6 stations localisées le long de la Garonne aval.*

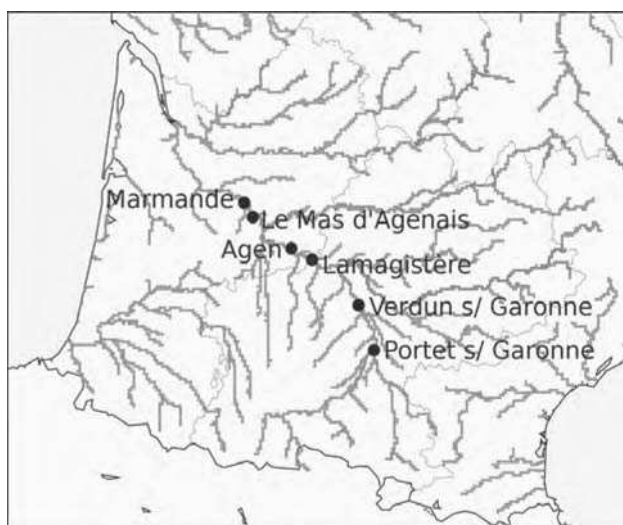


Figure 24. *Carte du bassin versant de la Garonne, avec le nom de 6 stations hydrologiques localisées le long de la Garonne aval. Les filaments de couleur bleue représentent l'ensemble du réseau de rivières du bassin.*

7. Conclusions du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons décrit les outils permettant de représenter les processus hydrologiques à l'échelle des grands bassins versants français : la chaîne hydrométéorologique

SAFRAN-ISBA-MODCOU. Celle-ci est validée par des **observations *in situ* de débits** au sein du réseau de rivières, qui dans notre cas d'étude est le bassin versant de la Garonne. Les observations sont obtenues grâce à divers organismes hydrologiques renseignant des valeurs de niveau d'eau en rivières, et par l'intermédiaire de courbes de tarage, des valeurs de débits. La comparaison entre les sorties des modèles et les observations permet d'établir des scores de performance des modèles, et donc de pouvoir estimer si on est capable de représenter plus ou moins bien les processus hydrologiques continentaux. Dans le chapitre qui va suivre, on s'intéressera aux développements du modèle ISBA/MODCOU qui ont été réalisés durant cette thèse, et on évaluera les performances de ce modèle sur le bassin de la Garonne à l'aide des critères statistiques présentés dans la section 5 de ce chapitre.

Chapitre III : Introduction de la simulation des hauteurs d'eau dans MODCOU : évaluation sur le bassin de la Garonne

1. Introduction

Les objectifs de l'article inséré dans la section 3 de ce chapitre sont de discuter des possibilités d'amélioration de routage en rivière dans le modèle hydrologique MODCOU, et de proposer une approche permettant de simuler dans le temps et l'espace des hauteurs d'eau comparables aux futurs produits SWOT. A l'issue d'une introduction générale sur SWOT et de l'importance des modèles hydrologiques dans la représentation du cycle de l'eau continental, la rubrique 2 de l'article décrit la chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU utilisée sur le bassin versant de la Garonne. La rubrique 3 décrit le contexte de l'étude et détaille les différentes méthodes de routage testées pour effectuer les simulations, allant de la méthode simple à temps de transfert constant, jusqu'à la méthode prenant en compte les variations temporelles de vitesse d'écoulement en rivière. La rubrique 4 se concentre sur les résultats issus des simulations MODCOU et leurs inter-comparaisons avec des modèles hydrauliques de fine échelle. Enfin, la dernière rubrique (5) discute brièvement de la qualité des résultats obtenus, et propose dans le contexte de la mission SWOT des perspectives d'études futures.

2. Résumé de l'article

La mission SWOT (Surface Water and Ocean Topography) fournira des données spatialisées d'élévations de zone en eau (lacs, rivières), de pentes de surface libre et de largeurs de rivières (pour les cours d'eau dont la largeur est supérieure à 50 m). Les modèles hydrologiques doivent être préparés à exploiter ces données de fine échelle. L'étude proposée évalue la capacité d'un modèle hydrométéorologique régional à simuler des hauteurs d'eau en rivières. Le bassin de la Garonne (localisé dans le sud-ouest de la France et dont la surface est de 56 000 km²) a été choisi, car il a le grand intérêt de contenir un nombre important de stations de mesure en rivières. Par ailleurs, plusieurs études ont été effectuées par des

hydrauliciens sur la Garonne aval, rendant ainsi disponible des simulations de débits et hauteurs d'eau sur cette portion de rivière. Plusieurs routages sont testés dans l'étude, allant de la méthode simple de Muskingum, jusqu'à des schémas plus complexes à onde de crue cinématique ou diffusive, proposant une vitesse d'écoulement variable dans le temps. Les résultats révèlent que les routages à vitesse d'écoulement variable sont plus performants que le routage de référence basé sur la méthode de Muskingum. Les comparaisons entre simulations et observations dans la Garonne aval indiquent que l'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de 50-60 cm pour la méthode de Muskingum, et de l'ordre de 40-50 cm pour les routages à vitesse d'écoulement variable. L'erreur de mesure de SWOT étant inférieure à l'erreur des modèles hydrologiques, ces résultats soulignent le potentiel de la mission SWOT à améliorer la représentation des processus hydrologiques dans les modèles de transfert en rivières.

3. Insertion de l'article

Nous proposons d'insérer dans ce manuscrit un article publié en août 2015 dans la revue « Journal of Hydrometeorology », © American Meteorological Society, accessible sur le site web du journal : <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM-D-14-0107.1>

Evaluation of Regional-Scale River Depth Simulations Using Various Routing Schemes within a Hydrometeorological Modeling Framework for the Preparation of the SWOT Mission

VINCENT HÄFLIGER,^{*,†} ERIC MARTIN,^{*} AARON BOONE,^{*} FLORENCE HABETS,[#] CÉDRIC H. DAVID,[@]
 PIERRE-A. GARAMBOIS,[&] HÉLÈNE ROUX,[&] SOPHIE RICCI,^{**} LUCIE BERTHON,^{**}
 ANTHONY THÉVENIN,^{**} AND SYLVAIN BIANCAMARIA^{††}

^{*} CNRM-GAME, UMR 3589, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

[†] Centre National d'Études Spatiales, Toulouse, France

[#] UMR 7619 METIS, CNRS, UPMC, Paris, France

[@] Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California

[&] Université de Toulouse, INPT, UPS, Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse, Toulouse, France

^{**} CERFACS-URA 1875, Toulouse, France

^{††} CNRS, LEGOS, UMR 5566-CNRS-CNES-IRD-Université Toulouse III, Toulouse, France

(Manuscript received 2 June 2014, in final form 28 April 2015)

ABSTRACT

The Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission will provide free water surface elevations, slopes, and river widths for rivers wider than 50 m. Models must be prepared to use this new finescale information by explicitly simulating the link between runoff and the river channel hydraulics. This study assesses one regional hydrometeorological model's ability to simulate river depths. The Garonne catchment in southwestern France (56 000 km²) has been chosen for the availability of operational gauges in the river network and finescale hydraulic models over two reaches of the river. Several routing schemes, ranging from the simple Muskingum method to time-variable parameter kinematic and diffusive waves schemes, are tested. The results show that the variable flow velocity schemes are advantageous for discharge computations when compared to the original Muskingum routing method. Additionally, comparisons between river depth computations and in situ observations in the downstream Garonne River led to root-mean-square errors of 50–60 cm in the improved Muskingum method and 40–50 cm in the kinematic–diffusive wave method. The results also highlight SWOT's potential to improve the characterization of hydrological processes for sub-basins larger than 10 000 km², the importance of an accurate digital elevation model, and the need for spatially varying hydraulic parameters.

1. Introduction

Remote sensing from spaceborne platforms is increasingly used for the monitoring of components of the hydrological cycle, including river discharge (Santos da Silva et al. 2010). The surface soil moisture can be observed by the Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS), Advanced Scatterometer (ASCAT), and Soil Moisture Active Passive (SMAP) satellites (Pierdicca et al. 2013; Kerr et al. 2010; Flores et al. 2012). The Gravity Recovery

and Climate Experiment (GRACE) satellite provides terrestrial water storage variations by measuring large-scale gravity fluctuations over time (Syed et al. 2008; Landerer and Swenson 2012). Several altimetric satellites have been launched in the past to measure water surface elevations. The missions that have observed river free surfaces are *ERS-1* (1991), *TOPEX/Poseidon* (1992), *ERS-2* (1995), *Jason-1* (2001), *Envisat* (2002), *Jason-2* (2008), and the Satellite with Argos and Ka-band altimeter (SARAL; 2013) (Biancamaria et al. 2010; Santos da Silva et al. 2010). They provide information at the global scale, even over ungauged basins. However, they do have limitations, principally, their long revisit time (between 10 and 30 days; Biancamaria et al. 2010) and their coarse spatial resolution: the first nadir altimeters were unable to observe

Corresponding author address: Vincent Häfliger, CNRM-GAME, UMR 3589, Météo-France, CNRS, 42 av. Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, France.

E-mail: vincent.haefliger@yahoo.fr

rivers less than 1 km wide. Additionally, their track spacing was poor for hydrology. Recent missions have been able to observe rivers 100 m wide (Santos da Silva et al. 2010), but with the same long revisiting time.

The Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission (launch planned for 2020)¹ is a swath mapping radar interferometer designed to measure spatial and temporal water elevation changes in lakes, reservoirs, and large river channels over continental surfaces between 78°S and 78°N (Durand et al. 2014; see also <https://swot.jpl.nasa.gov>). With regard to rivers, the fundamental SWOT measurements will consist of river water surface elevation, slope, and width. When it comes to water surface elevation, the accuracy will depend on the average area. Errors are expected to be 10 cm (within one standard deviation σ) over an area of 1 km² inside the river mask (e.g., for a 10-km reach of a 100-m-wide river). Errors will be lower if the average area is larger, and higher for narrow rivers, because of additional difficulties in the determination of the water mask. The revisit times will depend on latitude and will be around four revisits per 21-day-orbit repeat period at mid-latitude. In addition to the above-mentioned products, a global estimate of discharge (at the time of the observation) will be produced for all rivers wider than 50 m (SWOT Project 2014), and algorithms for this purpose are currently being developed and tested (Durand et al. 2010, 2014; Gleason and Smith 2014). This data will complement the existing gauge network by providing data between gauges and over ungauged rivers.

In terms of its contribution to the understanding of the continental water cycle, SWOT data are anticipated to be used in conjunction with the above-mentioned remotely sensed data, in situ data, and models of varying complexity. The reach-averaged SWOT products are likely to be used by the vast majority of these models. Raw pixel-by-pixel data may be used only for some specific local studies because of the large amount of data needed, the complexity, and the large associated error.

In addition to classical model evaluation, assimilation is a promising way to use these data and fosters new research on assimilation techniques and model development. Andreadis et al. (2007) used the LISFLOOD-FP hydrodynamic model (Bates and De Roo 2000) and synthetic observations of water elevation to estimate river discharge over a 50-km reach of the Ohio River. Durand

et al. (2008) estimated bathymetric depth elevation at five points over a 240-km reach of the Amazon River using synthetic water surface elevations and an ensemble-based data assimilation. Pedinotti et al. (2014) assimilated synthetic data over the entire Niger basin using the large-scale hydrometeorological model Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA)–Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). In the first study, the model states were updated, while in the two others, invariant parameters were estimated. Both types of application may be used in the future. The possibility of assimilating the discharge product instead of the surface elevation product must be further investigated depending on the application and the model complexity. While the use of discharge can be envisaged for simple applications, uncertainties in the discharge algorithm and the model are likely to interact in advanced applications (floods, inundations, and low flows). None of these studies has focused on the production of the initial runoff, except by perturbing or imposing it, but the question will obviously be raised for applications modifying the model state (a bias coming from rain or the water surface budget must be corrected in conjunction with the river water depending on the basin time characteristics).

The many models that simulate water elevations can be divided into two main categories. At a large scale, the water surface elevation simulation is mainly motivated by the simulation of large flood plains, the dynamics of which are essential in order to estimate the discharge of some major rivers of the world correctly. Hence, the LISFLOOD-FP model has been used over the lower Ob (Biancamaria et al. 2009) using observed discharge as incoming flow and a 1° × 1° ISBA–TRIP run for lateral transfers, and Hydrological Modeling and Analysis Platform (HyMAP) has been used to simulate the Amazonian basin with a 0.25° × 0.25° resolution (Getirana et al. 2012). At the global scale, models such as Catchment-based Macroscale Floodplain (CaMa-Flood; Yamazaki et al. 2013) and ISBA–TRIP (Decharme et al. 2012) use a relatively low resolution for the land surface scheme that produces the runoff and finer-scale DEM information to characterize the floodplain areas within a grid. Second, at a very fine scale, numerous hydrodynamic models (over several tens of kilometers) were developed for various applications, mainly in relation to flooding.

SWOT will be the first altimetric mission to document intermediate (or regional)-scale basins with a relatively high frequency (e.g., for temperate regions such as western Europe: 50 000–200 000 km², every 3–10 days; Pavelsky et al. 2014). This offers a new opportunity to link water surface elevation, land surface processes, and meteorology more closely at this scale.

¹ NASA's decision to proceed with the SWOT mission will not occur until completion of the National Environmental Policy Act (NEPA) compliance process. SWOT is a proposed NASA mission at this time and the information in this paper is predecisional, to be used for planning and discussion purposes only.

Several issues must be addressed in order to evaluate SWOT's potential ability to provide information on the water cycle at the regional scale. On the model side, it is important to be prepared to evaluate models based on instantaneous outputs (including discharge and free water surface elevations) rather than the usual daily averages and to evaluate them using proxies of the future SWOT products (simulators or finescale hydrodynamic models). It is also crucial to validate the routing schemes at this intermediate or regional scale and verify whether the relevant parameters for hydrodynamics can be estimated accordingly. For SWOT to be used to improve simulations of hydrology (and the surface water budget), SWOT errors on river elevation, width, and slope must also be compared with errors of current hydrological models at this scale. Finally, research is needed to evaluate the scale of hydrologic or meteorological phenomena that can be documented by SWOT using hydrological models and well-instrumented test beds. The methodologies developed in such test beds could be transferable to regions of the world with less in situ data coverage.

The Garonne catchment in France (56 000 km²) is among the basins that could be used as a test bed for SWOT studies, particularly for evaluating the coherence between the hydrological and meteorological scales. In this basin, the river width is less than 200 m and the inundations are limited in extent, occurring in conjunction with heavy large-scale precipitation events or snowmelt. A regional hydrometeorological model, ISBA-Modèle Couplé (MODCOU), was established using the finescale Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige (SAFRAN; Habets et al. 2008) and the surface parameter database for land surface models ECOCLIMAP2 (Faroux et al. 2013). Two reaches of the rivers are covered by two high-resolution hydraulic models, which would allow discussion of the scaling issue, and 97 gauging stations are available. However, ISBA-MODCOU, which uses the Routing Application for Parallel Computation of Discharge (RAPID) scheme (David et al. 2011a,b), is only validated with daily discharge.

This paper seeks to contribute to the establishment of a test bed in the Garonne basin within the SWOT framework. Its objectives are to further improve the routing scheme of the model to produce output that can be compared to SWOT; to discuss the level of detail needed for hydrodynamics, including the spatialization of the hydrodynamic data; and to evaluate the results at the basin scale through comparison with high-resolution hydraulic models. More specifically, the routing scheme of ISBA-MODCOU is further developed in order to validate the model on the basis of both discharge and

river depth. Then, the application of such a model within the framework of SWOT is discussed.

Section 2 describes the hydrometeorological model together with the input and validation data. Section 3 describes the experimental setup, including the various routing methods tested in order to simulate river depths. The results for both discharge and water depth are presented in section 4. A discussion of the results within the SWOT framework, including issues related to the choice of river routing, the implications for river depth and water elevation simulation accuracy, and the relevance of SWOT to the documentation of hydrologic processes is proposed in section 5.

2. Models

The hydrometeorological model used to produce results in this paper is a distributed regional-scale model composed of the land surface model ISBA and the hydrological MODCOU. In this version, the original river routing scheme of MODCOU has been replaced by RAPID, as in David et al. (2011a,b), in order to allow a simulation of discharge in all the river reaches of the model. The various components of the model are described below and summarized in Fig. 1.

a. ISBA

The ISBA land surface model (Noilhan and Planton 1989) within the Surface Externalisée (SURFEX) platform (Masson et al. 2013) is used to simulate the physical variables in the upper soil, soil surface, and vegetation and to simulate water and energy exchanges within the soil-surface-atmosphere continuum. Its parameters are derived from the ECOCLIMAP2 ecosystems and surface parameters database (Faroux et al. 2013) at 1-km resolution. ISBA is forced in our study by the SAFRAN meteorological analysis (see section 3b). In this study, the ISBA-diffusion (DIF) configuration is used; a multilayer approach is employed to solve the one-dimensional Fourier law and the mixed form of the Richards equation explicitly to calculate the time evolution of the soil energy and water budgets (Boone et al. 2000; Decharme et al. 2011, 2013). This version describes the soil using 14 layers; the hydrological active depth depends on the vegetation. A subgrid runoff scheme (Habets et al. 1999a) is employed to account for subgrid heterogeneities for precipitation, surface parameters, and soil wetness. The surface runoff over saturated areas, or Dunne runoff, is computed using the Variable Infiltration Capacity model (VIC; Dümenil and Todini 1992; Wood et al. 1992; Zhao 1992; Habets et al. 1999a) in which the saturated fraction of the grid cell depends on soil moisture, precipitation intensity, and a shape parameter B fixed at 0.5 (Habets

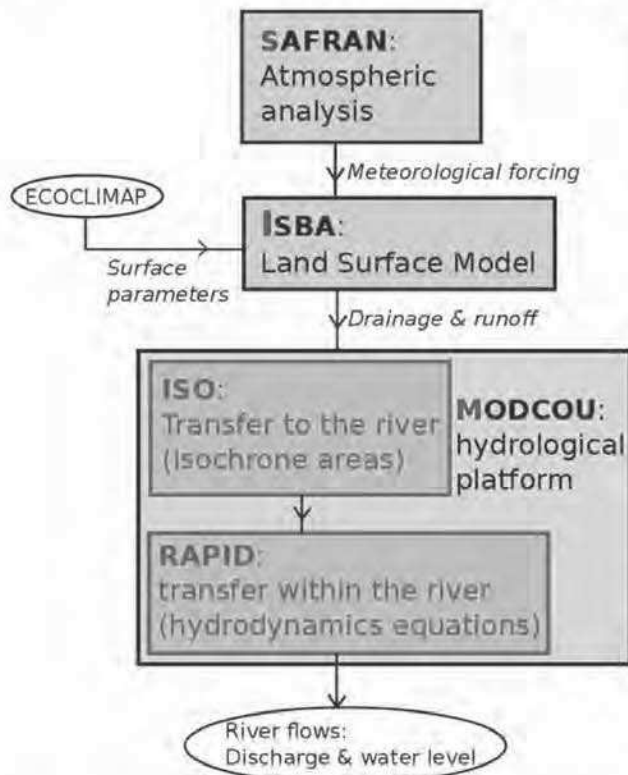


FIG. 1. Illustration of the SIM hydrometeorological suite. SAFRAN produces the meteorological forcing for the land surface model ISBA. ISBA produces water (drainage and runoff) for the ISO module of MODCOU, and ISO transfers water by overland and deep soil runoff to the RAPID module of MODCOU. RAPID transfers water within the river channel network to the oceans and simulates the spatial and temporal evolution of discharge and river depth. The MODCOU platform contains the two transfer modules ISO and RAPID.

et al. 2008). Orography is derived from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 90-m model (Farr et al. 2007). ISBA is run at the $8\text{ km} \times 8\text{ km}$ regular gridcell resolution.

b. MODCOU

The hydrological and hydrogeological model platform MODCOU computes the spatial and temporal evolution of the piezometric level of multilayer aquifers using the diffusivity equation (Ledoux et al. 1989) and routes the continental surface water into the river. The surface runoff simulated by ISBA is transferred to the river by the isochrone transfer (ISO) module (Ledoux et al. 1984) and then routed within the river by the RAPID module (David et al. 2011a,b). The bottom runoff (or drainage) is passed to the aquifer module, which exchanges with the river. In the original SAFRAN–ISBA–MODCOU (SIM)-France model (Habets et al. 2008), the river flow is computed every 3 h, and the evolution of the aquifer is computed daily. However, in the Garonne basin, the alluvial aquifers

are not simulated by MODCOU. The drainage is routed similarly to the surface runoff. Figure 1 is an illustration of the ISBA–MODCOU hydrometeorological model.

The subsections below describe the river network component, the transfer to the river, and the routing in the river.

1) TRANSFER TO THE RIVER

The ISO module (Ledoux et al. 1984; Habets et al. 2008) transfers the surface (overland) and bottom runoff (deep soil drainage) to the river. In this way, the runoff partitioned by the production function (ISBA) is routed to the river network. Each drainage area is divided into a number of isochronal zones equal to the number of time steps necessary for the flow to reach the nearest river cell. The transfer times depend on the topography and concentration time, which is a parameter to be fitted (Habets et al. 2008). The transfer time t_{tra} (s) from one cell to the neighboring downstream cell is given by Eq. (1):

$$t_{\text{tra}} = \frac{\Delta l}{\sqrt{SI}(S_{\text{DA}})^{\beta}}, \quad (1)$$

where Δl (m) is the distance between the centers of two cells; SI (m m^{-1}) is the slope between the two cells; S_{DA} (m^2) is the accumulated drainage area; and β is a calibration parameter, usually taken to be equal to 0.25 (Habets et al. 1999b). This routing was run at the daily time step to compare daily simulated discharges with daily observations and at the 3-h time step to compare simulated 3-h discharges with 3-h observations, or 3-h discharges averaged over the day with daily observations.

2) RIVER ROUTING

River discharges are found by the parallel-computing-based RAPID (David et al. 2011a,b). The spatial resolution of river grid cells considered by RAPID is 1 or 2 km. Unlike the initial routing scheme of MODCOU used in Habets et al. (2008), RAPID computes the routing in the entire river network using a matrix-based Muskingum routing scheme instead of calculating flows in a small, predetermined number of cells, usually corresponding to the gauging stations. Hence, RAPID increased the possibilities for scientific evaluation and improvements at a similar computing cost.

Even if the Muskingum method can lead to good-quality results, as shown by David et al. (2011a,b), in our case it has severe limitations. The flow velocity is constant whatever the regime, levels are not simulated, and backwater and floodplain storage effects are not taken into account. River models, which have been further improved to use more detailed routing schemes based on the kinematic or diffusive wave, develop floodplain

inundation schemes (Getirana et al. 2012; Yamazaki et al. 2013) and use the full Saint-Venant momentum equations (Paiva et al. 2011) or approximations that are stable enough to allow longer time steps (Yamazaki et al. 2013), such as the local inertial equation (Bates et al. 2010).

This study focuses primarily on the simulation of river depths and flow velocity. David et al. (2011a) proposed a method to calibrate the Muskingum parameters based on observations. In addition, Saleh et al. (2011) used rating curves distributed on a 188-km river network in northern France to estimate river depth within the framework of a river aquifer exchange study. The latter method relies on distributed hydraulic parameters that must be estimated. Based on the same parameters, a kinematic wave routing scheme [based on Decharme et al. (2010)] and a diffusive wave scheme [based on an improved Muskingum scheme (Todini 2007)] are also tested.

(i) *Muskingum*

The derivation of the original Muskingum approach (Gill 1978) is based on Eqs. (2) and (3) written for a river reach without lateral flow. In each reach, the water flow is computed with a time-invariant velocity. The main advantage of this method is that it is not necessary to know the hydraulic parameters of the river network. The principal disadvantage is that the water velocity is time invariant, a hypothesis that is not true in nature because the flow velocity in a river channel increases with discharge:

$$\frac{dS}{dt} = I - O \tag{2}$$

and

$$S = k\epsilon I + k(1 - \epsilon)O, \tag{3}$$

where S (m^3) is the volume of water stored in the reach; k (s) is the time for water to be transferred between two reaches; ϵ (dimensionless) is the space-weighting factor ranging from 0 to 0.5, as a function of the storage in the river is controlled by the downstream conditions ($\epsilon = 0$), or if the inflow and the outflow have exactly the same weight ($\epsilon = 0.5$); and I ($m^3 s^{-1}$) and O ($m^3 s^{-1}$) are the upstream (inflow) and downstream (outflow) discharges of the reach.

Finally, the outflow of the reach at time step $t + \Delta t$, where Δt is the time step of the model (1800 s in the present study), can be written as

$$O_{t+\Delta t} = C_1 I_{t+\Delta t} + C_2 I_t + C_3 O_t; \tag{4}$$

where C_1 , C_2 , and C_3 are constant coefficients

$$\text{and } C_1 + C_2 + C_3 = 1; \tag{5}$$

and where $C_1 = \frac{-2k\epsilon + \Delta t}{2k(1 - \epsilon) + \Delta t}$,

$$C_2 = \frac{2k\epsilon + \Delta t}{2k(1 - \epsilon) + \Delta t}, \text{ and}$$

$$C_3 = \frac{2k(1 - \epsilon) - \Delta t}{2k(1 - \epsilon) + \Delta t}. \tag{6}$$

Knowing the hydromorphology of the river channel and the equations that relate the discharge to the river depth (see next section), the river depth in Muskingum routing is calculated from the discharge at each time step using the Newton–Raphson method (Todini 2007).

(ii) *Manning–Strickler kinematic wave*

The derivation of the original Manning–Strickler kinematic wave (MS) method is based on Eqs. (2) and (7), which were both written for a river reach without lateral flow (Decharme et al. 2010). This method is equivalent to the one used in some global hydrological models (e.g., Alkama et al. 2010; Pedinotti et al. 2012):

$$S = O \frac{L}{V}, \tag{7}$$

where V ($m s^{-1}$) is the mean flow velocity in the river channel and L (m) is the length of the reach.

The water storage $S_{t+\Delta t}$ is calculated as a function of S_t using a Runge–Kutta fourth-order scheme to prevent numerical bias given by the nonlinearity of Manning’s formula (Decharme et al. 2010). The Manning equations are given by Eq. (8) for rectangular channels and Eq. (9) for trapezoidal channels:

$$Rh = \frac{A}{P} = \frac{Wh}{W + 2h}; \quad v = K_{str} Rh^{2/3} \sqrt{So} \tag{8}$$

and

$$Rh^* = \frac{A^*}{P^*} = \frac{Boh^* + h^{*2} \tan(\alpha)}{Bo + \frac{2h^*}{\cos(\alpha)}},$$

$$v^* = K_{str} Rh^{*2/3} \sqrt{So}, \tag{9}$$

where K_{str} is the Manning–Strickler factor, which quantifies the roughness of the riverbed; Rh or Rh^* is the hydraulic radius [the ratio between the wetted area A or A^* (m^2) and the wetted perimeter P or P^* (m) of the river channel] for rectangular and trapezoidal channels, respectively; So ($m m^{-1}$) is the slope of the riverbed; and W (m) is the river width for rectangular channels. For trapezoidal channels, Bo (m) is the horizontal length of the bed and α is the angle between the banks of the bed and the vertical plane. The variables v and v^* ($m s^{-1}$) are the flow velocities related to Rh and Rh^* , respectively, and h and h^* (m) are the river depths for rectangular and trapezoidal

channels, respectively, between the river free surface and the bed. They are calculated as a function of the water storage in the reach and the channel geometry as shown in Eqs. (10) and (11):

$$h = \frac{S}{LW} \quad (10)$$

and

$$h^* = \max \left[\frac{-LBo + \sqrt{D}}{2L \tan(\alpha)}, \frac{-LBo - \sqrt{D}}{2L \tan(\alpha)} \right];$$

$$D = (LBo)^2 - 4L \tan(\alpha)(-S). \quad (11)$$

Once $S_{t+\Delta t}$ has been calculated, $O_{t+\Delta t}$ is deduced as a function of the difference between $S_{t+\Delta t}$ and S_t , as shown in Eq. (12):

$$O_{t+\Delta t} = \frac{S_{t+\Delta t} - S_t}{\Delta t} + I_t. \quad (12)$$

To avoid numerical instabilities, the flow velocity in all grid cells of the river network must be lower than a maximum velocity V_{\max} given in Eq. (13):

$$V_{\max} = \frac{L}{\Delta t}. \quad (13)$$

In this study, a time step of 300 s was chosen. This time step corresponds to a maximum flow velocity of 6.7 m s^{-1} for 2-km reaches located in the major plain rivers, which is always higher than the flow velocity in the case of high discharges.

(iii) Muskingum–Cunge–Todini

Ponce and Yevjevich (1978) extended the original Muskingum method to time-variable parameters: the time transfer and the space-weighting factor vary with time. This routing was inspired by the Muskingum–Cunge method (Cunge 1969). Unlike the original Muskingum method, the variable parameter Muskingum–Cunge suffered from a loss of mass, which increased with the flatness of the bed slope. Todini (2007) resolved these inconsistencies and proposed a modified routing scheme, hereafter referred to as the Muskingum–Cunge–Todini (MCT) scheme, by introducing a celerity c (m s^{-1}), distinct from the flow velocity. The expression of the outflow calculation written in Eq. (14) is close to the Muskingum formulation, and Eq. (5) is still valid. However, the difference is that C_1 , C_2 , and C_3 are not time invariant (Todini 2007):

$$\Theta_{t+\Delta t} = C_1 I_{t+\Delta t} + C_2 I_t + C_3 O_t, \quad (14)$$

where $\Theta_{t+\Delta t}$ is a first guess of $O_{t+\Delta t}$. The following equations can be repeated two or more times to obtain an optimal expression of $\Theta_{t+\Delta t}$.

At the end of the guess loop, Eq. (15) is computed:

$$O_{t+\Delta t} = \Theta_{t+\Delta t}. \quad (15)$$

The three time-variant coefficients C_1 , C_2 , and C_3 are calculated in Eq. (16):

$$C_1 = \frac{-1 + C_{t+\Delta t}^* + D_{t+\Delta t}^*}{1 + C_{t+\Delta t}^* + D_{t+\Delta t}^*},$$

$$C_2 = \frac{1 + C_t^* + D_t^*}{1 + C_{t+\Delta t}^* + D_{t+\Delta t}^*} \left(\frac{C_{t+\Delta t}^*}{C_t^*} \right), \quad \text{and}$$

$$C_3 = \frac{1 + C_t^* + D_t^*}{1 + C_{t+\Delta t}^* + D_{t+\Delta t}^*} \left(\frac{C_{t+\Delta t}^*}{C_t^*} \right). \quad (16)$$

The coefficient β at times t and $t + \Delta t$ is

$$\beta_t = \frac{c_t}{V_t}, \quad \beta_{t+\Delta t} = \frac{c_{t+\Delta t}}{V_{t+\Delta t}}. \quad (17)$$

The celerity is calculated as a function of the average discharge equal to $1/2(I + O)$, and of the hydraulic parameters of the river channel (Todini 2007).

The Courant number C^* at times t and $t + \Delta t$ is

$$C_t^* = \frac{c_t \Delta t}{\beta_t L}, \quad C_{t+\Delta t}^* = \frac{c_{t+\Delta t} \Delta t}{\beta_{t+\Delta t} L}. \quad (18)$$

The cell Reynolds number D^* at times t and $t + \Delta t$ is

$$D_t^* = \frac{I_t + O_t}{2\beta_t W S o c_t L}, \quad D_{t+\Delta t}^* = \frac{I_{t+\Delta t} + O_{t+\Delta t}}{2\beta_{t+\Delta t} W S o c_{t+\Delta t} L}. \quad (19)$$

As in the Muskingum formulation, the river depth in MCT is calculated using the Newton–Raphson method (Todini 2007) to extract the river depth from the discharge. The calculation of the river depth is computed by from the Manning–Strickler equations, given that the discharge and the hydraulic parameter values in every river reach of the catchment are known.

To avoid numerical instabilities, the flow velocity is limited as a function of the time step, as shown in Eq. (13). For the same reason as in the kinematic wave routing (see previous section), the value of Δt in the MCT formulation is 300 s.

c. Hydraulic models

The 1D model developed by the Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (IMFT; Larnier 2010) is used for hydraulic simulation of the upstream part of the Garonne catchment (an 80-km reach centered on the gauging station Verdun-sur-Garonne, see Fig. 2). It uses a 1D finite-difference hydrodynamic scheme to compute water depth, velocity, and discharge in a channel flow.

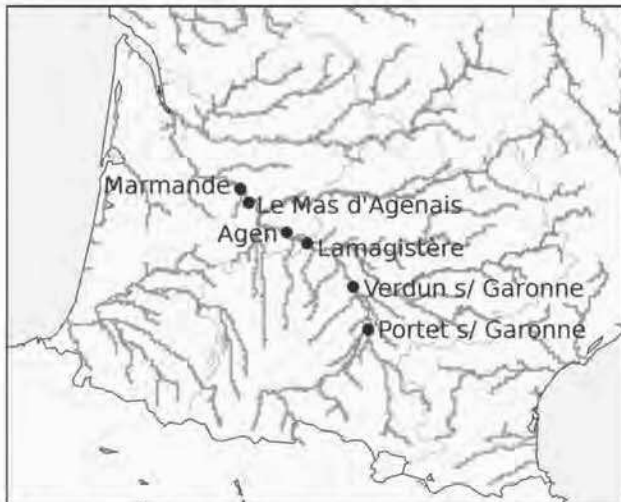


FIG. 2. Spatial distribution of the main hydrological stations along the Garonne River. The faint gray lines represent the borders of the main French regions. The blue lines represent the river network considered in RAPID.

The model is forced by river discharges observed at Toulouse, 30 km upstream of the gauging station of Verdun-sur-Garonne. The spatial step of the river transects described in the 1D shallow water model was between 500 and 1000 m, and 153 measured river transects were used to build the model geometry.

MASCARET is a one-dimensional, free-surface hydraulic model based on the Saint-Venant equations used for modeling flood events, submersion waves resulting from the failure of hydraulic infrastructures, the regulation of river infrastructures, and the propagation of canal waves. It was developed by the Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement (LNHE) at Électricité de France (Goutal and Maurel 2002). MASCARET is used for the downstream part of the Garonne (a 60-km reach around Marmande). The 1D hydraulic model is forced by river discharge observed at the gauge of Tonneins (near Le Mas d'Agenais), and 83 measured river transects were used to build the model geometry. By comparing simulations of the model and observations at Marmande, the efficiency for discharge and RMSE for river free-surface elevation are 0.98 and 0.26 m, respectively.

3. Model setup and experimental design

a. The Garonne catchment

The Garonne River basin (56 000 km²) is located in southwestern France and drains the northern slopes of the Pyrenean chain (along the French border with Spain). The Pyrenees and the Massif Central mountains border the basin to the south and the east, respectively. Its main tributaries are the Ariège, Dordogne, Tarn, and Lot Rivers. The Garonne and the Ariège flow from the Pyrenees, while the Dordogne, Tarn, and Lot flow from the Massif Central. The climate over the basin is influenced by oceanic conditions over the western part of the domain. It is also characterized by heavy rainfall events during winter and relatively warm weather during summer. Hydrological data (observations of mean annual discharge, mean winter discharge, and mean summer discharge) of the main river gauges located along the Garonne (Fig. 2) are given in Table 1. The annual average discharge in the river gauges of Marmande and Le Mas d'Agenais (downstream Garonne) is about 500 m³ s⁻¹, but values of more than 2000 m³ s⁻¹ can be observed during flood episodes, and less than 100 m³ s⁻¹ during severe droughts. The Garonne basin is highly impacted by human activity: hydropower dams are present in the mountainous areas, while a high number of small farm dams and some reservoirs of intermediate capacity were built in the plain area for irrigation purposes and to sustain low water flows. However, the impact is limited in the downstream Garonne, except during low-flow periods. The impact is higher for the tributaries (in summer and during the snowmelt period). Weirs for navigation or regulation are also present in the basin (especially along the Dordogne River) and can locally have an influence on the hydraulics of the river. It must be noted that RAPID is not able to explicitly take into account these weirs.

b. The meteorological data

The meteorological data were provided by SAFRAN (Quintana-Seguí et al. 2008). The following eight physical variables are analyzed: 2-m air temperature, 2-m relative humidity, 10-m wind velocity, cloudiness, incoming solar

TABLE 1. Summary of the mean annual, winter (December–February), and summer (June–August) discharge for the main river gauges located along the Garonne River (1995–2006).

River gauge	Mean annual discharge (m ³ s ⁻¹)	Mean winter discharge (m ³ s ⁻¹)	Mean summer discharge (m ³ s ⁻¹)
Portet-sur-Garonne	162.2	189.1	122.7
Verdun-sur-Garonne	170.1	215.2	119.0
Lamagistère	364.1	572.2	135.9
Agen	325.6	513.7	165.2
Le Mas d'Agenais	529.8	857.9	241.1
Marmande	455.3	796.0	167.7

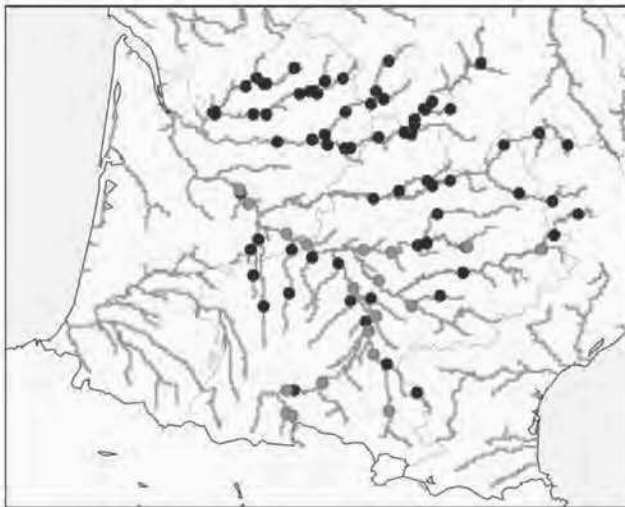


FIG. 3. Spatial distribution of the hydrological stations in the Garonne catchment. Gauges with discharge observations are in black. Gauges with discharge and river depth observations are in red. The faint gray lines represent the borders of the main French regions. The blue lines represent the river network considered in RAPID.

radiation (short waves), atmospheric incoming radiation (long waves), rainfall, and snowfall. SAFRAN computes vertical profiles of temperature, humidity, wind speed, and cloudiness every 6 h for 615 climatically homogeneous zones across France. In our study, the first estimates for these profiles usually come from the ECMWF operational archives, at resolutions decreasing from 25 to 20 km over the period, and are refined with surface observations through an optimal interpolation method. A precipitation analysis is performed daily based on a first estimate derived from climatological fields. All analyzed values are then interpolated at the hourly time step, and solar (visible) and infrared radiation are calculated using a radiative transfer scheme (Ritter and Geleyn 1992) that uses vertical profiles of temperature, humidity, and cloudiness. The hourly distribution of precipitation is inferred from the analyzed hourly specific humidity and further constraints from the snow–rain transition elevation (Quintana-Seguí et al. 2008; Vidal et al. 2010). Atmospheric variables are ultimately projected on the regular 8-km grid used by ISBA. In the analysis, 400 stations are used

for precipitation and around 100 are used for the other surface parameters.

c. Evaluation datasets

The river depth and discharge observations (the time measurements of which are variable) used in this study were obtained from the flood forecasting service [Service de Prévision des Crues (SPC)] for 97 hydrological stations in the Garonne catchment (see Fig. 3). At these stations, discharges were calculated as a function of the river depth using the operational rating curves of the SPC.

Data could be obtained for only 19 of these stations for river depth validations. The rating curves were reprocessed to determine the water depth above the riverbed, assuming a rectangular bed. The roughness coefficient K_{str} and the difference between the riverbed and the origin of the operational scale were deduced by fitting the rating curve using the Manning–Strickler equations. Hence, the river depths used in the following were calculated as the difference between the water elevation and the bed elevation obtained from the rating curve processing.

d. Determination of the hydrological model parameters

Special attention was paid to the determination of the RAPID parameters for the routing methods tested in this study (Table 2). The detailed description and the method of determining the parameters for each method are given below.

1) MUSKINGUM PARAMETERS: TRANSFER TIME AND SPACE-WEIGHTING FACTOR

(i) Muskingum original formulation

In the original Muskingum method (MD11), the parameters k and ε determined by David et al. (2011a) were used. David et al. (2011a) computed k in all MODCOU reaches of the Garonne catchment by using topographic information: the slope of the riverbed and the upstream catchment area of the relevant reach.

(ii) Muskingum based on the lagged cross correlation

A detailed analysis of the simulations based on the original parameters proposed by David et al. (2011a)

TABLE 2. Summary of the four river routing methods used in the study.

Acronym	Routing	Flow velocity	Time step (s)	Reference
MD11	Original Muskingum	Constant	1800	David et al. (2011a)
MLCC	Muskingum based on the lagged cross correlation	Constant	1800	David et al. (2011b)
MS	Manning–Strickler kinematic wave	Variable	300	Decharme et al. (2010)
MCT	Muskingum–Cunge–Todini	Variable	300	Todini (2007)

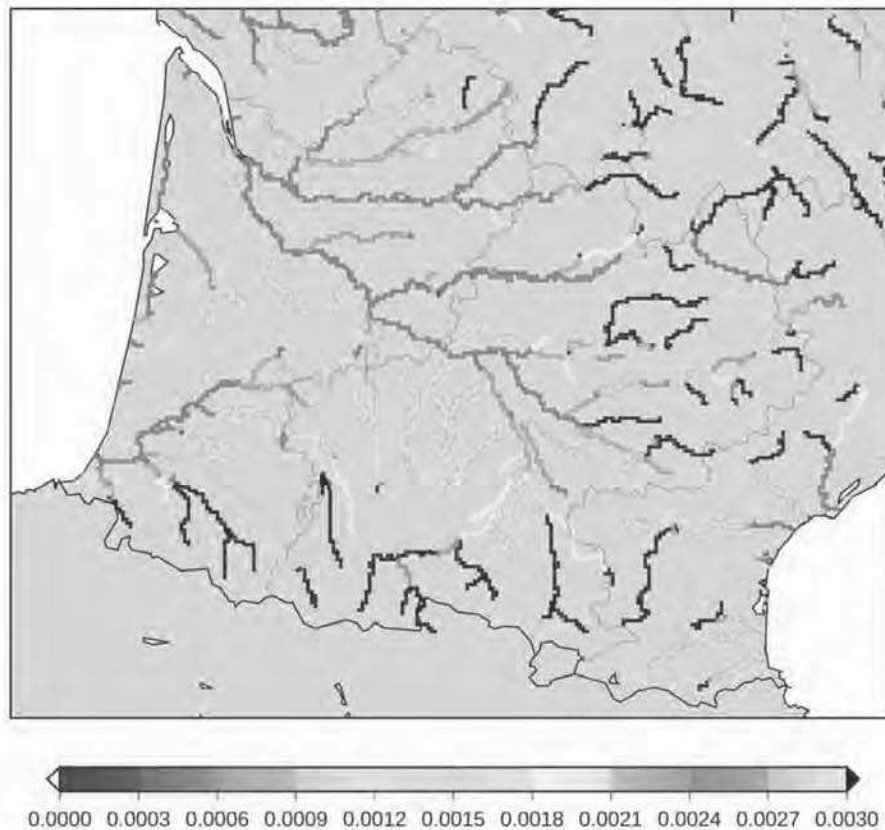


FIG. 4. Spatial distribution of the bed slope (m m^{-1}) in the Garonne catchment river network considered in RAPID. Black colored rivers have a bed slope higher than 0.0030 m m^{-1} .

showed that discharges were not well phased with observations in time. The lagged cross-correlation method (David et al. 2011b) led to the calculation of an optimal value of k , corresponding to the flow velocity during floods. The goal was to maximize the correlation factor between two hydrographs (discharge observations) of two stations located in the same portion of the river. Once the transfer time maximizing the lagged cross correlation was determined, the flow celerity and k could be calculated (assuming that the distance between the two stations was known).

A total of sixteen river portions were used to calculate optimized transfer times in the Garonne catchment. The lagged cross-correlation method was applied using hourly observed discharges over the full study period (1995–2006), but the results have a low sensitivity on the period used, provided the period is longer than 6 months.

2) HYDRAULIC PARAMETERS

The following three hydraulic parameters: bed slope, roughness factor, and river width must be carefully evaluated in order to simulate accurate river depths. The methods for determining them are described below.

(i) Bed slope

The bed slope (Fig. 4) was estimated by using the topography database SRTM 90 m (Farr et al. 2007). Given the 1- or 2-km river gridcell resolution of RAPID, which is lower than that of SRTM, a specific method was developed. To obtain positive downward slopes over the river (needed by the routing schemes), the representative elevation of the RAPID grid cell was chosen to be equal to the minimum elevation of SRTM over this cell. Then, the original slopes were smoothed over large river portions to obtain downward slopes in all reaches of the Garonne catchment. The slopes were averaged over reaches bounded by the confluences of the river network in the model. The fact that SRTM gives surface elevation and not riverbed elevation is discussed further in section 5.

(ii) River width

Following Leopold's original method [Leopold and Maddock (1953); see also Arora and Boer (1999)], the river width was obtained in every reach through the relationship between the average discharge over a chosen period and the river width. We associated the width with the average discharge (during the 1995–2006 period) on 20 reaches where we had obtained the values of measured width and

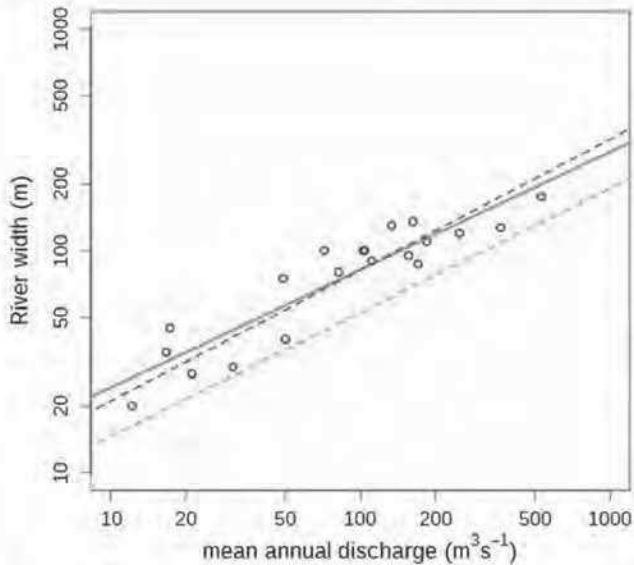


FIG. 5. Geomorphological relationship between the river width (m) and the mean annual discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) (1995–2006) in the Garonne catchment. Observations are black circles, logarithmic regression of observations is the red line, regression calculated by Vergnes et al. (2014) over France is the blue dotted line, and regression calculated by Arora and Boer (1999) over the Amazon rain forest is the green dotted line.

observed discharges. A logarithmic regression (Fig. 5) was performed over these 20 points. Assuming that the values of the average discharges simulated by the original Muskingum routing (that we know in all reaches of MODCOU) were not too highly biased, it was possible, after some preliminary tests, to determine an acceptable river width in every reach of the study area. The 20 observed river widths were not used in the model to avoid spatial discontinuities of simulated river depths (and thus surface slope between two grid cells) over a river reach, given that there is a strong dependence of the simulated river depth on the river width value. The final relation between the river width and the average annual discharge is given by Eq. (20). Its coefficient of determination is 0.84:

$$W = 7.119Q^{0.531}, \quad (20)$$

This relation is of the same order as the relation found by Arora and Boer (1999) and is very close to the relation established by Vergnes et al. (2014), using data from all over France.

(iii) Manning–Strickler factor

The Manning–Strickler or roughness coefficient K_{str} (Fig. 6) was calculated in the Garonne catchment by Eq. (21):

$$\frac{1}{K_{\text{str}_i}} = \frac{1}{K_{\text{str}_{\text{max}}}} + \left(\frac{1}{K_{\text{str}_{\text{min}}}} - \frac{1}{K_{\text{str}_{\text{max}}}} \right) \left(\frac{W_{\text{max}} - W_i}{W_{\text{max}} - W_{\text{min}}} \right). \quad (21)$$

Because the roughness of the riverbed has a greater effect on small river flow than on large mouth flow, a linear relationship was taken between K_{str} and the river width (Arora and Boer 1999). The two selected minimum and maximum values of the Manning–Strickler coefficient, $K_{\text{str}_{\text{min}}}$ and $K_{\text{str}_{\text{max}}}$, are equal to 10 (representative of mountain rivers) and 40 (representative of plain rivers). The minimum and maximum river widths simulated in the catchment are W_{min} and W_{max} [see Eq. (20)], and i is the index of the reach considered.

The value of K_{str} was corrected for reaches where rating curves were available. The rating curves were obtained from the SPC. Operational river discharges were estimated in situ by relating river depth measurements taken nearly continuously to periodic measurements of flow velocity and channel cross-sectional area, from which instantaneous river discharges were derived.

In this case, the rating curve was approximated by the Manning–Strickler equation by supposing that W and S_0 were known in every reach. For large rectangular channels, the Manning–Strickler equation (discharge as a function of the river depth) is

$$O(h) = K_{\text{str}} W h^{5/3} \sqrt{S_0}. \quad (22)$$

The roughness coefficient K_{str} was optimized so that the root-mean-square error (RMSE) between the $O(h)$ curve and a rating curve was minimized. As we did not have a rating curve for every grid cell of the Garonne catchment, it was necessary to carry out spatial interpolation between the points where we had rating curves. This means that the value of K_{str} evolved linearly along the river channel between two reaches where K_{str} was calculated using the rating curve.

e. Experimental design

The period from 1 August 1995 to 31 July 2006 was chosen for the validation of the hydrological MODCOU over the Garonne catchment. The simulations of MODCOU were forced by surface and bottom runoffs produced by ISBA–DIF (Decharme et al. 2013). RAPID transferred the water in the river channels by four different routings (see Table 2). RAPID was initialized with no water in the river channels at the beginning of the simulation period; river reaches received water after 1–5 days of simulation, depending on their location in the Garonne catchment. RAPID was forced by ISBA-simulated runoff at daily or 3-hourly time steps. Discharge and river depth results could be averaged over the day or every 3 h. Validations were performed with daily or 3-hourly discharge and river depth observations, using mainly the Nash–Sutcliffe efficiency (NSE; Nash and Sutcliffe 1970) and the discharge ratio for discharge

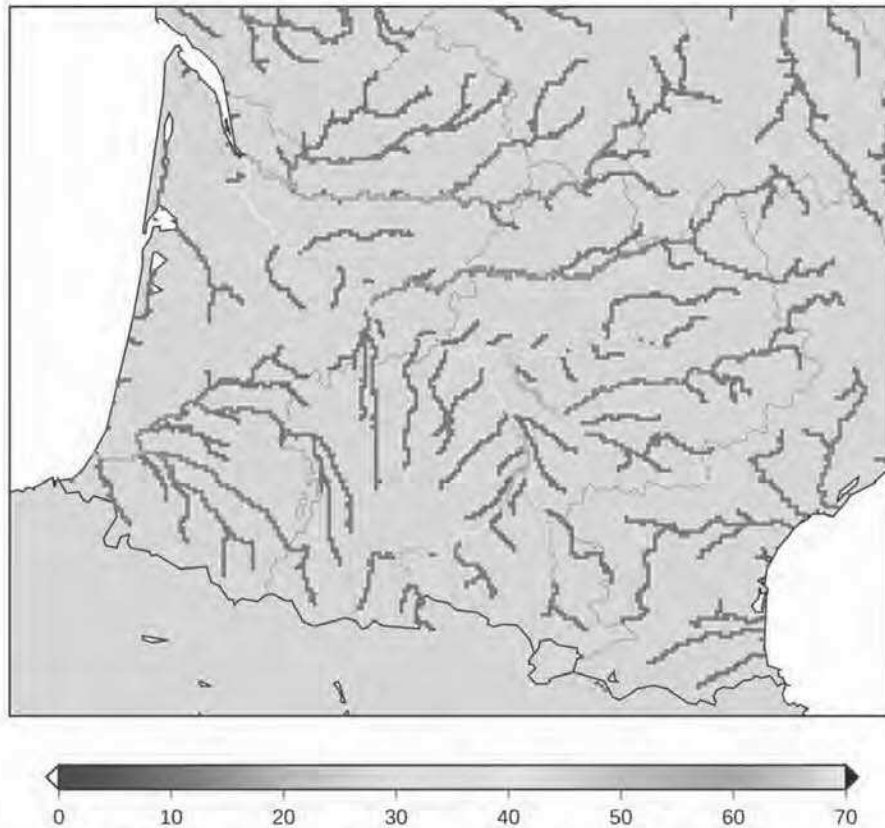


FIG. 6. Spatial distribution of the Manning–Strickler factor in the Garonne catchment river network considered in RAPID.

evaluation and RMSE for river depths evaluation. The time step of the original data was variable. The three-hourly and daily discharges and river depth data were calculated by averaging instantaneous 1-hourly data obtained by the interpolation of the variable data. Georeferenced simulations of RAPID were compared with river gauge observations at locations that should correspond to that of the grid cell under consideration in the model. A rectangular shape was used for the river channels in the simulations (see section 5 for a discussion of the impact of the use of a trapezoidal channel). Special attention was paid to the six main stations listed in Fig. 2 and Table 1: these stations are located in the plain area of the basin, where comparison with the hydraulic models is possible and the SWOT observations will be of good quality.

4. Results

a. Discharge validations: Daily time step

In this section, RAPID is forced by ISBA at a daily time step, and discharge outputs are averaged over a period of 24 h. Figure 7a shows the performance of the original version (MD11) of David et al. (2011a). Over the basin, the NSE varies from -14 to 0.76 . At the outlet

(Le Mas d'Agenais), the NSE is equal to 0.70 . The NSE is higher over some river portions (mainly in the Dordogne basin, in the north of the domain), while an NSE lower than zero can be seen over very small and highly human-impacted rivers (reservoirs and water uptake for irrigations) or in the upper Garonne (in the Pyrenees). In the latter case, the poor results were attributed to difficulties in snowmelt simulations and the presence of dams. Other results of intermediate quality ($NSE < 0.5$) in some other tributaries in the plain area (mainly south of Le Mas d'Agenais) were attributed to the presence of dams and water uptake for irrigation.

1) IMPACT OF IMPROVED TRANSFER TIMES FOR THE MUSKINGUM ROUTING METHOD

The calibration of the celerity in 16 river portions [section 3c(1)] led to improved efficiency at six stations, as shown in Fig. 7. The improvement could be mainly observed in the plain area of the Garonne catchment, where the transfer times were underestimated by David et al. (2011a). Given that the lagged cross correlation gave a celerity for high discharges, the best phasing was observed when discharge values were high. For medium and low discharges, the simulated celerity was slightly

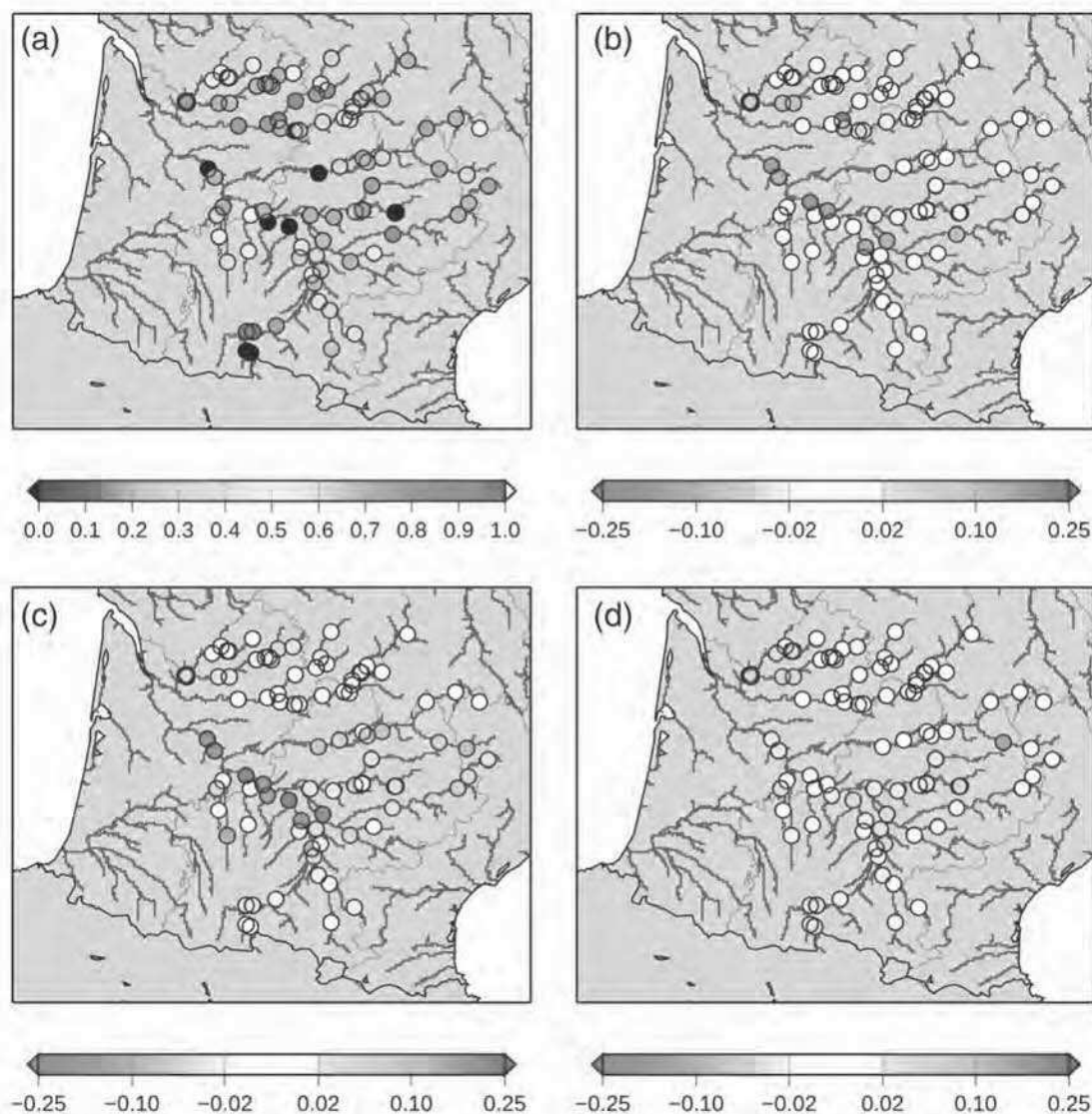


FIG. 7. Maps of discharge scores for several routing methods over the Garonne catchment (1995–2006). (a) Efficiency of MD11, (b) difference of efficiency between the method based on MLCC and MD11, (c) difference of efficiency between the method based on the MS and MD11, and (d) difference of efficiency between the MCT and MS.

overestimated and the water arrived at the downstream stations too early. As a result (considering low, medium, and high discharges), the efficiency was improved because the NSE is mainly controlled by high discharge values. At Le Mas d'Agenais, the daily NSE over the 1995–2006 period improved from 0.70 (MD11) to 0.83 in the Muskingum method based on the lagged cross-correlation (MLCC) run.

At a few river gauges of the Dordogne, Isle, Tarn, and Aveyron Rivers, the lagged cross-correlation method degraded the scores in comparison with MD11. These poor results were attributed to celerity variations within the reaches used to calculate the model parameter k . Usually, the celerity increased from upstream to downstream

areas. Thus, the typical consequence was an overestimation of the celerity in the upstream part of the reach, so the discharge phasing was degraded at a gauge located in the middle of the reach. Second, we showed that the lagged cross-correlation ρ in the Dordogne and Isle Rivers was not very sensitive to the lagged time. This meant that the accuracy of the maximum value of the lagged cross correlation was not as high as it was for the portions in the Garonne River. The related hypothesis was that the presence of dams in the river network could have an influence on the flows, disturbing the natural discharge. Hence, the propagation of flows in the Dordogne could not be accurately simulated by the routing schemes used in this study.

TABLE 3. Summary of the discharge results obtained with the MD11, MLCC, MS, and MCT methods at the hydrological stations with both discharge and river depth observations (1995–2006). Variable Q_o is mean observed discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) and Q_s is mean simulated discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$). The ratio Q_s/Q_o is the ratio of simulated to observed discharge. The last four columns show the efficiency obtained with the four routing methods.

Hydrological station	Q_s/Q_o	Q_o ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Q_s ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Efficiency			
				MD11	MLCC	MS	MCT
Garonne at Le Mas d'Agenais	0.98	529.85	517.85	0.70	0.83	0.89	0.86
Garonne at Marmande	1.11	455.26	506.84	0.69	0.85	0.88	0.85
Garonne at Lamagistère	0.92	364.08	336.13	0.70	0.85	0.88	0.86
Garonne at Agen	1.10	325.60	356.78	0.58	0.76	0.80	0.78
Garonne at Verdun-sur-Garonne	0.97	170.06	165.54	0.57	0.71	0.74	0.72
Garonne at Portet-sur-Garonne	0.91	162.17	147.52	0.68	0.69	0.72	0.69
Garonne at St-Gaudens	1.05	50.02	52.28	0.13	0.13	0.10	0.05
Garonne at Chaum	0.93	30.84	28.72	-0.44	-0.44	-0.46	-0.50
Garonne at St-Beat	0.91	21.11	19.19	-0.20	-0.20	-0.21	-0.25
Tarn at Villemur-sur-Tarn	0.78	133.21	104.05	0.68	0.81	0.88	0.83
Tarn at Millau	0.69	49.00	33.58	0.69	0.67	0.74	0.74
Aveyron at Piquecos	1.13	39.30	44.53	0.71	0.68	0.67	0.64
Aveyron at Montricoux	1.16	42.59	49.25	0.72	0.71	0.68	0.65
Ariège at Auterive	0.87	53.46	46.76	0.60	0.60	0.58	0.55
Ariège at Foix	0.78	37.26	29.20	0.24	0.24	0.23	0.20
Agout at Lavaur	0.78	44.41	34.58	0.68	0.68	0.73	0.72
Salat at Roquefort-sur-Garonne	0.81	37.37	30.45	0.74	0.74	0.71	0.69
Viaur at St-Just-sur-Viaur	1.47	6.95	10.26	0.21	0.21	0.17	0.13
Hers Mort at Toulouse	1.03	3.40	3.51	0.64	0.64	0.61	0.64

2) MANNING–STRICKLER KINEMATIC WAVE METHOD

The application of the parameters K_{str} , S_o , and W determined in section 3c(2) improved discharge simulations in comparison with MD11 on the main rivers of the basin (Table 3). In the total study area, the scores of 44 river gauges were improved and 53 degraded in comparison with MD11, but many of these scores were only slightly degraded. When considering bigger changes, 17 gauges were improved by 0.05 or more, while the NSE decreased by more than 0.05 on four gauges. The best improvement of the NSE was observed in the plain area of the Garonne River (Fig. 7), where hydraulic parameters were relevant. When considering the results by river flow classes in the plain area (Table 4), MS consistently improved the results for high discharge over both MD11 and MLCC. For low flows, the phasing between MS simulations and observations was poor because discharges were underestimated (underestimation of water produced by ISBA or human impacts such as water uptake or release). Underestimated discharges led to underestimated flow velocity and poor phasing.

However, Table 4 shows that in Portet-sur-Garonne and Verdun-sur-Garonne, medium discharges were better simulated in MLCC than in MS. As both MLCC and MS underestimated the value of the maximum discharge (not shown), the poor phasing of the MLCC maximum

discharge at Portet-sur-Garonne and Verdun-sur-Garonne resulted in an improvement in the scores of the middle quantile range, which corresponds to the recession period after the peak (Fig. 8a).

3) MUSKINGUM–CUNGE–TODINI METHOD

Like MS, the MCT diffusive wave routing scheme improved discharge scores in the Garonne catchment in comparison with the original formulation, MD11 (Table 3).

TABLE 4. Correlation coefficient between simulations and observations at Portet-sur-Garonne, Verdun-sur-Garonne, and Le Mas d'Agenais, according to the discharge range (expressed in quantiles) for the MD11, MLCC, and MS methods. The three gauges are located in the upper, middle, and lower sections of the downstream Garonne River, respectively.

Quantile range	MD11	MLCC	MS
Portet-sur-Garonne			
Qmin–Q40	0.86	0.86	0.85
Q40–Q70	0.61	0.60	0.55
Q70–Qmax	0.65	0.67	0.83
Verdun-sur-Garonne			
Qmin–Q40	0.84	0.86	0.86
Q40–Q70	0.46	0.65	0.57
Q70–Qmax	0.42	0.71	0.79
Le Mas d'Agenais			
Qmin–Q40	0.56	0.65	0.63
Q40–Q70	0.45	0.56	0.61
Q70–Qmax	0.68	0.87	0.91

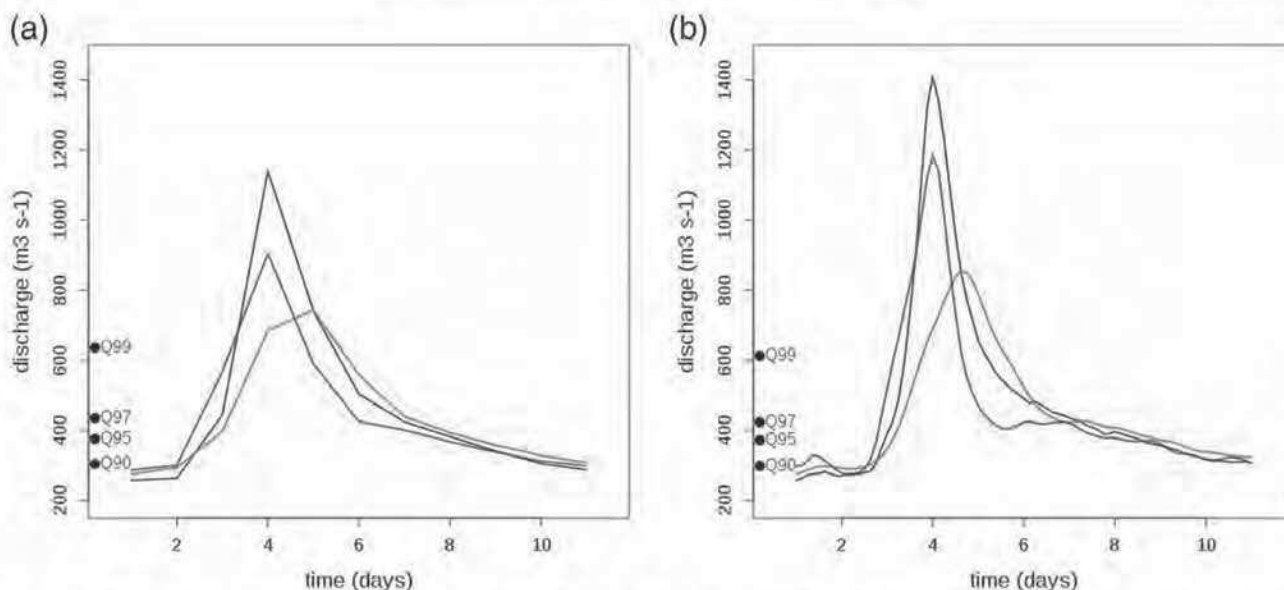


FIG. 8. Floods averaged (a) daily and (b) 3-hourly at Portet-sur-Garonne over the period 1995–2006: observed averaged flooding is centered on the fourth day considering 3 days of flood and 7 days of recession (black curve), MD11 and MLCC averaged floods (red curve), and MS averaged flood (blue curve). Quantiles of the observed averaged flood are indicated along the y axis. Only the floods observed (over the complete period) with peaks higher than $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and with time between two peaks of greater than 10 days are taken into account to calculate the averaged observed flood. Fifteen observed floods (over the complete period) are taken into account to calculate the final averaged observed flood and to deduce the three related averaged simulated floods.

MCT was run in order to test whether the formulation of the diffusive wave was able to improve the scores in comparison with the MS formulation. In general, MCT did not improve the scores (Fig. 7), especially for small slopes. The diffusion resulted in a diminution of the vertical extension of the hydrograph, so the maximal discharge value of a flood was decreased. As the flow velocity is a function of the discharge, the reduction of the maximum discharge value tended to decrease the flow velocity. Thus, the water in the channel flowed too slowly, and the phasing between simulations and observations was degraded. Here, it was decided, after some preliminary tests, to limit the minimum value of the slope to 0.001 in the calculation of the diffusion factor D^* [see Eq. (19)]. Note that all the results presented here include this limitation. This point is further discussed in section 5.

b. River depth validations: Daily time step

As the river depth in a river channel is a function of the discharge, the improvement of discharge scores resulted in an improvement in the water depth scores (Fig. 9). In MD11, the RMSE between simulations and observations in the Garonne catchment generally ranged between 30 and 70 cm. In the three new routing methods (MLCC, MS, and MCT), the RMSE was reduced by 10–20 cm in the Garonne River channel (Table 5). The differences between MCT and MS were zero or around 1–3 cm in most cases. Similarly to the discharge scores

[section 4a(3)], MCT was slightly worse than MS because the diffusion in MCT degraded the phasing between simulations and observations in downstream areas. The NSE calculated on river depths (not shown) in the downstream Garonne River were about 0.7–0.8 for MD11, and they are improved by 0.10–0.15 with the other routings. The NSE values of MCT were slightly degraded in comparison with the MS routing (by 0.01–0.03). The NSE values for small rivers were often negative, confirming the model's poor performance at simulating the river depth dynamics in these areas of the basin. The apparently good RMSE results over these rivers must be compared to SWOT errors that can be significantly higher for rivers in mountains than for rivers in plains because of difficulties in the determination of the river mask for smaller rivers and additional layover errors due to the surrounding topography. Hence, the practical interest of SWOT to improve our knowledge on these rivers will be highly limited.

c. Discharge and river depth validations: 3-h time step

In this section, RAPID is forced by ISBA at a 3-h time step (instead of a 24-h time step) and the simulated river discharges are averaged at a 3-h time step. This is the first attempt to compare ISBA–MODCOU–RAPID simulations at a time step smaller than 24 h. This comparison is very important in the context of the SWOT mission, which will provide instantaneous measurements.

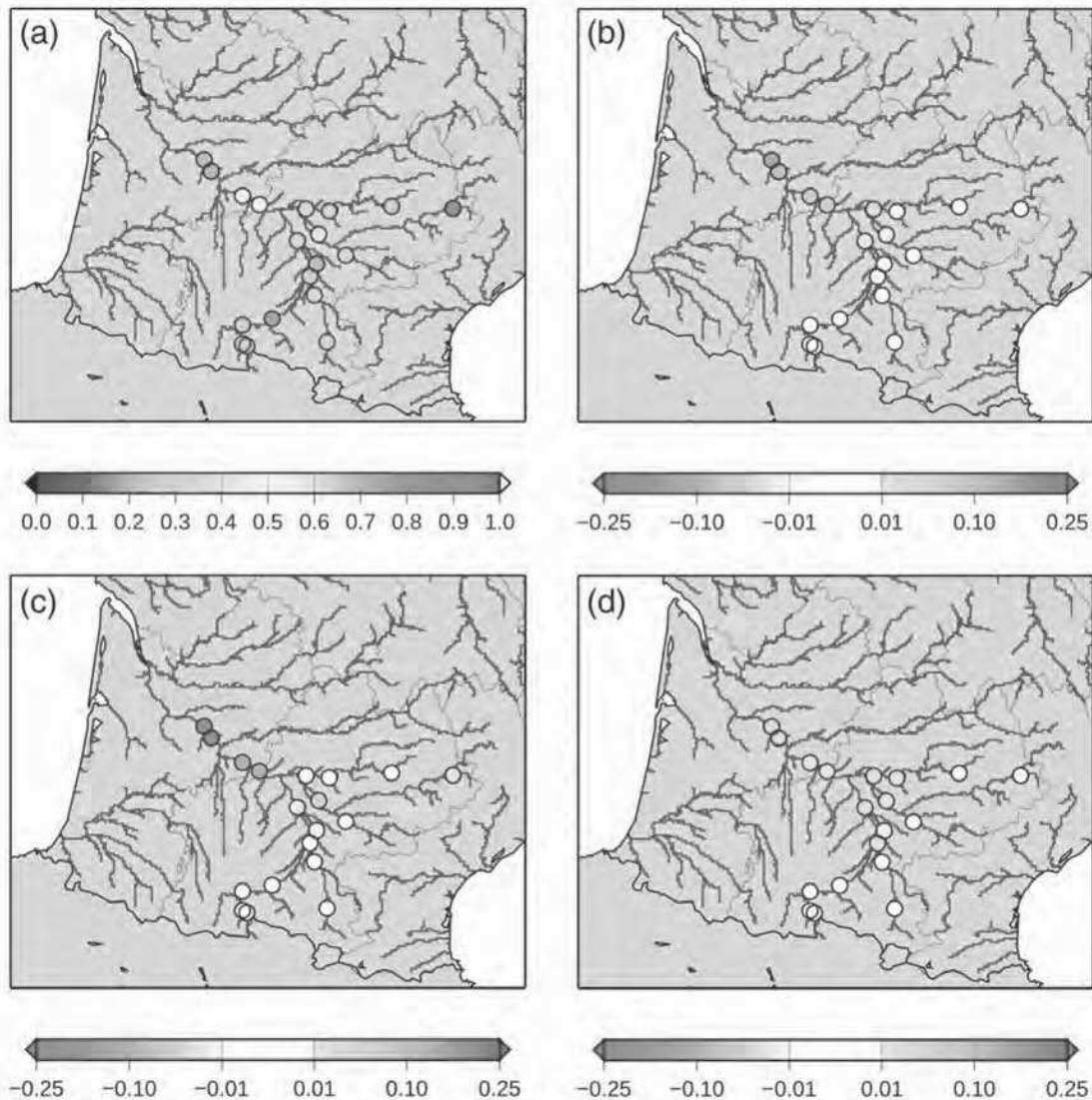


FIG. 9. Maps of river depth scores for several routing methods over the Garonne catchment (period 1995–2006). (a) RMSE (m) for MD11, (b) difference of RMSE (m) between MLCC and MD11, (c) difference of RMSE (m) between MS and MD11, and (d) difference of RMSE (m) between the MCT method and MS.

First, the 3-h simulated discharges were averaged at a daily time step and compared to daily observations. Whatever the routing scheme, the NSE for discharges was in most cases about 0.01–0.02 worse, and the RMSE for river depths was about 1–2 cm higher. The scores were, in fact, very close to the scores of the previous section. Given the values, the degradation can be considered insignificant. There are several possible causes for the slight degradation, which must be further examined: the SAFRAN hourly data present some discrepancies (Quintana Seguí et al. 2008), it is very difficult to validate the transfer time within the soil of ISBA, and the transfer time in ISO is very simple as it depends only on the slope and area.

When 3-h simulation results were compared with 3-h observations, the results showed that the NSE for

discharges was about 0.05–0.10 lower in comparison with daily simulations because of the intraday discharge variability. Apart from that, 3-h simulations showed that the maximum discharge value (peak) during a flood was higher than the peak value of daily simulations (Figs. 8a,b). For river depths, the RMSE was degraded by about 3–5 cm on average. The results are consistent over all the routing schemes. The results of the kinematic wave run (MS) are shown in Table 6.

5. Discussion

a. Routing schemes

The various routing methods tested in this study were a significant improvement over the scores of the original

TABLE 5. Summary of the river depth results obtained with the MD11, MLCC, MS, and MCT methods at the hydrological stations with both discharge and river depth observations (period 1995–2006). Variable H_o is mean observed river depth (m) and H_s is mean simulated river depth (m). The last four columns correspond to the RMSE obtained with the four routing methods. The H_o values correspond to the MS routing scheme. The H_s values for the other schemes are within a ± 2 cm range and are not shown.

Hydrological station	H_o (m)	H_s (m)	RMSE			
			MD11 (m)	MLCC (m)	MS (m)	MCT (m)
Garonne at Mas d'Agenais	2.43	2.51	0.70	0.62	0.50	0.52
Garonne at Marmande	2.16	2.31	0.70	0.57	0.51	0.53
Garonne at Lamagistère	1.92	1.72	0.54	0.48	0.44	0.45
Garonne at Agen	1.62	1.64	0.51	0.45	0.41	0.42
Garonne at Verdun-sur-Garonne	1.15	1.10	0.33	0.29	0.30	0.32
Garonne at Portet-sur-Garonne	0.96	0.82	0.26	0.26	0.27	0.28
Garonne at St-Gaudens	0.73	0.69	0.26	0.26	0.26	0.27
Garonne at Chaum	0.72	0.60	0.34	0.34	0.33	0.34
Garonne at St-Beat	0.59	0.54	0.33	0.33	0.32	0.33
Tarn at Villemur-sur-Tarn	1.31	0.86	0.57	0.55	0.50	0.52
Tarn at Millau	1.07	1.06	0.91	0.92	0.88	0.88
Aveyron at Piquecos	0.81	0.90	0.41	0.42	0.41	0.43
Aveyron at Montricoux	0.70	0.78	0.35	0.35	0.35	0.36
Ariège at Auterive	0.94	0.77	0.33	0.33	0.33	0.33
Ariège at Foix	0.62	0.50	0.28	0.28	0.28	0.28
Agout at Lavaur	0.66	0.62	0.35	0.35	0.34	0.35
Salat at Roquefort-sur-Garonne	0.47	0.41	0.17	0.17	0.17	0.17
Viaur a St-Just-Sur-Viaur	0.24	0.39	0.28	0.28	0.28	0.28
Hers Mort at Toulouse	0.81	0.76	0.69	0.69	0.68	0.66

method MD11. This result is not surprising since the MD11 parameters were fitted not only on the Garonne catchment but over the whole of France, and the optimization function was not based on the NSE but on a square error cost function (David et al. 2011a). The MCT method appeared to be inaccurate in the case of low slopes, because of a nonlinearity in diffusion. This problem has been partially solved by imposing a minimum value for the bed slopes in the calculation of the diffusion factor D^* [see Eq. (19)]. Another solution could have been to change the calibration of the Manning coefficients specifically for this method, in order to have a better agreement of the discharge phase (the drawback would have been to use different Manning coefficients for the routing schemes used in this paper). In addition to these hydraulic considerations, the

problem may also come from an underestimation of the runoff by the land surface scheme during low-flow periods (leading to less water in the channel and a lower velocity) and should be further investigated. The Muskingum approach is probably more suitable when computational efficiency is particularly important or when hydraulic parameters of the river channels are difficult to determine. In our case, the Manning–Strickler kinematic wave approach seems to be a good compromise as it uses a variable velocity scheme and is less sensitive than MCT to errors in slope. The mean NSE over the six downstream stations presented in Fig. 1 is increased by 0.13 in MLCC, 0.17 in MS, and 0.14 in MCT. Additional tests using only the routing part of RAPID confirmed the results obtained with the full hydrometeorological model. When forced at Tonneins

TABLE 6. Summary of the efficiency (for discharges) and the RMSE (for river depths) in the six main river gauges of the Garonne River. ISBA is run with a 3-h time step, and discharge and river depth simulations are averaged every 3 h. Results of the kinematic wave run (MS) are shown. Daily results (Table 5) of the six gauges considered are given for comparison.

Hydrological station	Efficiency for discharges		RMSE for river depths (m)	
	Daily Δt	3-h Δt	Daily Δt	3-h Δt
Garonne at Le Mas d'Agenais	0.89	0.85	0.50	0.56
Garonne at Lamagistère	0.88	0.83	0.44	0.49
Garonne at Verdun-sur-Garonne	0.74	0.65	0.30	0.33
Garonne at Portet-sur-Garonne	0.72	0.62	0.27	0.29
Garonne at Agen	0.80	0.76	0.41	0.45
Garonne at Marmande	0.88	0.84	0.51	0.56

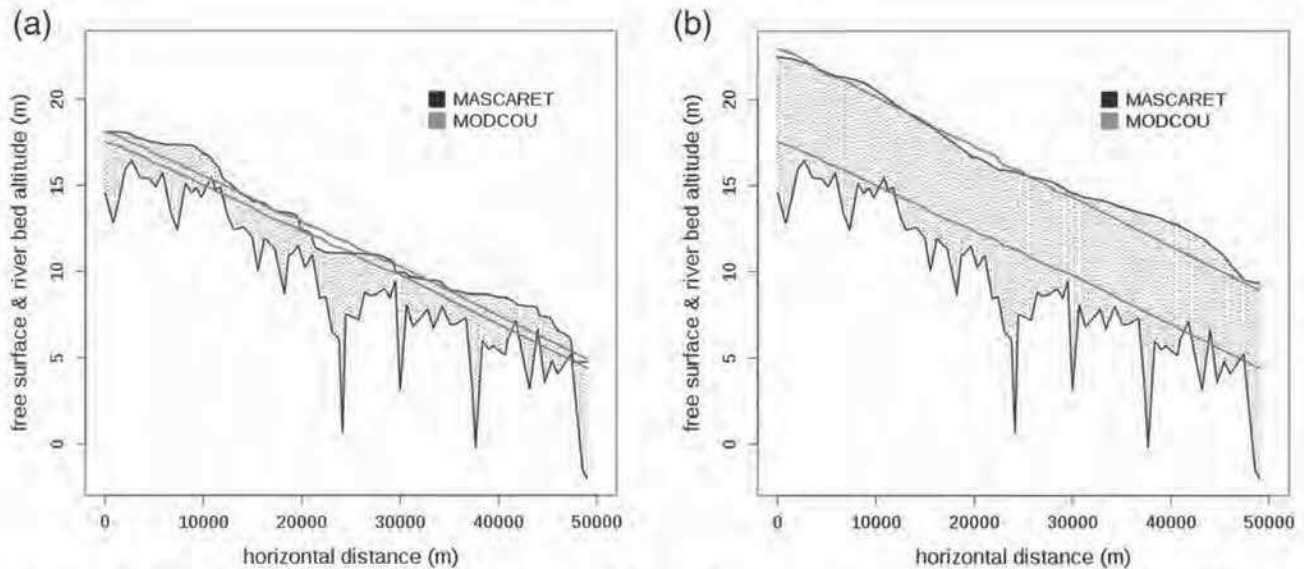


FIG. 10. Daily free-surface altitudes (upper curve) and riverbed altitudes (lower curve) along the Garonne River between the Tonneins and La Réole gauges for the MASCARET (black and shaded) and the MODCOU (red) models on (a) 1 Sep 1995 and (b) 1 Jan 1996.

with observed discharge and compared to the Marmande gauge (25 km downstream), the MS routing scheme obtained an NSE of 0.97, while the reference hydraulic model obtained 0.98. The MCT routing scheme obtained the same value, while both versions of the Muskingum scheme obtained lower scores (0.93). The evaluation of the model results at a 3-h time step shows a slight degradation of the scores, but the peak discharge is more realistic and should better compare with the instantaneous measurements of SWOT.

b. Reach averaging of river depths

River depths, which are highly variable in space, are similarly highly dependent on the values of hydraulic parameters. River depths are well simulated in river reaches where the operational rating curves are available, allowing relevant values of the roughness coefficient to be fitted. In the river reaches without operational rating curves, the simulated river depth is less accurate: as the relation between the discharge and the river depth is not known in these reaches, the relationship of Arora and Boer (1999) [see Eq. (21)] is used to determine K_{str} . This usually gives good results, but may be false locally because of the high spatial variability of the river width, and to the possible bias of the average simulated discharges in the Garonne catchment.

The spatial variability of the river free-surface and riverbed elevation for MODCOU and MASCARET along the Garonne River, between the gauges of Tonneins and La Réole, is shown in Fig. 10. The riverbed altitude is more variable in MASCARET than in MODCOU, because MASCARET uses 83 observed river cross sections,

while MODCOU relies on smoothed SRTM data alone. Hence, the river depth variability is underestimated in MODCOU. At the local scale (the 2-km grid cell of MODCOU), the results are erratic: considering the hydraulic models as a reference, the river depth RMSE of MODCOU is 0.53 m at Verdun-sur-Garonne (a good value by chance) and 1.95 m at Marmande. Comparisons over longer reaches lead to better and more consistent scores: 0.83 and 0.91 m, respectively, for a 10-km reach and 0.66 and 0.76 m, respectively, for a 20-km reach. It must be noted that these values are impacted by a negative bias, as the river depths of MODCOU are consistently lower than those of the hydraulic models, as can be seen in Fig. 10 for the MASCARET model: this fact can be attributed to the underestimation of the ISBA runoff in case of low discharge regimes and to the complex shape of the riverbed in MASCARET, which induces more variable flow velocities and higher river depths. Note that the bed and water elevations of Fig. 10 are not directly derived from SRTM, but from the smoothed slopes derived from SRTM and from a fit of the MODCOU water elevations on the water elevations simulated by MASCARET. An offset of 8 m has been introduced in the water elevation simulated by MODCOU in order to maintain the same water elevation in MASCARET and MODCOU in the uppermost river transect at the beginning of the simulation (1 September 1995). See section 5d for further discussion of water surface elevation.

c. Riverbed geometry

One limitation of this approach is the estimation of river widths: they are estimated as a function of the

averaged simulated discharge in every grid cell of the Garonne catchment. Consequently, the river width regularly increases along the river channel. In reality, the width variability constrains the flow and influences the hydrodynamic of the flow. In the most downstream reach of the Garonne (Fig. 10), the average width computed in MODCOU is 193 m, while the estimation based on 83 observed river transects is 169 m. The standard deviation of the river width is 0.5 m for MODCOU against 8.7 m for the fine-resolution hydraulic model MASCARET. SWOT is expected to improve the estimates of river width and will complement the present efforts to estimate the widths of large rivers using satellites (Yamazaki et al. 2014).

Second, in this study we considered a rectangular geometry in every river cell of the Garonne catchment. In reality, the shape can be very heterogeneous, as shown by the high temporal variability of river widths simulated by the hydraulic models. To verify the possible impact of a modification in the shape of the bed, we tested the impact of a trapezoidal channel (not shown) on the discharge and river depths simulations at Le Mas d'Agenais. The results depended on the angle of the riverbed [as shown in Eq. (11)]. For $\alpha = 30^\circ$, the impact was very low; for $\alpha = 60^\circ$, the impact was higher. For example at Le Mas d'Agenais, the difference between the river depth simulations for a rectangular channel and the trapezoidal channel ($\alpha = 60^\circ$) was greater than 10 cm when the discharge was higher than $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (a value higher than Q95). This means that the rectangular bed approximation is usually valid in our case, except for high angles (60° and more) and high discharge. Finally, it must be noted that because of the SRTM 90-m inaccuracies, we used smoothed bed slopes for MODCOU. Hence, the slope variability was highly underestimated in this study.

d. Water surface elevation simulations

The initial choice of this study to use the SRTM DEM in MODCOU, in order to allow an easy application of the methodology to other basin of the world, led to inaccuracies in slope estimations and water surface elevation. For example, the comparison of the simulated water surface elevation simulated by MODCOU and the hydraulic models for the 10-km reach centered on Marmande and Verdun-sur-Garonne gave an RMSE of 5.16 m for Verdun-sur-Garonne and 0.90 m for Marmande. The bias component is particularly important in the first case because of divergences in the slope variability in the area. Figure 11 also shows that the water surface elevation is less sensitive to bathymetry during high discharge periods than during low discharge periods, as found by previous studies (e.g., Trigg et al.

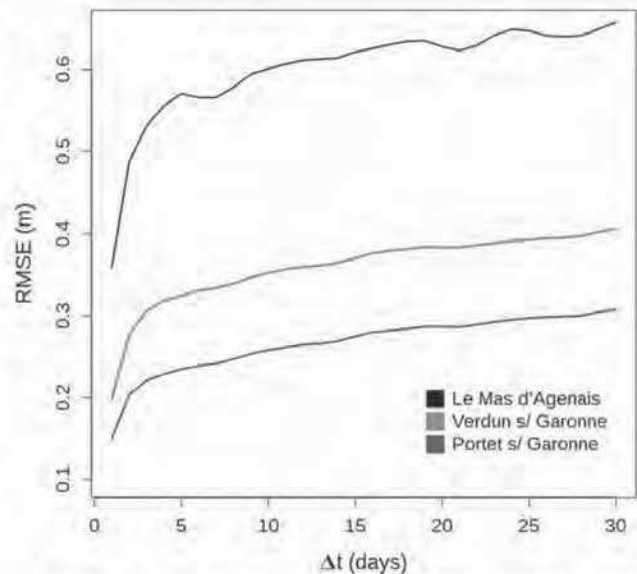


FIG. 11. RMSE (m) for river depths between simulations and observations, as a function of the time difference between two considered days. The curves represent river gauges in the downstream Garonne: Le Mas d'Agenais (black), Verdun-sur-Garonne (red), and Portet-sur-Garonne (blue).

2009). The limitation of our approach can be explained by the following:

- SRTM is representative of the elevation as of February 2000, when the mission occurred. The subtraction of a representative depth of the river may partly correct this bias.
- SRTM uncertainties, combined with the fact that the MS scheme needs only downward slopes, imposed a smoothing of the riverbed leading to significant local inaccuracy of the model (e.g., in Verdun-sur-Garonne). In our case, the use of the minimum value of the cell improved the results compared to the mean value over a 2-km cell, but this choice may not be valid with a better DEM.

To compare measured and observed water surface elevation accurately, an improved DEM and additional data to account for riverbed elevation must be used. In the case of the Garonne River, national sources of data can be used, but this is not the case for other parts of the world.

Comparing water elevation (or level) variations between two SWOT observations is a potential way to lower the direct effect of water bed elevation errors on the scores. Figure 11 presents the RMSE of the river depth differences for three stations as a function of the time difference (data are not reach averaged). The RMSE increases along the river and with the time difference. However, DEM errors will indirectly influence the results by perturbing the river routing simulations.

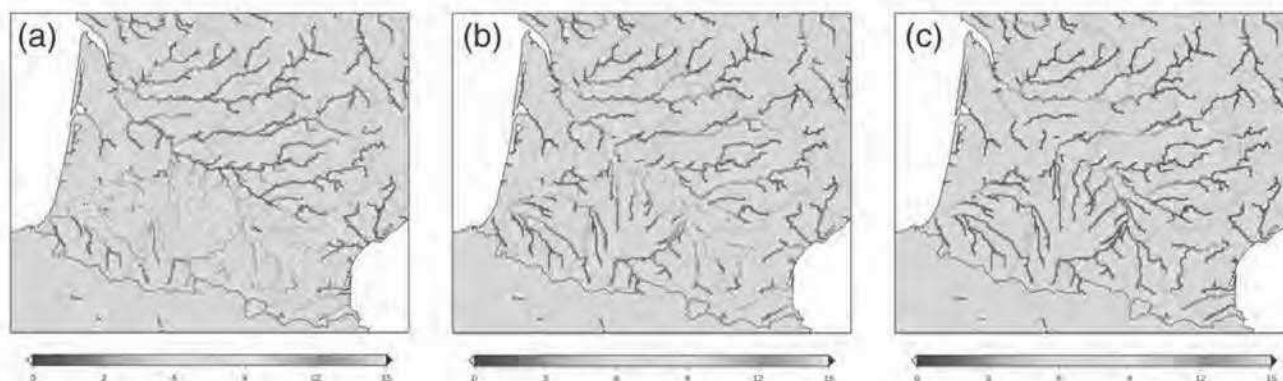


FIG. 12. The 3-h averaged river depths (from 0000 to 0300 local time) simulated by the MS over the Garonne catchment on (a) 10 Jun, (b) 11 Jun, and (c) 12 Jun 2000.

e. Relevance for hydrometeorology

Figure 12 shows how a simulated flood propagates from upstream to downstream within the catchment. The propagation time is about 2 days in the case of a typical flood. Some river depths are poorly simulated on a limited number of river reaches because of the very simple interpolation of hydraulic parameters over the basin. As SWOT will rarely observe the Garonne catchment twice during a period of 48 h, the SWOT products must be used in conjunction with hydrometeorological models and other data in order to inform phenomena at the relevant scale in the basin. At a short time scale (1–3 days), the RMSE of the water elevation (or level) differences for three stations in the downstream Garonne strongly increases with time (Fig. 11). The errors come primarily from river routing and are progressively mixed with errors from the land surface modeling (runoff production and routing to the river) and meteorological forcing (position, chronology amount, and rate of precipitation). After 4 days, the RMSE increases at a lower rate, probably influenced by weekly to monthly and seasonal errors and biases in the land surface model and the forcing data (Fig. 11).

With four revisits irregularly distributed in time and space over a 21-day orbit cycle, further studies are needed to evaluate the phenomena that can be informed by SWOT, especially for ungauged basins. Sensitivity studies with perturbed meteorological forcing and land surface characteristics should allow the determination of the spatial and temporal scale of the hydrometeorological processes that can be observed by SWOT. These studies could benefit from an assimilation of water elevation within MODCOU, using synthetic observations with a realistic time and space distribution and realistic errors. A raw estimate of the spatial scale can be done by comparing model errors (Table 5) to the anticipated SWOT errors (10 cm over an area of 1 km² inside the

river mask, for example, for a 10-km reach of a river that is 100 m wide). Model errors at Portet-sur-Garonne and Villemur-sur-Tarn (estimated mean width 100 m, basin size 10 000 km²) are on the order of 0.28 and 0.53 m. It therefore seems reasonable to anticipate that SWOT will be relevant at this scale in basins similar to the Garonne and at a smaller scale for ungauged basins or basins with meteorological data of a lower quality.

6. Conclusions and perspectives

This study is a contribution to the building of a test bed over the Garonne basin within the framework of the SWOT mission. More precisely, the objective of this study was to evaluate the ability of a regional hydro-meteorological model to simulate both discharge and river depths in the Garonne catchment over the period from 1995 to 2006.

The introduction of transfer times on some river portions significantly improved the results of David et al. (2011a). The introduction, in the model, of a flow velocity close to those observed during high floods led to an improvement of the efficiency from 0.70 in MD11 to 0.83 in MLCC for the Garonne at Le Mas d'Agenais.

The introduction of a variable flow velocity was made possible through prescribed hydraulic parameters. The hydraulic parameters were deduced from assumptions that are transferable to other comparable basins and were improved using observations where available. The three routing schemes tested further improved the results on average, especially in the downstream Garonne River.

However, this work has limitations, mainly related to the determination of the hydraulic parameters at the basin scale: riverbed elevation, width, and slope. The choice of a method based on a DEM easily available over most of the world led to some inaccurate results when compared to detailed data and hydraulic model results over two reaches of the river.

Validation with water elevation differences between two successive observations instead of absolute water elevation may be a way to reduce the bias introduced by the method. In addition, the influence of the water management on the results remains to be evaluated.

In the short term, there are two possible extensions of this work. The first is to further improve the model by using a more precise local DEM to better determine elevation and slope. The determination of width must be improved, at least over the main river. The airborne campaign AirSWOT, the projected calibration-validation and science support instrument for the SWOT mission over the Garonne, should constitute an opportunity to improve the model. With finer resolution than the SWOT mission, it will help advance the link between the finescale processes that can be simulated by hydraulic models and those at the scale of a regional hydrological model.

The second perspective is to evaluate the added value of the SWOT products for hydrometeorology in the Garonne basin and ungauged basins of similar size (especially in terms of spatial and temporal scales). This work will be achieved by establishing synthetic assimilation experiments and by perturbing the meteorological forcing and other land surface variables or parameters. The transfer of the system to other basins of the world might then be considered.

Acknowledgments. V. Häfliger is funded by Météo-France and Centre National d'Études Spatiales (CNES), as the project is partly funded by the TOSCA Programme of CNES. Cédric H. David is supported by the Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, under a contract with the National Aeronautics and Space Administration (NASA). The authors thank Florent Lobligeois (IRSTEA), Béatrice Vincendon (CNRM), Noël Watrin, Gérard Rauzy, and Didier Narbais (SPC/Garonne) for their help with accessing the hydrological data. Discharge observations were provided by the French Hydro database (Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie; <http://www.eaufrance.fr>), which gathers data from many sources. The authors also thank S. Faroux and S. Donier (CNRM) for their help in installing and using computer tools and three anonymous reviewers for their valuable comments on the manuscript.

REFERENCES

- Alkama, R., and Coauthors, 2010: Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrological system. Part I: Comparison to GRACE terrestrial water storage estimates and in situ river discharges. *J. Hydrometeorol.*, **11**, 583–600, doi:10.1175/2010JHM1211.1.
- Andreadis, K. M., E. A. Clark, D. P. Lettenmaier, and D. E. Alsdorf, 2007: Prospects for river discharge and depth estimation through assimilation of swath-altimetry into a raster-based hydrodynamics model. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L10403, doi:10.1029/2007GL029721.
- Arora, V. K., and G. J. Boer, 1999: A variable velocity flow routing algorithm for GCMs. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30 965–30 979, doi:10.1029/1999JD900905.
- Bates, P. D., and A. P. J. De Roo, 2000: A simple raster-based model for flood inundation simulation. *J. Hydrol.*, **236**, 54–77, doi:10.1016/S0022-1694(00)00278-X.
- , M. S. Horritt, and T. J. Fewtrell, 2010: A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. *J. Hydrol.*, **387**, 33–45, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.03.027.
- Biancamaria, S., P. D. Bates, A. Boone, and N. M. Mognard, 2009: Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of the Ob River in Siberia. *J. Hydrol.*, **379**, 136–150, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.054.
- , and Coauthors, 2010: Preliminary characterization of SWOT hydrology error budget and global capabilities. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, **3**, 6–19, doi:10.1109/JSTARS.2009.2034614.
- Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, 2000: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1544–1569, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1544:T10TIO>2.0.CO;2.
- Cunge, J. A., 1969: On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). *J. Hydraul. Res.*, **7**, 205–230, doi:10.1080/00221686909500264.
- David, C. H., F. Habets, D. R. Maidment, and Z.-L. Yang, 2011a: RAPID applied to the SIM-France model. *Hydrol. Processes*, **25**, 3412–3425, doi:10.1002/hyp.8070.
- , D. R. Maidment, G.-Y. Niu, Z.-L. Yang, F. Habets, and V. Eijkhout, 2011b: River network routing on the NHDPlus dataset. *J. Hydrometeorol.*, **12**, 913–934, doi:10.1175/2011JHM1345.1.
- Decharme, B., R. Alkama, H. Douville, M. Becker, and A. Cazenave, 2010: Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrological system. Part II: Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. *J. Hydrometeorol.*, **11**, 601–661, doi:10.1175/2010JHM1212.1.
- , A. Boone, C. Delire, and J. Noilhan, 2011: Local evaluation of the interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *J. Geophys. Res.*, **116**, D20126, doi:10.1029/2011JD016002.
- , R. Alkama, F. Papa, S. Faroux, H. Douville, and C. Prigent, 2012: Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. *Climate Dyn.*, **38**, 1389–1412, doi:10.1007/s00382-011-1054-9.
- , E. Martin, and S. Faroux, 2013: Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 7819–7834, doi:10.1002/jgrd.50631.
- Dümenil, H., and E. Todini, 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Advances in Theoretical Hydrology*, J. P. O'Kane, Ed., Elsevier, 129–157.
- Durand, M., K. M. Andreadis, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier, D. Moller, and M. Wilson, 2008: Estimation of bathymetric depth and slope from data assimilation of swath altimetry into a hydrodynamic model. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20401, doi:10.1029/2008GL034150.
- , E. Rodriguez, E. A. Douglas, and M. Trigg, 2010: Estimating river depth from remote sensing swath interferometry

- measurements of river height, slope, and width. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, **3**, 20–31, doi:10.1109/JSTARS.2009.2033453.
- , J. Neal, E. Rodriguez, K. M. Andreadis, L. C. Smith, and Y. Yoon, 2014: Estimating reach-averaged discharge for the River Severn from measurements of river water surface elevation and slope. *J. Hydrol.*, **511**, 92–104, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.12.050.
- Faroux, S., A. T. Kaptué Tchuenté, J.-L. Roujean, V. Masson, E. Martin, and P. Le Moigne, 2013: ECOCLIMAP-II/Europe: A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geosci. Model Dev.*, **6**, 563–582, doi:10.5194/gmd-6-563-2013.
- Farr, T. G., and Coauthors, 2007: The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, **45**, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Flores, A. N., D. Entekhabi, and R. L. Bras, 2012: Data assimilation for improving soil moisture estimation at hillslope scales: Experiments with synthetic SMAP radar data. *IAHS Publ.*, **352**, 308–311.
- Getirana, A. C. V., A. Boone, D. Yamazaki, B. Decharme, F. Papa, and N. Mognard, 2012: The Hydrological Modeling and Analysis Platform (HyMAP): Evaluation in the Amazon basin. *J. Hydrometeorol.*, **13**, 1641–1665, doi:10.1175/JHM-D-12-021.1.
- Gill, M. A., 1978: Flood routing by the Muskingum method. *J. Hydrol.*, **36**, 353–363, doi:10.1016/0022-1694(78)90153-1.
- Gleason, C. J., and L. C. Smith, 2014: Toward global mapping of river discharge using satellite images and at-many-stations hydraulic geometry. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **111**, 4788–4791, doi:10.1073/pnas.1317606111.
- Goutal, N., and F. Maurel, 2002: A finite volume solver for 1D shallow water equations applied to an actual river. *Int. J. Numer. Methods Fluids*, **38**, 1–19, doi:10.1002/flid.201.
- Habets, F., and Coauthors, 1999a: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model, applied to the HAPEXMOBILHY area: Part 1. Model and database. *J. Hydrol.*, **217**, 75–96, doi:10.1016/S0022-1694(99)00019-0.
- , P. Etchevers, C. Golaz, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, J. Noilhan, and C. Ottlé, 1999b: Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *J. Geophys. Res.*, **104**, 31 145–31 172, doi:10.1029/1999JD901008.
- , and Coauthors, 2008: The SAFRAN–ISBA–MODCOU hydrometeorological model applied over France. *J. Geophys. Res.*, **113**, D06113, doi:10.1029/2007JD008548.
- Kerr, Y., and Coauthors, 2010: The SMOS mission: New tool for monitoring key elements of the global water cycle. *Proc. IEEE*, **98**, 666–687, doi:10.1109/JPROC.2010.2043032.
- Landerer, F. W., and S. C. Swenson, 2012: Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Water Resour. Res.*, **48**, W04531, doi:10.1029/2011WR011453.
- Larnier, K., 2010: Modélisation thermohydraulique d'un tronçon de Garonne en lien avec l'habitat piscicole: Approches statistique et déterministe. Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse, 216 pp.
- Ledoux, E., G. Girard, and J. P. Villeneuve, 1984: Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *Houille Blanche*, **1–2**, 101–110, doi:10.1051/lhb/1984005.
- , —, G. D. Marsily, and J. Deschenes, 1989: Spatially distributed modelling: Conceptual approach, coupling surface water and ground-water. *Unsaturated Flow in Hydrologic Modelling: Theory and Practice*, H. J. Morel-Seytoux, Ed., NATO ASI Series C, Vol. 275, Kluwer Academic, 435–454.
- Leopold, L. B., and T. Maddock Jr., 1953: The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. USGS Professional Paper 252, 57 pp.
- Masson, V., and Coauthors, 2013: The SURFEX v7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model Dev.*, **6**, 929–960, doi:10.5194/gmd-6-929-2013.
- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10**, 282–290, doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2.
- Paiva, R. C. D., W. Collischonn, and C. E. M. Tucci, 2011: Large scale hydrologic and hydrodynamic modelling using limited data and a GIS based approach. *J. Hydrol.*, **406**, 170–181, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.06.007.
- Pavelsky, P., M. Durand, K. M. Andreadis, R. E. Beighley, R. C. D. Paiva, G. H. Allen, and Z. F. Miller, 2014: Assessing the potential global extent of SWOT river discharge observations. *J. Hydrol.*, **519**, 1516–1525, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.08.044.
- Pedinotti, V., A. Boone, B. Decharme, J. F. Crétau, N. Mognard, G. Panthou, F. Papa, and B. A. Tanimoun, 2012: Evaluation of the ISBA–TRIP continental hydrologic system over the Niger basin using in situ and satellite derived datasets. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **16**, 1745–1773, doi:10.5194/hess-16-1745-2012.
- , —, S. Ricci, S. Biancamaria, and N. Mognard, 2014: Assimilation of satellite data to optimize large scale hydrological model parameters: A case study for the SWOT mission. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **18**, 4485–4507, doi:10.5194/hess-18-4485-2014.
- Pierdicca, N., L. Pulvirenti, F. Fascetti, R. Crapolicchio, and M. Talone, 2013: Analysis of two years of ASCAT- and SMOS-derived soil moisture estimates over Europe and North Africa. *Eur. J. Remote Sens.*, **46**, 759–773, doi:10.5721/EuJRS20134645.
- Ponce, V. M., and V. Yevjevich, 1978: Muskingum–Cunge method with variable parameters. *J. Hydraul. Div.*, **104**, 1663–1667.
- Quintana-Seguí, P., P. Le Moigne, Y. Durand, E. Martin, and F. Habets, 2008: Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 92–107, doi:10.1175/2007JAMC1636.1.
- Ritter, B., and J. F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 303–325, doi:10.1175/1520-0493(1992)120<0303:ACRSFN>2.0.CO;2.
- Saleh, F., N. Flipo, F. Habets, A. Ducharme, L. Oudin, P. Viennot, and E. Ledoux, 2011: Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream–aquifer interactions at the regional scale. *J. Hydrol.*, **400**, 490–500, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.02.001.
- Santos da Silva, J., S. Calmant, F. Seyler, O. Corrêa Rotunno Filho, G. Cochonneau, and W. João Mansur, 2010: Water levels in the Amazon basin derived from the ERS2 and Envisat radar altimetry missions. *Remote Sens. Environ.*, **114**, 2160–2181, doi:10.1016/j.rse.2010.04.020.
- SWOT Project, 2014: Surface Water and Ocean Topography Mission (SWOT) project: Science requirements document. JPL D-61923, 27 pp. [Available online at https://swot.jpl.nasa.gov/files/swot/SRD_021215.pdf.]
- Syed, T. H., J. S. Famiglietti, M. Rodell, J. Chen, and C. R. Wilson, 2008: Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resour. Res.*, **44**, W02433, doi:10.1029/2006WR005779.

- Todini, E., 2007: A mass conservative and water storage consistent variable parameter Muskingum–Cunge approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**, 1645–1659, doi:10.5194/hess-11-1645-2007.
- Trigg, M. A., M. D. Wilson, P. D. Bates, M. S. Horritt, D. E. Alsdorf, B. R. Forsberg, and M. C. Vega, 2009: Amazon flood wave hydraulics. *J. Hydrol.*, **374**, 92–105, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.004.
- Vergnes, J.-P., B. Decharme, and F. Habets, 2014: Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 11 065–11 086, doi:10.1002/2014JD021573.
- Vidal, J.-P., E. Martin, L. Franchistéguy, M. Baillon, and J.-M. Soubeyroux, 2010: A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the SAFRAN system. *Int. J. Climatol.*, **30**, 1627–1644, doi:10.1002/joc.2003.
- Wood, E. F., D. P. Lettenmaier, and V. G. Zartarian, 1992: A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **97**, 2717–2728, doi:10.1029/91JD01786.
- Yamazaki, D., G. A. M. de Almeida, and P. D. Bates, 2013: Improving computational efficiency in global river models by implementing the local inertial flow equation and a vector-based river network map. *Water Resour. Res.*, **49**, 7221–7235, doi:10.1002/wrcr.20552.
- , F. O’Loughlin, M. A. Trigg, Z. F. Miller, T. M. Pavelsky, and P. D. Bates, 2014: Development of the global width database for large rivers. *Water Resour. Res.*, **50**, 3467–3480, doi:10.1002/2013WR014664.
- Zhao, R. J., 1992: The Xinanjiang model applied in China. *J. Hydrol.*, **134**, 317–381, doi:10.1016/0022-1694(92)90096-E.

4. Compléments scientifiques et techniques sur l'article

Dans cette section, nous proposons quelques figures et explications complémentaires à l'article. Ces dernières serviront à mettre en avant et illustrer plus en détails certains points importants.

4.1. Optimisation des temps de transfert en rivière

On explique dans la rubrique **3.d.1.ii** de l'article la façon dont les temps de transfert d'une maille rivière (imposés dans la version originale de RAPID proposée par David et al. (2011a) peuvent être optimisés. La méthode des « lagged cross correlation » permet de déterminer le temps qui maximise la corrélation entre deux hydrogrammes de deux stations distantes situées dans une même rivière (Fig. 25).

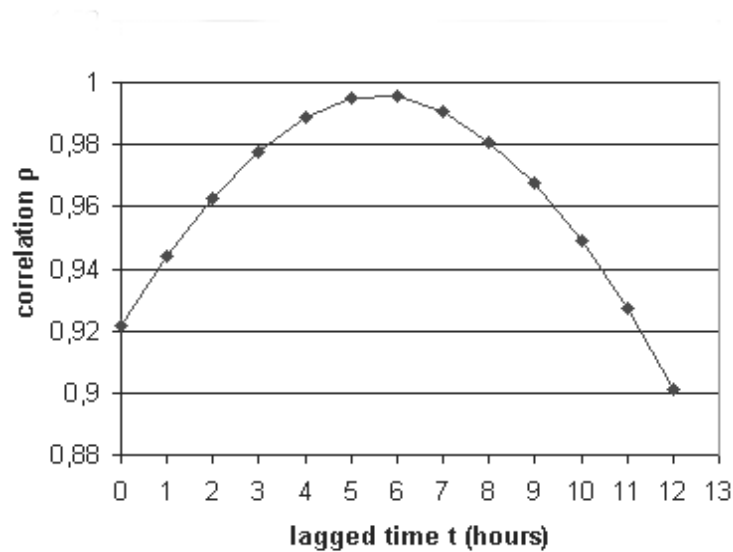


Figure 25. Coefficient de corrélation linéaire ρ en fonction du temps de décalage t (« lagged time »), entre les stations de Portet et Verdun s/ Garonne, sur la période 1995-2006, calculé à partir de deux séries temporelles de débits moyen journaliers.

La figure 25 illustre la valeur de la corrélation ρ (axe des ordonnées) en fonction du temps de décalage t imposé (axe des abscisses, t est exprimé en heure), entre les stations de Portet et Verdun s/ Garonne. Le coefficient de corrélation linéaire ρ relie deux séries

temporelles de débits moyens journaliers sur la période 1995-2006. Déterminant ainsi la valeur de t maximisant la corrélation (dans ce cas de figure, $t = 6$ h), on peut alors déduire que l'eau met environ 6 heures pour s'écouler de Portet à Verdun s/ Garonne. Connaissant la longueur de la rivière entre les deux stations, il est alors possible d'imposer un temps de transfert moyen sur chacune des mailles rivières de RAPID entre ces stations, la somme des temps de transfert de chacune des mailles rivière étant égale à 6 h.

4.2. Scores de débits du routage de l'onde cinématique (MS)

Dans la rubrique **4.b** de l'article, on illustre sur le bassin de la Garonne les scores de profondeurs pour différents routages en rivières, tournant au pas de temps journalier sur la période 1995-2006. Seuls les RMSE pour le routage original de David et al. (2011a) (MD11), ainsi que la différence par rapport aux autres routages sont illustrés. Il paraît souhaitable de montrer quelles sont les valeurs absolues de RMSE pour le routage de l'onde cinématique (MS) qui sera utilisé dans la suite des travaux présentés dans la suite du manuscrit (Fig. 26). On montre dans l'article que ce routage donne les meilleurs scores par rapport aux trois autres (MD11, MLCC et MCT). Sur la Garonne aval, l'erreur de simulation est en moyenne égale à 40 cm.

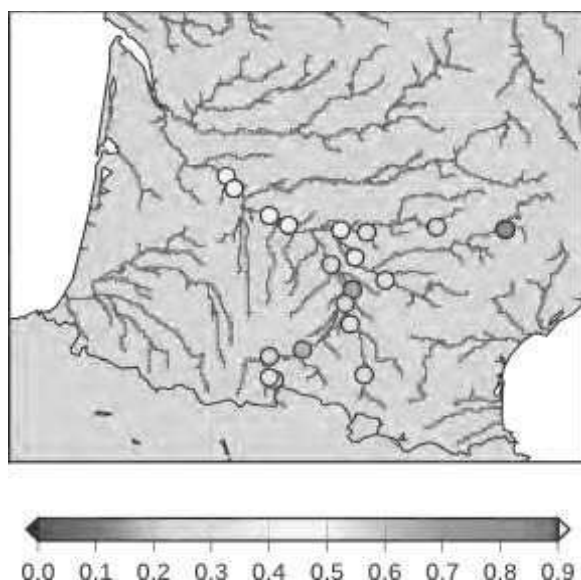


Figure 26. Scores de RMSE sur le bassin versant de la Garonne, exprimées en m. Les scores sont obtenus à partir de la validation des sorties du routage de l'onde cinématique (MS). Les hauteurs journalières moyennes simulées sont validées sur des observations de hauteurs journalières moyennes, sur la période 1995-2006.

4.3. Comparaison entre modèles hydrologique et hydraulique

Dans la rubrique 5.b de l'article, la comparaison entre les sorties des modèles hydrologique et hydraulique est discutée. On explique dans le deuxième paragraphe que MODCOU n'est pas capable de simuler l'importante variabilité spatiale des profondeurs par rapport aux modèles hydrauliques de fine résolution. La figure 10 de l'article, illustrant la portion Tonneins - La Réole simulée par MODCOU et MASCARET, montre bien cette différence entre les deux modèles.

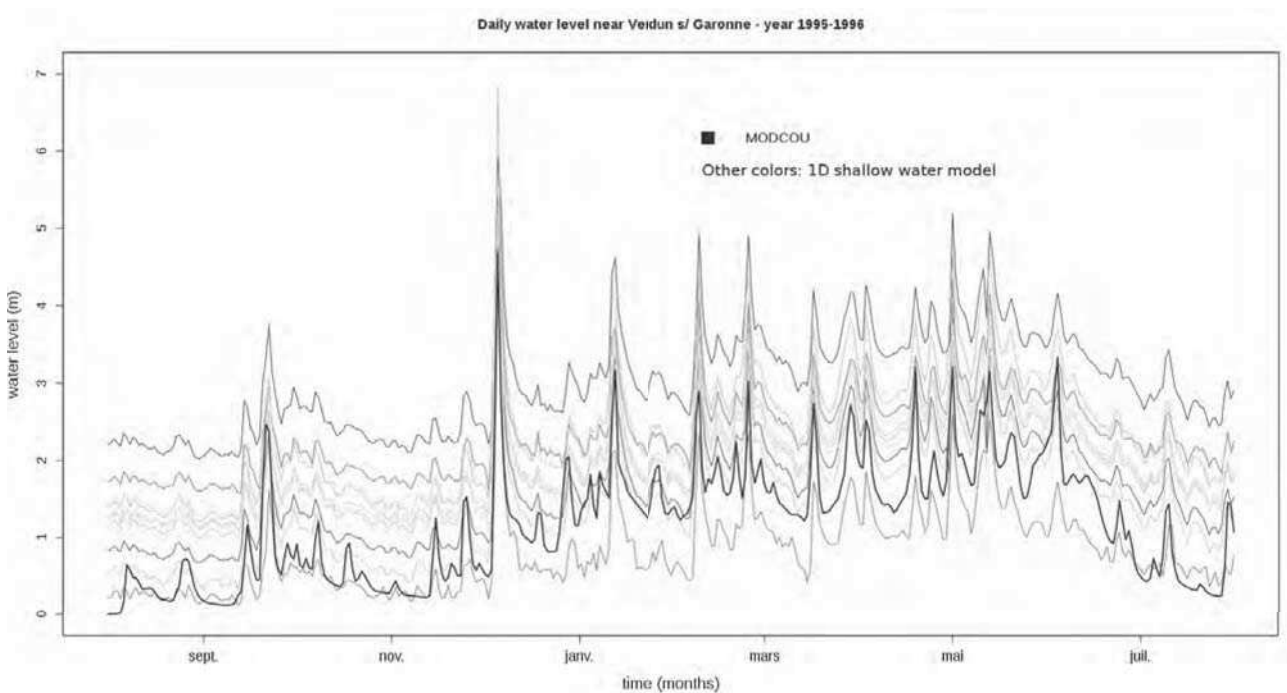


Figure 27. Profondeur d'eau journalière simulée par MODCOU (courbe noire épaisse) et par le « 1D shallow water model » de l'IMFT (autres courbes) sur la période 01/08/1995 – 31/07/1996, au niveau de la station Verdun s/ Garonne, Garonne aval. Les 11 courbes issues des simulations du « 1D shallow water model » correspondent à 11 profils en travers dispersés sur une longueur de 8 km.

Nous proposons dans la figure 27 d'illustrer la variabilité spatiale des profondeurs simulées par les modèles hydrauliques, sous la forme de plusieurs évolutions temporelles de profondeur sur une année. Les 11 courbes colorées représentent la profondeur d'eau simulée par le « 1D shallow water model » de l'IMFT (Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse) (Larnier 2010) sur une portion de 8 km. Ces 11 courbes représentent ainsi 11 évolutions temporelles de profondeur espacées chacune de 500 m à 1 km, illustrant la variabilité spatiale

importante qui existe sur cette portion de rivière de la Garonne aval, située au niveau de Verdun s/ Garonne.

4.4. Impact de la géométrie du lit de la rivière sur les écoulements

Dans la rubrique 5.c de l'article, on discute de l'impact de la géométrie d'une rivière sur l'écoulement de l'eau dans le chenal (voir chiffres détaillés dans l'article). Les conclusions montrent que l'impact est dans l'ensemble faible, aussi bien pour les vitesses d'écoulement que pour les hauteurs. L'impact d'un angle α de 60° (angle entre la berge et le plan vertical) est plus fort que celui d'un angle de 30° ; par ailleurs, cet impact ne sera pas le même selon le débit qui s'écoule. Nous proposons d'illustrer sous forme graphique l'impact du chenal trapézoïdal sur les hauteurs d'eau par rapport au chenal rectangulaire (Fig. 28).

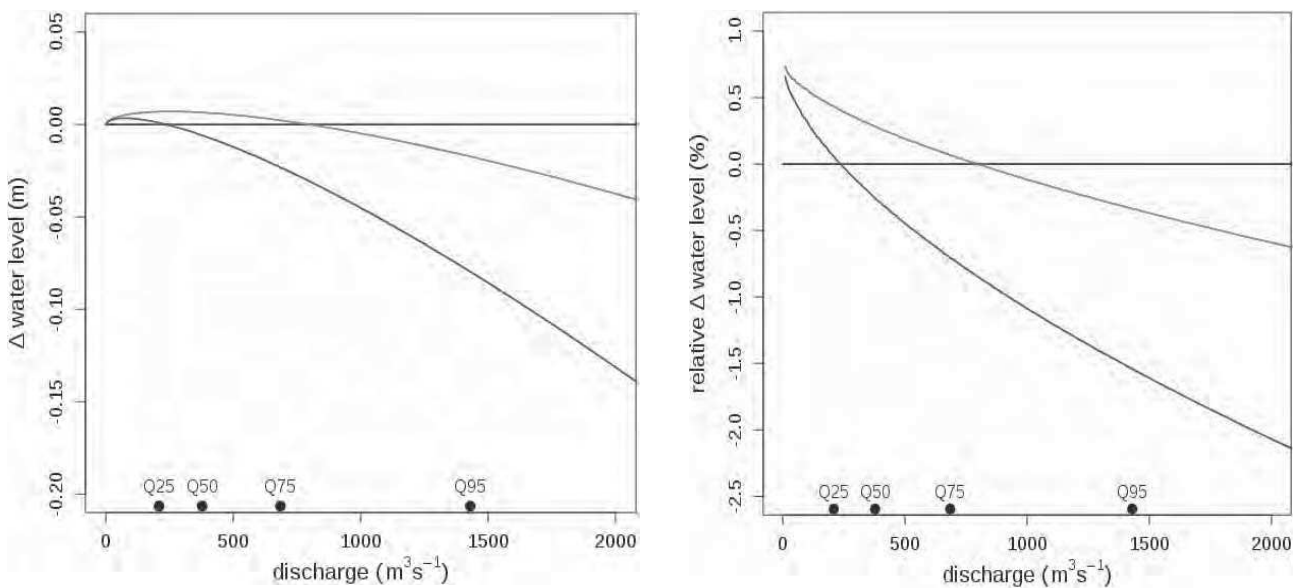


Figure 28. Différences absolues en m (gauche) et relatives (droite) de hauteurs d'eau simulées par l'équation de Manning entre un chenal trapézoïdal et rectangulaire, en fonction du débit écoulé. On considère une géométrie et une plage de débits équivalentes aux valeurs de la station du Mas d'Agenais. Des quantiles de débits sur la période 1995-2006 sont exprimés en abscisse afin d'illustrer la fréquence des débits de chacune des courbes. La courbe rouge représente l'impact d'un angle $\alpha = 30^\circ$ sur les hauteurs, la courbe bleue considère un angle $\alpha = 60^\circ$.

5. Conclusions du chapitre et perspectives

L'étude proposée dans cet article a permis d'évaluer un modèle hydrométéorologique sur le bassin versant de la Garonne, sur la période 1995-2006. Les débits et profondeurs sont les deux variables validées sur des données d'observations *in situ* sur un réseau de stations hydrologiques. L'optimisation des temps de transfert sur certaines portions de rivière a amélioré de façon notable les résultats obtenus par David et al. (2011a). Au Mas d'Agenais sur la Garonne aval, l'efficacité a augmenté de 0.70 à 0.83. L'introduction de la simulation de hauteurs d'eau combinée à une vitesse d'écoulement variable dans le temps a été rendue possible grâce à l'attribution de paramètres hydromorphologiques dans RAPID. Les trois routages développés (MLCC, MS et MCT) améliorent en moyenne les scores de débits et hauteurs d'eau sur le bassin de la Garonne, en particulier sur la Garonne aval.

L'extension de ce travail pourra se faire de plusieurs manières. L'utilisation d'un modèle numérique de terrain plus précis permettra de mieux représenter les valeurs de pentes et d'élévation de la cote de surface libre des rivières. La mission aéroportée AirSWOT permettrait quant à elle d'apporter une information précise sur les pentes et élévations des eaux de surface sur plusieurs grands bassins versants français. Enfin la mission SWOT permettra, de par son observation périodique des grands bassins dans le monde, de corriger en continu certains paramètres clé ou variables pronostiques des modèles hydrologiques. Leur connaissance est indispensable pour bien représenter l'ensemble des processus relatifs au cycle de l'eau.

Chapitre IV : Contribution de la mission SWOT à l'amélioration du cycle de l'eau simulé sur le bassin de la Garonne

1. Introduction

Dans les précédents chapitres, on a détaillé comment le modèle hydrologique MODCOU a été développé et évalué à l'aide d'observations *in situ* sur le bassin versant de la Garonne. Les scores sont plutôt satisfaisants, malgré encore des erreurs de simulation des hauteurs d'eau de plusieurs dizaines de cm sur la Garonne aval. L'intérêt d'assimiler des produits SWOT dans MODCOU pour améliorer le modèle ou les variables d'état est donc justifié, même sur un bassin versant bénéficiant de données météorologiques de bonne qualité . On propose ainsi de construire un schéma d'assimilation de données simple sur le bassin versant de la Garonne, prenant en compte la chronologie des repassages du satellite au dessus de la zone d'étude et l'erreur de mesure associée. Plusieurs expériences sont réalisées avec différents niveaux de réalisme et différentes conditions qui seront détaillées dans la section suivante. Dans chacune des expériences, on cherche à corriger le coefficient de rugosité K_{str} pour améliorer la représentation des écoulements d'eau en rivière sur le bassin de la Garonne. L'opération se fait par l'assimilation de hauteurs d'eau synthétiques SWOT dans MODCOU, représentant les futures observations du satellite quand celui-ci sera mis en orbite.

2. Construction d'un système d'assimilation de données SWOT sur le bassin de la Garonne

2.1. Méthode d'assimilation

Le « Best Linear Unbiased Estimator » ou BLUE a été choisi pour assimiler les données virtuelles SWOT dans le modèle hydrologique MODCOU. Il s'agit d'un système d'assimilation relativement simple et peu coûteux en temps de calcul. Cette méthode a déjà été utilisée dans les travaux antérieurs de Pedinotti et al. (2014) sur le bassin du Niger. L'état analysé X_a s'écrit selon l'équation 13 détaillée dans le chapitre I, sous-section 5.2.1.

$$Xa = Xb + (B^{-1} + HR^{-1}H^T)^{-1} H^T R^{-1} (Y_0 - H(Xb))$$

L'équation du BLUE suppose que deux conditions soient respectées : la symétrie, et donc de façon implicite la linéarité. Autrement dit, si on considère un modèle parfaitement symétrique et linéaire (quelles que soient les valeurs de x et Δx), on peut écrire le couple d'équations suivant (Eq. 23 et 24). L'équation 23 atteste que la valeur absolue de la différence entre le modèle perturbé et non perturbé est équivalente, et donc que l'effet sur M d'une perturbation positive de x est symétrique à celui d'une perturbation négative. L'équation 24 atteste que la valeur du modèle perturbé est équivalent à la somme du modèle non perturbé incrémenté d'un terme d'intégration $\frac{\partial M(x)}{\partial x} \cdot \Delta x$. M représente l'état du modèle sensible à une variable x (argument de M).

$$|M(x + \Delta x) - M(x)| = |M(x - \Delta x) - M(x)| \quad ; \quad M(x + \Delta x) = M(x) + \frac{\partial M(x)}{\partial x} \cdot \Delta x$$

(23)
(24)

Dans la suite de ce chapitre (sous-sections 2.2.2 et 2.2.3), on décrira à quelles variable hydrologique et quel argument correspondent respectivement M et x , et on illustrera dans quelle mesure MODCOU peut être considéré comme étant un modèle linéaire et symétrique.

2.2. Mise en place du système d'assimilation sur le bassin de la Garonne

Cette sous-section décrit les choix faits pour mettre en place un système d'assimilation le plus réaliste possible. On détaillera comment prendre en compte les produits SWOT pour les assimiler dans le modèle, et dans quelle mesure la méthode d'assimilation du BLUE peut être utilisée dans MODCOU. Enfin, on s'attardera sur la description des variables utilisées dans le système d'assimilation développé. On illustrera le fonctionnement général du système par une figure résumant tous les aspects expliqués dans cette sous-section.

2.2.1 La mission SWOT : Quelles zones observées par SWOT et quand ?

Il est intéressant de visualiser les zones du bassin de la Garonne que SWOT observera au cours d'un cycle complet. Comme décrit dans le précédent chapitre, il est possible de simuler les traces du satellite connaissant ses différents paramètres orbitaux. Chacune des traces (fauchées) du satellite fait 50 km de large, et on fait l'hypothèse que la largeur du nadir entre les deux fauchées est de 20 km. Décrits sous forme de cartes, on obtient les repassages suivants pour un cycle complet de 21 jours (Fig. 29) :

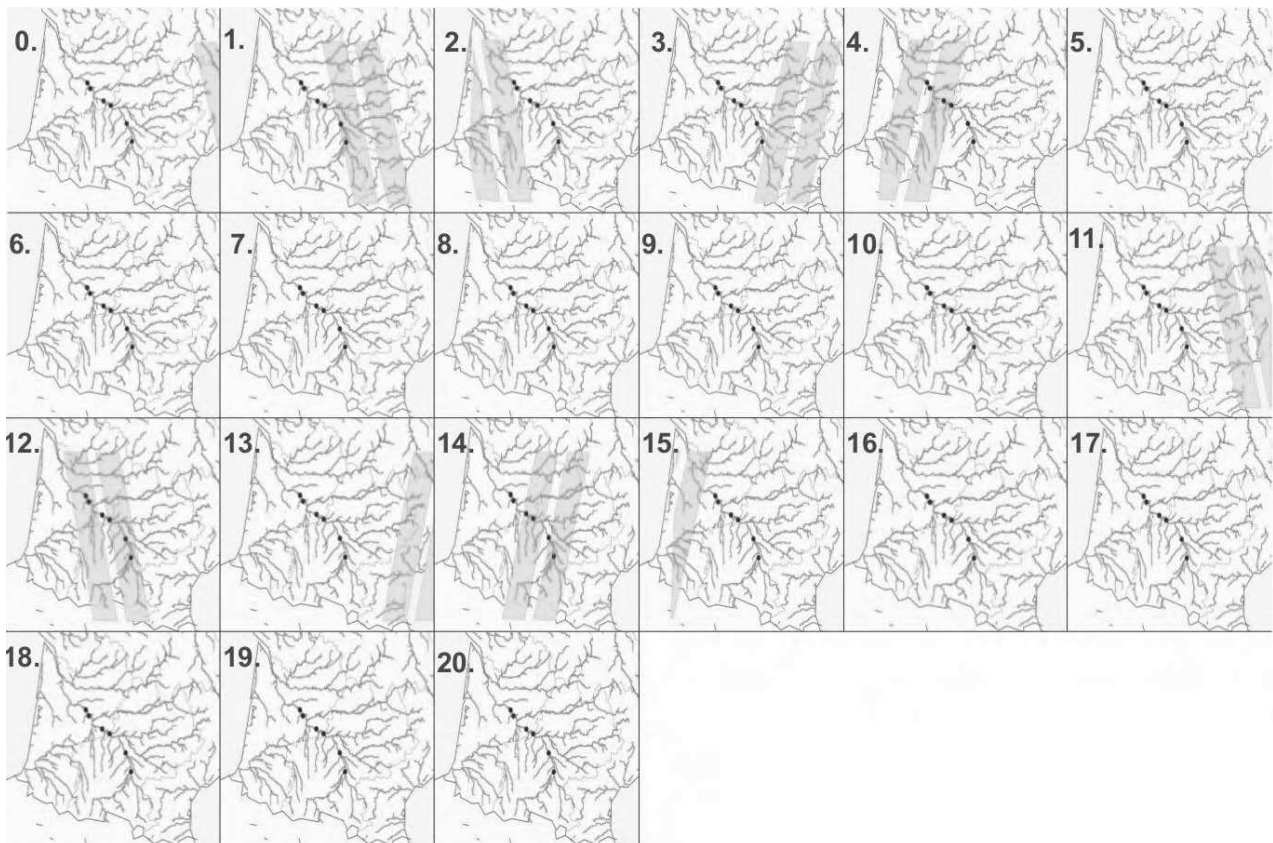


Figure 29. Illustration des repassages (traces) de SWOT sur le bassin de la Garonne au cours d'un cycle complet, du jour 0 au jour 20. les deux traces bleues claires représentent les deux fauchées du satellite, larges chacune de 50 km. Les 6 points noirs représentent, de l'amont à l'aval de la Garonne, les stations hydrologiques de Portet s/ Garonne, Verdun s/ Garonne, Lamagistère, Agen, Tonneins et Marmande.

A partir de cette figure, deux constats principaux se font :

- Selon le jour de repassage au cours du cycle, la zone d'observation ne sera pas la même.
- Le temps entre deux repassages du satellite au dessus du bassin n'est pas constant, pouvant aller de 1 à 7 jours.

Pour mieux comprendre ces deux points, on propose d'illustrer la chronologie des repassages de SWOT au dessus de 6 stations localisées sur la Garonne (Fig. 30). Ces 6 stations font référence aux 6 points noirs visibles sur la figure précédentes. A titre d'exemple, la station de Lamagistère est observée trois fois par cycle à intervalle de temps irrégulier, tandis que la station de Marmande n'est observée qu'une seule fois par cycle (tous les 21 jours).

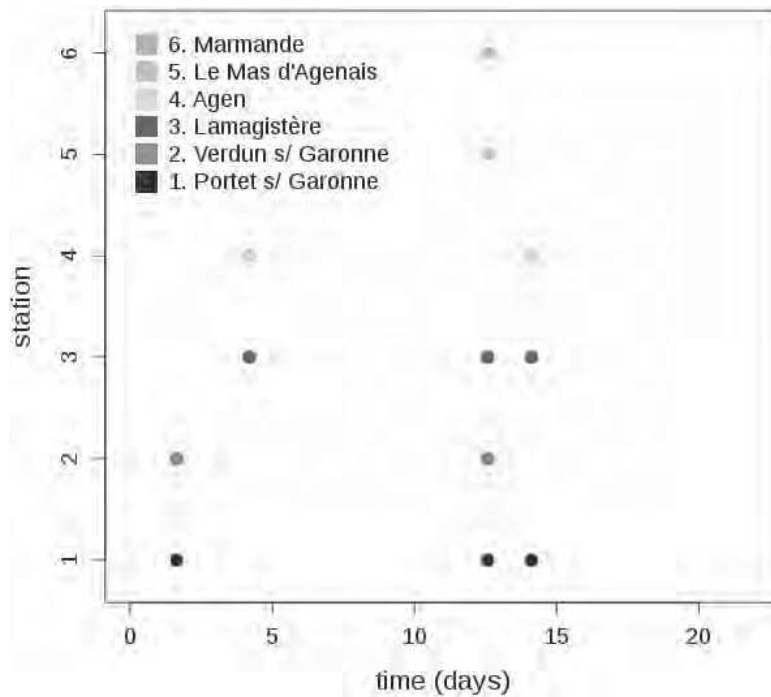


Figure 30. Illustration des repassages de SWOT sur 6 stations localisées le long de la Garonne aval. L'axe des abscisses fait référence au moment où la station n (n s'étend de 1 à 6) est observée lors d'un cycle complet de 21 jours.

2.2.2. Choix de la variable d'état du modèle et de la variable à assimiler

On rappelle que dans tous les résultats qui vont suivre, on décide d'assimiler des produits SWOT synthétiques afin d'améliorer la représentation du coefficient de rugosité K_{str} (Manning) dans le modèle MODCOU. Le coefficient de Manning est déterminant dans la simulation des écoulements d'eau en rivières, car il fait directement dépendre la profondeur d'eau et la vitesse d'écoulement dans le chenal (Cf Eq. 22). Par ailleurs, il est important de souligner que le satellite SWOT observera des largeurs et des pentes en rivière, mais pas de

coefficients de rugosité. Il y a donc une incertitude importante sur ce paramètre, et l'intérêt est grand de pouvoir le corriger grâce à l'assimilation de données.

En ce qui concerne la variable qu'on décide d'assimiler dans le modèle, les expériences qui vont suivre reposent toutes sur l'assimilation de profondeurs d'eau en rivières ou de différences d'élévation de la surface libre entre deux instants t distincts. On bruyera volontairement la variable à assimiler afin de représenter les erreurs de mesure du satellite. La variable d'état du modèle ainsi que celle à assimiler seront détaillées dans la sous-section 2.2.4.

La variable d'état et la variable à assimiler étant fixées (coefficient de Manning K_{str} et hauteur d'eau H), il est désormais important de connaître la sensibilité H à une perturbation du K_{str} . On propose d'illustrer cette sensibilité sous la forme d'une figure (Fig. 31) représentant la hauteur d'eau en fonction du coefficient de Manning, pour une rivière large de plaine rectangulaire : On décide de fixer les valeurs du débit Q , de la largeur W et de la pente de fond S_0 , et alors de constater comment la hauteur d'eau varie en fonction du K_{str} que l'on fait varier de 20 à 40 K_s . La relation entre la hauteur d'eau et le coefficient de Manning est écrite dans l'équation 25.

$$H(K_{str}) = \left(\frac{Q}{K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_0}} \right)^{\frac{3}{5}} \quad (25)$$

Pour une différence de 1 K_s (entre 25 et 26 K_s), la hauteur d'eau varie de 6.5 cm. Pour une différence de 5 K_s (entre 25 et 30 K_s), la hauteur d'eau varie de 32 cm.

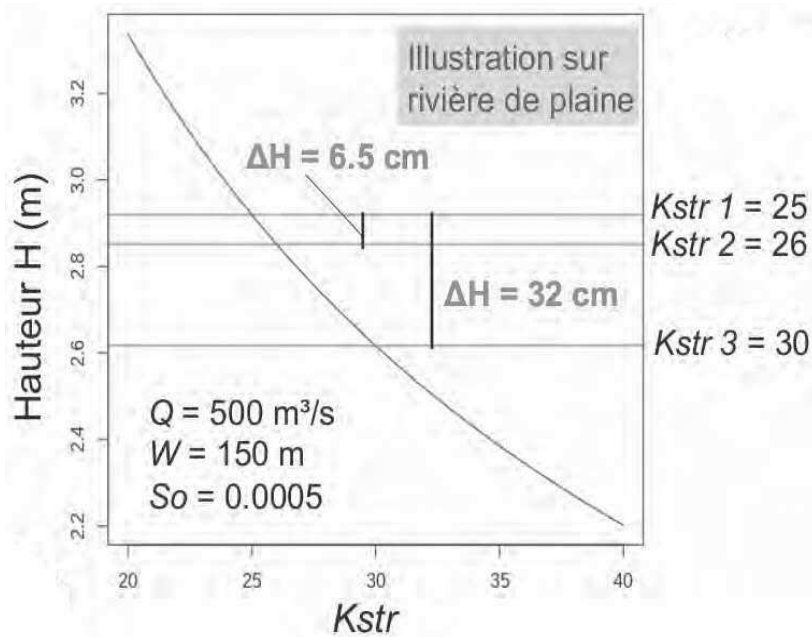


Figure 31. Hauteur d'eau H en fonction du coefficient de Manning $Kstr$, pour une rivière (chenal rectangulaire) avec des paramètres géomorphologiques et un débit caractéristiques de la plaine

2.2.3. Illustration de la symétrie et linéarité du modèle

Comme expliqué dans la sous-section 2.1, l'utilisation du BLUE pour assimiler des données nécessite que le modèle soit employé dans un domaine de linéarité et symétrie. En ce qui concerne la symétrie, on cherche à prouver que l'équation 23 soit vérifiée dans le monde de MODCOU. $M(x)$ correspond à la hauteur d'eau $H(Kstr)$ simulée par MODCOU, et l'argument x correspond au coefficient de rugosité $Kstr$. Afin de vérifier dans quel domaine le modèle peut être considéré comme symétrique, on propose de perturber le coefficient de Manning $Kstr$ de +5 à +50 %, puis de -5 à -50 %, et de constater alors l'impact sur la hauteur d'eau. L'expérience est réalisée sur la station hydrologique de Tonneins (Garonne aval) sur une période d'un an s'étendant du 1^{er} août 1999 au 31 juillet 2000 : la valeur du $Kstr$ de référence à Tonneins est de 30 Ks . On propose de quantifier la différence entre la hauteur d'eau issue d'une simulation de référence et d'une simulation perturbée : On appelle ce terme $H(Kstr_{pert}) - H(Kstr_{ref})$, décrivant la différence moyenne entre la hauteur d'eau simulée avec le coefficient de Manning de référence et perturbé. L'indice de symétrie (IS) décrit la divergence (asymétrie) entre l'effet d'une perturbation positive et négative du $Kstr$ sur la hauteur d'eau. IS est égal à $1 - \frac{|\Delta H+|}{|\Delta H-|}$. $|\Delta H+|$ et $|\Delta H-|$ sont les valeurs absolues de $H(Kstr_{pert}) - H(Kstr_{ref})$ issues respectivement d'une perturbation positive et négative du coefficient de Manning. Plus la valeur de IS est proche de 0, plus le modèle est symétrique. Un indice de symétrie égal à zéro est donc

synonyme d'un modèle parfaitement symétrique. Pour une perturbation de +5 % et -5 % du coefficient de Manning, l'impact sur la hauteur est relativement symétrique : respectivement -0.08 m et +0.09 m (IS = 7.76 %). Par contre lorsqu'on perturbe de façon significative la valeur de K_{str} de référence (par exemple +50 % et -50 %), on se rend compte que l'impact sur la hauteur d'eau n'est pas du tout le même selon si la perturbation est positive ou négative. En effet $H(K_{str_pert}) - H(K_{str_ref}) = -0.63$ m pour la perturbation positive, et ce même terme est égal à +1.52 m pour la perturbation négative (IS = 58.51 %). Le tableau 3 résume l'impact de plusieurs perturbations du coefficient de Manning sur les écarts de hauteur d'eau à Tonneins et la dissymétrie associée.

ΔK_{str}	ΔH moy (m)
+5 %	-0.08
- 5 %	+0.09
IS	7.76 %
+10 %	-0.16
- 10 %	+0.19
IS	14.96 %
+20 %	-0.30
- 20 %	+0.42
IS	27.90 %
+30 %	-0.43
- 30 %	+0.70
IS	39.26 %
+40 %	-0.54
- 40 %	+1.06
IS	49.38 %
+50 %	-0.63
- 50 %	+1.52
IS	58.51 %

Tableau 3. Description de la différence de hauteur moyenne (en m) entre deux simulations MODCOU perturbée et non perturbée à Tonneins, sur la période 1er août 1999 – 31 juillet 2000. La perturbation est réalisée en perturbant le coefficient de Manning de référence K_{str} de +5 % à +50 % et de -5 % à -50 %. Pour chaque couple de perturbation l'indice de symétrie IS est affiché : plus IS est grand, plus on s'écarte du domaine de symétrie du modèle

Afin de vérifier la linéarité du système, il est nécessaire de prouver que l'équation 24 soit valide dans le monde de MODCOU. L'expérience est réalisée sur la station hydrologique de Tonneins sur une période s'étendant du 15 octobre au 30 novembre 1999. On propose de perturber le coefficient de Manning de référence K_{str} de +20 % et -20 %, afin de vérifier si les

termes $H(Kstr + \Delta Kstr)$ et $H(Kstr) + \frac{\partial H(Kstr)}{\partial Kstr} \cdot \Delta Kstr$ suivent une évolution proche (Fig. 32) : évolution de la hauteur d'eau (m) en fonction du temps (jours).

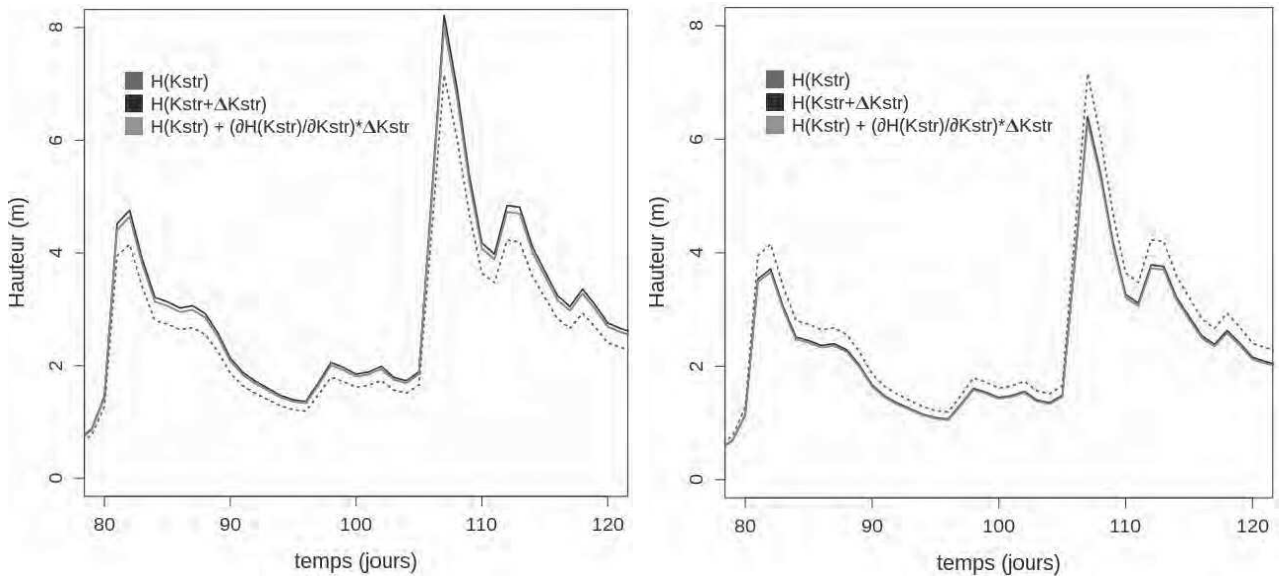


Figure 32. Illustration de la linéarité de MODCOU à Tonneins, avec une perturbation négative du coefficient de Manning de référence $Kstr$ (gauche) et positive (droite) : hauteur d'eau H (m) en fonction du temps (jours), s'étendant du 15 octobre au 30 novembre 1999. La courbe bleue représente l'évolution de la hauteur pour le coefficient de Manning de référence $Kstr$ (modèle non perturbé) ; la courbe noire représente l'évolution de la hauteur pour le coefficient de Manning perturbé (modèle perturbé). Enfin la courbe rouge représente la somme de la hauteur d'eau simulée par le modèle non perturbé incrémenté d'un terme d'intégration linéaire. $\Delta Kstr$ est égal à $-6 Ks$ (perturbation de -20%) sur la figure de gauche, et $+6 Ks$ (perturbation de $+20\%$) sur la figure de droite.

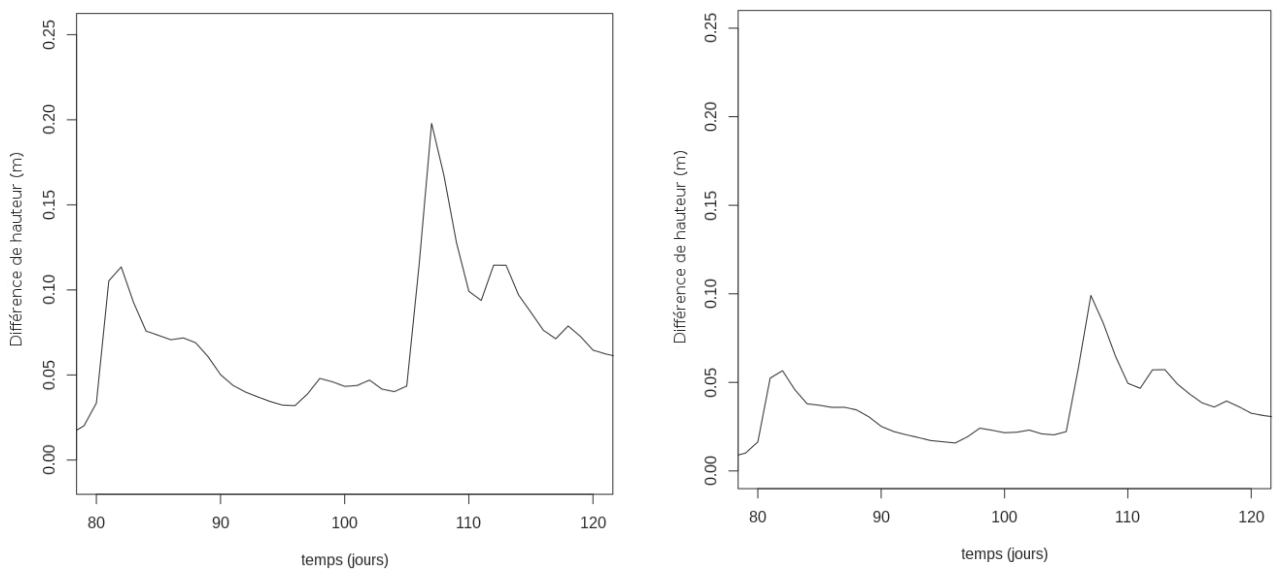


Figure 33. Evolution temporelle (du 15 octobre au 30 novembre 1999) de la différence (en m) entre la hauteur d'eau issue du modèle perturbé et du modèle non perturbé incrémenté d'un terme d'intégration linéaire. Perturbation de -20% sur la figure de gauche et $+20\%$ sur la figure de droite.

Pour une perturbation négative du K_{str} , la différence moyenne de hauteur d'eau entre les courbes décrivant $H(K_{str} + \Delta K_{str})$ et $H(K_{str}) + \frac{\partial H(K_{str})}{\partial K_{str}} \cdot \Delta K_{str}$ est de 7.5 cm, et pour une perturbation positive du K_{str} , cette différence moyenne est de 3.5 cm. La figure 33 donne l'évolution temporelle de cette différence qui augmente en fonction du régime de débit. Pour une perturbation de $\pm 5\%$, cette différence n'est plus que de l'ordre de 1 cm. Il est intéressant de proposer une forte perturbation afin de pouvoir visualiser sur cette figure que l'impact d'une perturbation positive est plus faible que celui d'une perturbation négative. En effet comme on l'a vu dans le précédent paragraphe, MODCOU n'est pas parfaitement symétrique, ce qui a une répercussion directe sur la linéarité du système.

2.2.4. description détaillée du système d'assimilation

Afin de comprendre le descriptif détaillé des expériences d'assimilation qui vont suivre, il est important de bien illustrer chacun des paramètres et variables utilisés dans le système pour assimiler les produits SWOT.

2.2.4-A. Agrégation spatiale

En accord avec les résultats présentés dans les précédents chapitres de cette thèse, il est décidé de se concentrer sur le bassin versant de la Garonne. Seules les rivières dont la largeur est supérieure à 50 m sont prises en compte : les largeurs sont celles qui ont été utilisées sur chacune des mailles rivière de MODCOU. En accord avec le « SWOT Science Requirements Document » (Rodriguez 2015), le satellite ne pourra pas observer de rivières dont la largeur est inférieure à cette valeur de 50 m. On rappelle que la mesure brute de SWOT correspond à un pixel de 250 m² en moyenne, avec une erreur de l'ordre du mètre, et qu'en moyennant plusieurs pixels jusqu'à obtenir une surface de 1 km², on obtient alors une erreur d'observation moyenne de l'ordre de 10 cm. On décide donc de découper le domaine d'étude en tronçons de dimension égale à 10 km de longueur, ce qui permet à la surface de chaque tronçon de varier en moyenne de 0.5 km² à 2 km², puisque les largeurs varient de 50 à 200 m selon la maille-rivière de RAPID. Ce choix de 10 km a été effectué dans notre étude, mais pourra être revu dans des

travaux futurs.

En croisant ces deux conditions (largeur > 50 m ; tronçon = 10 km), on obtient 165 tronçons sur le bassin de la Garonne (voir Fig. 34 (gauche)). Chacune de ces portions de rivière contient plusieurs mailles de MODCOU. Ainsi lors des expériences d'assimilation qui vont suivre, on considèrera à chaque pas de temps une seule valeur de hauteur d'eau et de coefficient de Manning par tronçon : les sorties des hauteurs d'eau simulées par MODCOU sont agrégées à l'échelle du tronçon, en moyennant chacune des mailles-rivière comprises dans le tronçon considéré. Le raisonnement est exactement le même pour le coefficient de Manning. Cette agrégation permet de limiter considérablement le temps de calcul, puisqu'à la place de travailler avec 944 hauteurs d'eau et coefficient de Manning (correspondant aux 944 mailles-rivière avec largeur > 50 m du bassin de la Garonne), on utilise une dimension spatiale moindre égale à 165.

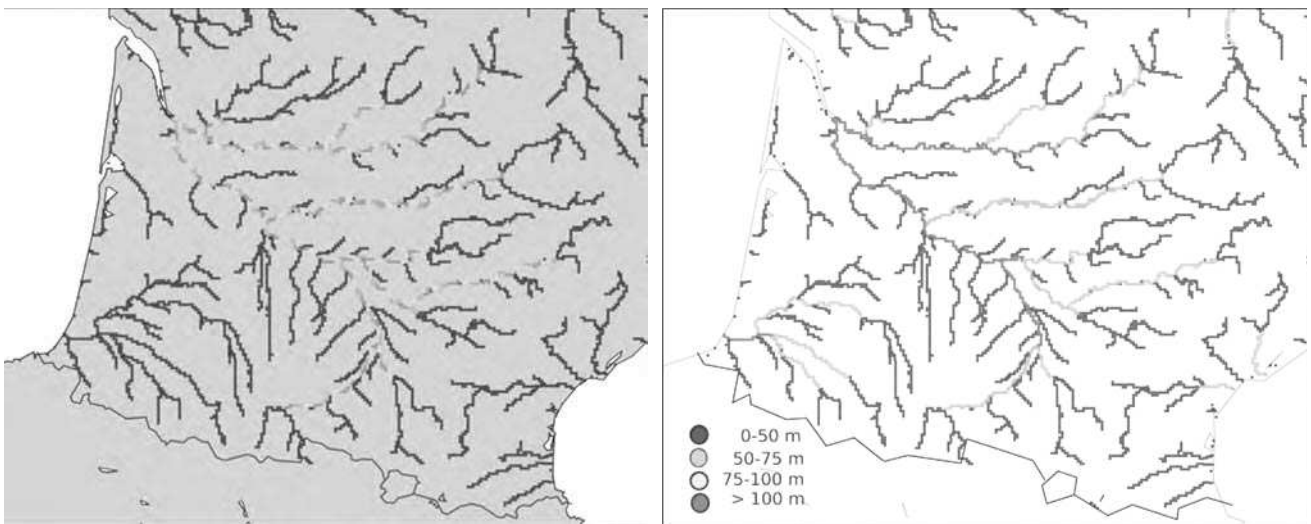


Figure 34. Illustration des 165 tronçons définis sur le bassin versant de la Garonne (gauche) et des largeurs associées (droite). Seul le bassin de la Garonne est pris en compte dans le système : les tronçons associés aux largeurs tracées sur les bassins autres que celui de la Garonne ne sont donc pas affichés.

2.2.4-B. Les fenêtres en assimilation

Une méthode souvent utilisée en assimilation de données consiste à utiliser des fenêtres d'assimilation. Bouttier et Courtier (1999) décrivent les différents types de fenêtre qui sont utilisées en assimilation de données. Dans notre étude, on définit une fenêtre d'assimilation

comme étant une période temporelle bien définie durant laquelle le système utilise toutes les observations virtuelles SWOT, afin de corriger les valeurs du coefficient de Manning K_{str} . Au début de chaque fenêtre, on part d'un nouvel état du coefficient de Manning correspondant à l'état corrigé de la fenêtre d'avant (Fig. 35). Au fil des cycles d'assimilation, l'objectif est de corriger chacun des 165 coefficients de rugosité de système, afin de se rapprocher du meilleur état permettant de simuler les hauteurs d'eau « observées ». Dans notre maquette d'assimilation de données (voir description dans la rubrique C de cette sous-section), on utilise des fenêtres dont la durée s'étend de 2 à 42 jours. La durée imposée des fenêtres est constante au cours de chaque cycle d'assimilation d'une expérience réalisée.

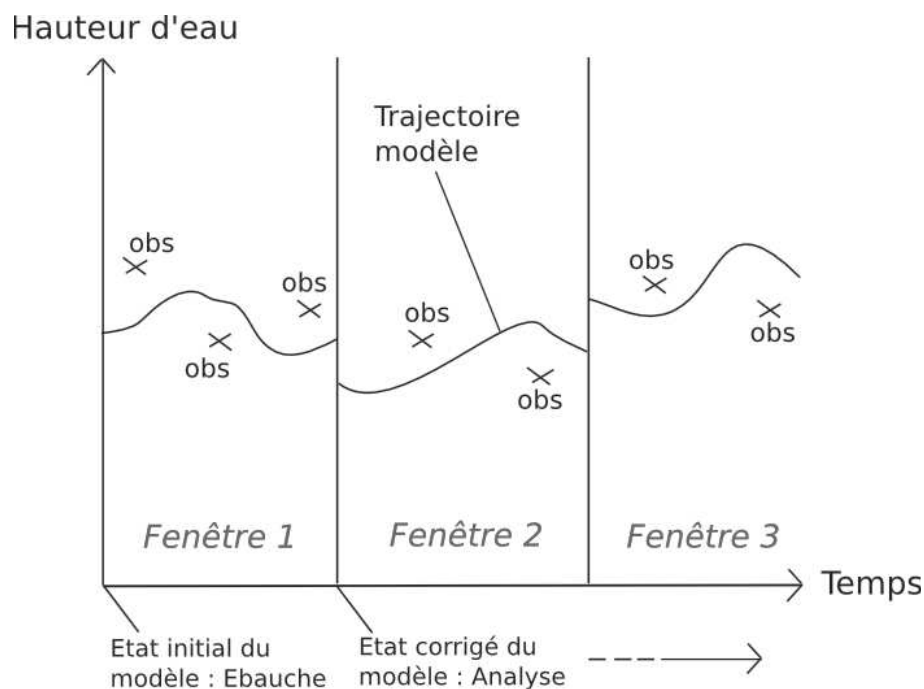


Figure 35. Illustration du fonctionnement du système d'assimilation : le modèle (avec un état initial donné) est lancé au temps zéro au début de la fenêtre 1. Un nouvel état analysé du modèle est calculé à la fin de la fenêtre 1, à partir de la combinaison des observations et des sorties du modèle incluses dans la fenêtre 1. Le nouvel état du modèle au début de la fenêtre 2 correspond donc à l'état analysé à la fin de la fenêtre 1 : le modèle est prêt à être relancé et les prochains cycles d'assimilation se poursuivent.

2.2.4-C. Définition des variables utilisées dans le système

Rappelons tout d'abord l'équation 13 du BLUE :

$$X_a = X_b + (B^{-1} + HR^{-1}H^T)^{-1} H^T R^{-1} (Y_o - H(X_b))$$

Les variables qui composent l'équation du BLUE sont les suivantes :

⇒ **Xb**

Xb représente le vecteur d'ébauche (de dimension 165) du système. Ce vecteur est composé de l'ensemble des coefficients de Manning (agrégés à l'échelle du tronçon) qu'on souhaite corriger. Au début de chaque fenêtre d'assimilation, le modèle est lancé avec une valeur Xb pour chaque tronçon du système.

⇒ **Xa**

Xa représente le vecteur d'analyse (de dimension 165) du système. Ce vecteur est composé de l'ensemble des coefficients de Manning corrigés à la fin d'une fenêtre d'assimilation. La différence entre chaque valeur Xa et Xb comprise dans un cycle est appelée « incrément ». Au début d'une fenêtre d'assimilation f, chacune des ébauches Xb du système est égale à l'analyse Xa calculée dans la fenêtre f-1.

⇒ **Yo**

Yo ou vecteur d'observation représente la hauteur d'eau dite observée par SWOT. Dans une fenêtre d'assimilation, plusieurs tronçons sont observés une ou plusieurs fois par le satellite. La dimension de Yo est égale à la somme des observations de la fenêtre. Appelons cette dimension p. p est variable selon la durée choisie des fenêtres et selon le nombre d'observations SWOT de la fenêtre.

⇒ **H(Xb)**

H(Xb) représente l'équivalent modèle du vecteur d'observation. C'est-à-dire que pour chacune des observations SWOT sur une fenêtre d'assimilation, on prend en compte l'ensemble des hauteurs d'eau simulées par MODCOU sur chacun des tronçons où une observation tombe. La dimension de H(Xb) est donc la même que celle de Yo (égale à p).

⇒ **R**

R décrit la matrice de covariance d'erreurs d'observation du système. Les sources d'erreur peuvent être multiples et sont principalement causées par le bruit instrumental (erreur de mesure de l'instrument KarIn), mais aussi de la variabilité du contenu en eau dans la troposphère (Brown et Lobligis 2014). On considère dans cette étude qu'il n'y a pas de

corrélation entre deux erreurs d'un tronçon T1 et T2, les termes non diagonaux sont donc nuls. En revanche, une valeur est attribuée à chacun des termes diagonaux de la matrice. Ces derniers décrivent la variance de l'erreur d'observation pour chacune des p observations. La dimension de R est alors de $p \times p$ et contient des erreurs d'observation de hauteurs d'eau. Dans chacune des expériences qui vont suivre, la moyenne spatiale et temporelle des toutes les erreurs est égale à 10 cm.

⇒ **B**

B décrit la matrice de covariance d'erreurs d'ébauche du système. Comme pour R , on considère qu'il n'y a pas de corrélation entre deux erreurs d'un tronçon T1 et T2, les termes non diagonaux sont donc nuls. Les termes diagonaux quant à eux portent chacun une valeur supérieure à 0 pour chacun des 165 tronçons. La dimension de B est donc de 165×165 et contient des erreurs de représentation du coefficient de Manning K_{str} par le modèle.

⇒ **H**

Dans notre cas d'étude, la matrice Jacobienne H décrit la sensibilité de la hauteur d'eau simulée $H(Xb)$ à une perturbation du coefficient de Manning Xb (Fig. 36).

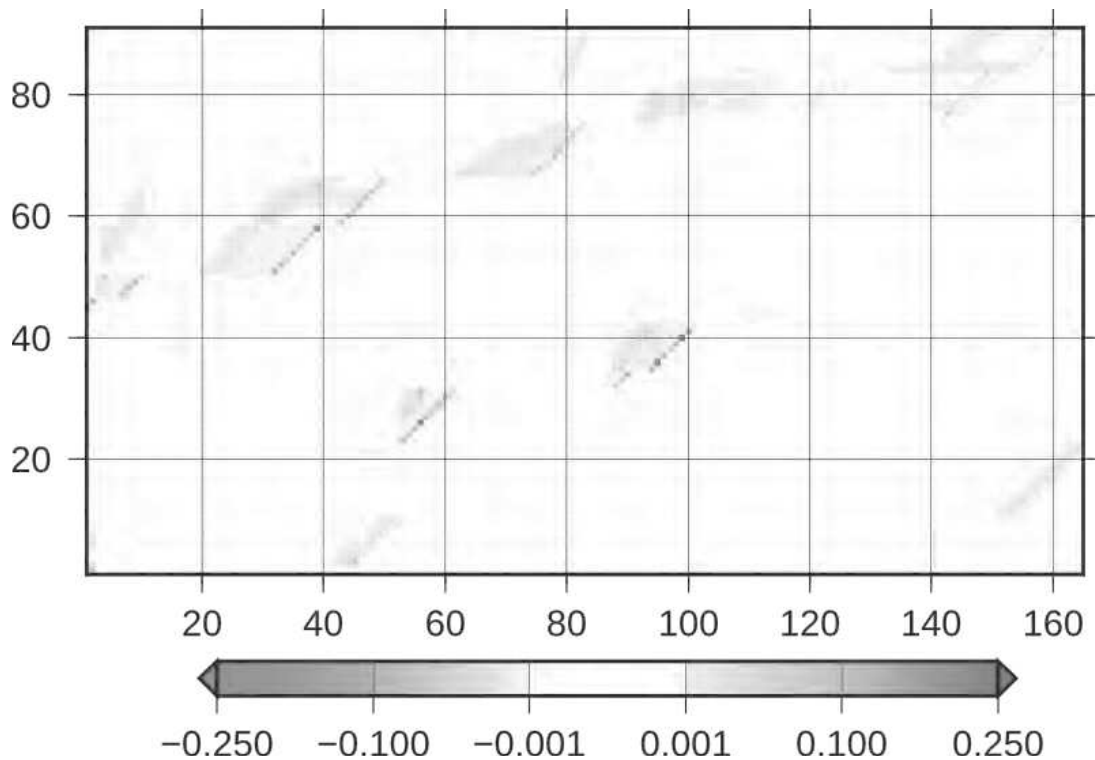


Figure 36. Illustration de la matrice Jacobienne \mathbf{H} au 23e cycle d'une expérience d'assimilation : 3 passages du satellite au dessus du bassin et 91 (p) observations au total. Pour l'ensemble des p observations SWOT, la matrice décrit la sensibilité de la hauteur d'eau à une perturbation du coefficient de Manning (+5 %) sur chacun des 165 tronçons du bassin : les valeurs de \mathbf{H} sont données par le code couleur s'étendant de -0.25 à +0.25. A titre d'exemple, la 50e colonne de la matrice illustre l'impact d'une perturbation du tronçon numéro 50 du bassin sur chacune des p observations du satellite (affichées par p lignes).

Sur la base des tests préliminaires de linéarité et symétrie de MODCOU, on décide dans l'ensemble des expériences qui vont suivre d'imposer une perturbation égale à +5 %. Dans la matrice illustrée en figure 36, le terme $\partial H/\partial X_b$ varie de -0.25 à +0.10, et on voit que la sensibilité peut fortement varier en fonction du tronçon perturbé. Le fait de perturber de +5 % le coefficient de Manning d'un tronçon n va faire tendre son ratio $\partial H/\partial X_b$ vers une valeur négative (coefficient plus haut \Rightarrow fond du lit plus lisse \Rightarrow hauteur d'eau plus faible). A l'inverse, on observe que sur les mailles situées en aval de ce tronçon n perturbé, le ratio $\partial H/\partial X_b$ devient positif, car le fait de diminuer la hauteur d'eau sur notre tronçon n va engendrer un déstockage d'eau (hauteur d'eau plus basse \Rightarrow volume d'eau plus faible) qui va ainsi être transmis à ses tronçons voisins situés en aval, phénomène attesté par des valeurs positives du ratio $\partial H/\partial X_b$. Attention les indices n et p n'ont aucun lien, puisque on met en relation un numéro de tronçon (allant de 1 à 165) avec un numéro d'observation. Par exemple le tronçon numéro 56 (56^e ligne) perturbé va engendrer un ratio $\partial H/\partial X_b$ de -0.25 à l'observation numéro 26 (26^e

colonne), cette 26^e observation correspondant en fait au tronçon 56. La dimension de la Jacobienne **H** est donc de 165 x p.

Le tableau 4 résume l'ensemble des variables utilisées par la méthode du BLUE.

Symbole	Descriptif	Dimension
Xb	Vecteur d'ébauche contenant les coefficients de Manning	165
Xa	Vecteur d'analyse contenant les coefficient de Manning	165
Yo	Vecteur d'observation contenant les produits SWOT (hauteurs d'eau) durant une fenêtre d'assimilation	p
H(Xb)	Equivalent modèle de Yo contenant les sorties MODCOU (hauteurs d'eau) durant une fenêtre d'assimilation	p
R	Matrice de covariance d'erreurs d'observation (relative à des hauteurs d'eau)	p x p
B	Matrice de covariance d'erreurs d'ébauche (relative à des coefficients de Manning)	165 x 165
H	Matrice Jacobienne ($\partial H/\partial Xb$) : sensibilité de H(Xb) à une perturbation du coefficient de Manning dans MODCOU	165 x p

Tableau 4. Description synthétique des variables utilisées dans le BLUE (symbole, descriptif, dimension)

2.2.4-D. Mise en œuvre pratique

La présentation de la maquette utilisée dans nos travaux pour assimiler des données SWOT synthétiques permet de faire la synthèse des concepts énoncés précédemment. Cette maquette est l'outil de référence utilisé dans ces travaux de thèse pour pouvoir réaliser des expériences d'assimilation de données. O-PALM (Parallel Assimilation with a Lot of Modularity (Fouilloux et Piacentini 1999, Buis et al. 2006) est un coupleur de codes dynamique développé au CERFACS (Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique). Ce logiciel est utilisé dans cette thèse pour développer le schéma d'assimilation de données. D'une façon plus générale, O-PALM permet d'échanger des données entre plusieurs programmes informatiques et a l'avantage d'être gratuit (open source) et facile à utiliser. Pour davantage de détails concernant ce logiciel, il est possible de trouver des informations précises sur ce site :

La maquette illustrée en figure 37 décrit toute la chaîne de traitement nécessaire à produire une analyse X_a à partir d'une ébauche X_b . Toutes les opérations sont lancées successivement dans la branche principale colorée en orange, et les trois autres branches « ébauche », « perturbations » et « analyse » sont lancées successivement au sein de la branche principale. Les branches « ébauche » et « perturbations » préparent les coefficients de Manning de référence et perturbés sur chacun des 165 tronçons du bassin. Elles permettent de préparer le lancement de 165 simulations MODCOU perturbées nécessaires au calcul de la matrice Jacobienne H , plus une simulation de référence. Une fois que ces simulations ont été réalisées, l'ensemble des hauteurs simulées par le modèle sont récupérées, mais uniquement celles correspondant aux dates des repassages du satellite sont stockées. L'ensemble des sorties MODCOU et des autres variables préparées au début de la chaîne permettent alors de définir chacun des vecteurs et matrices utilisés par le BLUE dans la boîte « prep_assim » : ébauche X_b du coefficient de Manning, hauteurs simulées $H(X_b)$, hauteurs observées Y_o , Jacobienne H , erreurs d'observation R , erreurs d'ébauche B . Ces variables permettent à la branche « analyse » d'être exécutée à la fin de la branche principale. Cette branche permet de déterminer un état analysé X_a du coefficient de Manning sur les 165 tronçons du système, grâce à la boîte « BLUE » où l'équation 13 est intégrée dans le code de calcul. Pour des raisons d'instabilité numérique, la boîte « correct_parameters » seuille l'incrément d'analyse $|X_a - X_b|$ à 1, et empêche les valeurs de X_a de dépasser $80 K_s$ ou de passer au-dessous de $3 K_s$. Une fois que la valeur de X_a est déterminée sur chacun des 165 tronçons du système, l'ébauche X_b du cycle suivant est égal à l'analyse X_a du cycle d'avant, et le prochain cycle est alors prêt à tourner.

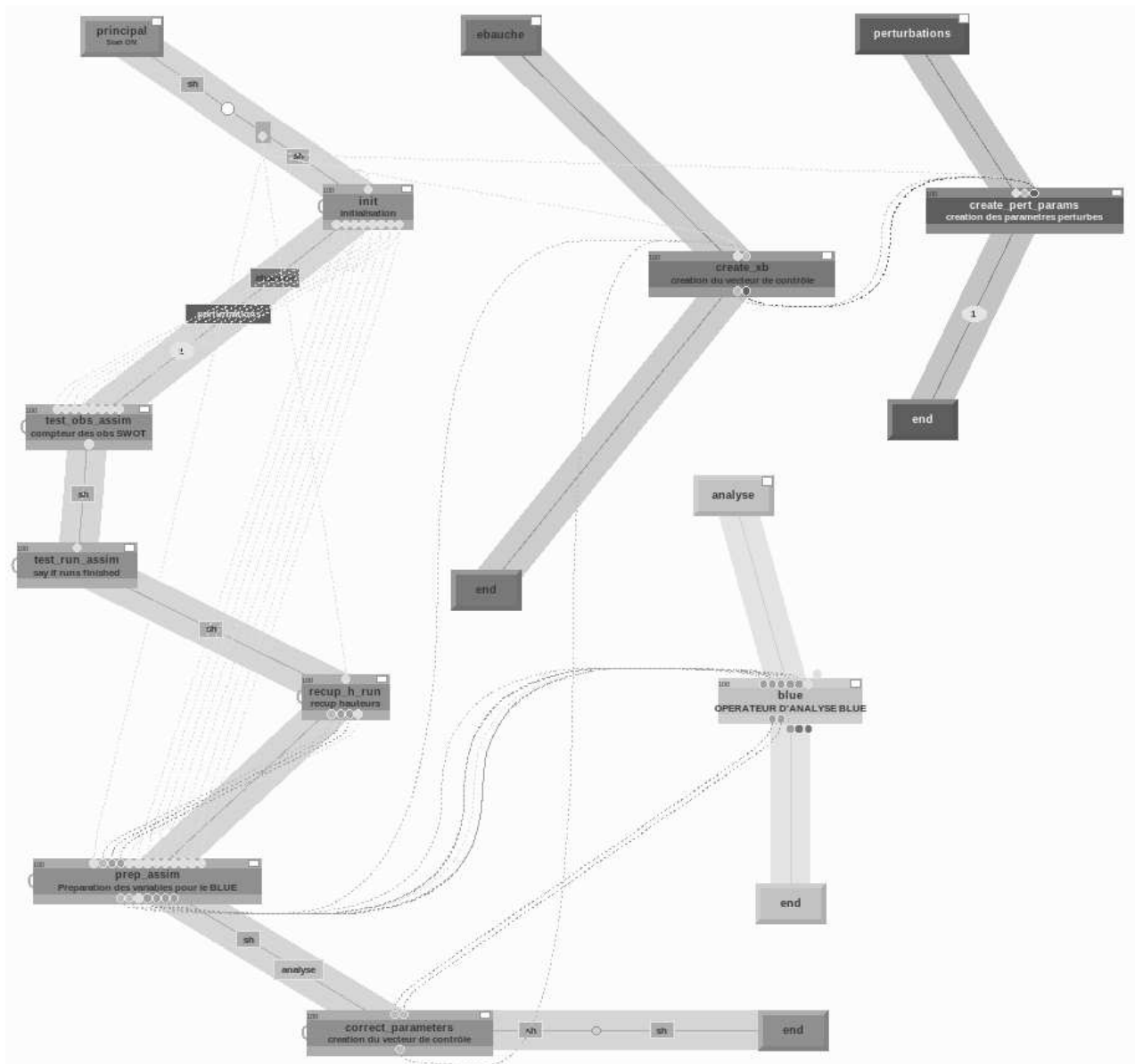


Figure 37. Illustration de la maquette d'assimilation avec le logiciel O-PALM. Les traits pointillés décrivent des échanges de données entre les variables ; les rectangles sont des programmes effectuant des opérations numériques, chacun compris dans une des 4 branches du système.

2.3. Présentation des expériences d'assimilation de données

L'intérêt d'effectuer des expériences dites jumelles en assimilation de données, réside dans le fait qu'on ne dispose d'aucune véritable observation de la variable qu'on aimerait assimiler. Dans le cas de la mission SWOT, on ne peut que créer des observations satellitaires virtuelles puisque le satellite n'est pas encore en orbite, et donc pas en mesure de fournir des

produits altimétriques des zones en eau. Connaissant les paramètres orbitaux de SWOT, il est possible de simuler la trace issue des repassages du satellite au-dessus du bassin de la Garonne. On peut ainsi déterminer sur un cycle complet de 21 jours quelles rivières seront observées, et à quels instants (Cf sous-section 2.2.1). Pour créer des valeurs d'observations SWOT virtuelles, une simulation MODCOU de référence a été effectuée. Les sorties obtenues représentent en fait ce que l'instrument embarqué par SWOT mesurerait, si l'on considère que le modèle correspond avec exactitude à la réalité. L'objectif est donc de partir d'un état du modèle avec paramètres perturbés, puis d'améliorer les paramètres du modèle au cours des cycles d'assimilation. L'objectif est d'arriver à converger vers les paramètres « réels » que l'on suppose connaître, puisque ces derniers ont été utilisés pour réaliser la simulation de référence MODCOU. Dans la pratique, les observations SWOT ne nous donneront pas connaissance de la réalité, puisqu'elles seront entachées d'une certaine erreur. Afin de représenter ces erreurs dans l'expérience jumelle, il est nécessaire de bruitez les sorties de la simulation de référence. Cette réalité bruitée correspond à ce que verrait SWOT, compte tenu des différentes source d'erreurs de mesure de l'instrument embarqué. La figure 38 illustre le concept d'expérience jumelle telle qu'on la propose dans notre étude afin d'assimiler des données virtuelles SWOT dans MODCOU.

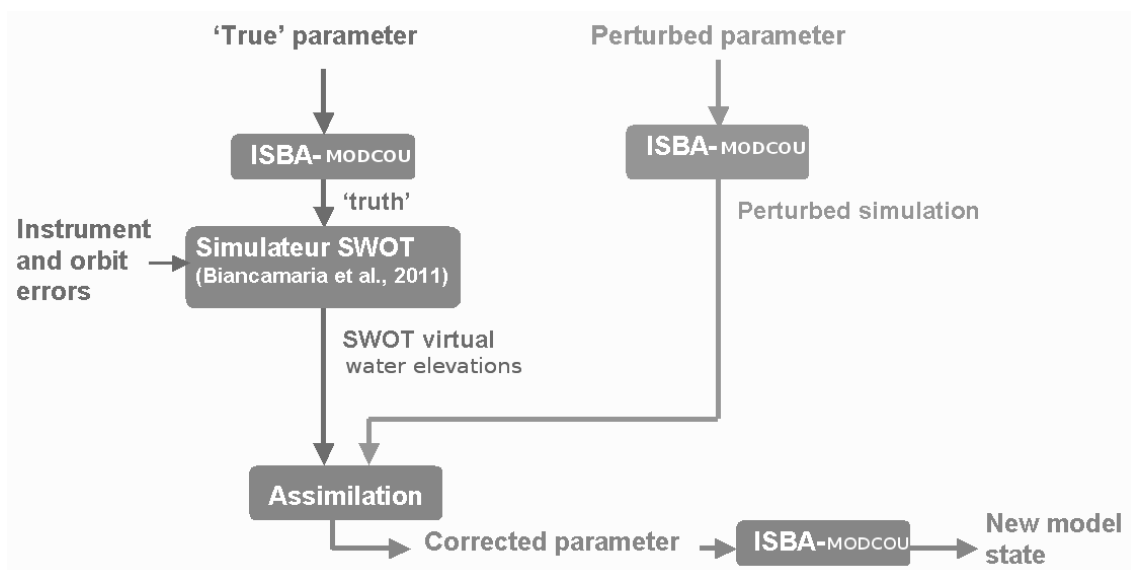


Figure 38. Illustration schématique d'une expérience jumelle. La partie rouge décrit l'état de départ perturbé du modèle. La partie bleue décrit l'état la réalité bruitée que l'on a créée à partir d'une simulation de référence. La partie verte décrit l'état corrigé du modèle à l'issue d'un cycle d'assimilation : on obtient alors un nouvel état du modèle qui va servir à calculer son état suivant à l'issue du prochain cycle d'assimilation.

Dans les expériences qui vont suivre, on propose de réaliser six expériences différentes d'assimilation de données synthétiques SWOT. Toutes les expériences sont jumelles excepté une (expérience 4) dans laquelle on assimile des données réelles issues des modèles hydrauliques. Le tableau 5 synthétise les six expériences d'assimilation qui vont suivre, avec un numéro d'attribution.

Numéro de l'expérience	Nom de l'expérience
1	Assimilation de profondeurs en rivière
2	Assimilation de profondeurs avec premières ébauches modifiées
3	Assimilation de différences de profondeurs
4	Assimilation de différences de profondeurs issues des modèles hydrauliques
5	Assimilation de profondeurs avec perturbation d'ISBA
6	Assimilation de profondeurs avec erreurs d'observations réalistes

Tableau 5. Description synthétique des six expériences d'assimilation de données SWOT virtuelles

2.4. Résultats

Dans cette sous-section, nous allons présenter les principaux résultats issus de différentes expériences d'assimilation de données. On commencera par détailler deux expériences jumelles simples, avec une représentation des erreurs de mesure SWOT homogènes sur tout le bassin. Dans les expériences suivantes, on proposera de complexifier le protocole expérimental en augmentant progressivement le réalisme.

Chacun des tronçons du bassin de la Garonne est observé une à plusieurs fois par cycle par le satellite. 4 tronçons situés sur la Garonne amont et la Dordogne aval ne sont jamais observés. Des tests préliminaires considérant ces tronçons jamais observés ont été réalisés : il s'est avéré que les résultats ne convergeaient pas de façon satisfaisante, ce qui est une limitation du système. En effet en partant d'une première ébauche X_b aléatoire au tout début d'une expérience, la convergence vers la réalité X_t ne s'opère pas comme attendu pour ces tronçons. Cela signifie que dans notre système, chacun des tronçons du bassin doit être observé au moins

une fois par cycle par le satellite pour converger vers la réalité Xt. Nous discuterons de ce point dans la conclusion et les perspectives du manuscrit. On impose dans le système que ces 4 tronçons sont observés, sur un cycle SWOT, autant de fois que leur plus proche voisin situé en aval. La figure 39 illustre le nombre de repassages SWOT qu'on considère au dessus de chacun des 165 tronçons du bassin, au cours d'un cycle complet de 21 jours.

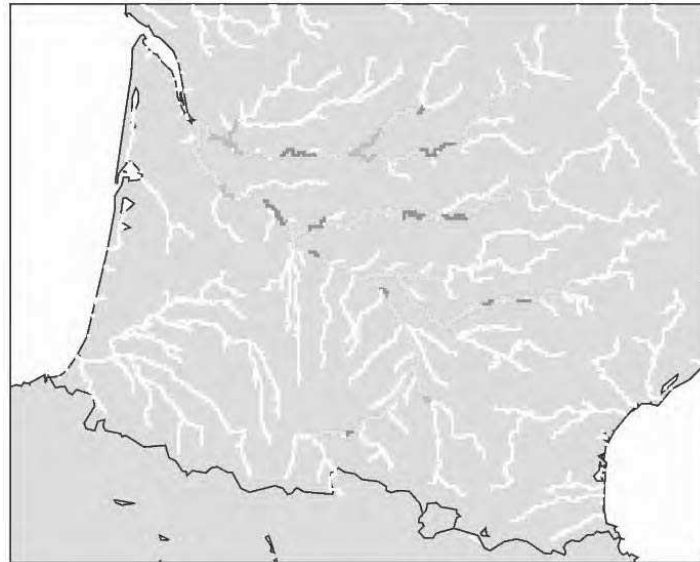


Figure 39. Nombre d'observations SWOT par cycle de 21 jours sur l'ensemble des tronçons du bassin de la Garonne (bleu foncé : 1, bleu clair : 2, vert : 3, orange : 4)

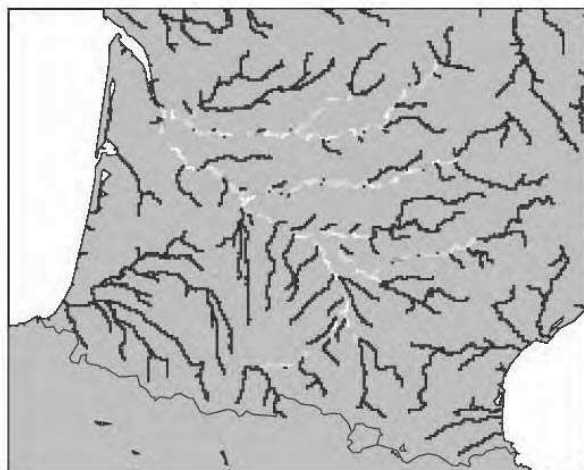
2.4.1. Assimilation de profondeurs en rivière (1)

Bref descriptif : Dans cette expérience, on assimile des profondeurs d'eau sur des fenêtres d'assimilation de 48h pendant une durée de deux ans et demi. L'objectif principal est d'analyser si les ébauches X_b du système sont capables de converger vers un état stable, et de tendre vers la réalité X_t .

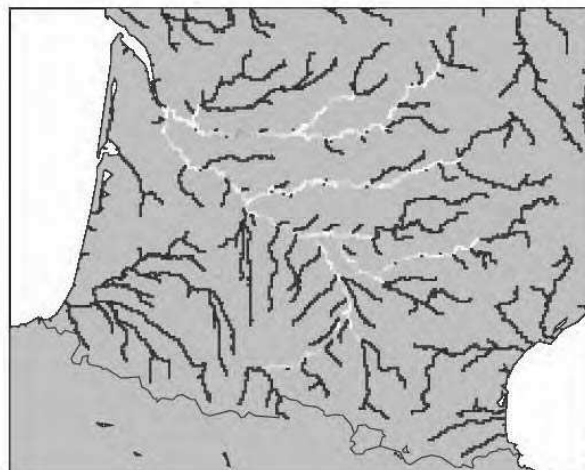
Fiche technique

- Assimilation de **profondeurs d'eau**
- durée de chaque fenêtre : **48 h**
- Date de début de l'expérience : **1^{er} août 1995**
- Date de fin de l'expérience : **31 janvier 1998**
- 1^{ère} ébauche : « réalité » des 165 coefficients de Manning perturbée de façon gaussienne centrée, avec $\sigma = 5 Ks$
- Définition de la matrice B : **diagonale**, chaque valeur est égale à la **variance de toutes les ébauches autour de la réalité**. Seuil minimal fixé à $(1.5 Ks)^2$ à partir du 322^{ème} cycle.
- Définition de la matrice R : **diagonale**, chaque valeur est égale à $(10 \text{ cm})^2$

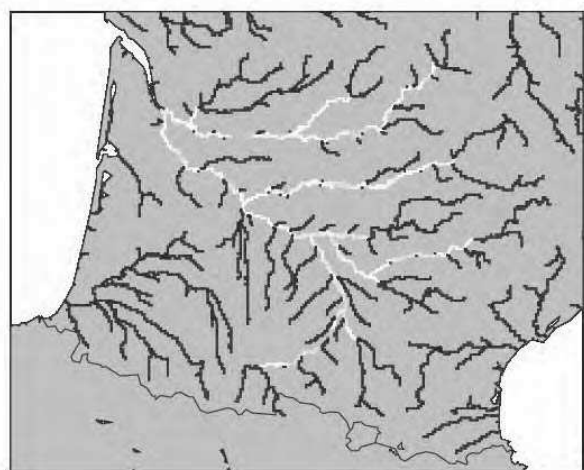
Dans cette première expérience, on cherche à montrer qu'à partir d'un état aléatoire perturbé de chacune des ébauches X_b du système, on arrive à converger vers un état stable qui se rapproche de la réalité X_t . On propose de bruitez chacune des ébauches de façon gaussienne (bruit centré d'écart-type $\sigma = 5 Ks$, voir fiche technique), et de démarrer l'expérience d'assimilation à partir de cet état du modèle à paramètres perturbés. Dans la figure 40, les différences entre l'ébauche et la réalité ($X_b - X_t$) sont affichées sous forme de cartes pour 4 instants distincts, sur chacun des 165 tronçons du bassin de la Garonne. Après un an environ, une grande majorité des valeurs convergent vers la réalité X_t ($\pm 1 Ks$).



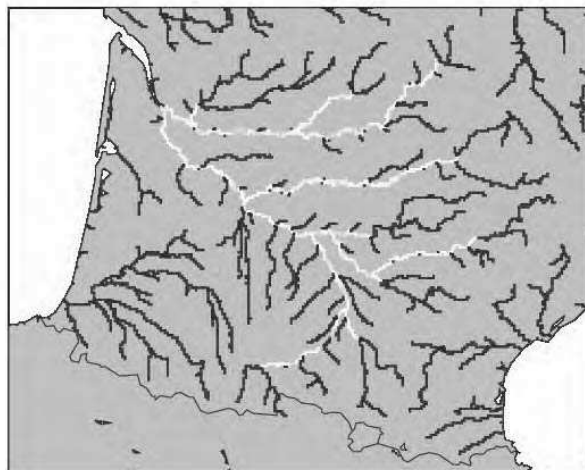
A) 1^{er} août 1995



B) 1^{er} novembre 1995



C) 1^{er} février 1996



D) 31 juillet 1996

Figure 40. Illustration de la différence entre l'ébauche des coefficients de Manning et la réalité ($X_b - X_t$) sur le bassin de la Garonne, au tout début de l'expérience (A), après 46 cycles (B), après 92 cycles (C), et après 183 cycles d'assimilation ou un an (D). Les tronçons avec des erreurs sur le Kstr inférieures à 1 sont tracés en blanc.

2.4.1-A. Evolution du Kstr au cours de l'expérience

La figure 41 illustre de façon plus précise la vitesse de convergence de chacun des tronçons,

en affichant la différence entre chacune des ébauches et leurs réalités respectives au cours des cycles d'assimilation (48 heures par cycle). 165 courbes sont tracées sur cette figure, correspondant aux 165 tronçons définis sur le bassin de la Garonne. Avec 48 heures par cycle, le début de l'expérience au cycle 0 est fixé au 1^{er} août 1995, et l'expérience se termine au cycle 467 le 31 janvier 1998. A partir du cycle 322, chaque terme diagonal de la matrice de covariance d'erreur d'ébauche B est seuillé à $(1.5 Ks)^2$.

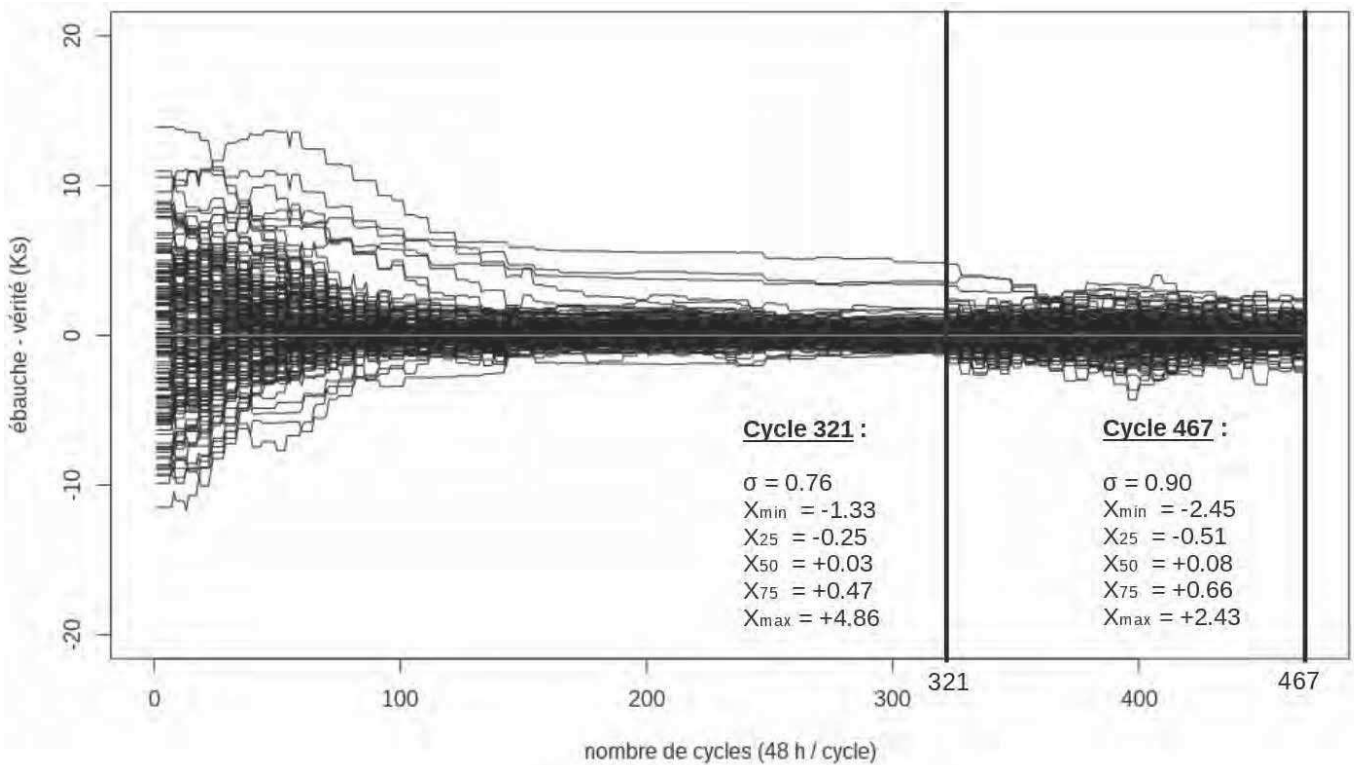


Figure 41. Evolution temporelle (1er août 1995 au 31 janvier 1998) de la différence entre l'ébauche X_b et la réalité X_t des coefficients de Manning du système. Les 165 courbes tracées en noir représentent la valeur $(X_b - X_t)$ des 165 tronçons définis sur le bassin de la Garonne. La droite rouge horizontale équivaut à une différence nulle entre X_b et X_t . Pour les cycles 321 et 467 : on représente l'écart-type σ des 165 termes $(X_b - X_t)$ du système, ainsi que la valeur minimale, le 1er quartile, la médiane, le 3e quartile et la valeur maximale de $(X_b - X_t)$.

Une grande majorité des ébauches converge vers la réalité à partir du cycle 180 environ. Ensuite jusqu'au cycle 321, le système est assez stable avec un écart-type $\sigma = 0.76 Ks$ entre les 165 valeurs $(X_b - X_t)$ du système. On peut noter que les paramètres de trois tronçons ne convergent pas vers leurs réalités respectives X_t . Ces trois ébauches sont représentées par les trois courbes détachées du paquet principal, entre le cycle 180 environ et le cycle 321, et correspondent à trois tronçons situés sur la Garonne à une quarantaine de km en amont de Portet s/ Garonne. Les valeurs des Jacobiennes sur ces tronçons sont particulièrement faibles. Pour faciliter la convergence, on propose à partir du cycle 322 de seuiller chaque terme

diagonal de B à une valeur de $(1.5 Ks)^2$. Cette modification a un impact sensible sur l'évolution de chacune des ébauches du système. En effet à partir du cycle 322, on constate que les trois courbes qui étaient détachées du paquet principal se rapprochent de façon visible vers la réalité. En contre-partie, la dispersion de chacune des ébauches autour de leur réalité augmente, attestée par une valeur de σ passant de $0.76 Ks$ au cycle 321 à $0.90 Ks$ au cycle 467. Sur la figure 42, on trace l'évolution temporelle de la racine de la moyenne des termes diagonaux (écart-type) de la matrice B, entre le cycle 0 et le cycle 467.

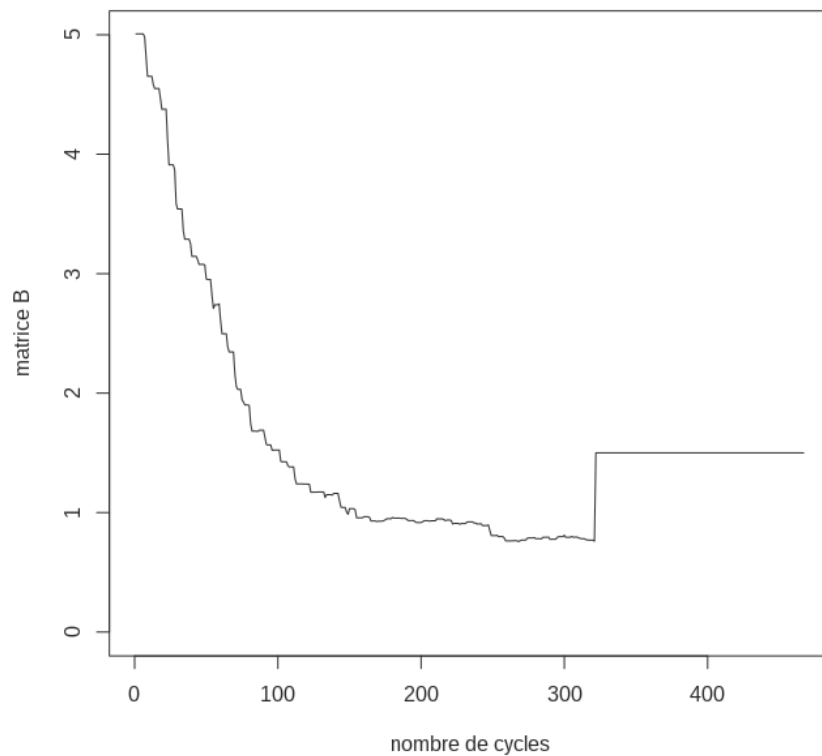


Figure 42. Evolution temporelle de la racine de la moyenne des termes diagonaux (écart-type) de la matrice B. Entre les cycles 0 et 321, chaque valeur de la trace équivaut à la variance de l'ensemble des valeurs $(Xb - Xt)$ du système. A partir du cycle 322 et jusqu'à la fin de l'expérience, chaque terme diagonal de B est égal à $(1.5 Ks)^2$.

En accord avec l'équation du BLUE (Cf Eq. 13), la balance entre la matrice d'erreur d'ébauche B et d'observation R joue un rôle primordial pour permettre à l'état analysé Xa d'être différent de son ébauche Xb. On peut décrire deux cas de figure principaux de balance entre les matrices B et R :

- **Cas 1** : Si l'erreur d'observation R est faible par rapport à l'erreur d'ébauche B, cela signifie qu'on fait davantage confiance aux observations qu'à l'ébauche du système : les $Kstr$ vont

évoluer de telle sorte à faire beaucoup confiance aux observations bruitées, et oscilleront ainsi autour de la réalité en suivant les amplitudes de ce bruit.

- **Cas 2** : A l'inverse, si l'erreur d'ébauche B est faible par rapport à l'erreur d'observation R, cela signifie que l'influence des observations sur le système est faible et que l'on fait davantage confiance à l'ébauche : l'évolution des K_{str} tend donc à se stabiliser au cours du temps.

2.4.1-B. Cas de difficulté de convergence des K_{str}

L'expérience qu'on détaille dans cette sous-section nous montre que trois tronçons du système (situés sur la Garonne aval) détachés du paquet principal (appelons les T1, T2 et T3) n'évoluent presque plus entre les cycles 180 et 320 (voir Fig. 41) : les valeurs contenues dans la diagonale de la matrice B sont trop faibles par rapport à celles contenues dans la diagonale de R. Cela signifie que malgré une différence significative des valeurs entre l'équivalent modèle des observations $H(X_b)$ et les observations Y_o , l'incrément $X_a - X_b$ d'un cycle sera toujours faible pour ces trois tronçons. Cela s'explique par un troisième terme clé qui intervient dans l'équation du BLUE : la Jacobienne **H**.

Après une analyse des termes de plusieurs Jacobiennes sur chacun des tronçons du bassin de la Garonne, on se rend compte que les hauteurs d'eau des trois tronçons T1, T2 et T3 présentent de faibles sensibilités à une perturbation de X_b , autrement dit que leur ratio $\partial H / \partial X_b$ est petit. La sensibilité de la hauteur d'eau à une perturbation du coefficient de Manning peut varier de façon significative selon le tronçon qu'on étudie. Cela s'explique par le fait que les propriétés physiques (largeur (W), pente de fond (S_o) et coefficient de Manning (K_{str})) de chaque tronçon sont différentes. A partir de l'équation de Manning (Eq. 22), on peut montrer que le produit $K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_o}$ a un impact direct sur les valeurs de la Jacobienne **H**. Autrement dit, plus ce produit est grand, plus la sensibilité de la hauteur d'eau à une perturbation du coefficient de Manning a tendance à être faible. Inversement plus ce produit est petit, plus la sensibilité de la hauteur d'eau à une perturbation du coefficient de Manning a tendance à être grande (Fig. 43).

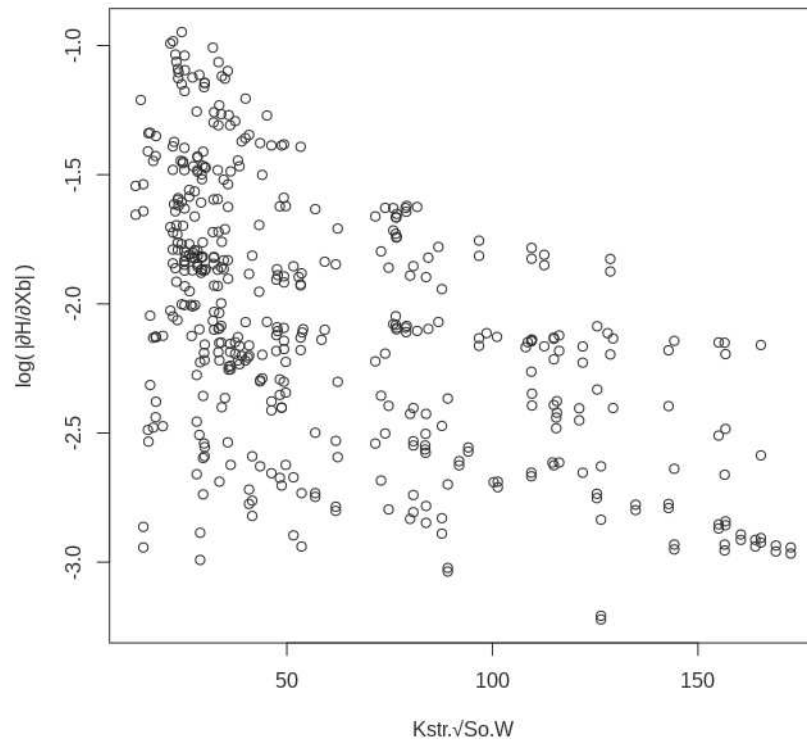


Figure 43. Représentation du logarithme décimal de $|\partial H/\partial X_b|$ en fonction du produit $K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_o}$. Plus le produit est grand, plus la valeur absolue de la Jacobienne est faible, et donc plus la valeur de son logarithme tend à être négative. Tous les points affichés sur le graphique ont été calculés à partir de 5 matrices Jacobienne différentes sur un cycle SWOT complet, entre les cycles 200 et 210 de l'expérience.

Des faibles valeurs de la Jacobienne vont limiter l'incrément $(X_a - X_b)$, tandis que des valeurs importantes de la Jacobienne vont permettre d'accroître l'incrément. Il y a donc un lien direct important entre l'incrément et le produit $K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_o}$ d'un tronçon. Sur le graphique illustré en figure 44, on trace l'histogramme des fréquences du produit $K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_o}$ pour chacun des tronçons du bassin au cycle numéro 200 de l'expérience. L'histogramme révèle une distribution assez aléatoire du produit $K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_o}$ sur chacun des tronçons du bassin de la Garonne, avec un pic entre 20 et 30. Les trois tronçons T1, T2 et T3 ont des valeurs comprises dans la plage 160-180, et font donc partie des cinq portions de rivière du bassin dont le produit $K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_o}$ est le plus élevé. On montre ainsi que la jacobienne \mathbf{H} dépend de ce produit, et que plus sa valeur est faible, plus l'incrément a tendance à se limiter à une faible valeur. Il est important de noter que d'autres portions de rivière parmi les 165 tronçons du système ont un produit $K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_o}$ élevé et donc des termes de Jacobienne faibles, mais ne sont pas mis en évidence sur la figure 41 car confondus avec un grand nombre d'autres tronçons dans le paquet principal. Le fait que leur première ébauche X_b soit proche de leur réalité leur permet donc de

facilement converger.

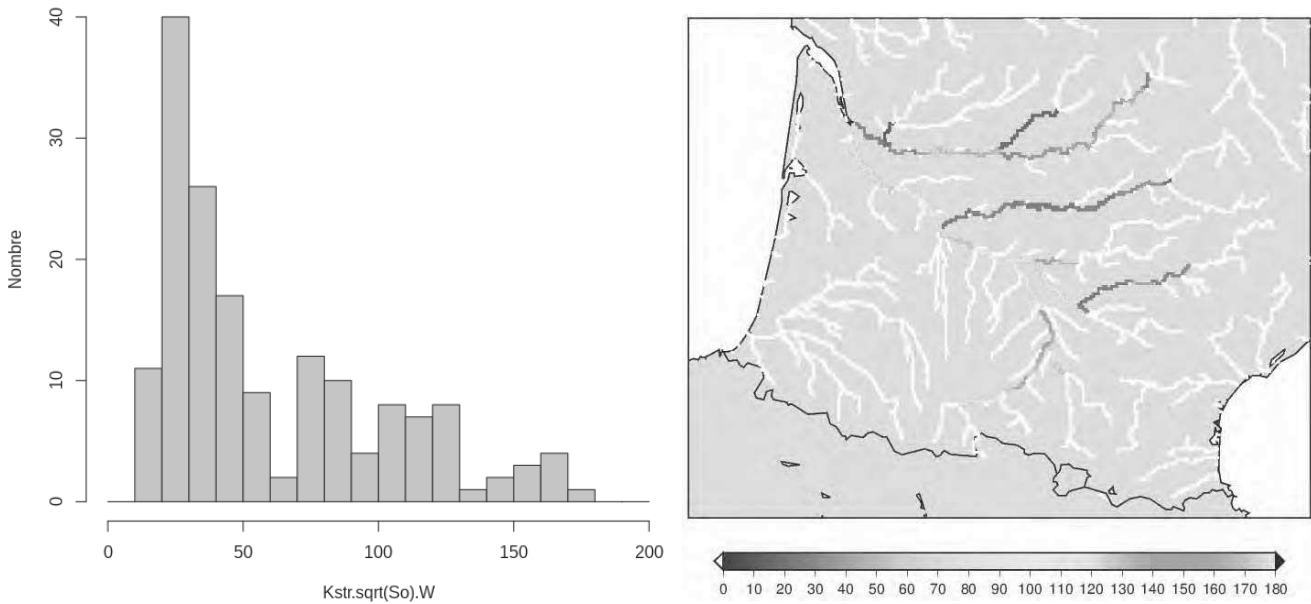


Figure 44 . Histogramme des produits $Kstr \cdot W \cdot \sqrt{So}$ pour les 165 tronçons du bassin de la Garonne (gauche), et répartition spatiale (droite).

2.4.1-C. Impact de l'assimilation sur les écoulements en rivière

On a pris le temps dans les précédents paragraphes de s'intéresser à l'étude du coefficient de rugosité $Kstr$, paramètre hydrologique déterminant influençant les écoulements d'eau en rivière. Par conséquent, il est intéressant d'analyser quelle est la conséquence de l'assimilation de données sur la simulation de ces écoulements. Sur les figures 45 et 46, on illustre sous forme d'évolution temporelle la hauteur d'eau analysée et la hauteur d'eau vraie (issue de la simulation de référence), pour deux tronçons localisés le long de la Garonne aval, correspondant aux stations de Lamagistère et Tonneins. Dans la partie basse de ces figures, l'évolution du coefficient de Manning au cours des cycles d'assimilation est tracée. Il y a un lien direct entre le coefficient de Manning et la hauteur d'eau. Plus sa valeur est élevée, plus le fond de la rivière est lisse et donc plus la hauteur d'eau a tendance à diminuer. A l'inverse, une faible valeur de $Kstr$ correspond à un lit rugueux, et donc en accord avec l'équation de Manning (Cf Eq. 22) à une hauteur d'eau plus importante.

- Dans la figure 45, on débute l'expérience avec un coefficient de rugosité $11 K_s$ au-dessus de la réalité X_t pour la station de Lamagistère, au tout début de l'expérience jumelle. Cela correspond à une hauteur d'eau moyenne de 10 à 20 cm plus basse que la hauteur « vraie » en régime standard, jusqu'à plus de 50 cm en crue. La hauteur d'eau analysée se rapproche progressivement de la hauteur « vraie » au cours des cycles, avec une différence tendant à se stabiliser sous la barre des 5 cm après 10 mois d'assimilation environ. Sur le graphique, la convergence est attestée par les deux courbes rouges et noires qui ont tendance à se confondre à partir de 300 jours (10 mois) d'assimilation environ.

- Dans la figure 46, le coefficient de rugosité est environ $9 K_s$ en dessous de la réalité X_t pour la station de Tonneins, au tout début de l'expérience. Cela correspond à une hauteur d'eau moyenne de 5 à 10 cm plus haute que la hauteur « vraie » en régime standard, jusqu'à plus de 40 cm en crue. Au cours des cycles d'assimilation, on constate que la hauteur d'eau analysée se rapproche progressivement de la hauteur d'eau « vraie », si bien que la différence entre ces deux hauteurs tend à se stabiliser entre 0 et 5 cm à partir de 7 mois d'assimilation environ. Sur le graphique, on voit en effet que les deux courbes rouges et noires sont presque confondues à partir de 200 jours d'assimilation.

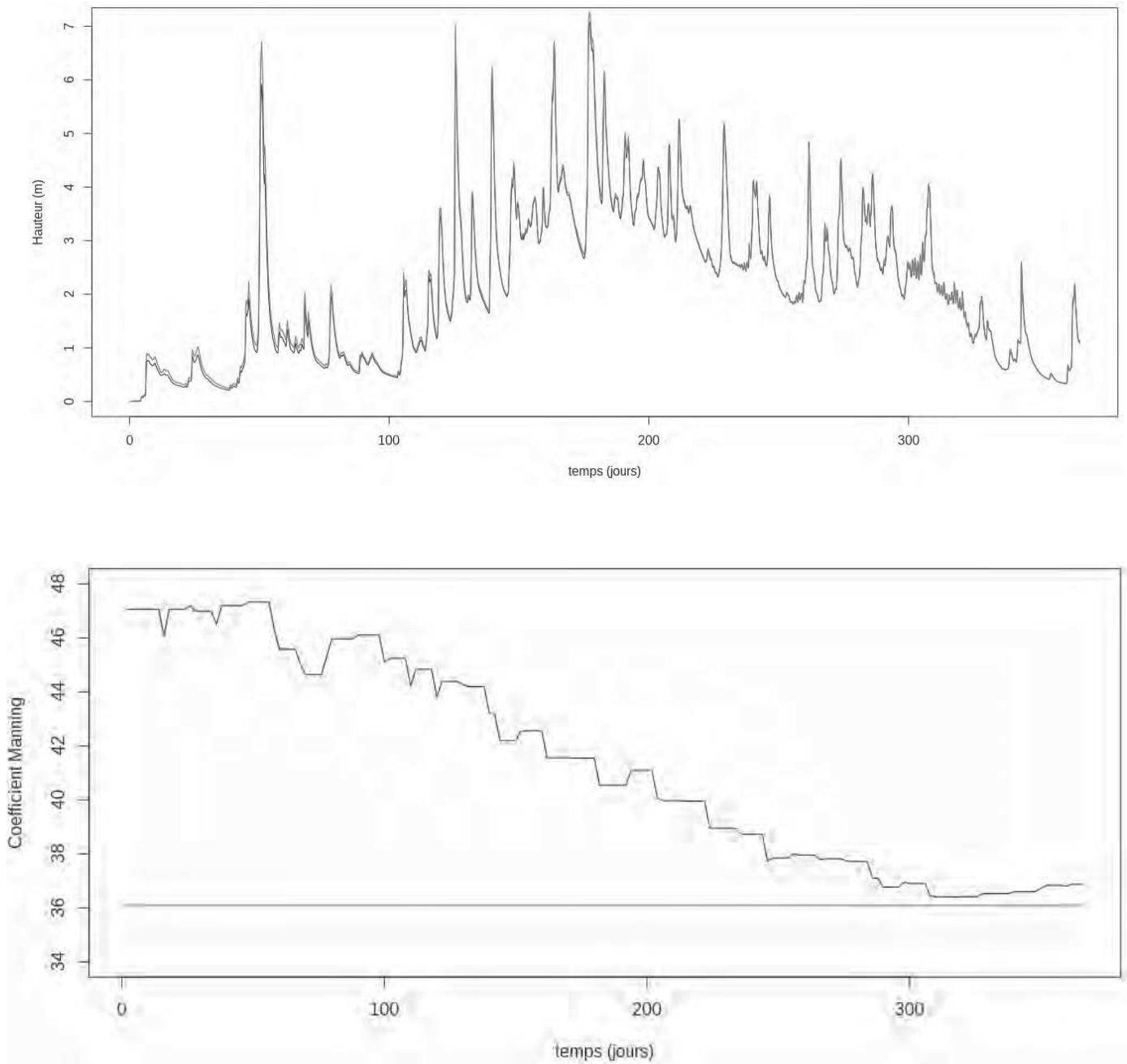


Figure 45. Représentation de l'évolution temporelle de la hauteur d'eau et du coefficient de Manning à la station de Lamagistère, sur une période comprise entre le 1^{er} août 1995 et le 31 juillet 1996. Les courbes rouges correspondent aux réalités vers lesquelles on souhaite tendre, et les courbes noires aux analyses de la hauteur d'eau et du coefficient de Manning.

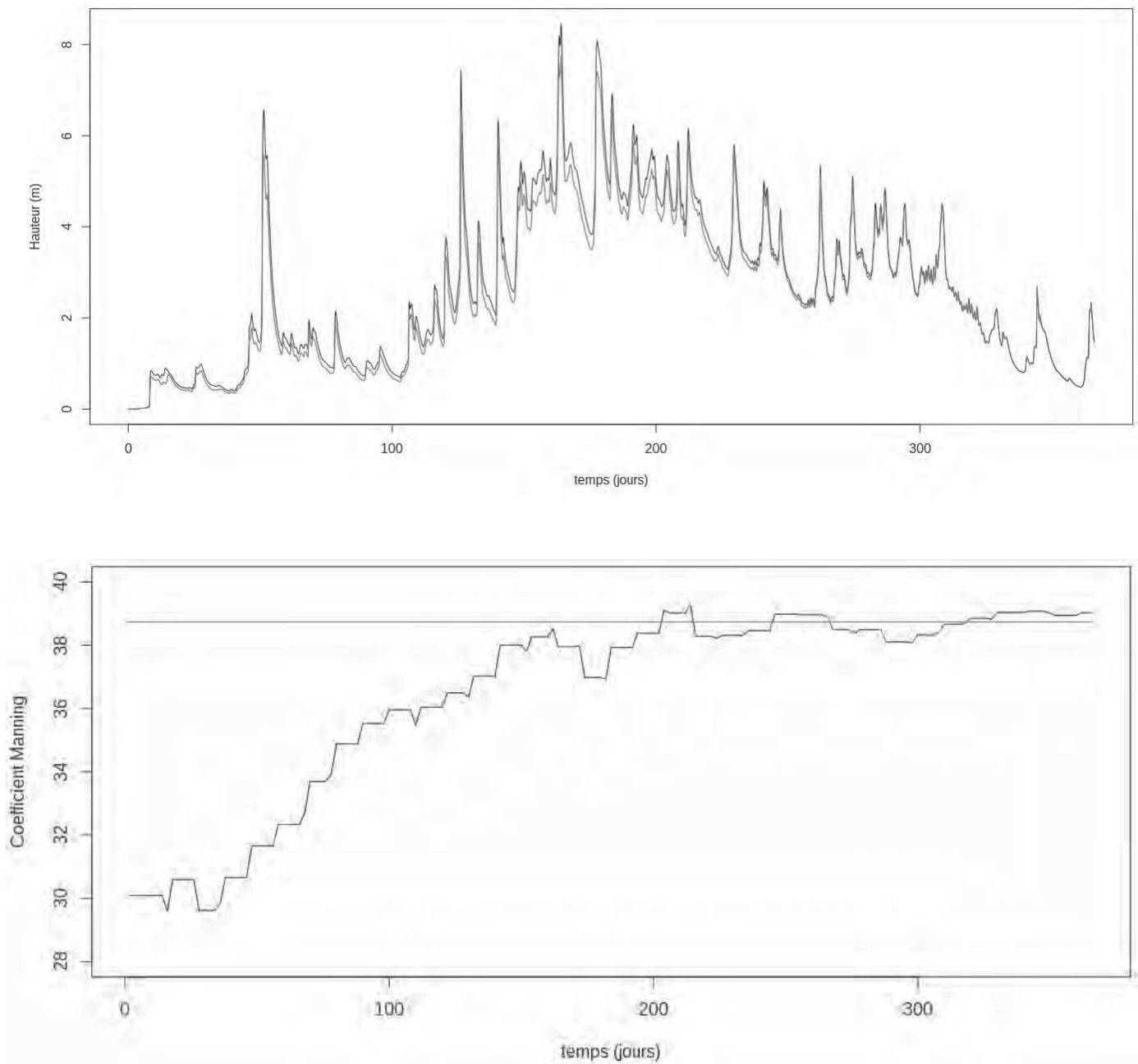


Figure 46. Représentation de l'évolution temporelle de la hauteur d'eau et du coefficient de Manning à la station de Tonneins, sur une période comprise entre le 1^{er} août 1995 et le 31 juillet 1996. Les courbes rouges correspondent aux réalités vers lesquelles on souhaite tendre, et les courbes noires aux analyses de la hauteur d'eau et du coefficient de Manning.

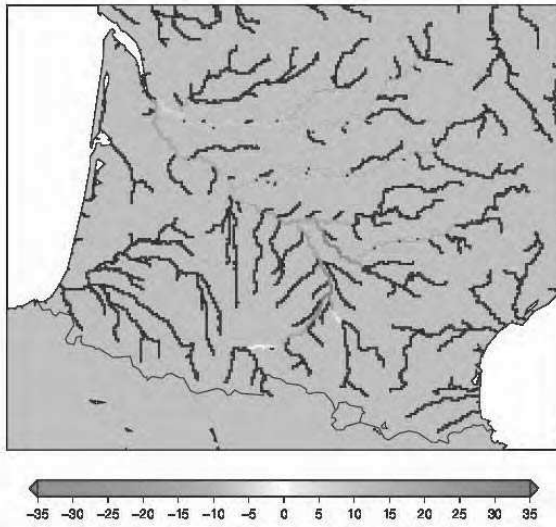
2.4.2. Assimilation de profondeurs avec première ébauche différente (2)

Bref descriptif : Dans cette expérience, on assimile des profondeurs d'eau sur des fenêtres d'assimilation de 48h durant trois ans. L'objectif principal est d'analyser si les ébauches X_b du système sont capables de converger vers un état similaire à celui obtenu dans l'expérience 1, en imposant dans le système une première ébauche différente de celle imposée dans l'expérience 1.

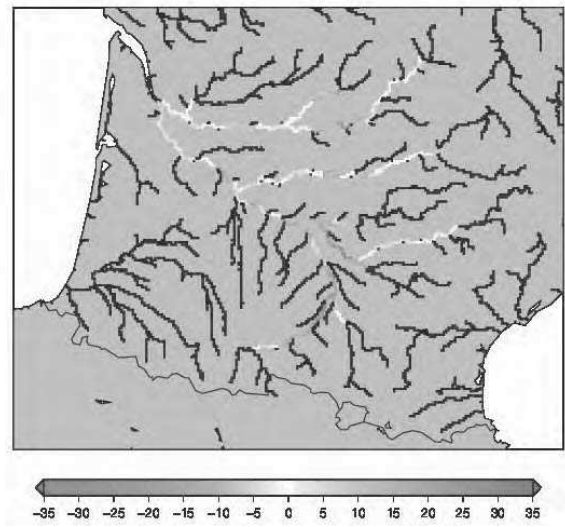
Fiche technique

- Assimilation de **profondeurs d'eau**
- durée de chaque fenêtre : **48 h**
- Date de début de l'expérience : **1^{er} août 1995**
- Date de fin de l'expérience : **31 juillet 1998**
- 1^{ère} ébauche : coefficients de Manning perturbés, chacun **égaux à 25 Ks**
- Définition de la matrice B : **diagonale**, chaque valeur est égale à la **variance de toutes les ébauches autour de la réalité**. Seuil minimal fixé à **(1.5 Ks)²**
- Définition de la matrice R : **diagonale**, chaque valeur est égale à **(10 cm)²**

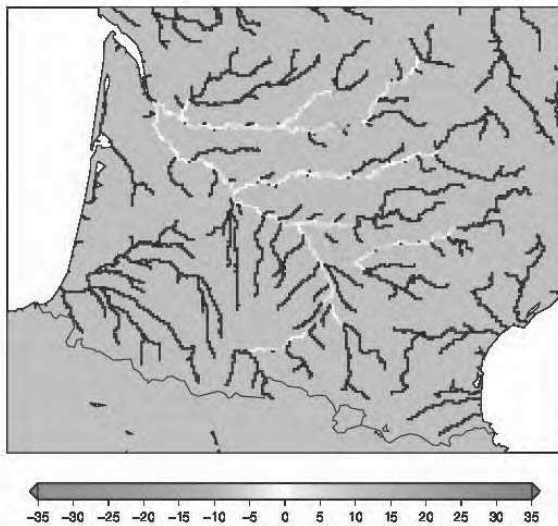
Cette expérience jumelle ressemble beaucoup à la première, sauf qu'on propose cette fois-ci une perturbation différente pour chacune des premières ébauches du système. L'intérêt est de prouver que la convergence des coefficients de Manning vers leur réalité X_t est indépendante du choix de la première ébauche X_b . Evidemment en fonction de l'état du modèle à partir duquel on débute l'expérience, la vitesse de convergence vers la réalité sera plus ou moins grande. Dans cette expérience, on part d'une valeur de 25 Ks pour les coefficients de Manning de chaque tronçon. Cette valeur est proche de la moyenne de tous les coefficients vrais X_t du bassin. Le choix de partir de cette valeur permet de démarrer l'expérience loin de la réalité pour certains tronçons (différence jusqu'à $|30 Ks|$), et donc est intéressante à tester pour analyser si le système arrive à converger au final vers un état stable et proche de la réalité X_t . Dans la figure 47, les différences entre l'ébauche et la réalité ($X_b - X_t$) sont affichées sous forme de cartes à différents instants, sur chacun des 165 tronçons du bassin de la Garonne. Une grande majorité des tronçons converge de façon satisfaisante vers la réalité X_t au bout de trois ans ($\pm 1 Ks$).



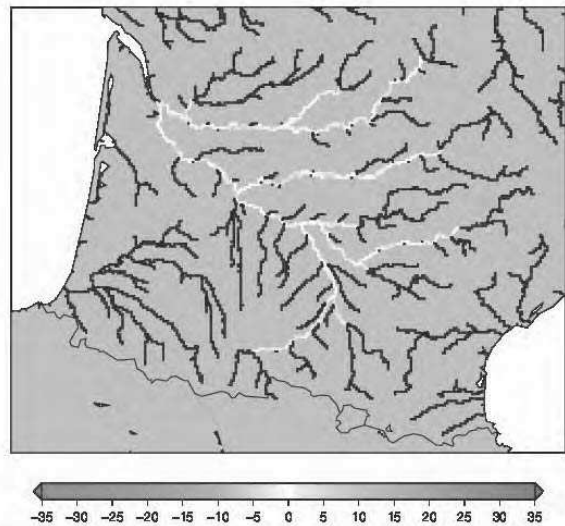
A) 1^{er} août 1995



B) 1^{er} février 1996



C) 1^{er} août 1996



D) 31 juillet 1998

Figure 47. Illustration de la différence entre l'ébauche des coefficients de Manning et la réalité ($X_b - X_t$) sur le bassin de la Garonne, au tout début de l'expérience (A), après 92 cycles (B), après 183 cycles (C), et après 548 cycles d'assimilation ou trois ans (D)

Comme pour l'expérience 1, la figure 48 illustre de façon plus précise la vitesse de convergence de chacun des tronçons, en affichant la différence entre chacune des ébauches et leur réalité respective ($X_b - X_t$) au cours des cycles d'assimilation. 165 courbes sont tracées sur cette figure, correspondant aux 165 tronçons définis sur le bassin de la Garonne. Avec 48

heures par cycle, le début de l'expérience au cycle 0 est fixé au 1^{er} août 1995, et l'expérience se termine au cycle 548 le 31 juillet 1998.

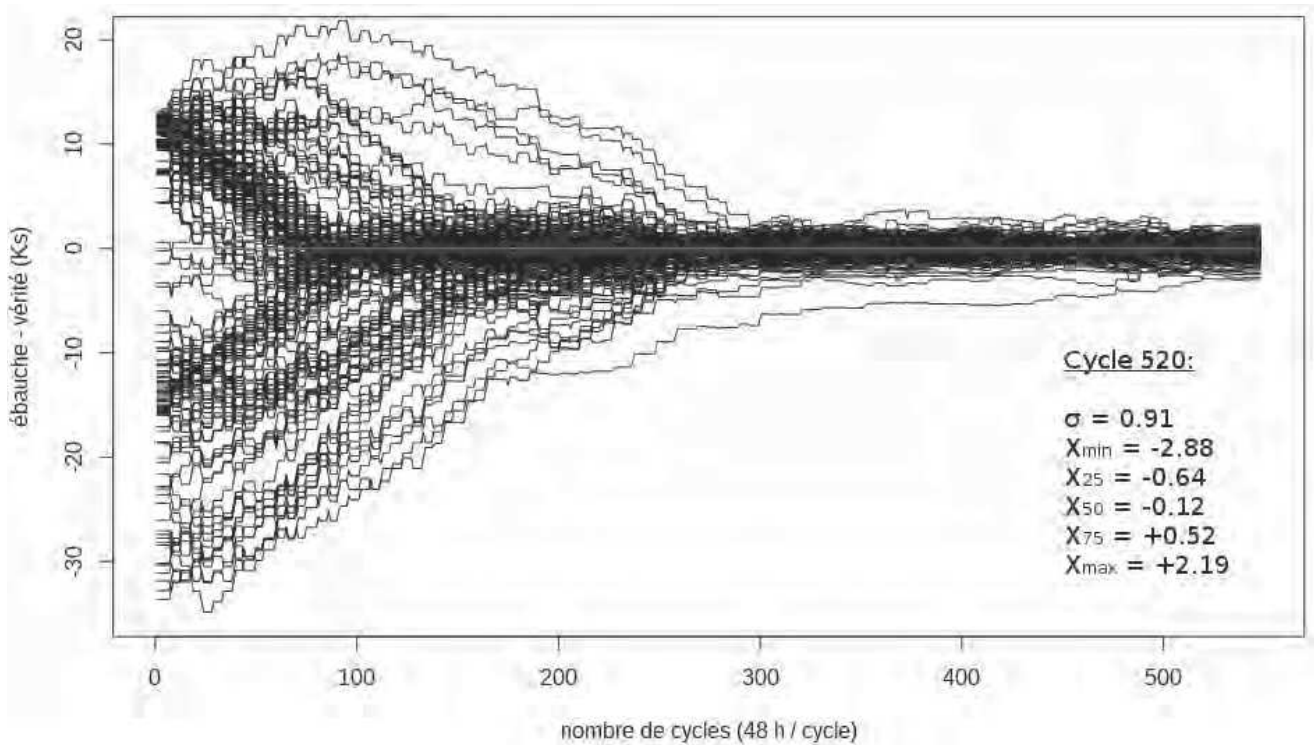


Figure 48. Evolution temporelle (1^{er} août 1995 au 31 juillet 1998) de la différence entre l'ébauche X_b et la réalité X_t des coefficients de Manning du système. Les 165 courbes tracées en noir représentent la valeur $(X_b - X_t)$ des 165 tronçons définis sur le bassin de la Garonne. La droite rouge horizontale équivaut à une différence nulle entre X_b et X_t . Au cycle 520 : on représente l'écart-type σ des 165 termes $(X_b - X_t)$ du système, ainsi que la valeur minimale, le 1^{er} quartile, la médiane, le 3^e quartile et la valeur maximale de $(X_b - X_t)$.

En analysant ce graphique, on constate qu'une grande majorité des ébauches X_b convergent vers un état stable à partir du cycle 280, soit après environ un an et demi d'assimilation. A partir du cycle 520, le système semble se stabiliser et converger vers un état très proche de celui de l'expérience 1 : l'écart-type σ entre les 165 $(X_b - X_t)$ est de **0.91 Ks**, contre 0.90 Ks dans l'expérience 1 au cycle 467. Les quartiles et les valeurs extrêmes de $(X_b - X_t)$ sont également assez proches de ceux calculés à la fin de l'expérience 1.

Il est important de noter qu'en plus d'agir sur la hauteur d'eau, la valeur du coefficient de Manning a un impact important sur la vitesse d'écoulement (Cf chapitre III). De ce fait, il est intéressant d'analyser s'il y a des différences de phasage entre la hauteur d'eau analysée et vraie $H(X_t)$ (hauteur issue du coefficient de Manning vrai X_t). Sur la figure 49, on illustre la hauteur

d'eau analysée et la hauteur vraie pour les stations de Lamagistère et de Bergerac. A Lamagistère, on débute l'expérience avec un coefficient de rugosité plus bas que la réalité X_t (différence négative de 13.7 K_s). Par conséquent, la hauteur d'eau simulée par le modèle est plus élevée que la hauteur d'eau vraie, avec une différence positive de 15-20 cm en régime standard, jusqu'à plus de 80 cm en régime de crue. A Bergerac, on est dans le cas inverse puisqu'on débute l'expérience avec un coefficient de Manning plus élevé que la réalité (différence positive de 7.5 K_s) : la hauteur d'eau simulée est donc moins élevée que la hauteur d'eau réelle, avec une différence négative de 20-30 cm en régime standard, jusqu'à plus de 1 m en régime de crue. Cette explication n'apporte rien de nouveau par rapport à la première expérience. Aussi bien dans la première que la 2^e expérience, on montre en effet que la hauteur d'eau est sensible à la valeur du coefficient de rugosité. La nouveauté apportée dans la 2^e expérience se joue au niveau du phasage des écoulements en rivière évoqué au début du paragraphe. Le fait d'imposer une première ébauche égale à 25 K_s sur chacun des tronçons du bassin va diminuer considérablement la vitesse d'écoulement dans la Garonne, et l'augmenter dans la Dordogne. En effet la Figure 47-A nous montre que sur l'ensemble de la Garonne, le coefficient de Manning vrai X_t est **supérieur à 25 K_s** ; la figure montre par ailleurs que sur l'ensemble de la Dordogne, le coefficient de Manning vrai X_t est **inférieur à 25 K_s** . Un coefficient de rugosité élevé (fond de la rivière lisse) engendre une vitesse d'écoulement importante, tandis qu'un coefficient de rugosité bas (fond de la rivière rugueux) engendre une vitesse d'écoulement faible. De ce fait, on peut aisément montrer qu'à Lamagistère (située le long de la Garonne aval), la série temporelle de hauteur d'eau analysée retarde sur la série temporelle de hauteur d'eau vraie $H(X_t)$: retard d'environ 1 jour. A l'inverse à Bergerac, l'eau arrive en avance par rapport à la réalité : avance d'environ 1 jour. Pour les deux stations au bout d'un an environ, le décalage temporel tend à s'effacer complètement, et la différence entre la hauteur d'eau analysée et vraie passe progressivement sous la barre des 10 cm, quel que soit le régime d'écoulement.

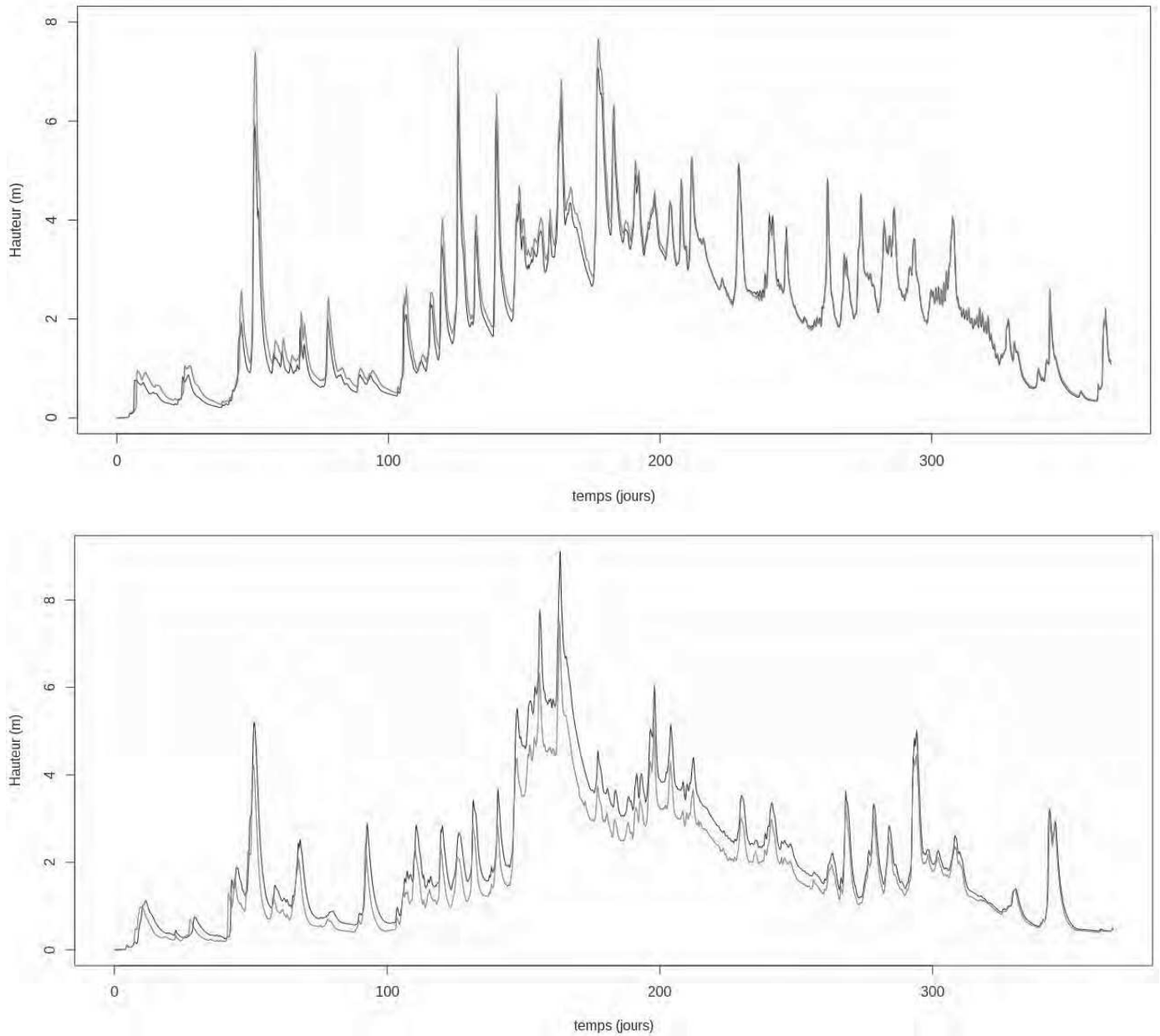


Figure 49. Représentation de l'évolution temporelle de la hauteur d'eau à la station de Lamagistère (haut) et Bergerac (bas), sur une période comprise entre le 1^{er} août 1995 et le 31 juillet 1996. Les courbes noires correspondent aux réalités vers lesquelles on souhaite tendre, et les courbes rouges aux analyses de la hauteur d'eau.

2.4.3. Assimilation de différences de profondeurs (3)

Bref descriptif : Dans cette expérience, on assimile des différences de profondeurs d'eau sur des fenêtres d'assimilation de 42 jours durant cinq ans. L'idée est de se comparer de façon plus réaliste aux produits fournis par SWOT qui n'observa non pas des profondeurs mais des élévations d'eau. L'objectif principal est d'analyser si les ébauches X_b du système sont capables de converger vers un état stable, et de tendre vers la réalité X_t .

Fiche technique

- Assimilation de **différences de profondeurs d'eau**
- durée de chaque fenêtre : **42 jours**
- Date de début de l'expérience : **1^{er} août 1995**
- Date de fin de l'expérience : **15 avril 2001**
- 1^{ère} ébauche : « réalité » des 165 coefficients de Manning perturbée de façon gaussienne centrée, avec $\sigma = 5 Ks$
- Définition de la matrice B : **diagonale**, chaque valeur est égale à la **variance de toutes les ébauches autour de la réalité**. Seuil minimal fixé à **$(2.12 Ks)^2$**
- Définition de la matrice R : **diagonale**, chaque valeur est égale à **$(14.1 cm)^2$**

2.4.3-A. Assimilation de différences de hauteurs : justification

La volonté d'assimiler des différences de profondeurs en rivière (ΔH) dans MODCOU est fondée sur l'argument suivant : SWOT n'observera non pas des profondeurs d'eau, mais des élévations d'eau par rapport à un niveau connu, le géoïde de référence. Dans notre cas d'étude, on ne connaît pas précisément l'élévation du fond du lit de chacune des mailles-rivière de MODCOU, on ne peut donc pas connaître l'élévation d'eau des rivières. En admettant que l'élévation du fond du lit est constante dans le temps, l'assimilation de différences de profondeurs d'eau en rivière équivaut à assimiler des différences d'élévation d'eau. On simule ainsi la possibilité de s'affranchir de l'information bathymétrique qui ne sera pas renseignée par SWOT.

2.4.3-B. Description de l'assimilation de ΔH dans le modèle

Afin de pouvoir assimiler des ΔH dans notre modèle, il est nécessaire d'avoir au moins deux observations de profondeur sur une fenêtre d'assimilation. Sur la figure 50, on propose trois cas différents qui peuvent se présenter sur un tronçon de rivière choisi :

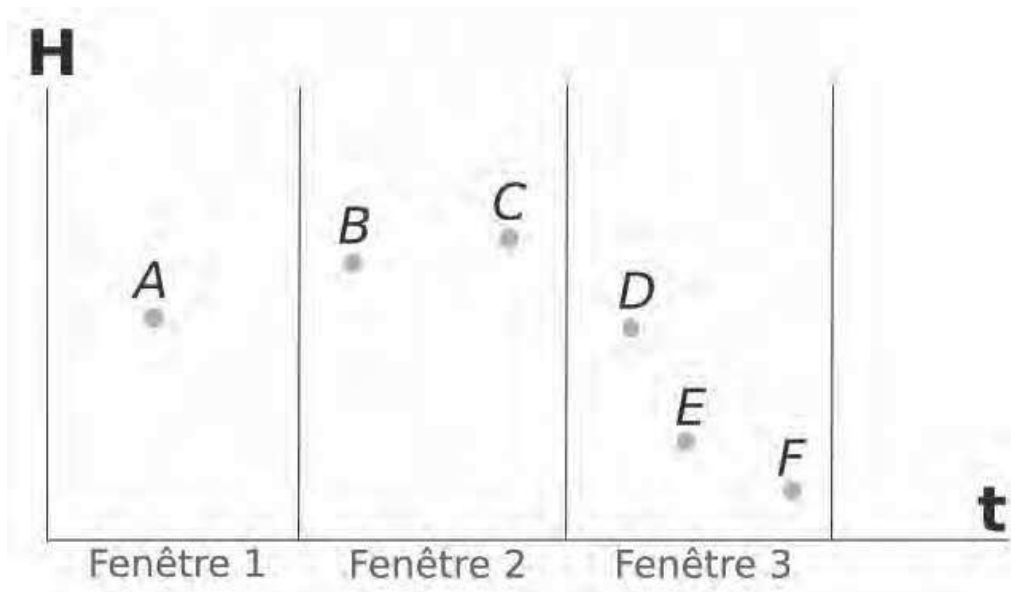


Figure 50. Illustration de profondeurs observées au cours du temps sur un tronçon de rivière, sur trois fenêtres d'assimilation. L'axe des ordonnées représente la profondeur H et l'axe des abscisses le temps t .

- **Cas I** : Dans la 1ère fenêtre, il y a **une seule observation** de H . Il est donc impossible d'assimiler un ou plusieurs termes ΔH .
- **Cas II** : Dans la 2ème fenêtre, il y a **deux observations** de H . Il est donc possible d'assimiler le terme $H_C - H_B$.
- **Cas III** : Dans la 3ème fenêtre, il y a **trois observations** de H . Il est décidé d'assimiler dans ce cas de figure les termes $H_E - H_D$ et $H_F - H_E$ dans le modèle. On considère l'information $H_F - H_D$ redondante, et donc nous décidons de ne pas assimiler ce terme.
- **Cas IV** : Si **aucune observation** ne tombe sur une fenêtre d'assimilation, on se retrouve dans la même situation que le cas I. Si **quatre ou plus d'observations** tombent sur une fenêtre, alors on se retrouve dans la même situation que le cas III, et seuls les couples d'observation les plus proches temporellement sont assimilés afin d'éviter la redondance d'information.

Pour qu'il y ait ainsi à chaque fenêtre d'assimilation au moins deux observations Y_0 qui tombent sur chacun des 165 tronçons du système, on décide de fixer la durée des fenêtres à **42 jours**. Cette durée équivaut à la durée de 2 cycles SWOT complets. Comme on a au moins une observation Y_0 par tronçon et par cycle, cette durée de 42 jours est nécessaire pour être sûr d'avoir au moins 2 observations par cycle du satellite sur tous les tronçons.

2.4.3-C. Choix de l'erreur d'observation et d'ébauche

Dans les expériences d'assimilation 1 et 2 détaillées précédemment, on considère que la matrice de covariance d'erreur d'observation R est diagonale et que chaque terme σ^2 est égal à $(10 \text{ cm})^2$. En assimilant des ΔH au lieu de profondeurs H , $\sigma^2 = (14.1 \text{ cm})^2$. En effet les propriétés des variances donnent l'information suivante (Eq. 26) lorsqu'on assimile le terme $H_{t+1} - H_t$, 2 hauteurs différentes choisies aux instants $t+1$ et t .

$$Var(H_{t+1} - H_t) = Var(H_t) + Var(H_{t+1}) - 2cov(H_t, H_{t+1}) \quad (26)$$

On considère que les deux observations H_{t+1} et H_t ne sont pas corrélées. On néglige donc le terme $cov(H_t, H_{t+1})$. Ainsi, en développant numériquement l'équation 26, on obtient $Var(H_t + H_{t+1}) = (14.1 \text{ cm})^2$. L'écart-type σ est donc égal à 14.1 cm : cette valeur est $\sqrt{2}$ fois plus grande que 10 cm (écart-type imposé dans les expériences 1 et 2). Afin de conserver la même balance que dans les expériences 1 et 2, entre les termes diagonaux de la matrice de covariance d'erreur d'ébauche B et la matrice de covariance d'erreur R , on décide d'augmenter la valeur du seuil minimum de la racine des termes diagonaux de B à **2.12 Ks**, valeur qui correspond au seuil défini dans les expériences 1 et 2 (égal à 1.5 Ks) que multiplie $\sqrt{2}$.

2.4.3-D. Impact de l'assimilation sur le coefficient de rugosité

Comme pour les deux précédentes expériences, on illustre dans la figure 51 l'évolution

temporelle de la différence entre ébauche et réalité ($X_b - X_t$) de chaque tronçon du système.

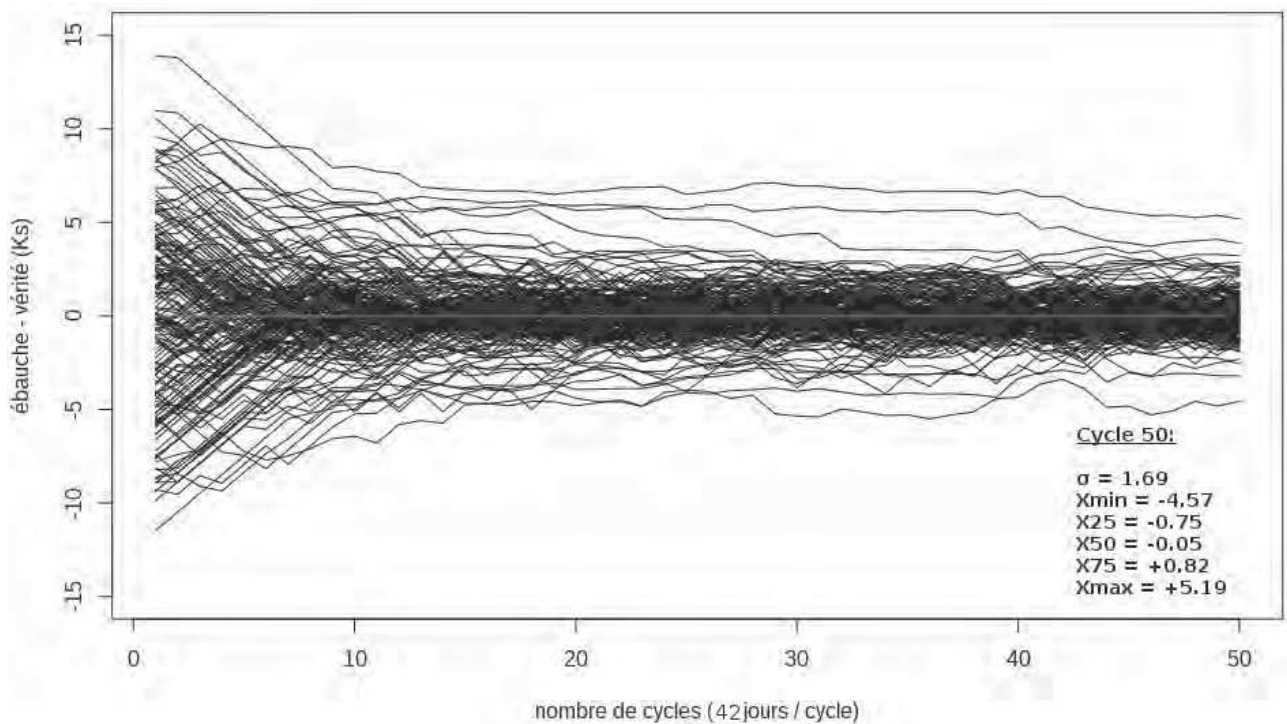


Figure 51. Evolution temporelle (1er août 1995 au 15 avril 2001) de la différence entre l'ébauche X_b et la réalité X_t des coefficients de Manning du système. Les 165 courbes tracées en noir représentent la valeur ($X_b - X_t$) des 165 tronçons définis sur le bassin de la Garonne. La droite rouge horizontale équivaut à une différence nulle entre X_b et X_t . Au cycle 50 : on représente l'écart-type σ des 165 termes ($X_b - X_t$) du système, ainsi que la valeur minimale, le 1er quartile, la médiane, le 3e quartile et la valeur maximale de ($X_b - X_t$).

Au bout d'une vingtaine de cycles d'assimilation environ (2 ans), une grande majorité des paramètres du système converge vers la réalité. Cependant, il faut aller jusqu'au cycle 50 pour afficher une convergence acceptable des coefficients de rugosité, soit 5 ans d'assimilation. On note que l'écart-type de tous les termes ($X_b - X_t$) est moins bon que dans les expériences 1 et 2 ($\sigma = 1.69 Ks$ contre $\sigma = 0.90 Ks$ dans l'expérience 1). Cela s'explique par le fait que les erreurs d'observation et d'ébauche imposées sont plus grandes (respectivement $(14.1 \text{ cm})^2$ et $(2.12 Ks)^2$) que dans les expériences 1 et 2. Les quartiles et maximum affichés sur la figure 51 en témoignent également.

2.4.4. Assimilation de différences de profondeurs issues des modèles hydrauliques (4)

Bref descriptif : Dans cette expérience, on assimile des différences de profondeurs d'eau simulées par des modèles hydrauliques, sur des fenêtres d'assimilation de 42 jours pendant une durée de cinq ans. L'objectif principal est d'analyser si sur les tronçons où sont assimilées les sorties des modèles hydrauliques, les ébauches X_b du système divergent ou non de la réalité X_t .

Fiche technique

- Assimilation de **différences de profondeurs d'eau issues de modèles hydrauliques**
- durée de chaque fenêtre : **42 jours**
- Date de début de l'expérience : **1^{er} août 1995**
- Date de fin de l'expérience : **15 avril 2001**
- 1^{ère} ébauche : « réalité » des 165 coefficients de Manning perturbée de façon gaussienne centrée, avec $\sigma = 5 Ks$
- Définition de la matrice B : **diagonale**, chaque valeur est égale à la **variance de toutes les ébauches autour de la réalité**. Seuil minimal fixé à **(2.12 Ks)²**
- Définition de la matrice R : **diagonale**, chaque valeur est égale à **(14.1 cm)²**

Cette expérience ressemble beaucoup à la précédente au niveau de sa construction, mais cette fois-ci nous proposons de sortir du cadre de l'expérience jumelle, en assimilant des hauteurs d'eau produites par deux modèles hydrauliques sur la Garonne aval. Il s'agit de la portion de rivière Tonneins – La Réole simulée par le modèle MASCARET (Goutal et Maurel 2002), ainsi que la portion Toulouse – Malause simulée par le « 1D shallow water model » de l'IMFT (Larnier 2010). L'étude des sorties de ces deux modèles (décrite antérieurement dans le manuscrit) a permis de conclure que la variabilité spatiale des profondeurs simulées par les modèles hydrauliques est importante (Häfliger et al. 2015), à cause de la forte hétérogénéité spatiale de la forme du lit de la Garonne. Par ailleurs, on a montré qu'une moyenne de ces profondeurs sur des portions de rivière parfois supérieures à 20 km est nécessaire, afin d'éliminer le biais entre les hauteurs simulées par MODCOU et les modèles hydrauliques. De sorte à éviter ainsi d'assimiler des profondeurs trop basses ou trop hautes par rapport à celles simulées par MODCOU, il est décidé de se baser comme dans l'expérience 3 sur des variations temporelles de profondeurs. Ces dernières sont moyennées spatialement à l'échelle des

tronçons définis dans le système d'assimilation. Sur la portion Toulouse - Malause on considère 7 tronçons de rivière, et sur la portion Tonneins – La Réole 9 tronçons. Ainsi sur l'ensemble de ces 16 tronçons (voir répartition spatiale en figure 52), à la place d'assimiler des hauteurs d'eau issues d'une simulation MODCOU de référence, on propose d'assimiler les données des modèles hydrauliques à chaque fois que SWOT observe un ou plusieurs de ces tronçons. Sur les 149 autres tronçons du système, les hauteurs issues de la simulation MODCOU de référence sont utilisées. Quel que soit le tronçon considéré, les erreurs d'observation et d'ébauche sont définies de la même façon que dans l'expérience 3 (voir fiche technique).

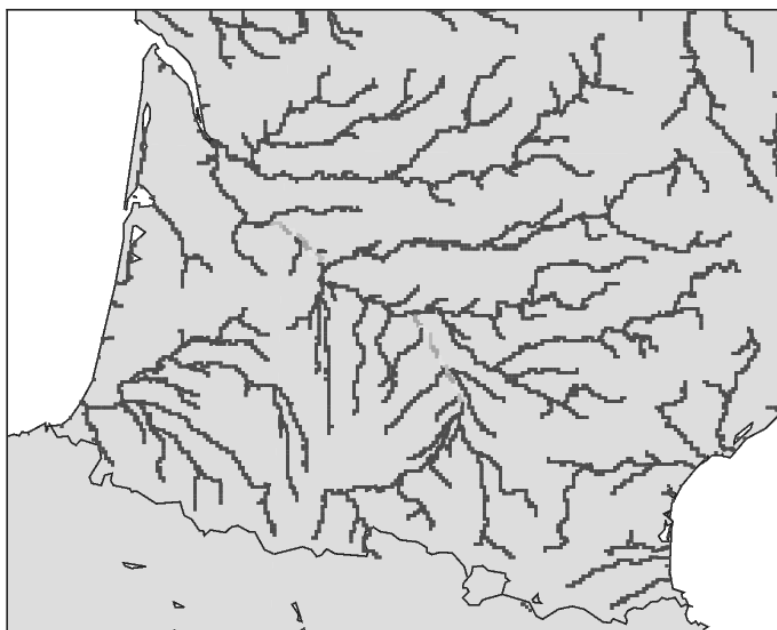


Figure 52. Définition des deux portions de la Garonne par le code couleur bleu-vert-orange (une couleur par tronçon) sur lesquelles sont assimilées les données de modèles hydrauliques.

2.4.4-A. Evolution du K_{str} au cours de l'expérience

Comme pour les précédentes expériences, on cherche à montrer que les coefficients de rugosité X_b du système convergent vers la réalité X_t au bout d'un certain temps. En revanche, pour les tronçons de rivière où on assimile les données des modèles hydrauliques, on ne souhaite pas converger vers X_t puisqu'on n'est pas dans le cas d'une expérience jumelle. Sur ces mêmes tronçons (décrits dans le précédent paragraphe), le coefficient de Manning va converger

vers une valeur V , et seule l'étude de l'impact de cette nouvelle valeur V sur les écoulements va pouvoir permettre de déterminer si la convergence s'opère ou non dans le bon sens. Il est néanmoins intéressant pour ces tronçons de comparer la valeur finale V après assimilation avec la valeur X_t définie dans la simulation de référence MODCOU, comme on le verra juste après. Commençons par afficher le spectre de courbes ébauche – réalité ($X_b - X_t$) en fonction du temps (Fig. 53). Comme pour la troisième expérience, on propose de réaliser l'étude sur une durée de 5 ans.

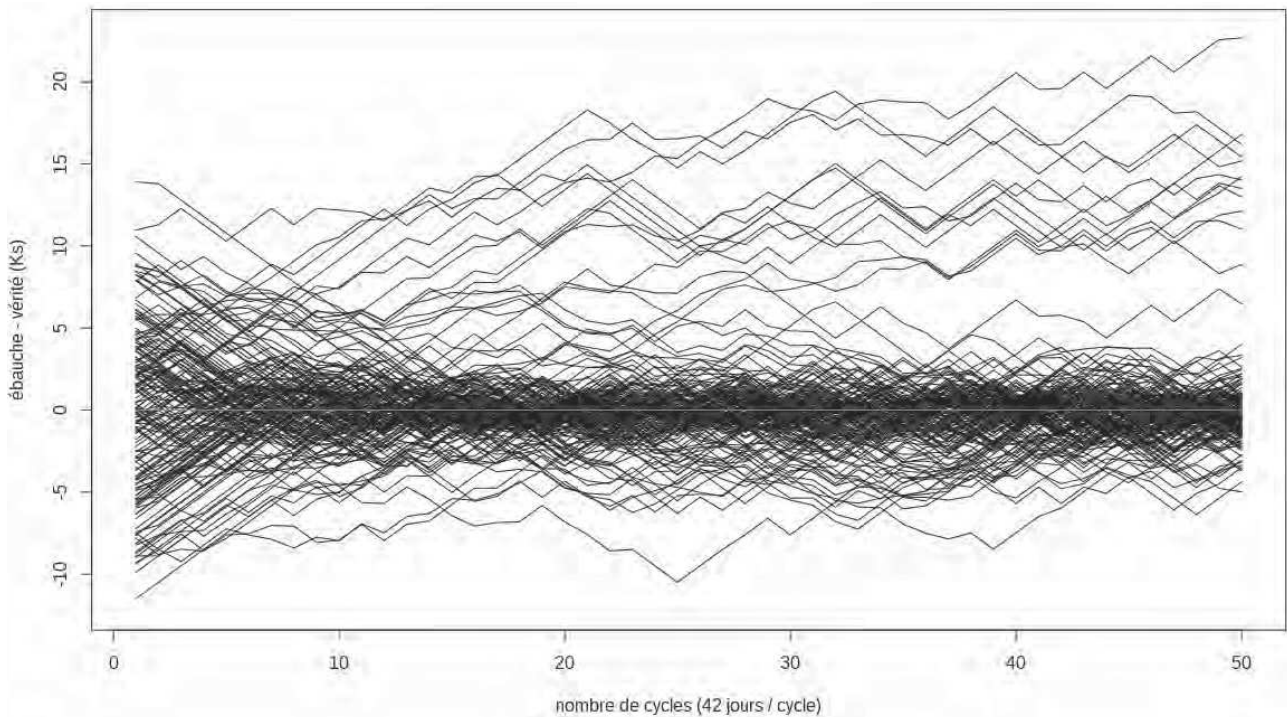


Figure 53. Evolution temporelle (1er août 1995 au 15 avril 2001) de la différence entre l'ébauche X_b et la réalité X_t des coefficients de Manning du système. Les 165 courbes tracées en noir représentent la valeur $(X_b - X_t)$ des 165 tronçons définis sur le bassin de la Garonne. La droite rouge horizontale équivaut à une différence nulle entre X_b et X_t .

Après 5 ans d'assimilation, pour une grande majorité de tronçons, le coefficient de rugosité X_b converge proche de la réalité comme dans l'expérience 3. Sur les 149 tronçons du bassin où on n'assimile pas de données issues des modèles hydrauliques, l'écart-type σ de tous les termes $(X_b - X_t)$ au cycle 50 est de $\sigma = 1.50$ Ks. Sur la figure 54, on met en évidence les 16 autres tronçons sur lesquels les données des modèles hydrauliques sont assimilées.

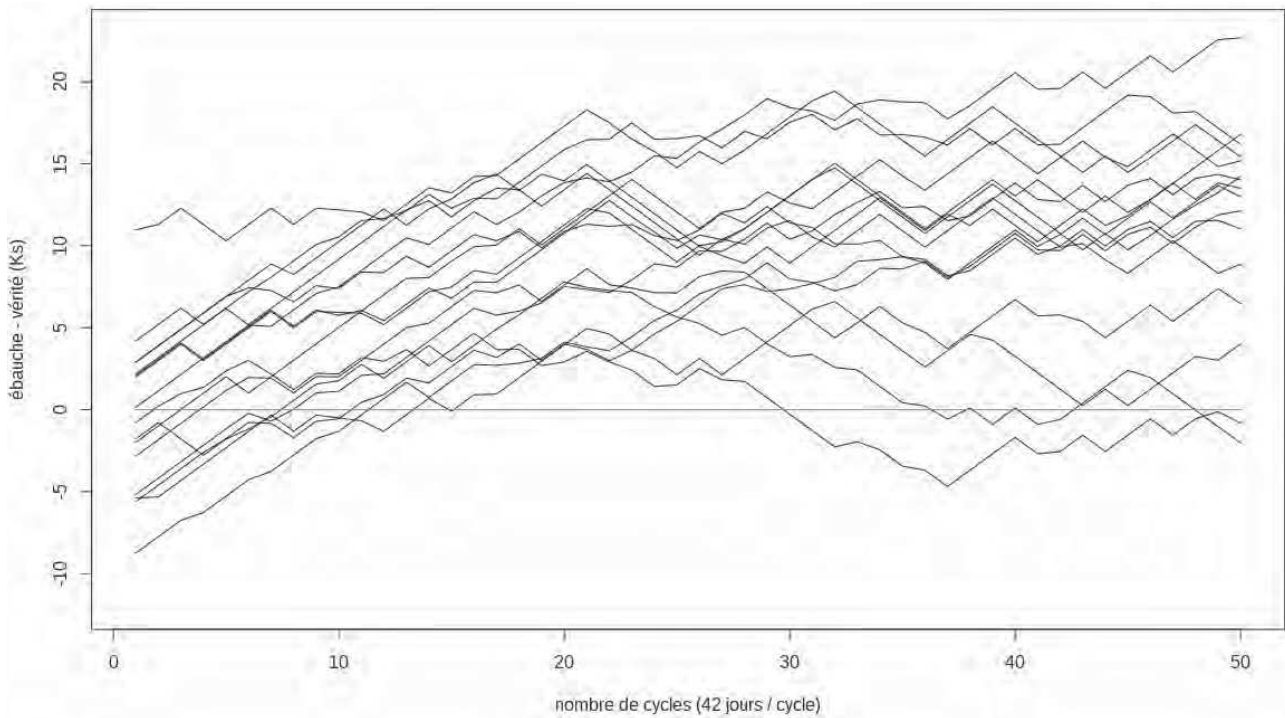


Figure 54. Evolution temporelle (1er août 1995 au 15 avril 2001) de la différence entre l'ébauche X_b et la réalité X_t des coefficients de Manning du système, sur les 16 tronçons où sont assimilées les données des modèles hydrauliques. Les 16 courbes tracées en noir représentent les valeurs $(X_b - X_t)$ de ces 16 tronçons.. La droite rouge horizontale équivaut à une différence nulle entre X_b et X_t .

Pour 13 tronçons sur 16, la valeur V du coefficient de Manning converge vers une valeur plus élevée que celle définie dans la simulation de référence MODCOU (entre 6 et 22 K_s au dessus de X_t). On rappelle que dans l'expérience 3 et dans l'expérience 4 en cours, le BLUE cherche à minimiser la différence entre $H(X_b)$ et Y_o , ces deux variables correspondant à des **différences de hauteurs**. Ainsi, le système cherche non pas à simuler au mieux la bonne profondeur en rivière, mais plutôt à simuler la meilleure variabilité temporelle de la hauteur d'eau. Dans la simulation de référence MODCOU, il s'avère que cette variabilité est représentée de façon exagérée par rapport à celle des modèles hydrauliques (Cf Fig. 27, chapitre III, sous-section 4.3). En d'autres mots, les amplitudes temporelles de la hauteur d'eau sont trop fortes par rapport à celles simulées par MASCARET et le « 1D shallow water model » de l'IMFT. Afin d'atténuer ces amplitudes simulées de façon trop importante, le système va chercher à augmenter les valeurs de coefficients de rugosité K_{str} , ce qui va avoir pour conséquence de réduire les variations limnimétriques entre deux instants différents (Cf équation de Manning – Eq. 22).

2.4.4-B. Impact de l'assimilation sur les écoulements en rivière

Avant assimilation des variations de hauteur d'eau simulées par les modèles hydrauliques, les coefficients de Manning des tronçons correspondant aux stations de Verdun s/Garonne et Tonneins sont respectivement de 45.2 et 34.3 Ks. Après cinq ans d'assimilation, les valeurs s'élèvent jusqu'à 67.8 et 49.1 Ks pour chacune de ces deux stations. Sur les deux figures 55 et 56, on illustre l'impact de ce changement de rugosité sur les amplitudes limnimétriques simulées par MODCOU à Verdun et Tonneins, en les comparant avec celles simulées par MASCARET et le « 1D shallow water model ». Afin de pouvoir se comparer aux profondeurs simulées par MODCOU, l'évolution temporelle de la hauteur d'eau simulée par les modèles hydrauliques a été normalisée (décalée), de sorte à ce que la moyenne de chaque valeur sur un an (1^{er} août 1995 au 31 juillet 1996) soit la même que la profondeur moyenne simulée par MODCOU sur cette même période. De cette façon, il est possible de quantifier quelle est l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre les hauteurs d'eau simulées par MODCOU et les modèles hydrauliques, après et avant assimilation. On lance deux simulations MODCOU distinctes : une avec le jeu de coefficients de rugosité sur le bassin de la Garonne défini **avant assimilation**, et une avec le jeu de coefficients **après assimilation**. Les deux simulations sont réalisées sur la période 1^{er} août 1995 - 31 juillet 1996. Sur cette même période pour la station de Verdun avant assimilation, le RMSE entre la courbe de hauteur d'eau simulée par MODCOU et la courbe simulée par le « 1D shallow water model » est de 38.2 cm. Après assimilation, le RMSE n'est plus que de 28.7 cm. A Tonneins, le RMSE avant assimilation est de 65.1 cm, et de 45.0 cm après assimilation.

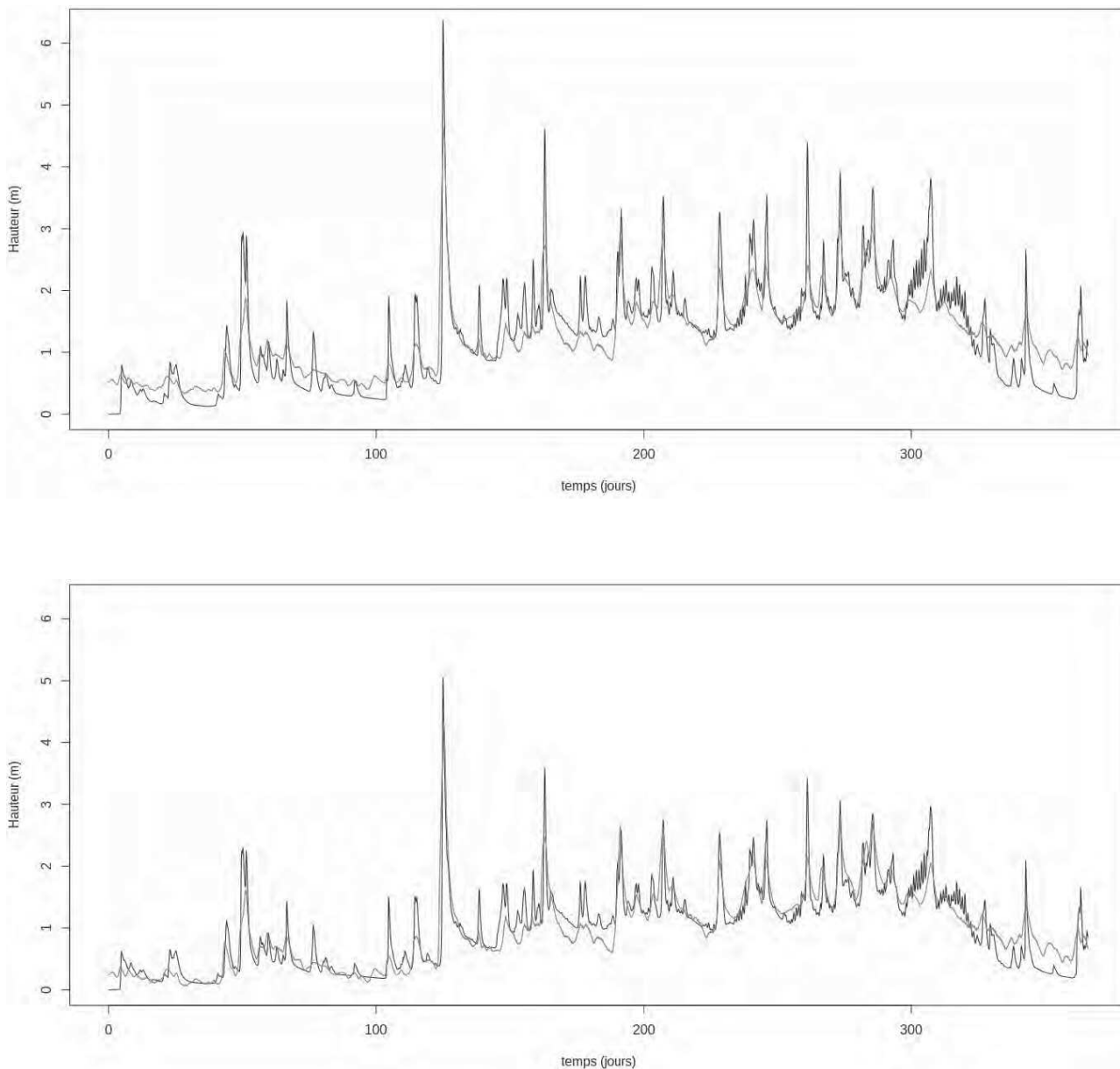


Figure 55. Evolution temporelle de la hauteur d'eau en fonction du temps à Verdun s/ Garonne, sur la période 1^{er} août 1995 – 31 juillet 1996, avant assimilation (haut) et après assimilation (bas) des sorties du « 1D shallow water model ». La courbe noire représente les sorties MODCOU, et la courbe rouge les hauteurs normalisées simulées par le modèle hydraulique.

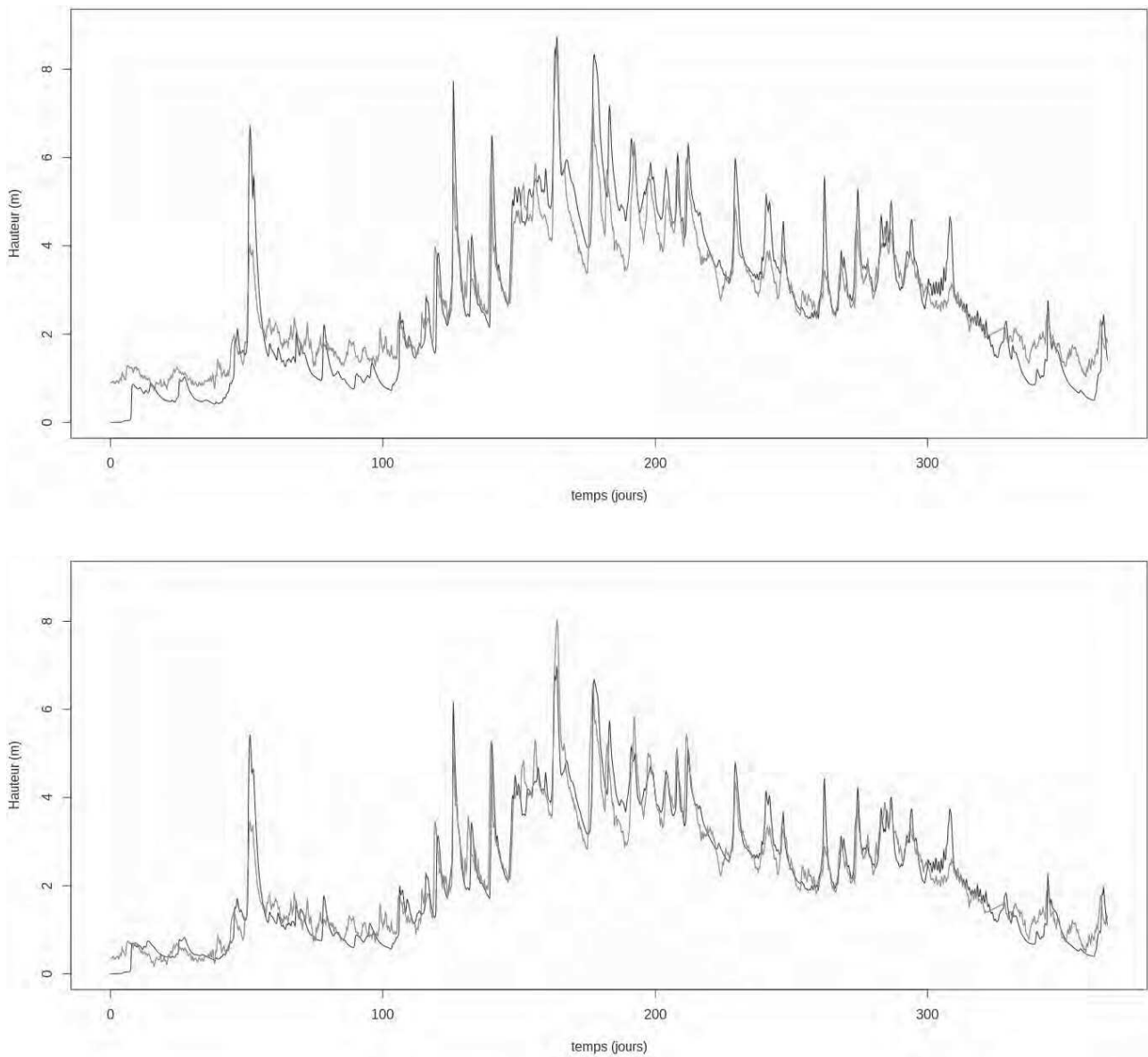


Figure 56. Evolution temporelle de la hauteur d'eau en fonction du temps à Tonneins, sur la période 1^{er} août 1995 – 31 juillet 1996, avant assimilation (haut) et après assimilation (bas) des sorties du modèle MASCARET. La courbe noire représente les sorties MODCOU, et la courbe rouge les hauteurs normalisées simulées par le modèle hydraulique.

Sur les figures 55 et 56, le RMSE entre les deux courbes rouge (modèles hydrauliques) et noire (MODCOU) est plus faible dans la partie basse que dans la partie haute de la figure. En effet après assimilation des sorties des modèles hydrauliques, le coefficient de Manning est plus grand et donc va conduire à une baisse des amplitudes limnimétriques simulées par MODCOU, ce qui est bien visible sur les graphiques : les amplitudes de la courbe noire sont moins fortes dans la partie basse que dans la partie haute de la figure, ce qui conduit à une meilleure « superposition » avec la courbe rouge.

2.4.5. Assimilation de profondeurs avec ISBA perturbé (5)

Bref descriptif : Dans cette expérience, on assimile des profondeurs d'eau sur des fenêtres d'assimilation de 48 h durant trois ans, en perturbant les flux d'eau produits par le modèle ISBA. L'objectif principal est d'analyser si les ébauches X_b du système sont capables de converger vers un état stable, et de quantifier l'impact des sorties perturbées d'ISBA sur l'écart entre les ébauches et leur réalité X_t .

Fiche technique

- Assimilation de **profondeurs d'eau**
- durée de chaque fenêtre : **48 h**
- Date de début de l'expérience : **1^{er} août 1995**
- Date de fin de l'expérience : **31 juillet 1998**
- 1^{ère} ébauche : « réalité » des 165 coefficients de Manning perturbée de façon gaussienne centrée, avec $\sigma = 5 Ks$
- Définition de la matrice B : **diagonale**, chaque valeur est égale à la **variance de toutes les ébauches autour de la réalité**. Seuil minimal fixé à $(1.5 Ks)^2$
- Définition de la matrice R : **diagonale**, chaque valeur est égale à **(10 cm)²**
- Production d'eau par ISBA : **diminuée** ou **augmentée** de **10 %**

Cette cinquième expérience d'assimilation est très similaire à la première au niveau de sa construction. On propose en effet d'assimiler des profondeurs d'eau pour corriger le coefficient de Manning K_{str} , dans le cadre d'une expérience jumelle. L'expérience dure 3 ans, s'étendant du 1^{er} août 1995 au 31 juillet 1998. Chacune des ébauches du système au début de l'expérience sont perturbées de façon gaussienne ($\sigma = 5 Ks$) autour de la réalité connue. Les matrices de covariance d'erreur d'ébauche et d'observation sont diagonales, et chaque terme d'erreur d'observation sont fixés à 10 cm.

La nouveauté apportée dans cette expérience est au niveau de l'eau produite par ISBA. On propose en effet de biaiser les valeurs de ruissellement et drainage calculées sur chacune des mailles d'ISBA. Deux sous-expériences sont réalisées : dans la première, **10 %** de l'eau produite par ISBA (somme du ruissellement et drainage) sont **soustraits** à chaque pas de temps

de calcul. Dans la seconde sous-expérience, on propose à l'inverse d'**augmenter** la production de cette eau de **10 %**. Le but de cette expérience est de constater quel est l'impact d'une erreur en amont de MODCOU sur la convergence des coefficients de Manning, sachant que cette erreur va directement se répercuter sur l'eau écoulee en rivière.

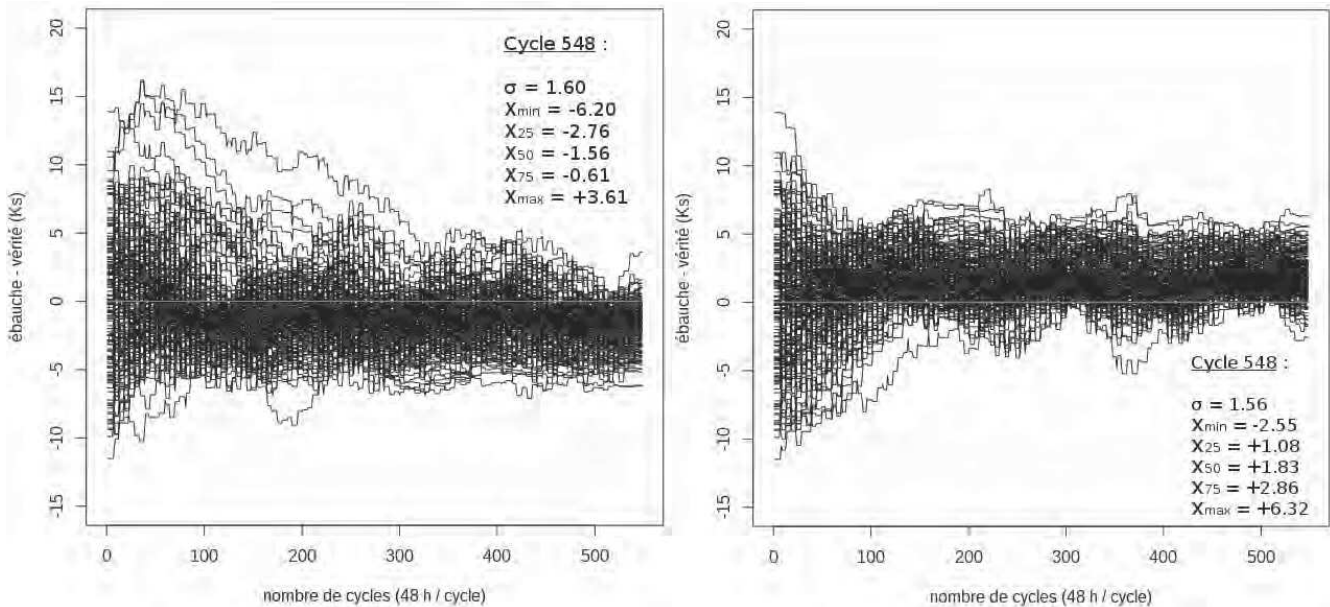


Figure 57. Evolution temporelle (du 1^{er} août 1995 au 31 juillet 1998) de la différence entre l'ébauche X_b et la réalité X_t des coefficients de Manning du système. Le graphique de **gauche** représente une perturbation de l'eau produite par ISBA de **-10 %**, et le graphique de **droite** une perturbation de **+10 %**. Les 165 courbes tracées en noir représentent la valeur ($X_b - X_t$) des 165 tronçons définis sur le bassin de la Garonne. La droite rouge horizontale équivaut à une différence nulle entre X_b et X_t . Au cycle 548 : on représente l'écart-type σ des 165 termes ($X_b - X_t$) du système, ainsi que la valeur minimale, le 1^{er} quartile, la médiane, le 3^e quartile et la valeur maximale de ($X_b - X_t$).

La figure 57 montre qu'au bout de trois ans environ, l'ensemble des coefficients de Manning du bassin finit par converger vers un état assez stable. On se rend compte par contre que dans les deux cas (graphiques de gauche et droite), la médiane de l'ensemble des ébauches du système diverge de la « réalité ». En effet pour une perturbation négative de l'eau produite par ISBA (graphique de gauche), les valeurs convergent en moyenne au-dessous de leur réalité : au cycle 548, la médiane de chacune des ébauches moins leur réalité ($X_b - X_t$) est égale à **-1.56 Ks**. Dans le cas d'une perturbation positive de l'eau produite par ISBA (graphique de droite), les valeurs convergent en moyenne au-dessus de leur réalité : au cycle 548, la médiane de chacune des ébauches moins leur réalité ($X_b - X_t$) est égale à **+1.83 Ks**. Cela s'explique par le fait qu'une sous-production d'eau par ISBA engendre un stock d'eau trop bas dans la rivière, attesté par une profondeur qui tend à diminuer. Pour compenser ce phénomène,

le système cherche donc à augmenter la hauteur d'eau sur les tronçons du bassin. La diminution des valeurs des coefficients de Manning rend le fond du lit plus rugueux et va donc induire une augmentation de la profondeur d'eau. A l'inverse dans le cas d'une sur-production d'eau par ISBA engendrant un stock d'eau trop haut dans la rivière, le système va chercher à diminuer la profondeur d'eau en augmentant la valeur des coefficients de Manning. Cette action rend le fond du lit plus lisse et abaisse de cette façon la hauteur d'eau en rivière.

En plus d'agir sur la hauteur d'eau, on rappelle que le coefficient de Manning agit également sur la vitesse d'écoulement dans le chenal. Pour des biais de production d'eau d'ISBA de $\pm 10\%$, on a montré que l'impact sur les termes $X_b - X_t$ après assimilation est inférieur à $2K_s$ en moyenne, se traduisant par un impact mineur sur la vitesse d'écoulement en rivière. En effet en regardant la qualité du phasage temporel entre le débit "analysé" et le débit "vrai" sur une station en aval de la Garonne (Tonneins), on constate un déphasage temporel de l'ordre de 3 h. Cette valeur est relativement faible, mais plus le terme de sur-production ou de sous-production d'eau par ISBA devient important, plus ce déphasage sera grand. Même si le système arrive donc à faire converger les paramètres à corriger (K_{str}) vers une valeur stable, si cette valeur s'éloigne trop de la réalité X_t , alors la qualité de la simulation des écoulements en rivière sera dégradée. Cela montre l'importance de devoir bien estimer le bilan d'eau de surface, et implicitement de bien estimer le forçage atmosphérique qui se répercute directement sur la quantité d'eau produite par le modèle ISBA.

2.4.6. Assimilation de profondeurs avec erreurs réalistes (6)

Bref descriptif : Dans cette expérience, on assimile des profondeurs d'eau sur des fenêtres d'assimilation de 48h pendant une durée de trois ans. L'objectif principal est d'analyser si les ébauches X_b du système sont capables de converger vers un état stable et de tendre vers la réalité X_t , en imposant des erreurs d'observation variables dans l'espace et le temps. Le but est de proposer la mise en place d'erreurs réalistes représentant au mieux les erreurs de mesure des futures observations SWOT.

Fiche technique

- Assimilation de **profondeurs d'eau**
- durée de chaque fenêtre : **48 h**
- Date de début de l'expérience : **1^{er} août 1995**
- Date de fin de l'expérience : **31 juillet 1998**
- 1^{ère} ébauche : « réalité » des 165 coefficients de Manning perturbée de façon gaussienne centrée, avec $\sigma = 5 Ks$
- Définition de la matrice B : **diagonale**, chaque valeur est égale à la **variance de toutes les ébauches autour de la réalité**. Seuil minimal fixé à $(1.5 Ks)^2$
- Définition de la matrice R : **diagonale**, chaque valeur varie dans le temps et dépend de :
 - ⇒ la surface du tronçon
 - ⇒ l'angle de visée de SWOT
 - ⇒ la vitesse du vent à 10 m
 - ⇒ la variabilité intra-journalière de l'humidité troposphérique

Cette sixième et dernière expérience d'assimilation que nous proposons d'illustrer vise à introduire un maximum de réalisme sur l'erreur d'observation du satellite. Cette expérience est construite exactement de la même façon que l'expérience 1, mais avec pour seule et majeure différence une matrice de covariance d'erreur d'observation R qui varie à chaque cycle d'assimilation. Comme décrit dans la fiche technique, on propose d'introduire 4 facteurs impactant les valeurs des termes diagonaux de la matrice R : les erreurs contenues dans cette matrice correspondent donc *largo sensu* à l'erreur issue de l'instrument embarqué par SWOT,

ainsi qu'à l'erreur issue des variations du contenu en eau dans la troposphère. Etant donné la complexité de cette approche multi-factorielle, une analyse poussée serait nécessaire pour comprendre parfaitement comment chacun des tronçons du système réagit dans le temps face à ces 4 facteurs. On propose donc préalablement de mettre en évidence la sensibilité de l'erreur d'observation à chacun des facteurs décrits dans la fiche technique, et ensuite d'analyser les résultats de façon globale sur l'ensemble du bassin de la Garonne. Commençons donc par décrire ces facteurs et illustrons leur impact sur l'erreur d'observation SWOT.

2.4.6-A. Les différentes sources d'erreurs de mesure SWOT

On impose comme condition que la moyenne spatiale et temporelle de toutes les erreurs d'observation (sur les 3 ans de l'expérience) soit égale à **10 cm**.

Composante de l'erreur	Erreur sur la hauteur d'eau (cm)
Signal ionosphérique	0.8
Signal troposphérique sec	0.7
Signal troposphérique humide	4.0
Orbite du satellite	1.62
Instrument KaRIn (erreur constante)	7.74
Instrument KaRIn (erreur variable)	4.4
Erreur totale allouée	9.95
Marge non allouée	1.04
Erreur totale	10

Tableau 6. Résumé des différentes sources d'erreurs SWOT (tiré de Brown et Lobligis 2014). La colonne de gauche fait référence au type d'erreur, et la colonne de droite quantifie chacune des contributions de ces erreurs. La somme de toutes les erreurs est égale à 10 cm.

Le tableau 6 résume les différentes sources d'erreurs d'observation du satellite (tiré de Brown et Lobligis 2014). Certaines erreurs sont considérées dans cette étude comme constantes dans l'espace et le temps, et d'autres peuvent varier : c'est le cas des erreurs issues de l'instrument de mesure, ainsi que des erreurs issues des variations du contenu en eau dans la troposphère.

Décrivons maintenant les quatre sources d'erreurs considérées dans notre système d'assimilation :

- *i*) la surface du tronçon observé par SWOT
- *ii*) l'angle de visée du satellite
- *iii*) la vitesse du vent à 10 m
- *iv*) les variations du contenu en eau dans la troposphère

Les trois premières sources d'erreurs (*i*, *ii* et *iii*) sont calculées à partir d'un programme développé par Biancamaria et al. (2011), qui s'est basé sur les travaux de thèse de Enjolras (2008). Le but de ce code de calcul est de pouvoir calculer les erreurs de mesure SWOT en fonction des trois facteurs *i*, *ii* et *iii*. Ces erreurs sont liées aux capacités limitées de l'instrument à fournir des produits d'élévation d'eau, et correspondent à la composante de l'erreur instrumentale variable dans le temps et l'espace. Un coefficient multiplicateur égal à 6.41 a été appliqué à chacune des erreurs calculées par le programme de Biancamaria et al. (2011). Ce coefficient permet que la moyenne spatiale (165 tronçons) et temporelle (période d'étude s'étendant du 1^{er} juillet 1995 au 31 août 1998) de toutes ces erreurs soit égale à **4.4 cm** (voir ligne 7 du tableau 6).

i) Surface du tronçon

Comme décrit dans le chapitre I, sous-section 7.2, l'erreur de mesure du satellite dépend de la surface d'observation qu'on considère. On rappelle que le « pixel » brut faisant référence à la mesure originale du satellite est de l'ordre de 250 m², et que l'erreur d'observation associée est de l'ordre du mètre. En procédant à une moyenne spatiale de l'erreur de plusieurs de ces pixels, on obtient alors une erreur moyenne qui tend à diminuer. Chacun des 165 tronçons définis dans le système sont de l'ordre de 10 km de longueur, mais leur largeur W varie de 50 à plus de 200 m. Etant donné que la surface du tronçon est définie comme étant égale à la largeur que multiplie la longueur, on a un facteur 4 qui sépare la surface des tronçons où $W = 50$ m et ceux où $W = 200$ m.

ii) Angle d'observation /visée

On rappelle que les zones observées par SWOT sont représentées par deux fauchées de 50 km de largeur chacune, et séparées par une bande large de 20 km correspondant au nadir (voir chapitre I, sous-section 7.1). Le centre de cette bande coïncide à un angle de visée nul du satellite. Sur chacune des deux fauchées, l'angle de visée de SWOT s'étend de 0.6° à 3.9° , correspondant respectivement à la bordure intérieure et extérieure de chacune des fauchées. D'une façon générale l'erreur de mesure a tendance à être assez stable entre 0.6° et 2° d'angle de visée, puis augmente de façon significative entre 2° et 3.9° d'angle de visée.

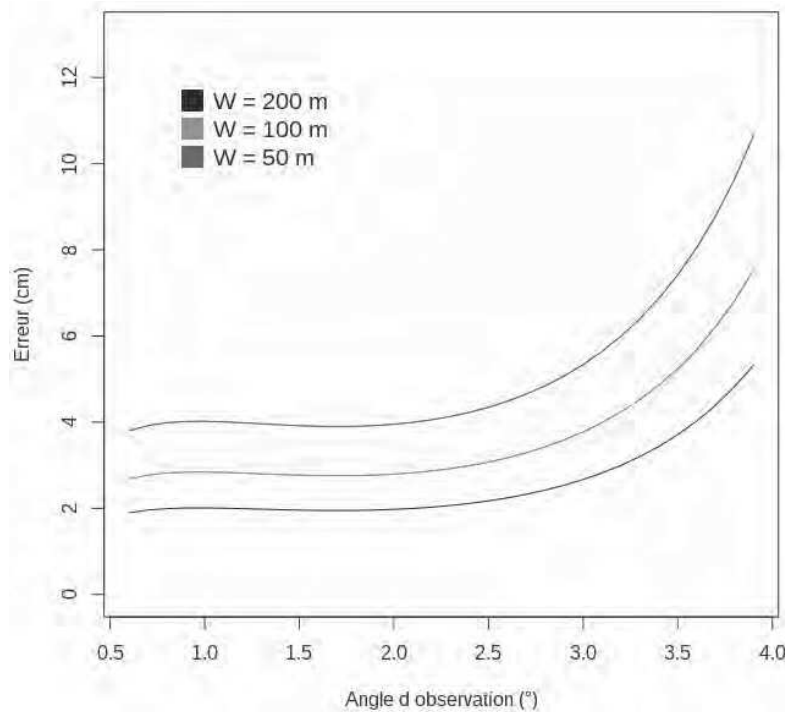


Figure 58. Erreur de mesure SWOT en fonction de l'angle de visée du satellite et de la largeur du tronçon considérée : on propose trois largeurs de 50, 100 et 200 m.

La figure 58 résume le lien entre l'erreur de mesure SWOT et la largeur du tronçon observé (et donc de sa surface), ainsi que le lien entre l'erreur de mesure du satellite et son angle de visée. Plus la largeur du tronçon diminue, plus l'erreur d'observation augmente. Et plus l'angle de visée est grand à partir de 2° , plus l'erreur d'observation augmente également.

iii) Vitesse du vent

Le vent a une influence importante sur l'erreur d'observation SWOT. Lorsque l'air est soumis à un déplacement horizontal, un frottement entre l'air déplacé (vent horizontal) et la surface libre apparaît, provoquant des vaguelettes dont l'amplitude est de plus en plus grande lorsque la vitesse du vent augmente. Lorsque le vent est nul, on considère que la surface libre d'une rivière est parfaitement lisse. La **réflexion** des ondes envoyées par SWOT est donc dans ce cas idéal **spéculaire**, ce qui signifie qu'un rayon incident donne naissance à un rayon réfléchi unique. L'angle entre le rayon réfléchi et le plan vertical (θ_i) est égal à l'angle entre le rayon incident et le plan vertical (θ_r). Dans la pratique, la réflexion spéculaire n'existe presque jamais. En effet une partie de l'énergie du rayon incident peut être absorbée, diffusée ou réfractée au niveau de l'interface. Le processus de diffusion du rayon incident est d'autant plus important que la surface réfléchissante est rugueuse, on parle donc de **réflexion diffusive** ou « backscattering reflexion » dans la littérature scientifique. En effet lorsqu'un rayon incident atteint une surface rugueuse, il n'y a pas un seul mais plusieurs rayons réfléchis qui se créent. Par ailleurs, l'égalité entre les angles θ_i et θ_r n'est plus respectée.

On montre sur la figure 59 l'influence de la vitesse du vent à 10 m sur l'erreur de mesure SWOT, pour la plage d'angles de visée s'étendant de 0.6 à 3.9°. Plus la vitesse du vent augmente, plus l'erreur de mesure du satellite est importante. On considère un tronçon de 1 km² (10 km de longueur et 100 m de largeur). Ces vitesses de vent ont été obtenues à partir de données tri-horaires issues des réanalyses SAFRAN. Il s'agit du vent à 10 m moyenné sur 10 minutes. On illustre sur la figure 60 l'histogramme des valeurs de vent sur la période 1995-1998, et sur l'ensemble des 165 tronçons du bassins de la Garonne. Plus de 75 % des valeurs de vents sont comprises entre 0 et 3 m/s. Les valeurs de vent supérieures à 8 m/s deviennent rares, représentant environ 1 % de l'ensemble des valeurs comprises sur toute la période d'étude.

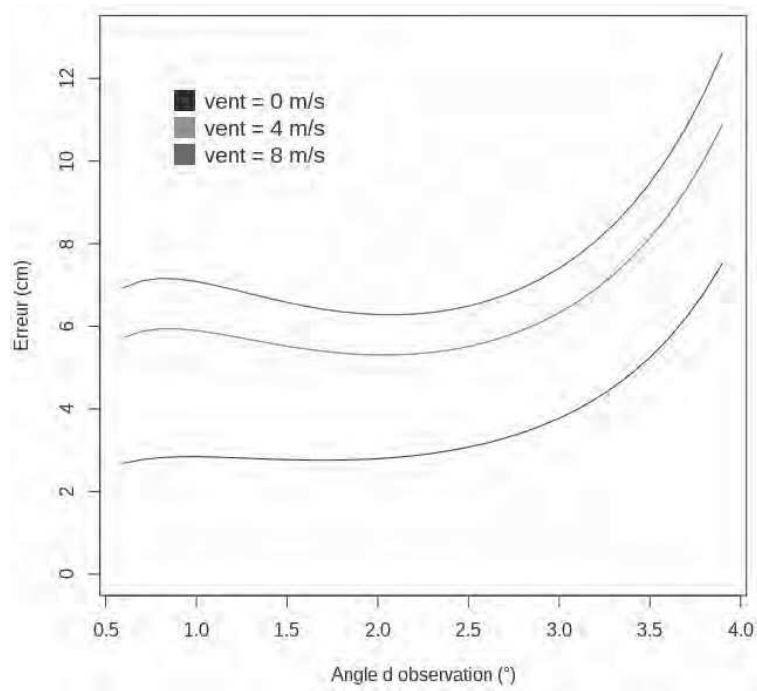


Figure 59. Erreur de mesure SWOT en fonction de l'angle de visée du satellite et de la vitesse du vent à 10 m : on propose trois valeurs de vents égales à 0, 4 et 8 m/s.

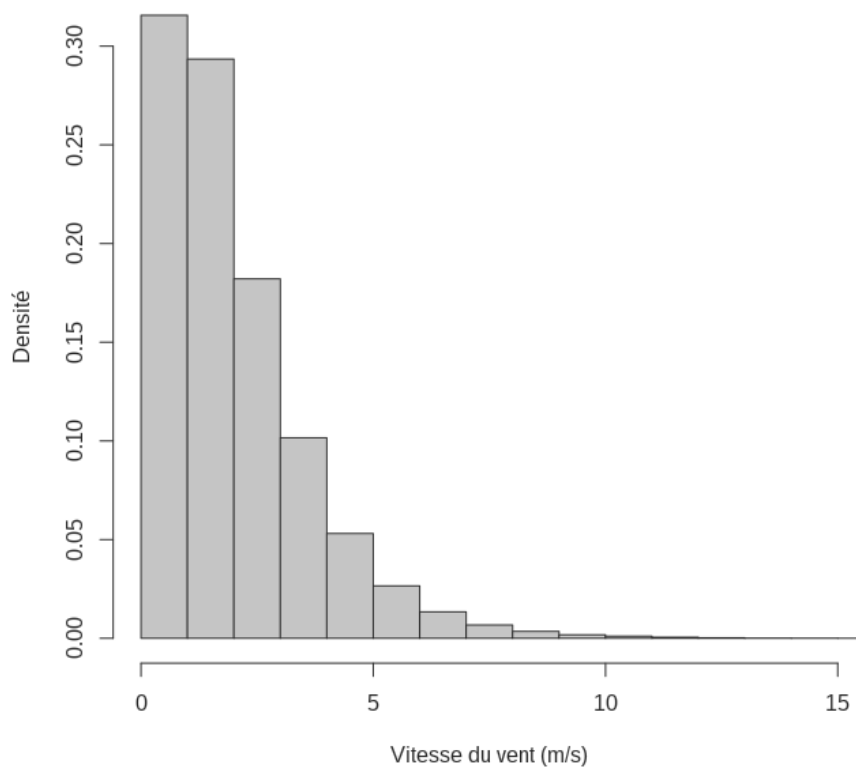


Figure 60. Histogramme des valeurs de vents à 10 m sur les 165 tronçons du bassin de la Garonne, sur la période d'étude comprise entre le 1er août 1995 et le 31 juillet 1995. En abscisses sont représentées les valeurs de vitesse du vent (m/s) espacées de 1 m/s, et en ordonnée on représente la densité.

iv) Variations du contenu en eau dans la troposphère

Une onde électromagnétique se déplace à la vitesse de la lumière c dans le vide, mais elle voyage plus lentement si elle traverse un milieu composé de matière. La troposphère a un impact non négligeable sur l'erreur de mesure SWOT. C'est dans cette couche inférieure de l'atmosphère (s'étendant en moyenne de la surface continentale à 10 km au-dessus du niveau de la mer) que tous les processus relatifs au cycle de l'eau se produisent. En fonction du contenu en eau présent dans l'air, le temps de parcours d'une onde électromagnétique varie. D'une façon générale plus l'air est humide, plus la vitesse de déplacement d'une onde est faible. Si on sait parfaitement quel est le contenu en eau dans la troposphère, on peut quantifier et prendre en compte le ralentissement de l'onde émise par le satellite pour calculer l'élévation d'une quelconque surface libre en eau. Si par contre on a une incertitude sur le contenu en eau dans la troposphère, on a alors forcément une incertitude sur le calcul de l'élévation d'eau. Les observations et les modèles météorologiques permettent de donner un ordre de grandeur du contenu en eau dans la troposphère. Plusieurs travaux antérieurs traitant de l'impact de l'erreur faite par les observations et les modèles sur l'estimation du contenu en eau dans la troposphère ont déjà été réalisés (Brenot 2006, Cimini et al. 2012, Ning et al. 2013).

Dans nos travaux, on cherche à déterminer un critère permettant d'estimer l'incertitude du contenu en eau dans la troposphère, et sa répercussion sur l'erreur de mesure SWOT sur l'élévation d'eau. On propose de se baser sur les travaux de Flentje et al. (2007) qui ont montré qu'il est plus difficile de quantifier le contenu en eau dans la troposphère en période de transition qu'en période stable. En météorologie, une période de transition représente un changement d'état de l'atmosphère associé le plus souvent à une variation du contenu en eau dans l'atmosphère. A l'inverse une période stable est généralement associée à de faibles variations temporelles de l'humidité troposphérique. A partir de cette étude bibliographique, on propose de récupérer les données des réanalyses SAFRAN de l'humidité spécifique à 10 m (exprimée en gramme d'eau par kg d'air), et de calculer à partir de ces données, les variances intra-journalières de l'humidité sur notre période d'étude 1995-1998. On décide de mettre en place une relation linéaire entre la variance intra-journalière de l'humidité et l'erreur SWOT faite sur la hauteur d'eau. Plus la variance intra-journalière est grande, plus l'erreur de mesure sur la hauteur d'eau est importante. Sachant que la moyenne spatiale (165 tronçons) et

temporelle (période d'étude s'étendant du 1^{er} juillet 1995 au 31 août 1998) de cette erreur doit être égale à **4.0 cm** (voir ligne 4 du tableau 6), on peut déterminer la relation linéaire qui relie l'erreur sur la hauteur d'eau en fonction de la variance intra-journalière de l'humidité spécifique à 10 m (Fig. 61).

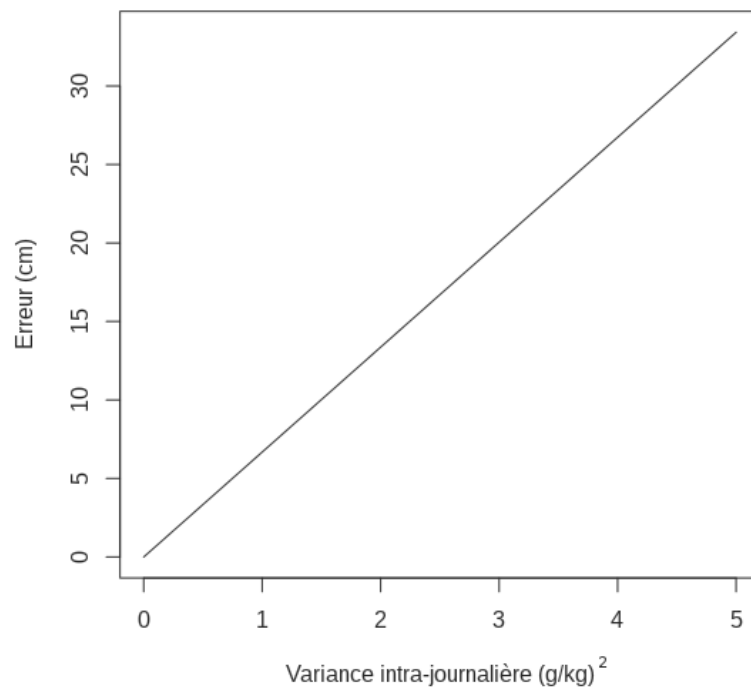


Figure 61. Illustration de l'erreur de mesure SWOT en fonction de la variance intra-journalière ((g/kg)²) de l'humidité spécifique à 10 m

On illustre sur la figure 62 l'histogramme des valeurs de variances intra-journalières d'humidité spécifique sur la période 1995-1998, et sur l'ensemble des 165 tronçons du bassin de la Garonne. Plus de 80 % des valeurs de variances de l'humidité spécifique sont comprises entre 0 et 1 (g/kg)². Les valeurs de variances supérieures à 3 (g/kg)² deviennent rares, représentant environ 1 % de l'ensemble des valeurs comprises sur toute la période d'étude.

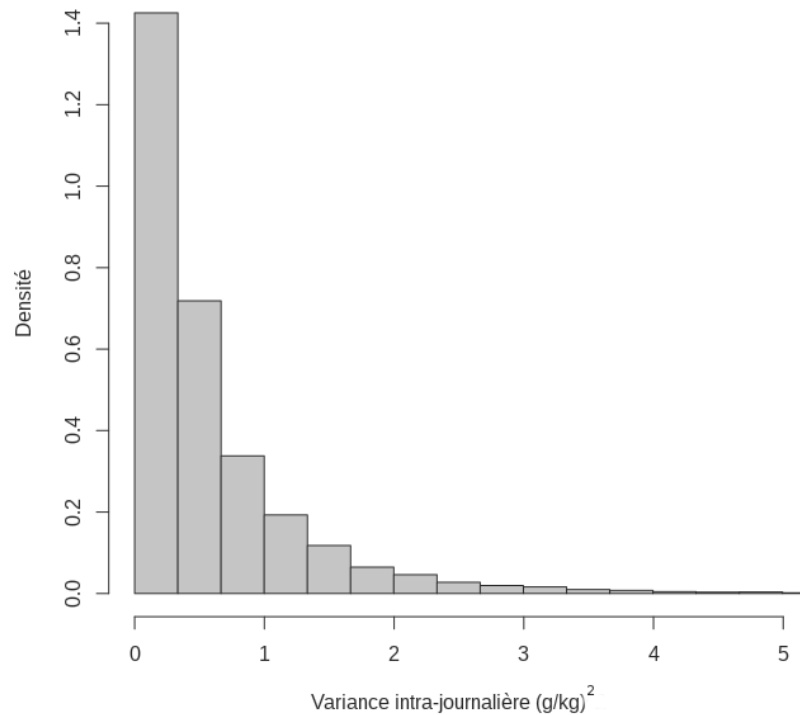


Figure 62. Histogramme des valeurs de variances intra-journalières de l'humidité spécifique à 10 m sur les 165 tronçons du bassin de la Garonne, sur la période d'étude comprise entre le 1er août 1995 et le 31 juillet 1995. En abscisses sont représentées les valeurs de variances d'humidité ($(g/kg)^2$) espacées de $0.33 (g/kg)^2$, et en ordonnées on représente la densité.

2.4.6-B. Résultats globaux sur le bassin de la Garonne

A partir des éléments décrits dans la rubrique A de cette sixième expérience d'assimilation, on peut désormais illustrer dans les grandes lignes les principales conclusions de l'expérience. Chacune des erreurs expliquées dans la rubrique A sont prises en compte dans l'expérience : connaissant la position des tronçons dans chacune des deux fauchées SWOT lors d'un repassage au dessus du bassin de la Garonne, on peut calculer l'angle de visée du satellite et l'erreur de mesure associée. Connaissant chacune des largeurs et longueurs de tous les tronçons du bassin, on peut alors déterminer l'erreur liée à la surface de ces tronçons. Connaissant les temps exacts des repassages du satellite au dessus du bassin, et en les comparant avec la série temporelle des valeurs de vitesses de vents et variances d'humidité spécifique à 10 m, on peut alors déterminer l'erreur associée à ces deux variables météorologiques. La figure 63 illustre la convergence au cours du temps des coefficients de Manning de l'ensemble des tronçons du bassin de la Garonne.

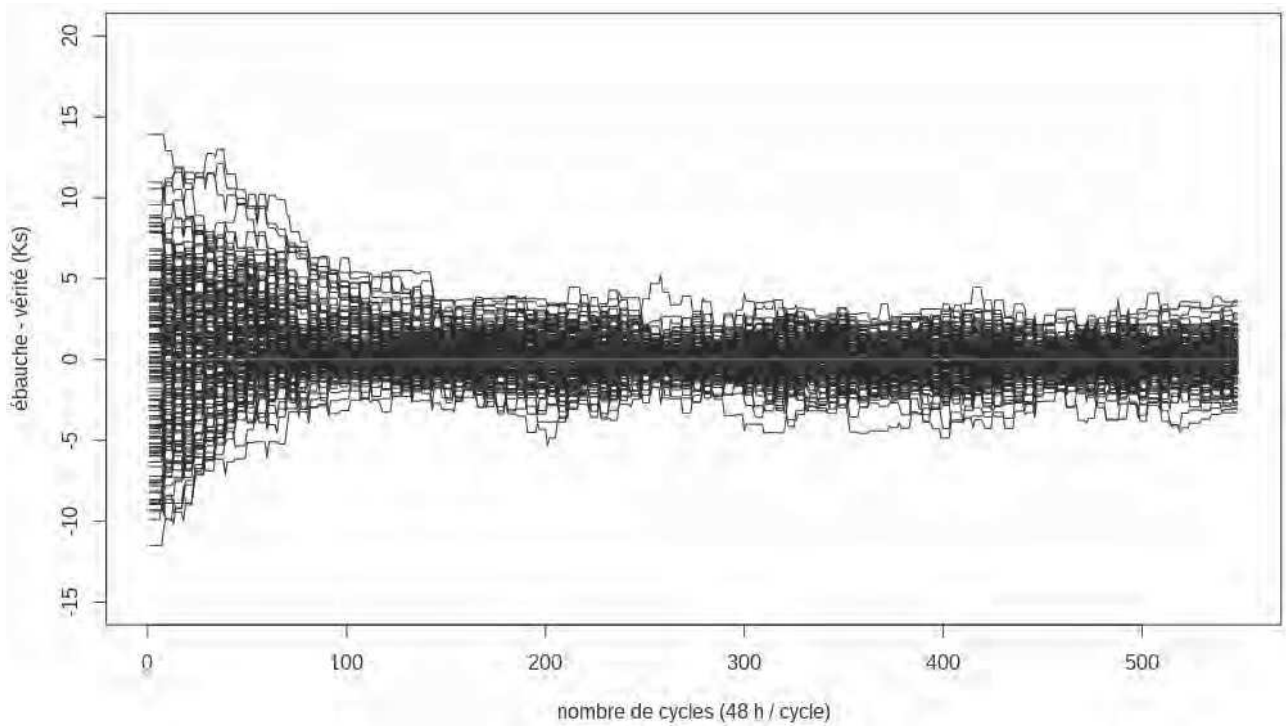


Figure 63. Evolution temporelle (1er août 1995 au 31 juillet 1998) de la différence entre l'ébauche X_b et la réalité X_t des coefficients de Manning du système. Les 165 courbes tracées en noir représentent la valeur ($X_b - X_t$) des 165 tronçons définis sur le bassin de la Garonne. La droite rouge horizontale équivaut à une différence nulle entre X_b et X_t .

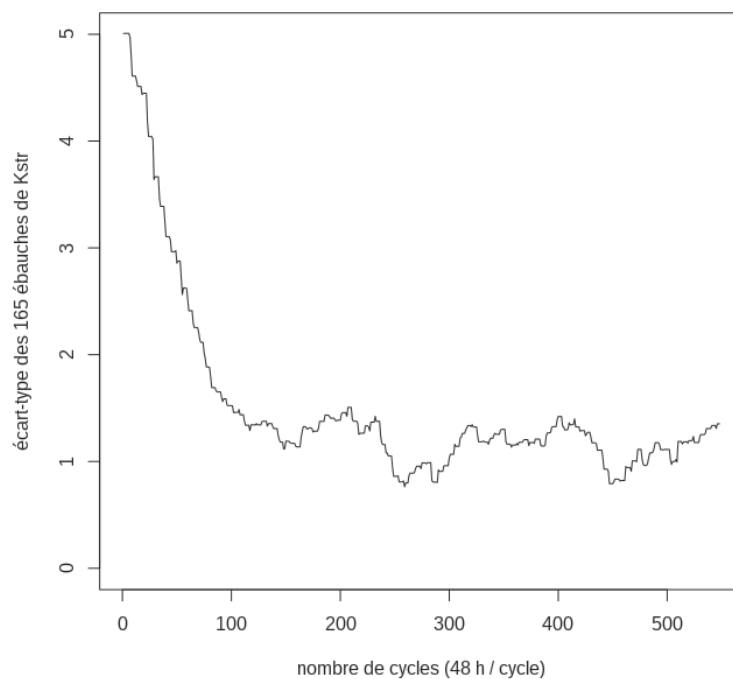


Figure 64. Evolution temporelle de l'écart-type σ entre les 165 différences entre ébauche et réalité ($X_b - X_t$), du 1er août 1995 au 31 juillet 1998

On constate que l'ensemble des valeurs convergent au bout d'une dizaine de mois environ (150 cycles d'assimilation). Durant les cycles d'assimilation suivants s'étendant de 10 mois à 3 ans depuis le début de l'expérience (cycles 150 à 548), l'écart-type entre chacune de ces valeurs subit des amplitudes parfois importantes, comme illustré sur la figure 64. On constate qu'à partir de 10 mois environ, l'écart-type se stabilise et oscille autour de 1 Ks, ce qui est une valeur proche de celle obtenue dans l'expérience 1 (sous-section 2.4.1) qui se stabilise autour de 0.90 à la fin de l'expérience (Fig. 41). Durant la période succédant le cycle 150, on peut mettre en évidence deux pics minimums aux cycles 259 et 448, avec écart-types respectifs de 0.76 et 0.79 Ks (Fig. 64). A ces deux instants, l'ensemble des courbes se resserre autour de la réalité (Fig. 63). On peut donc présumer que l'erreur de mesure SWOT diminue à ces deux moments de l'expérience.

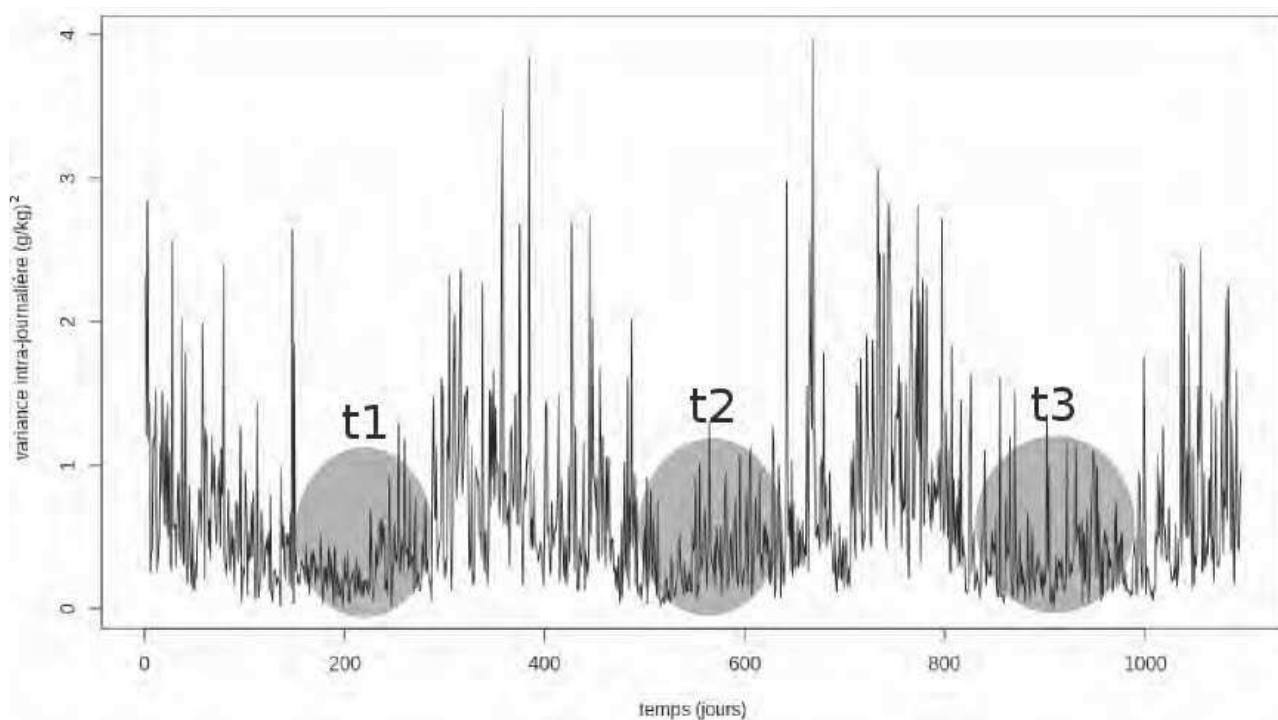


Figure 65. Evolution temporelle de la variance intra-journalière de l'humidité spécifique $((g/kg)^2)$ à 10 m, moyennée sur les 165 tronçons du bassin de la Garonne. On représente en abscisses le temps exprimé en jours. La série temporelle s'étend du 1er août 1995 au 31 juillet 1998.

En analysant l'évolution temporelle de la variance intra-journalière moyenne de l'humidité spécifique à 10 m sur le bassin de la Garonne, on peut mettre en évidence 3 périodes où la variance intra-journalière de l'humidité diminue de façon notable (Fig. 65) : ces trois

périodes notées t_1 , t_2 et t_3 sur la figure sont respectivement centrées sur les mois de février 1996, février 1997, et janvier 1998. On constate qu'en période hivernale, la variance intra-journalière de l'humidité spécifique diminue. Notons par ailleurs que l'humidité spécifique diminue durant les mois d'hiver, passant d'environ 12 g/kg en été à 5 g/kg en hiver.

Les deux minimums d'écart-types σ représentés aux cycles 259 et 448 sur la figure 64 correspondent à deux instants situés en février 1997 et février 1998, temporellement proches des périodes où les valeurs de variances intra-journalières sont faibles (voir Fig. 65). Le croisement des informations sur l'évolution de cet écart-type σ avec l'évolution de la variance intra-journalière de l'humidité à 10 m nous permet de présumer que dans notre système, les variations temporelles d'humidité troposphérique ont un impact important sur l'évolution moyenne des coefficients de Manning des tronçons du bassin de la Garonne, au cours des cycles d'assimilation. Les trois autres facteurs décrits dans la rubrique A sont également susceptibles d'impacter l'évolution des coefficients de Manning au cours des cycles d'assimilation. Des études et des tests plus poussés se concentrant sur des tronçons bien définis et à des instants bien précis seraient nécessaires, afin de comprendre quand exactement et sur quelles portions de rivières agissent ces facteurs sur l'augmentation ou diminution de l'erreur de mesure SWOT, et donc sur la convergence des coefficients de Manning.

3. Conclusions du chapitre

Nous avons présenté dans ce chapitre comment l'observation satellitaire pouvait améliorer notre compréhension du cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant de la Garonne. Nous avons décrit comment utiliser l'assimilation de données en hydrologie, et présenté plusieurs expériences d'assimilation de données synthétiques SWOT. Dans chacune d'elles, on a cherché à montrer qu'en assimilant des hauteurs d'eau virtuelles en rivières, on est capable de corriger les valeurs du coefficient de rugosité du lit de sorte à améliorer la simulation des écoulements en rivière avec le modèle MODCOU. L'ensemble des expériences sont jumelles excepté la quatrième où on a proposé d'assimiler des produits issus des modèles hydrauliques MASCARET et « 1D shallow water ».

Dans la première expérience, on a montré qu'en assimilant des profondeurs d'eau, les

valeurs des coefficients de rugosité convergent vers un état stable et se rapprochent de la réalité au bout de 10 mois environ. Dans la seconde expérience, on a prouvé qu'en imposant une première ébauche des coefficients de Manning très différente de celle imposée dans l'expérience 1, les valeurs des coefficients finissent, au bout de 18 mois environ, par se stabiliser et converger de façon très proche à l'expérience 1. Dans la troisième expérience, on a montré qu'on est capable d'assimiler des différences de hauteurs d'eau pour corriger les valeurs des coefficients de Manning, qui au bout d'environ 3 ans convergent vers un état stable et se rapprochent de la réalité. Dans la quatrième expérience, on a analysé quel impact l'assimilation des données des modèles hydrauliques a sur la correction des coefficients de rugosité, et si cette assimilation permet d'améliorer la représentation de la variabilité temporelle de la hauteur d'eau, ce qui est bien le cas pour les stations de Lamagistère et Tonneins. Dans la cinquième expérience, on a prouvé qu'une perturbation de l'eau produite par ISBA a un impact non négligeable sur la correction des coefficients de Manning, et donc qu'il est important de bien simuler l'eau ruisselée et drainée dans le sol. Enfin dans la sixième et dernière expérience d'assimilation de ce chapitre, on a proposé de mettre en place une erreur d'observation la plus réaliste possible, tenant compte de l'erreur de l'instrument embarqué par le satellite et de l'erreur associée à la variabilité météorologique. On a montré que les coefficients de rugosité des tronçons du bassin finissent par converger vers un état stable et se rapprochent de la réalité au bout de 10 mois environ, et que dans notre système, la variabilité intra-journalière de l'humidité spécifique à 10 m a un impact important sur la convergence des coefficients.

Conclusions de la thèse

L'objectif des travaux réalisés dans cette thèse a été dans un premier temps de développer et évaluer le modèle ISBA/MODCOU sur le bassin versant de la Garonne, en introduisant la simulation de hauteurs d'eau comparables aux futurs produits SWOT. Ensuite, le but a été d'assimiler des données synthétiques SWOT dans ce modèle, et d'analyser si l'assimilation des données pouvait contribuer à une amélioration de la représentation du cycle de l'eau continental.

Dans le premier chapitre, nous avons décrit les grands mécanismes qui gouvernent le cycle de l'eau continental, et illustré comment il est possible d'établir des mesures de l'évolution des masses d'eau dans l'espace et le temps. Nous avons ensuite décrit quels sont les grands types de modèles utilisés en hydrologie, et comment peuvent-ils simuler le cycle de l'eau. Cette partie a été complétée par des concepts théoriques sur l'assimilation de données dans les modèles. Ensuite nous avons rappelé l'intérêt des satellites dans l'observation des eaux continentales, et quelles informations ces derniers peuvent apporter pour mieux représenter et comprendre le cycle hydrologique. La mission SWOT et ses objectifs ont alors été présentés. Enfin pour clore ce chapitre, nous avons présenté les grands objectifs de la thèse et posé les principales questions scientifiques relatives au sujet développé dans cette thèse.

Le second chapitre a permis de bien comprendre quels sont les outils et les données qui ont finalement permis de fournir des résultats. La chaîne de modélisation SAFRAN-ISBA-MODCOU a été détaillée, allant de la description des forçages atmosphériques jusqu'au routage de l'eau dans la rivière, en passant par les modèles de surface et de transfert de l'eau vers la rivière. Les modèles hydrauliques MASCARET (Goutal et Maurel 2002) et « 1D shallow water » (Larnier 2010), permettant de représenter à fine échelle spatiale et temporelle les écoulements d'eau en rivière sur la Garonne aval, ont été ensuite présentés. L'obtention des données et leur exploitation nécessaires à la validation des modèles ont été finalement présentés à la fin de ce chapitre.

Le troisième chapitre a visé à mettre en avant par un article scientifique le cœur des

résultats issus du développement du modèle MODCOU de la chaîne SIM. Les deux principaux résultats issus de cette étude sont les suivants :

- Nous avons montré que la prise en compte d'une vitesse variable des écoulements en rivière (onde cinématique, Decharme et al. 2010) améliore les scores du modèle par rapport à sa version originale (David et al. 2011a, 2011b) : sur la Garonne aval, l'efficacité journalière ou critère de Nash (Nash et Sutcliffe 1970) des débits simulés sur la période 1995-2006 est de l'ordre de 0.1 à 0.2 supérieure à l'efficacité issue des simulations de la version originale de MODCOU.

- Nous avons introduit la possibilité de simuler des hauteurs d'eau spatialisées toutes les trois heures, dans l'optique de pouvoir se comparer aux futurs produits SWOT. L'erreur quadratique moyenne sur la Garonne aval est de l'ordre de 50 cm, soit 10 à 20 cm de moins que l'erreur issue des simulations de la version originale de MODCOU. Nous sommes capables de bien représenter les variations temporelles de la hauteur d'eau, mais le modèle ne permet pas de pouvoir simuler avec précision la profondeur d'eau locale. En effet la comparaison des sorties MODCOU avec celles des modèles hydrauliques MASCARET et « 1D Shallow Water » (Goutal et Maurel 2002, Larnier 2010) a mis en évidence que notre modèle ne prend pas en compte les effets reproduits par les modèles hydrauliques pour deux raisons : 1. les équations des modèles hydrauliques sont beaucoup plus précises que celles de MODCOU, et prennent en compte des effets physiques de fine échelle non considérés par les modèles régionaux. 2. La description du lit de la rivière est beaucoup plus détaillée que celle de MODCOU, prenant en compte les fortes variations spatiales de largeurs et de pentes de fond.

Nous nous sommes concentrés dans le quatrième et dernier chapitre de cette thèse sur l'assimilation des données synthétiques SWOT dans MODCOU. Le but a été d'assimiler ces produits pour améliorer un paramètre déterminant dans la simulation des écoulements en rivière : le coefficient de rugosité (Manning). Plusieurs expériences jumelles ont été réalisées sous différentes conditions. Dans chacune d'elles, nous avons montré que le système est capable de faire converger, au cours des cycles d'assimilation, les coefficients vers un état stable se rapprochant de la réalité connue. Au cours d'un cycle SWOT complet de 21 jours, certains tronçons du bassin de la Garonne ne sont jamais observés (Cf Chapitre IV, début de la sous-section 2.4). Nous avons décidé d'imposer à ces tronçons d'être observé autant de fois que leur

plus proche voisin aval, sur un cycle complet. Ceci est une limitation du système, car cela signifie qu'au moins une observation par cycle SWOT est nécessaire pour chacun des tronçons du système, afin de réussir à corriger leurs valeurs de coefficient de rugosité K_{str} . Des propositions de résolution de cette limitation du système seront discutées dans les perspectives.

La convergence des coefficients n'est pas dépendante du choix de la première ébauche, celle-ci n'influence que sur la vitesse de convergence : dans les expériences 1 et 2, la dispersion autour de la réalité est très proche (écart-types respectifs de 0.90 et 0.91 à la fin de chacune des expériences). En revanche, l'état stable des paramètres du modèle est obtenu au bout de 10 mois dans l'expérience 1, et 18 mois dans l'expérience 2. L'assimilation de différences de hauteurs d'eau fonctionne bien, mais la convergence des coefficients de Manning est moins bonne que lorsqu'on assimile des profondeurs d'eau (Cf expérience 3). L'assimilation des produits issus des modèles hydrauliques (différences d'élévation d'eau) permet d'améliorer la représentation de la variabilité temporelle des hauteurs par le modèle (Cf expérience 4) : en effet sur les portions de rivière où tournent les modèles hydrauliques, MODCOU sous-estimait les amplitudes temporelles de la hauteur d'eau avant assimilation. La convergence des coefficients de rugosité est sensible à l'eau produite en amont par le modèle ISBA. Une erreur de $\pm 10\%$ de la production d'eau par ISBA engendre une convergence moyenne des coefficients de Manning de plus de 1.5 K_s au-dessous ou au-dessus de la réalité connue (Cf expérience 5). Enfin, la prise en compte d'erreurs réalistes des produits SWOT lors de l'assimilation a un impact sur la convergence des coefficients de Manning : dans notre système, la variabilité temporelle de l'humidité spécifique à 10 m (représentant l'erreur liée à la troposphère humide) joue un rôle important (Cf expérience 6).

Synthèse générale

A l'issue des développements réalisés durant cette thèse, le modèle MODCOU de la chaîne SIM est désormais en mesure de simuler dans l'espace et le temps des profondeurs d'eau sur le bassin versant de la Garonne. La combinaison du modèle et des futures observations SWOT est-elle en mesure de nous aider à mieux représenter et comprendre les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant ? Pour en discuter, nous proposons dans cette synthèse d'apporter des éléments de réponse aux trois grandes questions posées dans la section 9 du chapitre I (rappelées ci-dessous).

1. La qualité des hauteurs d'eau simulées par un modèle hydrométéorologique est-elle suffisante pour être comparée avec les produits SWOT ? Dans le chapitre III, nous avons montré qu'il est possible de simuler spatialement l'évolution de profondeurs d'eau, avec une erreur quadratique moyenne de l'ordre de 50 cm sur la Garonne aval (mais plus faible en amont). Cette erreur est supérieure à l'erreur moyenne de SWOT sur une surface en eau de 1 km² qui est de 10 cm, et met donc en évidence le potentiel de la mission à améliorer la performance des modèles hydrologiques. Nous avons ensuite montré qu'il est difficile, avec un modèle distribué régional comme MODCOU, de simuler localement la profondeur d'eau en rivière. En revanche, en moyennant la profondeur simulée sur des tronçons de plus de 10 km, il est possible d'arriver à des produits plus proches des futurs produits SWOT (même ceux en cours de définition) qu'on a pu valider sur les sorties de deux modèles hydrauliques également moyennées sur des portions de rivière de plus de 10 km : les modèles MASCARET (Goutal et Maurel 2002) et « 1D shallow water » (Larnier 2010). On a montré par ailleurs que MODCOU est capable de bien simuler la variabilité temporelle de la hauteur d'eau, et donc de représenter des différences d'élévation d'eau entre deux instants t distincts. Ces produits sont comparables aux futures observations SWOT qui fournira des données d'élévation d'eau (et non des profondeurs d'eau en rivière) à chaque repassage. Il serait évidemment possible d'augmenter la qualité des simulations de MODCOU en utilisant des données de meilleure qualité pour construire le modèle. Mais ce type d'amélioration ne serait pas possible pour l'ensemble des fleuves à l'échelle du globe (nous avons choisi initialement d'utiliser des bases globales autant que possible).

2. Quelle méthode d'assimilation et quelles variables hydrologiques peuvent être utilisées ? Dans notre étude, la méthode du « Best Linear Unbiased Estimator » (BLUE) a été utilisée, dans la lignée d'études précédentes. Cette méthode semble bien fonctionner avec le modèle MODCOU sur le bassin versant de la Garonne. Il serait intéressant de tester si cette méthode d'assimilation fonctionne également sur d'autres bassins versants dont les caractéristiques hydrologiques et géomorphologiques sont différentes. Par ailleurs, la méthode choisie est susceptible d'avoir une influence sur la convergence du système. Il serait donc nécessaire dans des études futures de mettre l'accent sur la vitesse de convergence, sachant que la durée de la mission SWOT est limitée (3 ans). Concernant la variable hydrologique assimilée, nous nous sommes penchés uniquement sur la profondeur en rivière ou sur la différence entre deux profondeurs à deux instants t distincts. Étant donné que le satellite fournira également des données de largeurs et pentes de surface libre, l'assimilation de ces deux produits dans les modèles hydrologiques pourra être exploitée, sous réserve que le modèle simule ces données. La version de MODCOU avec un profil trapézoïdal est une première approche sur la Garonne, mais n'est probablement pas suffisante pour prendre en compte toutes les configurations possibles du fleuve pour la relation hauteur/largeur.

3. Dans quelles mesures les méthodes développées sont-elles dépendantes de la taille du bassin versant ? Nous avons suivi des méthodes d'assimilation initialement développées pour des bassins versants plus étendus (e.g. le Niger dans le cas de Pedinotti et al. 2014). La taille du bassin a un impact important sur la vitesse des processus hydrologiques qui en découlent : en effet le temps de concentration d'un bassin versant est lié à sa superficie, et donc le temps de propagation d'une onde de crue pour s'évacuer à l'exutoire est plus ou moins long selon la taille du bassin. Dans cette étude, nous avons montré que l'assimilation de données synthétiques SWOT sur le bassin de la Garonne donne des résultats satisfaisants avec les méthodes utilisées pour des très grands bassins. Cette étude n'a pas identifié de difficultés particulières pour transposer les méthodes de l'échelle continentale à l'échelle régionale (bassin versant de 50 000 km² et plus). On peut toutefois noter que le modèle doit évidemment être adapté et avoir des performances correctes (sans qu'on puisse donner de seuil de performance précis). Compte tenu du modèle et de la répétitivité des mesures SWOT, on peut également supposer que les méthodes d'assimilation seraient prises en défaut pour des événements rapides (pluies intenses de type méditerranéen).

Perspectives

Nous allons dans cette partie donner les grandes lignes des perspectives qui découlent des travaux réalisés durant cette thèse. Trois grandes parties méritent d'être approfondies, faisant référence à trois aspects fondamentaux développés durant la thèse :

1. le modèle hydrologique

Les développements que nous avons réalisés sur le modèle hydrologique MODCOU ont permis de prendre en compte une vitesse d'écoulement variable en rivière, et de simuler des profondeurs d'eau. Grâce à ces développements, les scores de débits sur le bassin de la Garonne ont été améliorés par rapport à la version originale du modèle (David et al. 2011a, 2011b). Aussi bien pour la simulation des débits que des hauteurs, le modèle pourra encore être amélioré. On propose trois pistes pour augmenter ses performances :

- **Redéfinition du maillage de RAPID** : la définition des mailles-rivière du module de transfert en rivière RAPID de MODCOU a été proposé par Habets et al. (1999a, 1999b). Ces travaux sont anciens, il serait souhaitable de mettre en place un nouveau maillage plus précis, basé une banque de données (de géomorphologie des rivières) plus détaillée, comme la BD Carthage par exemple : <http://professionnels.ign.fr/bdcarthage>. Par ailleurs, il sera souhaitable de réfléchir si la base de donnée choisie sera adaptée aux observations SWOT pour les travaux futurs en assimilation de données.

- **Redéfinition des paramètres** : Dans la méthode de l'onde cinématique (Decharme et al. 2010), trois paramètres géomorphologiques sont utilisés : la pente de fond, la largeur au miroir, et le coefficient de Manning. La connaissance de ces paramètres est capitale pour simuler de façon optimale les écoulements en rivière. Il est certain qu'il est possible d'améliorer leurs valeurs sur les 944 mailles-rivière du bassin de la Garonne. Pour cela, la récupération de bases de données plus précises serait souhaitable. Un modèle numérique de terrain plus détaillé que SRTM 90 m (comme par exemple celui de l'IGN, ou des relevés Lidar sur les zones où ils sont disponibles, et au niveau global SRTM 30 m, mis à disposition progressivement)

permettrait notamment de mieux déterminer les pentes du terrain et d'estimer avec une meilleure précision les valeurs de pentes de fond qui ne sont pas directement accessibles. La récupération de courbes de tarage sur davantage de stations fournirait par ailleurs une meilleure connaissance des valeurs des coefficients de Manning. D'autres stations que celles utilisées dans cette thèse pourraient être utilisées, afin d'améliorer les résultats sur la Garonne. Une extension de l'étude sur l'ensemble de la France par la suite serait souhaitable.

- **Prise en compte des effets anthropiques** : L'homme a une influence parfois importante sur le cycle de l'eau continental, or ces effets ne sont pas simulés dans MODCOU. Le premier facteur principal est la construction de barrages dans les rivières qui stockent et déstockent de l'eau. Le deuxième facteur est l'irrigation dans le secteur agricole. La majeure partie de l'eau d'irrigation est utilisée par les cultures est évapotranspirée, ce qui correspond à un prélèvement net. Ce prélèvement sur le bassin de la Garonne peut provenir de pompes en rivière, retenues collinaires, ou directement de stockages d'eau de surface. L'impact des barrages peut être très divers selon leurs fonctions (barrages hydroélectriques, soutien d'étiages, navigation, irrigation). Dans nos expériences jumelles, l'impact de l'anthropisation sur la qualité des résultats ne peut être mesuré. Par contre, cet impact peut affecter les scores des modèles. Par exemple, les difficultés de calage du modèle sur la Dordogne peuvent être liés à la présence de barrages en amont de la rivière, puis le long de la rivière pour la navigation. La prise en compte de l'anthropisation dans les modèles est indispensable avant l'utilisation de données réelles SWOT.

2. L'assimilation de données

Le développement d'une maquette d'assimilation de données dans ces travaux de thèse a permis de constater qu'il est possible d'améliorer les valeurs des coefficients de rugosité, en assimilant des produits SWOT synthétiques. Dans le cadre d'une expérience jumelle, les deux grands objectifs sont les suivants : converger proche de la réalité connue ; converger si possible rapidement vers cette réalité. Comme énoncé dans les réponses aux questions posées dans la synthèse, la méthode d'assimilation choisie peut avoir un impact sur ces deux points. Elles devront donc être testées dans des études futures. Par exemple, le filtre de Kalman d'ensemble gère mieux les aspects de non-linéarité que la méthode du BLUE, ce qui pourrait permettre une convergence de meilleure qualité. De plus, il est facilement possible avec le filtre de Kalman

d'ensemble de paralléliser le code de calcul afin d'augmenter la vitesse de la simulation, en envoyant des exécutables sur plusieurs processeurs. La méthode du filtre de Kalman d'ensemble est actuellement testée dans les travaux de thèse de Charlotte Emery (2013-2016) – Observatoire Midi-Pyrénées, LEGOS (Toulouse). Le filtre particulière est également une méthode intéressante à tester, mais qui a le désavantage d'être longue en temps de calcul pour des vecteurs de grande taille. Nous avons décidé de découper le bassin de la Garonne en 165 tronçons : ce nombre risque d'être important pour le filtre particulière. Il faudrait ainsi probablement découper le bassin en tronçons plus grands pour diminuer la taille des vecteurs associés, et évidemment tester tous les impacts possibles de ce nouveau découpage sur la physique du système. Par ailleurs, quelle que soit la méthode testée, la mise en place d'une boucle externe permettant d'augmenter la vitesse de convergence est à expérimenter. Le principe est d'assimiler des données plusieurs fois (2 ou plus) par fenêtre temporelle, ce qui a pour effet d'économiser le nombre de données totales disponibles, et donc de permettre une convergence plus rapide des paramètres que l'on souhaite corriger.

On a montré dans la première expérience que dans notre système, les tronçons dont le produit des trois paramètres géomorphologiques de la rivière (pente, largeur, coefficient de Manning - $K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_0}$) est élevé convergent plus difficilement vers la réalité, et qu'il était nécessaire d'augmenter les valeurs des termes diagonaux de la matrice de covariance d'erreur d'ébauche pour permettre aux valeurs des coefficients de Manning de varier plus facilement entre deux cycles d'assimilation. Cela a eu pour effet de diminuer la qualité de la convergence vers la réalité pour l'ensemble des tronçons. Il serait souhaitable de réfléchir à un moyen conduisant à une bonne convergence pour tous les tronçons du bassin, indépendamment des caractéristiques géomorphologiques de ces tronçons. Il faut cependant noter que l'impact du coefficient de Manning sur les écoulements en rivière n'est pas le même pour tous les tronçons. En effet, la hauteur d'eau d'un tronçon avec une pente de fond forte sera par exemple moins impactée par une variation de 1 K_s que la hauteur d'un tronçon avec une pente faible. Il s'avère que ce sont les tronçons avec un fort produit $K_{str} \cdot W \cdot \sqrt{S_0}$ qui ont du mal à converger vers la réalité (Cf Chapitre IV, sous-section 2.4.1, rubrique B), mais la répercussion associée sur la hauteur ou le débit en rivière est généralement faible.

La question des portions de rivières qui ne sont jamais observées par le satellite durant

un cycle complet est à approfondir. Dans notre étude, on impose que chacun des tronçons soit observé au minimum une fois par cycle (Cf Chapitre IV, début de la sous-section 2.4). Une méthode permettant aux coefficients de Manning des tronçons jamais observés de converger vers la réalité serait souhaitable. Il faudrait trouver un moyen de tirer profit de l'information du modèle pour modifier les valeurs des paramètres à corriger, comme par exemple tester s'il y a une corrélation entre l'erreur d'ébauche de deux tronçons voisins. Il faudrait alors définir l'ordre de grandeur de cette corrélation, et tester aussi s'il existe une corrélation entre l'erreur d'ébauche de deux tronçons non voisins (dans une même rivière voire sur deux rivières différentes du bassin). S'il y a bien une corrélation sur l'erreur d'ébauche entre un tronçon observé et un tronçon jamais observé, on pourrait alors corriger le coefficient de Manning du tronçon jamais observé. En d'autres mots, exploiter la complémentarité des observations SWOT et des sorties du modèle pour corriger les paramètres de n'importe quel tronçon (observé ou non) serait une avancée importante.

Dans l'ensemble des travaux présentés au sein du chapitre IV, on a cherché à assimiler des hauteurs d'eau synthétiques SWOT afin de corriger le coefficient de rugosité des rivières s'écoulant dans le bassin de la Garonne. Des études futures proposant d'assimiler des produits SWOT différents (largeurs, pente de surface libre) pourront se faire. Par ailleurs, à la place de corriger le coefficient de rugosité, on pourrait également tester si la correction des largeurs et des pentes de fond permettrait d'améliorer la représentation des écoulements en rivière. Il est possible également que la multiplication des paramètres à caler entraîne des risques d'équifinalité. Il serait intéressant également de remonter plus en amont dans le processus de correction du modèle, en tentant cette fois-ci non pas de corriger MODCOU, mais le modèle ISBA ou le système d'analyse SAFRAN. En effet toute l'eau transférée dans la rivière par RAPID dépend du forçage météorologique SAFRAN et de la quantité d'eau ruisselée et infiltrée que simule ISBA. Ces deux compartiments de la chaîne SIM (revoir description détaillée dans le chapitre I) jouent donc un rôle capital et pourront éventuellement être améliorés grâce à l'assimilation de données. Il serait par ailleurs intéressant d'essayer de corriger les variables pronostiques de la chaîne SIM, comme l'humidité du sol, l'eau en rivière, ou alors le forçage atmosphérique. Cette approche est différente de celle réalisée dans cette thèse où nous n'avons pas corrigé de variables pronostiques mais des paramètres fixes (coefficient de rugosité). L'intérêt de corriger des variables pronostiques est intéressante dans le cadre du suivi de la ressource en eau, dans le cas où la mission SWOT serait prolongée, et aussi pour l'hydrologie

opérationnelle.

On rappelle que la finalité de cette étude serait de pouvoir étendre les travaux d'assimilation de données à l'échelle globale, puisque SWOT observera presque la totalité des zones en eau continentales de la planète. L'étude a été réalisée sur le bassin de la Garonne et conduit à des résultats satisfaisants, mais nous ne sommes pas en mesure de pouvoir dire si nos travaux marcheraient aussi bien sur un autre bassin versant, choisi de façon aléatoire dans le monde. Les travaux de thèse en cours de C. Emery montrent que les expériences jumelles en assimilation de données fonctionnent de façon satisfaisante sur le bassin de l'Amazonie. Actuellement, des comparaisons avec le bassin versant du Congo sont en cours.

3. La préparation des produits SWOT

Toutes les expériences présentées dans le chapitre IV du manuscrit ont permis de simuler ce que SWOT observera lors de ses repassages au-dessus du bassin de la Garonne, et de quelle façon sera corrigé le coefficient de rugosité du modèle. Il est important dans des études futures de préparer au mieux l'exploitation des produits SWOT. Nous avons décidé dans nos travaux d'assimiler les données du satellite sur des tronçons de 10 km. Ce choix pourra être revu par la suite, et par conséquent aura un impact sur l'erreur d'observation. Dans nos expériences, on a proposé dans un premier temps d'imposer une erreur de 10 cm pour une élévation d'eau mesurée par SWOT. Ensuite on a proposé à cette erreur de varier dans l'espace et le temps en fonction de l'erreur instrumentale et de la variabilité atmosphérique (contenu en eau, vent). La définition des erreurs de mesure du satellite est déterminante pour les paramètres du système qu'on souhaite corriger. Il sera donc nécessaire de réaliser des études plus approfondies pour simuler au mieux ces erreurs. Le simulateur SWOT (Durand et al. 2010, 2014) permettrait de mieux quantifier les erreurs de mesure du satellite que dans les travaux que nous avons réalisés. Ce simulateur est pour l'instant utilisé à des échelles inférieures à celles que nous avons utilisées dans cette thèse. Il serait intéressant de tester si ce simulateur peut être adapté pour fonctionner également à l'échelle régionale ou globale. Par ailleurs, l'utilisation de données satellitaires réelles (comme JASON, ENVISAT ou SARAL) pourra être testée sur des grands bassins tels que l'Amazonie ou le Congo, et permettra ainsi de se placer en expérience d'assimilation de données réelles, au lieu de jumelles.

Bibliographie

- Abbott, M. B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., and Rasmussen, J. (1986) : An introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modeling system, *Journal of Hydrology*, **87**, 45- 59.
- Alsdorf, D. E. et D. P. Lettenmaier (2003) : Tracking fresh water from space, *Science*, **301**, 1485-1488.
- Alsdorf, D. E., E. Rodriguez, D. P. Lettenmaier (2007) : Measuring surface water from space, *Rev. Geophys.*, **45**, 1-24.
- Armstrong, R. L. et Brun E. (2008) : Snow and Climate : Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling, *Cambridge University Press*.
- Arora, V. K et Boer, G. J. (1999) : A variable velocity flow routing algorithm for GCMs, *J. Geophys. Res.*, **104**, 30965–30979.
- Artinyan, E., F. Habets, J. Noilhan, E. Ledoux, D. Dimitrov, E. Martin et P. Le Moigne (2008) : Modelling the water budget and the riverflows of the Maritsa basin in Bulgaria, *Hydrology and Earth System Sciences*, **12**, 21–37.
- Bartalis, Z., W. Wagner, V. Naeimi, S. Hasenauer, K. Scipal, H. Bonekamp, J. Figa et C. Anderson (2007) : Initial soil moisture retrievals from the metop-a advanced scatterometer (ascat), *Geophysical Research Letters*, **34**, L20401.
- Berthet, L. (2010) : Prévision des crues au pas de temps horaire: pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique, thèse de doctorat, AgroParisTech, Paris, France.
- Beven, K. et Kirkby, M. J. (1979) : A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Bulletin*, **24**, 43-69.
- Biancamaria, S., K. M. Andreadis, M. Durand, E. A. Clark, E. Rodriguez, N. M. Mognard, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier et Y. Oudin (2010) : Preliminary characterization of SWOT hydrology error budget and global capabilities, *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, **3**, 6-19.
- Biancamaria, S., M. Durand, K. M. Andreadis, P. D. Bates, A. Boone, N. M. Mognard, E. Rodriguez, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier, E. A. Clark. (2011) : Assimilation of virtual wide swath altimetry to improve Arctic river modeling, *Remote Sensing of Environment*, **115**, 373-381.

- Biancamaria, S., E. Rodriguez, N.M. Mognard, F. Saleh, F. Habets et N. Flipo (2011) : Présentation de la future mission satellitaire SWOT et des campagnes aéroportées AirSWOT, Programme PIREN-Seine.
- Biancamaria, S., D. P. Lettenmaier, T. M. Pavelsky (2015) : The SWOT mission and capabilities for land hydrology, *Surveys in Geophysics (article soumis)*
- Boone, A., V. Masson, T. Meyers et J. Noilhan (2000) : The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme, *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 1544-1569.
- Bouttier, F. et P. Courtier (1999) : Data assimilation concepts and methods, *ECMWF Lecture Note*.
- Brenot, H. (2006) : Potentiel de la mesure GPS sol pour l'étude des pluies intenses méditerranéennes, thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Brocca, L., S. Hasenauer, T. Lacava, F. Melone, T. Moramarco, W. Wagner, W. Dorigo, P. Matgen, J. Martínez-Fernández, P. Llorens et al. (2011) : Soil moisture estimation through ascats and AMSR-E sensors : an intercomparison and validation study across Europe, *Remote Sensing of Environment*, **115**, 3390–3408.
- Brown S. et E. Obligis (2014) : SWOT Wet Tropospheric Correction Working Group Report, SWOT SDT #3, Washington DC, USA.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre et C. Coléou (1989) : An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, **35**, 333–342.
- Brun, E., P. David, M. Sudul et G. Brunot (1992) : A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, **38**, 13-22.
- Buis, S., A. Piacentini et D. Déclat (2006) : PALM : A Computational framework for assembling high performance computing applications, *Concurrency Computat, Pract. Exper.*, **18**, 247-262.
- Caballero, Y., S. Voirin-Morel, F. Habets, J. Noilhan, P. Le Moigne, A. Lehenaff et A. Boone (2007) : Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change, *Water Resources Research*, **43**, 07448, doi:10.1029/2005WR004192.
- Chauveau, M., S. Chazot, C. Perrin, P.-Y. Bourgin, E. Sauquet, J.-P. Vidal, N. Rouchy, E. Martin, J. David, T. Norotte, P. Maugis et X. De Lacaze (2013) : Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en France à l'horizon 2070 ?, *La Houille blanche*, **4**, 5-15.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, J. S. Famiglietti et M. Rodell (2005) : Spatial sensitivity of the

- Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations, *J. Geophys. Res.*, **110**, B08408, doi:10.1029/2004JB003536.
- Cimini D., N. Pierdicca, E. Pichelli, R. Ferretti, V. Mattioli, S. Bonafoni, M. Montopoli et D. Perissin : On the accuracy of integrated water vapor observations and the potential for mitigating electromagnetic path delay error in InSAR, *Atmos. Meas. Tech.*, **5**, 1015-1030.
- Coe, M. T. (1998) : A linked global model of terrestrial processes: Simulation of modern rivers, 781 lakes and wetlands, *J. Geophys. Res.*, **103**, 8885–8899.
- Coustau, M., S. Ricci, V. Borrell-Estupina, C. Bouvier et O. Thual (2013) : Benefits and limitations of data assimilation for discharge forecasting using an event-based rainfall-runoff model, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **13**, 583-596.
- David, C.H., Habets, F., Maidment, D.R. et Yang, Z-L (2011a) : RAPID applied to the SIM-France model, *Hydrol. Process.*, **25** , 3412– 3425.
- David, C.H., D. R. Maidment, G.-Y. Niu, Z.-L. Yang, F. Habets et V. Eijkhout (2011b) : River network routing on the NHDPlus dataset, *Journal of Hydrometeorology*, **12**, 913-934.
- Decharme B., R. Alkama, H. Douville, M. Becker et A. Cazenave (2010) : Global Evaluation of the ISBA–TRIP Continental Hydrological System. Part II : Uncertainties in River Routing Simulation Related to Flow Velocity and Groundwater Storage, *J. Hydrometeor*, **11**, 601–617.
- Decharme, B., A. Boone, C. Delire, et J. Noilhan (2011) : Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions, *Journal of Geophysical Research*, **116** , D20126, doi:10.1029/2011JD016002.
- Decharme, B., E. Martin et S. Faroux (2013) : Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models, *J. Geophys. Res.*, **118**, 1–16.
- Dingman, S. L. (1994) : Physical Hydrology (1st edition), *Macmillan Publishing Company*.
- Dingman, S. L. (2002) : Physical Hydrology (2nd edition), *Prentice Hall*.
- Ducharne, A., C. Golaz, E. Leblois, K. Laval, J. Polcher, E. Ledoux et G. de Marsily (2003) : Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM, *Journal of Hydrology*, **280**, 207–228.
- Dümenil, H. et E. Todoni (1992) : A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model, *Adv. Theor. Hydrol.*, **9** , 129–157.

- Durand, Y., E. Brun, L. Mérindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre et E. Martin (1993) : A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, *Ann. Glaciol.*, **18**, 65–71.
- Durand, Y., G. Giraud, E. Brun, L. Merindol et E. Martin (1999) : A computer based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, **45**, 469–484.
- Durand, M., E. Rodriguez, E. A. Douglas et M. Trigg (2010) : Estimating River Depth From Remote Sensing Swath Interferometry Measurements of River Height, Slope, and Width, *Journal of selected topics in applied earth observations and remote sensing*, **3**, 20-31.
- Durand, M., J. Neal, E. Rodriguez, K.M. Andreadis, L.C. Smith et Y. Yoon (2014) : Estimating reach-averaged discharge for the River Severn from measurements of river water surface elevation and slopes, *Journal of Hydrology*, **511**, 92-104.
- Enjolras, V. (2007) : Evaluation des performances des nouveaux instruments radar altimètres imageurs interférométriques spatiaux : application à l'océanographie et à l'hydrologie, thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure de l'Aéronautique et de l'Espace, Toulouse, France.
- Entekhabi, D., E. G. Njoku, P. E. O'Neill, K. H. Kellogg, W. T. Crow, W. N. Edelstein, J. K. Entin, S. D. Goodman, T. J. Jackson et J. Johnson (2010) : The soil moisture active passive (smap) mission, *Proceedings of the IEEE*, **98**, 704–716.
- Etchevers, P. (2000) : Modélisation de la phase continentale du cycle de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhône. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France
- Etchevers, P., C. Golaz et F. Habets (2001) : Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin from 1981 to 1994, *Journal of Hydrology*, **244**, 60–85.
- Evensen, G. (2003) : The ensemble Kalman filter : Theoretical formulation and practical implementation, *Ocean Dynamics*, **53**, 343-367.
- Faroux, S., A. T. Kaptué Tchuenté, J.-L. Roujean, V. Masson, E. Martin et P. Le Moigne (2013) : ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models, *Geosci. Model Dev.*, **6**, 563-582.
- Farr, T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D.

- Burbank et D. Alsdorf (2007) : The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, **45**, 1-33.
- Flentje, H., A. Dörnbrack, A. Fix, G. Ehret et E. Holm (2007) : Evaluation of ECMWF water vapour fields by airborne differential absorption lidar measurements : a case study between Brazil and Europe, *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 5033-5042.
- Flores, A.N., D. Entekhabi et R. L. Bras (2012) : Data assimilation for improving soil moisture estimation at hillslope scales : experiments with synthetic SMAP radar data, *Remote Sensing and Hydrology*, **352**, 308-311.
- Fouilloux, A. et A. Piacentini (1999) : The PALM Project : MPMD Paradigm for an Oceanic Data Assimilation Software, *Lectures Notes In Computer Science*, **1685**, 1423-1430.
- Fu, L. L., D. E. Alsdorf, R. Morrow, E. Rodriguez et N. M. Mognard (2012) : SWOT : the Surface Water and Ocean Topography Mission, *JPL Publication 12-05*, https://swot.jpl.nasa.gov/files/swot/SWOT_MSD_1202012.pdf.
- Gelb, A. (1974) : Applied Optimal Estimation, *Cambridge Mass. : MIT. Press*.
- Gilli, E., C. Mangan et J. Mudry (2008) : Hydrogéologie : objet, méthodes, applications. 2ème édition, *Sciences Sup. Dunod*.
- Gleason C.J. et L.C. Smith (2014) : Toward global mapping of river discharge using satellite images and at-many-stations hydraulic geometry, *PNAS*, doi:10.1073/pnas.1317606111, 1-4.
- Goutal, N. et F. Maurel (2002) : A finite volume solver for 1D shallow water equations applied to an actual river, *Int. J. Numer. Meth. Fluids*, **38**, 1–19.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé et D. Vidal-Madjar (1999a) : The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area : Part I : Model and database, *Journal of Hydrology*, **217**, 75–96.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé et D. Vidal-Madjar (1999b) : The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area : Part II : Simulation of streamflows and annual water budget, *Journal of Hydrology*, **217**, 97–118.
- Habets, F., P. Etchevers, C. Golaz, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, J. Noilhan et C. Ottlé (1999c) : Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin, *J. Geophys. Res.*, **104**, 145-172.
- Habets, F., A. Boone, J.-L. Champeaux, P. Etchevers, L. Franchisteguy, E. Leblois, E. Ledoux, P.

- Le Moigne, E. Martin, S. Morel, J. Noilhan, P. Quintana Segui, F. Rousset-Regimbeau et P. Viennot (2008) : The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *J. Geophys. Res.*, **113**, 1-18.
- Häfliger, V. E. Martin, A. Boone, F. Habets, C. H. David, P.-A. Garambois, H. Roux, S. Ricci, L. Berthon, A. Thévenin et S. Biancamaria (2015) : Evaluation of Regional-Scale River Depth Simulations Using Various Routing Schemes within a Hydrometeorological Modeling Framework for the Preparation of the SWOT Mission, *Journal of Hydrometeorology*, **16**, 1821-1842.
- Hagemann, S. et L. Dümenil (1997) : A parametrization of the lateral waterflow for the global scale, *Climate Dynamics*, **14**, 17–31.
- Kerr, Y., P. Waldteufel, J. P. Wigneron, F. Cabot, J. Boutin, M. J. Escorihuela, J. Font, N. Reul, C. Gruhier, S. Juglea, S. Delwart, M. Drinkwater, A. Hahne, M. Martin- Neira et S. Mecklenburg (2010) : The SMOS mission: new tool for monitoring key elements of the global water cycle, *Proceedings of the IEEE*, **98**, 666-687.
- Kirchner, J. W. (2006) : Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology, *Water Resource Research*, **42**, W03S04.
- Landerer, F.W. et S.C. Swenson (2012) : Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates, *Water Resources Research*, **48**, 1-11.
- Larnier, K. (2010) : Modélisation thermohydraulique d'un tronçon de Garonne en lien avec l'habitat piscicole: approches statistique et déterministe, thèse de doctorat, Université de Toulouse, France.
- Ledoux, E., G. Girard et J.P. Villeneuve (1984) : Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La Houille Blanche*: 101-110.
- Ledoux, E., G. Girard, G. D. Marsily et J. Deschenes (1989) : Spatially distributed modelling: Conceptual approach, coupling surface water and ground-water, in *Unsaturated Flow in Hydrologic Modelling : Theory and Practice*, NATO ASI Ser. C, edited by H. J. Morel-Seytoux, pp. 435–454, *Kluwer Acad., Norwell, Mass.*
- Liston, G. E., Y. C. Sud et E. F. Wood (1994) : Evaluating GCM Land Surface Hydrology Parameterizations by Computing River Discharges Using a Runoff Routing Model : Application to the Mississippi Basin, *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 394-405.
- Lucas-Picher, P., V. K. Arora, D. Caya et R. Laprise (2003) : Implementation of a large-

- scale variable velocity river flow routing algorithm in the Canadian Regional Climate Model (CRCM), *Atmosphere-Ocean*, **41**, 139–153.
- Mahfouf, J. F. et J. Noilhan (1991) : Comparative Study of Various Formulations of Evaporations from Bare Soil Using In Situ Data, *Journal of Applied Meteorology*, **30**, 1354–1365.
- Mahfouf J.F. et J. Noilhan (1996) : Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method, *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 987–992.
- Martin, E., (1988) : Etude expérimentale des flux de chaleur au-dessus de la neige. Technical report, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. Rapport de DEA.
- Massart, S. (2003) : Méthodologie de l'assimilation de données. Application à la chimie atmosphérique et à la mécanique des structures, thèse de doctorat, I.N.P.T., Toulouse, France.
- Masson, V., P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouyssel, P. Brousseau, E. Brun, J.-C. Calvet, D. Carrer, B. Decharme, C. Delire, S. Donier, K. Essaouini, A.-L. Gibelin, H. Giordani, F. Habets, M. Jidane, G. Kerdraon, E. Kourzeneva, M. Lafaysse, S. Lafont, C. Lebeaupin Brossier, A. Lemonsu, J.-F. Mahfouf, P. Marguinaud, M. Mokhtari, S. Morin, G. Pigeon, R. Salgado, Y. Seity, F. Taillefer, G. Tanguy, P. Tulet, B. Vincendon, V. Vionnet et A. Voldoire (2013) : The SURFEX v7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, *Geosci. Model Dev.*, **6**, 929-960.
- Miller, J. R., G. L. Russell et G. Caliri (1994) : Continental-Scale River Flow in Climate Models, *Journal of Climate*, **7**, 914–928.
- Morel, S. (2003) : Modélisation distribuée des flux d'eau et d'énergie et des débits à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Naeimi, V., Z. Bartalis et W. Wagner (2009) : Ascet soil moisture : An assessment of the data quality and consistency with the ers scatterometer heritage, *Journal of Hydrometeorology*, **10**, 555–563.
- Nash, J.E. et J. V. Sutcliffe (1970) : River flow forecasting through conceptual models, part 1, A discussion of principles, *J. Hydrol.*, **10**, 282–290.
- Ngo-Duc, T., K. Laval, G. Ramillien, J. Polcher et A. Cazenave (2007) : Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic

- Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data, *Water Resources Research*, **43**, W04427. doi:10.1029/2006WR004941.
- Ning, T., G. Elgered, U. Willen et J.M. Johansson (2013) : Evaluation of the atmospheric water vapor content in a regional climate model using ground-based GPS measurements, *Journal of Geophysical Research : Atmosphere*, **118**, 329-339.
- Noilhan, J. et S. Planton (1989) : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Monthly Weather Review*, **117**, 536–549.
- Oki, T. et Y. C. Sud (1998) : Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) - A Global River Channel Network, *Earth Interactions*, **2**, 1–37.
- Parrens, M. (2013) : Assimilation des données SMOS dans un modèle des surfaces continentales : mise en œuvre et évaluation sur la France, thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Pavelsky, P., M. Durand, K. M. Andreadis, R. E. Beighley, R. C. D. Paiva, G. H. Allen, Z. F. Miller (2014) : Assessing the potential global extent of SWOT river discharge observations, *Journal of Hydrology*, **519**, 1519-1525.
- Pedinotti, V., S. Ricci, S. Biancamaria et N. Mognard (2014) : Assimilation of satellite data to optimize large scale hydrological model parameters : A case study for the SWOT mission, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **18**, 4485–4507.
- Quintana, P. (2008) : Simulation hydrologique en région méditerranéenne avec SAFRAN-ISBA-MODCOU. Amélioration de la physique et évaluation des risques dans le cadre du changement climatique, thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Pierdicca, N., L. Pulvirenti, F. Fascetti, R. Crapolicchio et M. Talone (2013) : Analysis of two years of ASCAT- and SMOS-derived soil moisture estimates over Europe and North Africa, *European Journal of Remote Sensing*, **46**, 759-773.
- Ricci, S. (2004) : Assimilation variationnelle océanique : modélisation multivariée de la matrice de covariance d'erreur d'ébauche, thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Ritter, B. et J. F. Geleyn (1992) : A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 303–325.
- Rodriguez, E. (2015) : Surface Water and Ocean Topography (SWOT), Science Requirements Document, JPL document D-61923, https://swot.jpl.nasa.gov/files/swot/SRD_021215.pdf.

- Rousset, F., F. Habets, E. Gomez, P. Le Moigne, S. Morel, J. Noilhan et E. Ledoux (2004) : Hydrometeorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system, *J. Geophys. Res.*, **109**, D14105.
- Rousset-Régimbeau, F (2006) : Ensemble streamflow forecast over the entire France, *Geophysical Research Abstracts*, **8**, 01962
- Rousset-Regimbeau, F. (2014) : Cours de modélisation hydrométéorologique, Météo- France.
- Santos da Silva, J., S. Calmant, F. Seyler, O. Corrêa Rotunno Filho, G. Cochonneau et W. João Mansur (2010) : Water levels in the Amazon basin derived from the ERS2 and ENVISAT radar altimetry missions, *Remote sensing of Environment*, **114**, 2160-2181.
- Schmugge, T. (1983) : Remote sensing of soil moisture : Recent advances, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **3**, 336–344.
- Seo, K.-W., C. R. Wilson, J. S. Famiglietti, J. L. Chen et M. Rodell (2006) : Terrestrial water mass load changes from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), *Water Resour. Res.*, **42**, W05417, doi:10.1029/2005WR004255.
- Sherman, L. K. (1932) : Streamflow from rainfall by the unit-graph method, *Eng. News Record*, **108**, 501-505.
- Singla, S. (2012) : Prévisibilité des ressources en eau à l'échelle saisonnière en France, thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, France.
- Singla, S., J.-P. Céron, E. Martin, F. Regimbeau, M. Déqué, F. Habets et J.-P. Vidal (2012) : Predictability of soil moisture and river flows over France for the spring season, *Hydrology and Earth System Sciences*, **16**, 201-216.
- Swenson, S., J. Wahr et P. C. D. Milly (2003) : Estimated accuracies of regional water storage variations inferred from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), *Water Resour. Res.*, **39**, 1223, doi:10.1029/2002WR001808.
- Syed, T.H., J.S. Famiglietti, M. Rodell, J. Chen et C.R. Wilson (2008) : Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS, *Water Resources Research*, **44**, 1-15.
- Tangara, M. (2005) : Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global, Ecole pratique des hautes études de Paris, CEMAGREF, 374 pp.
- Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson et M. M. Watkins (2004b) : GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, **305**, 503–505.
- Thirel, G. (2009) : Amélioration des prévisions d'ensemble des débits sur la France de SAFRAN-ISBA-MODCOU, thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

- Todini, E. (2007) : A mass conservative and water storage consistent variable parameter Muskingum-Cunge approach, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**, 1645-1659.
- Vergnes, J. P. (2012) : Développement d'une modélisation hydrologique incluant la représentation des aquifères : évaluation sur la France et à l'échelle globale, thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Vergnes, J. P., B. Decharme, F. Habets (2014) : Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **119**, 11065-11086.
- Vörösmarty, C. J., B. M. Iii, A. L. Grace, M. P. Gildea, J. M. Melillo, B. J. Peterson, E. B. Rastetter et P. A. Steudler (1989) : Continental scale models of water balance and fluvial transport : An application to South America, *Global Biogeochemical Cycles*, **3**, 241–265.
- Wahr, J., M. Molenaar et F. Bryan (1998) : Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res.*, **103**, 30205-30229.
- Watrin, N. (2014) : Cours d'hydrométrie et réseau de mesure, Ministère de l'Ecologie, du Développement durable et de la Mer.
- Winsemius, H. C., H. H. G. Savenije, N. C. vandeGiesen, B. J. J. M. vandenHurk, E. A. Zapreeva et R. Klees (2006) : Assessment of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) temporal signature over upper Zambezi, *Water Resour. Res.*, **42**, W12201, doi:10.1029/2006WR005192.
- Wood, E. F., D.P. Lettenmaier et V.G. Zartarian (1992) : A Land-Surface Hydrology Parameterization With Subgrid Variability for General Circulation Models, *J. Geophys. Res.*, **97**, 2717–2728.
- Zaitchik, B. F., M. Rodell et R. H. Reichle (2008) : Assimilation of GRACE Terrestrial Water Storage Data into a Land Surface Model : Results for the Mississippi River Basin, *Journal of Hydrometeorology*, **9**, 535-548.
- Zhao, R.J. (1992) : The Xinanjiang model applied in China, *Journal of Hydrology*, **134**, 317–381.

AUTEUR

Claude Vincent HAFLIGER

TITRE

Assimilation de hauteurs d'eau SWOT (Surface Water and Ocean Topography) dans un modèle hydrométéorologique distribué régional

**DIRECTEUR DE THESE
CO-DIRECTEUR DE THESE**

Mr Eric MARTIN
Mr Aaron BOONE

**LIEU ET DATE
DE SOUTENANCE**

Centre National de Recherches Météorologiques,
Toulouse, le 23 novembre 2015

RESUME

L'objectif de la thèse a été d'assimiler des données SWOT (Surface Water and Ocean Topography) virtuelles de hauteurs d'eau en rivière, en tenant compte de l'incertitude attendue des observations satellitaires. À partir des produits d'assimilation, l'enjeu final a été d'optimiser les valeurs du coefficient de rugosité du lit des rivières du bassin de la Garonne, paramètre déterminant dans les modèles hydrologiques pour la régulation des écoulements.

Dans un premier temps, plusieurs développements du modèle hydrométéorologique régional ISBA/MODCOU ont été effectués. Les objectifs principaux ont été d'introduire la simulation de hauteurs d'eau pour permettre une comparaison simple avec les futurs produits SWOT dans la suite des travaux.

Après avoir développé et évalué le modèle sur le bassin de la Garonne, la deuxième étape a été alors de mettre en place un schéma d'assimilation de données permettant d'assimiler des produits synthétiques SWOT dans le modèle. Le système d'assimilation utilisé a reposé sur la méthode du « Best Linear Unbiased Estimator » (BLUE). Dans notre cas, les données SWOT virtuelles ont servi à améliorer un paramètre hydrologique déterminant dans ISBA/MODCOU : le coefficient de rugosité de la rivière. Les résultats ont montré que le système d'assimilation permet de converger vers la simulation de référence ($\pm 1 Ks$ pour le coefficient de rugosité, ± 5 cm pour la hauteur d'eau) sous certaines conditions.

La fin des travaux a été consacrée à la prise en compte d'erreurs de mesures SWOT plus réalistes (liées à l'instrument embarqué sur le satellite, à la déformation des ondes dans l'atmosphère, etc.), ainsi qu'à l'assimilation de données de hauteurs d'eau issues de modèles hydrauliques détaillés sur la Garonne aval.

MOTS-CLES

Hydrologie, Météorologie, Modélisation,
Assimilation, Télédétection, Altimétrie

DISCIPLINE

Hydrologie et Météorologie

**INTITULE ET ADRESSE
DU LABORATOIRE**

CNRM/GAME (Météo-France CNRS),
42 av. Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse