

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

Discipline ou spécialité :

Surfaces Interfaces Continentales Hydrologie

Présentée et soutenue par :

Mme MALAK SADKI

le mercredi 15 mars 2023

Titre :

Amélioration de la représentation des écoulements en rivière par l'intégration des barrages-réservoirs et l'apport de la mission altimétrique SWOT.

École doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

Centre national de recherches météorologiques (CNRM METEO)

Directeurs de Thèse :

M. AARON BOONE

M. SIMON MUNIER

Rapporteurs :

MME FLORA BRANGER, INRA LYON

Membres du jury :

M. GILLES BELAUD, MONTPELLIER SUPAGRO, Président

M. AARON BOONE, CENTRE NATIONAL DE RECHERCHES METEO, Membre

M. BERTRAND DECHARME, CENTRE NATIONAL DE RECHERCHES METEO, Membre

MME AGNÈS DUCHARNE, UNIVERSITE SORBONNE, Membre

M. SIMON MUNIER, CENTRE NATIONAL DE RECHERCHES METEO, Membre

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui de près ou de loin ont contribué à la concrétisation de cette thèse de doctorat.

En premier lieu, je tiens à exprimer toute ma gratitude à mes deux directeurs de thèse Simon Munier et Aaron Boone qui m'ont accompagnée tout au long de cette thèse et dont les précieux conseils ont permis l'élaboration de ce travail de recherche et de ce manuscrit. Leur grande expertise en hydrologie ainsi que leur générosité dans le partage des connaissances, leurs enseignements et leur esprit critique ont été d'une richesse très formatrice.

Simon et moi, ayant tous.tes deux suivi des études de génie hydraulique, partageons une passion pour l'hydraulique fluviale et la modélisation des cours d'eau. Merci pour ta générosité et pour le partage de ton expérience et de tes connaissances. Je ne me lasserai jamais de tes explications qui m'ont fait aimer davantage l'hydrologie et mon travail de recherche. Merci également pour les coups de main en matière de débogage de code. Par-dessus tout, je tiens à te remercier pour ta personnalité aimable et attentionnée, ton soutien et ta motivation constante qui m'ont donné le coup de pouce pour continuer à croire en moi. C'était un véritable plaisir de travailler avec toi et d'apprendre à tes côtés.
Je suis aussi très chanceuse de t'avoir, Aaron, avec ton enthousiasme, ta gentillesse et ta positive attitude qui est si contagieuse. Merci pour tout ce que tu m'as appris, depuis la classification des nuages jusque dans les détails des processus d'interactions sol-atmosphère. Merci pour tes conseils pertinents qui ont enrichi mon travail tout au long de ces années.

Merci à vous deux pour ce sens de la pédagogie exemplaire qui m'a permis de mener ma thèse dans les meilleures conditions. Je me suis sentie, grâce à vous deux, facilement intégrée dans le milieu de la recherche et vous m'avez créé de nombreuses opportunités pour évoluer, je vous en suis très reconnaissante !

Ensuite, je souhaiterais remercier les membres de mon comité de thèse pour leurs judicieuses réflexions et retours sur mon travail tout au long de la thèse. Bertrand Decharme, et Sylvain Biancamaria, merci pour votre expertise et vos conseils me permettant d'une part de combler au mieux les attentes des modèles développés au laboratoire, et d'autre part d'apprendre davantage sur les questions d'hydrologie spatiale. Pere Quintana Segui, Matthieu Le Lay, merci à vous deux pour votre expertise de terrain sur les réservoirs français et espagnols et pour le regard critique et les conseils apportés au vu des vos expériences respectives en développements et utilisations opérationnelles de modèles de réservoirs. Sophie Ricci, ton expertise en statistiques m'a été d'une aide précieuse. Un grand merci pour les enseignements que tu m'as transmis et au temps que tu m'as consacré pour la conception méthodologique de mon travail d'analyse de sensibilité.
Vous avez tous.tes enrichi mon travail avec vos différentes perspectives. Je vous remercie également pour votre soutien et votre compréhension au cours de la période de pandémie. Un grand merci également à Luis Garrote, de l'université technique de Madrid, qui m'a, à de nombreuses reprises, éclairée sur

le détail de gestion des barrages en Espagne.

J'adresse mes remerciements à cette formidable équipe SURFACE dans laquelle j'étais intégrée. Je tiens tout d'abord à remercier Patrick Le Moigne, notre chef d'équipe, qui est toujours de bonne humeur, très bienveillant et qui maintient une très belle énergie au sein de l'équipe. Merci également au co-bureau hydrologue Guillaume Thirel, aux côtés duquel j'ai eu des discussions passionnantes sur différentes thématiques d'hydrologie. Décidément, le monde des hydrologues est vraiment très petit ! Je m'excuse pour les plantes de bureau que j'ai noyées ou que j'ai manquées de sauver. Bien que j'aie beaucoup appris sur l'hydrologie, je pense que je manque encore de savoir-faire sur les doses d'arrosage appropriées ! Une pensée spéciale à Marie avec qui j'ai partagé le bureau en première année de thèse, merci pour ta joie de vivre et ta formidable énergie, et bien sûr pour ce mug que tu m'as personnellement confectionné à la poterie. Un grand merci également aux merveilleux.ses Diane, Tanguy, Antoine, Luca, Belen, Sayed, sans oublier Gaëtan, mon acolyte de thèse avec qui j'ai vécu et partagé tous mes périples pendant ces années, et qui m'a apporté un grand soutien moral, tant pour la thèse qu'au-delà. Merci à vous tous.tes pour ces moments passés ensemble. Je garde également une pensée pour les ancien.ne.s membres de l'équipe : Thibault, Stéphane, Delphine, Sylvie et Miquel.

Je tiens également à remercier chaleureusement les membres des équipes VEGEO et VILLE, avec qui j'ai partagé de très nombreux moments au-delà de nos pauses café collectives. Un grand merci enfin à Christine Lac, notre cheffe de groupe GMME, pour sa convivialité, son accessibilité et son dévouement envers nous tous.tes.

Bien sûr, je ne peux résister à mentionner ce superbe groupe d'Acolytes Anonymes qui réunit une sacrée lignée de nouvelles·aux et ancien.ne.s membres du CNRM ! Merci pour tous ces moments amusants et conviviaux que nous avons partagés ensemble. Je n'oublierai pas nos sorties et certainement pas le fameux week-end 'Bamboula dans les Pypy' que nous avons passé dans les gîtes du surprenant Kirk !

Je tiens également à remercier tous.tes les doctorant.e.s et collègues des autres équipes et groupes que j'ai rencontré.e.s au cours de ma thèse. Une pensée particulière aux membres et ancien.ne.s de l'équipe 4M avec qui j'ai passé une semaine inoubliable en campagne de mesure en Espagne. J'ai eu beaucoup de plaisir à partager ces moments de formation, de chasse aux radiosondes dans les champs de maïs, le nettoyage du catamaran, mais principalement ces parties épiques de Undercover !

Merci également aux organisateur.rice.s et animateur.rice.s d'événements intra et inter-groupes, aux créateur.rice.s du 'blabla-doctorant.e.s' et des afterworks, qui ont grandement enrichi la vie du laboratoire et nous ont permis d'échanger et de partager nos activités.

Je voudrais aussi adresser mes remerciements à la direction du CNRM pour son écoute et sa préoccupation du bien-être des doctorant.e.s. Merci de nous avoir offert un cadre de travail aussi agréable et équilibré. Merci également à toutes les personnes qui ont géré les aspects administratifs et qui ont facilité nos démarches et missions. Un grand merci enfin aux expert.e.s informatiques dont le travail est précieux pour assurer la sécurité et l'efficacité de nos travaux de recherche.

En deuxième lieu, je tiens à remercier toutes les personnes extérieures au laboratoire qui m'ont été d'un grand soutien.

Merci à Geneviève Soucail et Stéphane Bonnet, directrice et directeur adjoint de l'école doctorale, qui ont toujours fait des doctorant.e.s et de leur bien-être leur priorité. Une pensée également pour Antoine, Manon, Merwan, Rémi et Romain avec qui j'ai passé deux ans au conseil de l'ED.

Je tiens également à remercier mes anciennes colocataires de 'Lombez', et mes copines/copain(g)s en France et au Maroc, dont la liste serait bien longue pour être détaillée en quelques lignes. Merci pour votre soutien tout au long de ma thèse. Merci également à l'équipe de 'fighter.euse.s' d'Équinoxe qui me permettait de me reposer l'esprit et de recharger mon énergie après le travail.

Avant la fin, je voudrais exprimer ma sincère gratitude à Frédéric D. qui a été d'un grand soutien pour moi dans les moments les plus éprouvants de ces dernières années, en particulier en pleine période de pandémie et d'isolement social. Je lui en serai toujours reconnaissante. Ta bienveillance, ton écoute et ton inconditionnelle générosité ont ravivé ma lumière intérieure que cette pandémie avait ternie.

Enfin, sans elleux, je ne serais rien de ce que je suis aujourd'hui. Merci à mes trois piliers, mes parents et ma sœur. Malgré la distance, iels m'ont accompagné avec beaucoup d'amour et de patience tout au long de ces trois années de thèse, et ont trouvé les justes mots pour regagner en confiance dans mes moments de doute. Si je suis arrivée au point où j'en suis aujourd'hui, c'est avant tout grâce à elleux, et je leur en serai éternellement redevable. Un tout dernier petit clin d'œil à ma chatonne que j'ai dû laisser à Rabat et qui illumine le quotidien de mes parents.

Cette thèse a été bien plus que trois années de travaux de recherche. Elle a été un voyage, une invitation à la rétrospection et une expérience intellectuelle et psychologique riche et intense. J'ai beaucoup appris au cours de ces trois années, non seulement dans le domaine de l'hydrologie mais aussi sur ma propre personne. Ce fut une expérience très enrichissante que je garderai toujours en mémoire. Je suis heureuse d'avoir mené ce travail jusqu'au bout et je suis ravie de vous le présenter dans ce manuscrit.

Résumé

La ressource en eau est considérée comme un enjeu majeur du siècle à venir, en particulier dans le contexte du changement climatique et de la pression démographique. Elle est directement liée au cycle continental de l'eau, dont les processus sont principalement étudiés à grande échelle par des modèles hydrologiques tels que ISBA-CTRIP développé au CNRM. Les impacts anthropiques sur les ressources en eau, et notamment les effets des barrages-réservoirs sur les écoulements dans le réseau hydrographique, sont encore mal connus et sont généralement négligés ou fortement simplifiés dans ces modèles.

Un modèle de réservoir paramétré, appelé DROP (Dam-Reservoir OPeration), a été développé dans cette thèse pour calculer les lâchers hebdomadaires en tenant compte des débits entrants, des demandes en eau et de l'objectif de gestion. L'Espagne a été choisie comme zone d'étude, en raison de sa position stratégique dans la production agricole en Europe et dont les bassins fluviaux sont fortement anthropisés. La simulation des lâchers de barrages et des variations de stockage d'eau dans leurs réservoirs a été comparée aux observations in-situ sur l'ensemble de la période 1979-2014. Les résultats ont révélé la contribution positive du modèle à la représentation du cycle saisonnier de la variation du débit et du stockage d'eau, en particulier pour les réservoirs d'irrigation à grande capacité de stockage pour lesquels le modèle arrive à reproduire le déphasage saisonnier causé par les règles de gestion de l'irrigation. Le modèle DROP a été ultérieurement implémenté dans le modèle de routage global CTRIP et une évaluation régionale a été réalisée sur les débits des rivières des bassins de la péninsule ibérique pour la même période 1979-2014. Une amélioration significative des scores statistiques a été constatée pour 80% des 1,024 stations de mesure évaluées.

Afin de permettre une application globale du modèle de réservoir, une analyse de sensibilité exhaustive a été menée pour identifier les paramètres les plus influents en utilisant la méthode de Sobol. Les résultats révèlent les paramètres essentiels à retenir selon les caractéristiques du réservoir et la variable de sortie d'intérêt (lâchers, volumes de stockage).

Par ailleurs, la mission spatiale SWOT, dont le lancement a eu lieu le 16/12/2022, fournira pour la première fois des cartes d'élévation de la surface de l'eau sur la quasi-totalité des rivières, lacs et réservoirs du globe. Ces précieuses données à haute résolution permettront de caractériser la dynamique des barrages-réservoirs, à travers leur courbe de remplissage, ainsi que d'améliorer la paramétrisation des modèles globaux de routage en rivière comme CTRIP. La contribution potentielle des données SWOT dans la calibration du modèle DROP sur l'Espagne a été évaluée sur la base d'estimations des volumes des réservoirs dérivés d'observations de hauteur et de surface d'eau telles que vues par SWOT. Des tests de sensibilité ont été effectués sur plusieurs types d'erreurs de mesure et la calibration a montré une plus grande sensibilité aux erreurs aléatoires. Néanmoins, la caractérisation des paramètres du modèle se rapproche assez fidèlement des résultats obtenus avec les observations in-situ, avec une plus grande précision et convergence dans le cas des réservoirs d'irrigation à grande capacité relative.

En définitive, l'intégration de ce modèle de réservoir dans les modèles de routage en rivière couplés aux modèles de surface, eux-mêmes intégrés dans des modèles de climat et de système Terre constitue une avancée majeure dans la compréhension du cycle hydrologique en climat passé et permettra une représentation plus réaliste des scénarios futurs sous changement climatique.

Abstract

The prediction of the evolution of water resources is considered to be a major challenge for the coming century, particularly in the context of climate change and increasing demographic pressure. Water resources are directly linked to the continental water cycle, which is mainly studied on a large scale by hydrological models such as the ISBA-CTRIP developed at CNRM. However, anthropogenic impacts on water resources, and in particular the effects of dams-reservoirs on river flows, are still poorly known and generally neglected or represented using very simplifying assumptions in these models.

A parameterized dam-reservoir model, called DROP (Dam-Reservoir OPeration), has been developed in this thesis in order to simulate weekly releases given inflows, water demands and the management objective. Spain was chosen as the study area given the country's importance for agricultural production in Europe and the prevalence of highly anthropized river basins. Simulated outflows and water storage variations are evaluated against in situ observations over the period 1979–2014. The results reveal the positive contribution of the model in representing the seasonal cycle of discharge and storage variation, especially for large-storage capacity irrigation reservoirs, as the model reproduces the seasonal shift between inflows and outflows caused by irrigation management rules with reasonable accuracy. The DROP model was subsequently implemented in the global routing model CTRIP and a regional evaluation was performed on river flows over the Iberian Peninsula basins for the same period 1979-2014. A significant improvement in statistical scores is reported for 80% of the 1,024 assessed gauge stations.

For a global application of the reservoir model, an exhaustive sensitivity analysis was conducted to identify the most influential parameters in reproducing water flows and volumes by using the Sobol method. The results reveal the parameters that need to be focused on depending on reservoir characteristics and the output variable of interest (outflows, storage volumes).

In addition, the SWOT space mission, launched on 16/12/2022, will provide maps of water surface elevation over continents for the first time. This high resolution spatial data will provide a characterisation of dam-reservoir dynamics, through their filling curves, as well as an improved parameterization of global river routing models such as CTRIP.

The potential contribution of SWOT data in the calibration of the DROP model over Spain was evaluated based on a developed approach estimating volume products from water height and surface SWOT observations. Sensitivity tests were performed on several types of measurement errors and the calibration showed higher sensitivity to random errors. Nevertheless, the characterization of the model parameters was fairly close to results obtained with in-situ observations, with greater accuracy and convergence in the case of large relative capacity irrigation reservoirs.

Overall, integrating this reservoir model into LSM-RRMs, which are in turn coupled to climate and Earth-system models, will provide a major advance in understanding past climate reanalysis and will enable a more realistic representation of future scenarios under climate change.

Table des matières

Remerciements i

Résumé v

Abstract vii

Liste d'abréviations xiii

1 Introduction générale et contexte de l'étude 1

1.1 L'eau continentale dans le Système Terre et dans le cycle hydrologique global 1

1.2 L'eau continentale comme ressource 3

1.3 Les différentes approches d'étude du cycle de l'eau : eaux superficielles continentales . . 4

1.3.1 De l'observation... 4

1.3.2 ... Au développement de modèles numériques 5

1.4 Impact "directs" de l'Homme dans la représentation sur les eaux superficielles continentales : Focus sur les barrages-réservoirs 6

1.5 Incertitudes fortes sur l'impact des barrages-réservoirs dans la modélisation du cycle continental de l'eau 8

1.6 Objectif d'étude 8

1.6.1 Objectif scientifique 8

1.6.2 Plan du manuscrit 9

2 De l'introduction des bases physiques de l'hydrologie continentale à sa modélisation 11

2.1 Les différents bilans appliqués à l'hydrologie continentale 12

2.1.1 Le bilan d'énergie 12

2.1.2 Le bilan hydrique 15

2.2 Modélisation de l'hydrologie continentale 19

2.2.1 Émergence des modèles de surface et de routage en rivières pour la représentation des composantes du cycle de l'eau sur les continents 19

2.2.2 Les modèles de surface 20

2.2.3 Les modèles de routage en rivière 23

2.3 Le système hydrologique SURFEX-CTRIP 26

2.3.1 ISBA 28

2.3.2 CTRIP 32

2.4 Conclusion 36

3 Représentation des barrages-réservoirs dans les modèles hydrologiques à grande échelle - Développement du modèle DROP 37

3.1 Impacts des barrages-réservoirs sur le cycle hydrologique 39

3.1.1 Impacts des barrages-réservoirs sur les écoulements en rivières 39

3.1.2 A l'échelle du Système Terre : Impacts sur les bilans d'eau et d'énergie et sur le cycle hydrologique global . . . 41
3.2 État de l'art des modèles de réservoirs à grande échelle . . . 42
3.2.1 Modèles fondés uniquement sur les observations . . . 43
3.2.2 Modèles fondés sur les processus . . . 44
3.3 Le modèle DROP (Dam-Reservoir OPeration) . . . 45
3.3.1 Version initiale mensuelle rétrospective . . . 46
3.3.2 Adaptation à ISBA-CTRIP : Émergence d'une version prospective hebdomadaire de DROP . . . 52
3.4 Conclusions . . . 54

4 Évaluation du modèle DROP sur l'Espagne 57
4.1 Cadre expérimental : jeux de données et zone d'étude . . . 58
4.1.1 Choix de l'Espagne comme zone d'étude . . . 58
4.1.2 Bases de données globales et locales à disposition . . . 60
4.1.3 Étapes de pré-traitement . . . 62
4.2 Modélisation des réservoirs en Espagne (paramétrisation par défaut) . . . 66
4.2.1 Résultats avec le schéma de calcul mensuel rétrospectif $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$ . . . 68
4.2.2 Résultats avec la version hebdomadaire prospective $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ . . . 74
4.3 Intégration du modèle DROP dans CTRIP et premiers résultats sur l'Espagne . . . 80
4.4 Discussions . . . 85
4.5 Conclusions . . . 88

5 En vue de l'application globale : Analyse de sensibilité des paramètres de DROP et Apport des données SWOT sur leur caractérisation 91
5.1 Analyse de sensibilité des paramètres . . . 92
5.1.1 Méthodologie . . . 93
5.1.2 Implémentation de l'analyse de sensibilité . . . 94
5.1.3 Résultats . . . 95
5.1.4 Discussions . . . 102
5.2 Calibration des paramètres du modèle sur l'Espagne à partir des observations In-situ . . . 104
5.2.1 Implémentation du schéma de calibration . . . 104
5.2.2 Calibration sur les débits . . . 105
5.2.3 Calibration sur les anomalies de volumes . . . 109
5.2.4 Bilan et conclusions . . . 112
5.3 Apport des données SWOT sur la caractérisation des paramètres du modèle DROP . . . 113
5.3.1 Reconstruction des anomalies de volume des réservoirs en Espagne à partir de données in-situ en intégrant une estimation des erreurs de mesure SWOT . . . 116
5.3.2 Configuration expérimentale . . . 120
5.3.3 Résultats . . . 122
5.3.4 Discussions . . . 133
5.4 Bilan et perspectives . . . 134

6 Conclusion générale et perspectives 137
6.1 Bilan des travaux effectués 138
6.2 Perspectives 141

Annexes 145

A Critères d'évaluation du modèle DROP 147
A.1 Critères NSE et C_{2M} 147
A.2 Coefficient de corrélation de Bravais-Pearson 148
A.3 Critère de Kling-Gupta Efficiency 148
A.4 Critère NIC : Normalized Information Contribution 149

B Figures et tableaux complémentaires au chapitre 5 151

C Article publié dans la revue scientifique internationale Geoscientific Model Development (GMD) 157

Bibliographie 181

Liste d'abréviations

AGCM Atmospheric General Circulation Model

AROME Application de la Recherche à l'Opérationnel à MésoÉchelle

ARPEGE Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle

AS Analyse de Sensibilité

ASC Agence Spatiale Canadienne

CIGB/ICOLD Commission Internationale des Grands Barrages / International Comission On Large Dams

CMIP Coupled Model Intercomparison Project

CNES Centre National d'Études Spatiales

CNRM Centre National de Recherches Météorologiques

CNRM-CM CNRM Climate Model

CNRM-ESM CNRM Earth System Model

CTRIP CNRM version of Total Runoff Integrating Pathways

DROP Dam-Reservoir OPeration model

ECOCLIMAP-SG ECOCLIMAP Second Generation

ECUME Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates

EPTB Établissement Public Territorial de Bassin

ESM Earth System Model

FAO Food and Agriculture Organization

FLake Freshwater Lake model

GCM General Circulation Model

GHM Global Hydrological Model

GIEC/IPCC Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat / Intergovernmental Panel on Climate Change

GLOBathy GLObal lakes Bathymetry dataset

GLDB Global Lake DataBase

GRanD Global Reservoir and Dam

GRDC Global Runoff Data Center

ISBA Interaction Surface Biopshère Atmosphère

ISBA-3L ISBA 3 Layers scheme

ISBA-DF ISBA Diffusive scheme

ISBA-ES ISBA Explicit Snow scheme

ISBA-FR ISBA Force-Restore scheme

ISBA-MEB ISBA Multi-Energy-Balance scheme

ISBA-MEB-L ISBA MEB-Litière

KGE Kling-Gupta Efficiency score

LAI Leaf Area Index

LSM Land Surface Model

MEB Multi-Energy Balance schema

MODIS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

NASA National Aeronautics and Space Administration

NSE Nash-Sutcliffe Efficiency score

ORCHIDEE ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms

RMSD Root Mean Square Deviation

RRM River Routing Model

RSO Radar à Synthèse d'Ouverture

SST Sea Surface Temperature

SURFEX Surface Externalisée

SWOT Surface Water and Ocean Topography

TEB Town Energy Balance scheme

TRIP Total Runoff Integrating Pathways

UNESCO Organisation des Nations Unies pour l'éducation, la science et la culture

USGS U.S. Geological Survey

WMM Water Management Model

Chapitre 1

Introduction générale et contexte de l'étude

Sommaire

1.1 L'eau continentale dans le Système Terre et dans le cycle hydrologique global 1
1.2 L'eau continentale comme ressource 3
1.3 Les différentes approches d'étude du cycle de l'eau : eaux superficielles continentales 4
1.3.1 De l'observation... 4
1.3.2 ... Au développement de modèles numériques 5
1.4 Impact "directs" de l'Homme dans la représentation sur les eaux superficielles continentales : Focus sur les barrages-réservoirs 6
1.5 Incertitudes fortes sur l'impact des barrages-réservoirs dans la modélisation du cycle continental de l'eau 8
1.6 Objectif d'étude 8
1.6.1 Objectif scientifique 8
1.6.2 Plan du manuscrit 9

1.1 L'eau continentale dans le Système Terre et dans le cycle hydrologique global

La Terre est un système dynamique fermé en termes de transfert de matière, constitué de plusieurs sous-systèmes en interaction. Les différents cycles biogéochimiques qui s'y produisent créent des mouvements et des transformations d'éléments entre ses différentes géosphères Jacobson et al. [2000]. Au cœur de ces mécanismes complexes se trouve le cycle global de l'eau qui est vital pour le fonctionnement du Système Terrestre. Il contribue directement aux besoins fondamentaux de la vie humaine et contrôle la météo et le climat à l'échelle de la planète.

L'hydrologie est la science de la terre qui comprend l'étude des propriétés de l'eau, de son occurrence, de ses mouvements et de sa distribution dans l'hydrosphère. Elle s'intéresse également à la relation de l'eau au vivant et à l'environnement en étudiant les échanges physiques et chimiques avec le reste des composants du globe. Le concept fondamental de cette discipline est le cycle hydrologique. L'eau circule en continu dans les enveloppes superficielles de la Terre, transitant entre les océans, la cryosphère (neige et glace), la lithosphère (sol et sous-sol), l'atmosphère (humidité de l'air) et la biosphère (cellules vivantes). La répartition du stock d'eau dans les différents compartiments est très hétérogène : 97.4% de l'eau de la planète est stockée dans les mers et les océans, qui recouvrent 71% de la surface terrestre. Une infime

partie de l'eau se trouve dans l'atmosphère et la biosphère, représentant ~0.0011% de l'eau du globe. Les eaux continentales représentent les 2.6% restants en volume de la totalité de l'eau de l'hydrosphère [Euzen et al., 2017].
Ces réservoirs sont reliés par le cycle de l'eau, illustré schématiquement sur la Figure 1.1 avec ses différentes composantes, y compris les stocks et les flux approximatifs (en 10^3 km^3/an) (issues des études de Shiklomanov, Rodda [2003] et Trenberth et al. [2007] respectivement).

Le moteur du cycle global de l'eau est le rayonnement solaire qui active les processus d'évaporation et entraîne ainsi les autres flux. Dans les océans, l'évaporation est plus importante que les précipitations, 413,000 contre 373,000 km^3/an, contrairement à ce qui se passe sur les continents (73,000 contre 113,000 km^3/an). Ce déséquilibre entraîne des mouvements de circulation qui transportent la vapeur d'eau et les nuages dans l'atmosphère depuis les océans vers les continents, un flux de ~40,000 km^3/an contrebalancé par le transport d'eau liquide depuis les continents vers les océans.

Le cycle de l'eau peut être simplifié en considérant deux branches horizontales : une branche supérieure, qui est l'atmosphère, où circulent les masses d'air, provoquant le transport de la vapeur d'eau de ses sources (évaporation) vers ses puits (précipitations), et dont la seule force motrice est le rayonnement solaire (appelée circulation générale atmosphérique) ; et la branche inférieure, continentale, où l'eau est sous forme liquide ou solide, et qui garantit par des processus divers et complexes la disponibilité et le renouvellement des ressources en eau sur les continents. Ces deux branches horizontales, dont les transports sont opposés comme expliqué ci-dessus, sont couplées par deux branches de transfert vertical qui sont entraînées par des changements de phase [Euzen et al., 2017].

De nombreux processus sont impliqués dans le cycle de l'eau. A la différence de ce qui se passe dans les océans, les processus sont bien plus complexes sur les continents en raison des interactions plus importantes de ses composants. Seuls les processus majeurs ont été abordés ci-dessous. L'eau liquide s'évapore en vapeur d'eau, se condense pour former des nuages et tombe sous forme de pluie et de neige. Sur les continents, l'évaporation comprend non seulement l'eau qui s'évapore des rivières, des sols et des plans d'eau, mais aussi la transpiration de la végétation. Les précipitations vont soit atterrir directement sur la surface du sol, soit être interceptées par la végétation, retardant ainsi le processus de ruissellement. La glace solide et la neige peuvent être transformées directement en gaz (sublimation). L'inverse peut également se produire lorsque la vapeur d'eau se transforme en solide (dépôt). En ce qui concerne l'eau liquide (pluie et neige fondue) qui atteint la surface du sol, une partie va s'infiltrer dans les différentes couches du sol (infiltration et percolation) où elle peut être captée par les racines des plantes, retenue par les forces capillaires ou traverser la zone racinaire pour recharger les aquifères. Sur les sols peu perméables ou déjà gorgés d'eau, l'eau liquide s'écoule le long des pentes puis rejoint les rivières où elle est transportée jusqu'à ce qu'elle se déverse dans les mers et océans. Les eaux de surface s'écoulent plus ou moins lentement selon les propriétés physiques du sol et des rivières d'une part, et la présence ou non de plans d'eau d'autre part qui ralentissent l'écoulement et favorisent davantage d'échanges avec les eaux souterraines, l'atmosphère et la biosphère qui l'entoure.

Bien que les eaux continentales ne stockent que très peu d'eau, leurs flux sont très importants, notamment

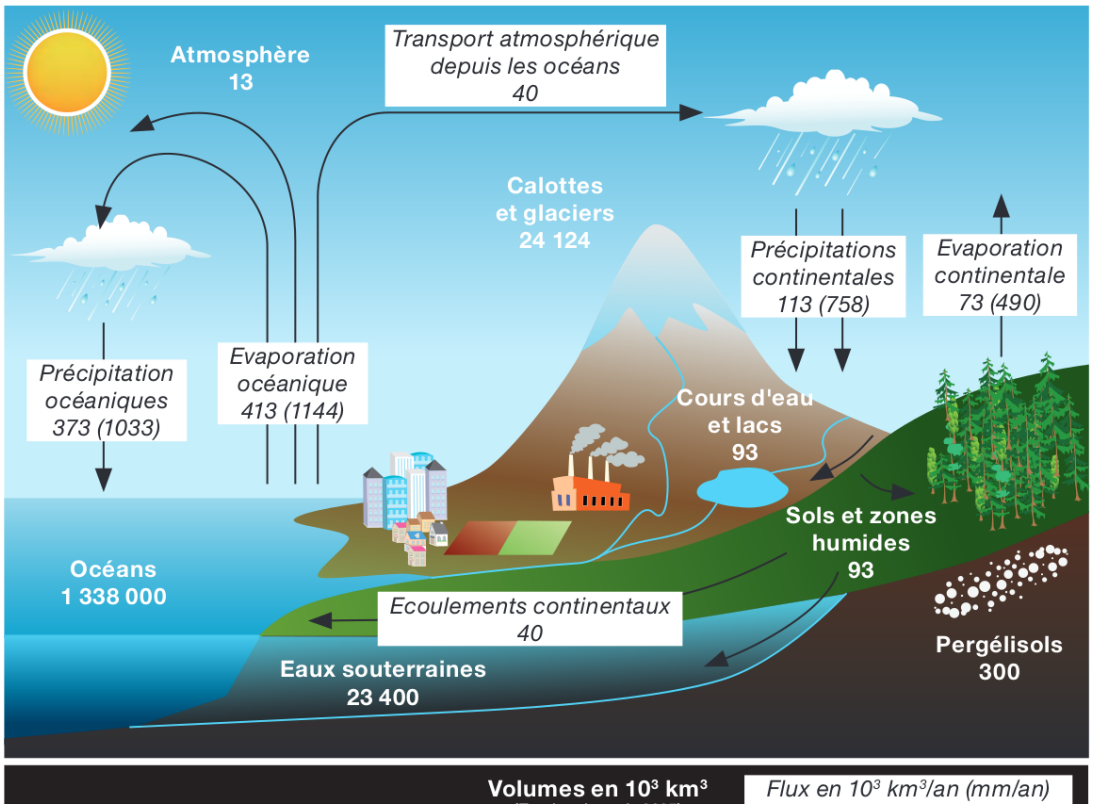

Figure 1.1 – Illustration schématique du cycle de l'eau sur Terre. Les réservoirs d'eau sont inscrits en blanc (de l'étude de Shiklomanov, Rodda [2003]). Les flux approximatifs sont représentés par des flèches et leurs quantités dans des encadrés (de l'étude de Trenberth et al. [2007]).

les eaux de surface et plus particulièrement les cours d'eau, en raison de leur faible temps de résidence. Ainsi, chaque année, environ 40,000 km^3 d'eau douce s'écoulent des bassins fluviaux vers les océans [GRDC, 2020, Trenberth et al., 2007], cela représente 10% des échanges entre l'atmosphère et les océans, et c'est à travers ces flux que le cycle global de l'eau est refermé.

1.2 L'eau continentale comme ressource

Les eaux continentales, soit 2.6% en volume de la totalité de l'eau de l'hydrosphère, constitue également notre ressource en eau, indispensable aux besoins des écosystèmes terrestres et des activités humaines. Cependant, toute cette quantité d'eau douce n'est pas utilisable. 2.0% sont gelées de façon quasi permanente dans les calottes polaires et les glaciers (la cryosphère). Les 0.6% restants correspondent à la quantité d'eau douce accessible et exploitable [Euzen et al., 2017]. Elle se répartit entre les eaux souterraines, qui en représentent plus des deux-tiers, suivies des mers intérieures et des lacs d'eau douce, ensuite sous forme d'humidité du sol dans la zone racinaire et en dernier lieu dans les rivières. Si on ne considère que les eaux de surface, 67.4% est retenue dans les lacs et seulement 1.6% dans les cours d'eau, soit 0.006% de la quantité totale d'eau douce sur terre [USGS, 1879, eaufrance, 2022].

La grande variabilité temporelle des eaux continentales et surtout des eaux de surface fait que des conséquences dramatiques pour les populations peuvent survenir (inondations, sécheresses). D'un point de vue économique et sociétal, les eaux de surface sont également la source d'eau la plus utilisée par

l'homme, à l'échelle mondiale, 65% des prélèvements d'eau se font des eaux superficielles contre 35% puisées des aquifères [Döll et al., 2012, Wada et al., 2014]. Notre compréhension du climat actuel et les conséquences prévues du changement climatique futur, au vue de la croissance démographique et du développement économique, révèlent l'importance primordiale des ressources en eau et l'enjeu sociétal majeur qu'elles représentent, d'autant plus que leur répartition sur notre planète est inégale et que ces inégalités sont amenées à se creuser davantage avec l'accentuation des contrastes hydrologiques existants, notamment en termes de précipitations, dans les années à venir [GIEC, 2022].

1.3 Les différentes approches d'étude du cycle de l'eau : eaux superficielles continentales

L'étude des eaux continentales en général et des eaux de surface en particulier est donc d'une importance capitale, à la fois d'un point de vue scientifique (meilleure connaissance du cycle de l'eau et du climat) mais aussi d'un point de vue sociétal et environnemental. L'étude du cycle hydrologique implique un grand nombre de processus physiques complexes avec une grande variabilité à l'échelle spatiale et temporelle à prendre en compte.

1.3.1 De l'observation...

Grâce aux avancées technologiques en matière d'instrumentation, aux énormes innovations techniques en matière de télédétection et à l'amélioration des capacités de gestion et du traitement des données, différents types de mesures sont désormais disponibles pour observer la Terre et améliorer nos connaissances sur les différents processus du cycle hydrologique. Historiquement, les premières données disponibles étaient les mesures de terrain. En ce qui concerne le suivi des cours d'eau, il existe aujourd'hui des réseaux d'observations, gérés par des organismes locaux à multi-nationaux, qui traitent et distribuent les données de hauteurs d'eau et de débits. En France, les données de 3,000 stations hydrométriques sont collectées et diffusées par le HydroPortail [HydroPortail, 2022]. À l'échelle globale, la base de données GRDC (Global Runoff Data Base) met à disposition gratuitement des séries temporelles de débits in situ de plus de 10,000 stations de jaugeage des rivières des principaux bassins mondiaux [GRDC, 2020]. Cependant, celles-ci couvrent des périodes de temps très hétérogènes, ce qui rend difficile l'analyse des échanges entre les différents réservoirs hydrologiques. De plus, certains bassins ne sont que partiellement couverts, voire pas du tout. Cette hétérogénéité peut s'expliquer par l'absence de moyens budgétaires pour assurer l'installation et l'entretien des stations de mesure, ou par des contraintes géopolitiques où ces données peuvent être sensibles, notamment dans les bassins transfrontaliers où elles peuvent représenter un grand enjeu stratégique. Outre l'hétérogénéité spatiale et temporelle, les différentes techniques de mesure ont chacune leurs limites et incertitudes spécifiques, ce qui rend la comparaison entre les observations in-situ difficile. Les techniques de télédétection spatiale ont permis de s'affranchir des contraintes du terrain et ont rapidement prouvé leur potentiel pour caractériser divers composantes de l'hydrologie continentale. Depuis, les missions satellitaires se sont succédées et ont révolutionné en quelques décennies permettant l'acquisition de données couvrant la totalité des bassins du globe [Chawla et al., 2020, Engman, Gurney, 1991, Li et al., 2019, McCabe et al., 2017, Tang et al., 2009].

En ce qui concerne l'étude des eaux continentales superficielles, l'altimétrie radar a fourni de précieuses

données sur les niveaux d'eau des fleuves et des grands plans d'eau. Cette technique est basée sur la mesure instantanée de l'élévation par rapport à la surface à travers le calcul du temps d'aller-retour parcouru par un signal radar entre le satellite et la surface. Plusieurs missions équipées de cet instrument ont été lancées depuis le début des années 1990, notamment : Environmental Satellite (ENVISAT), European Remote Sensing (ERS, 1-2), Topography Experiment (TOPEX)/Poseidon, et Joint Altimetry Satellite Oceanography Network (Jason, 1-2-3-CS), Sentinel 3A-3B, et SARAL/AltiKa. La succession des missions altimétriques a été d'une aide précieuse pour calculer les variations du niveau d'eau des rivières, des plans d'eau et des plaines d'inondation [Birkinshaw et al., 2014, Emery et al., 2018].
D'autre part, l'imagerie satellitaire, active (SAR) et passive (optique) a été utilisée pour détecter et délimiter les contours des étendues d'eau [Revilla-Romero et al., 2016, Sheng et al., 2016]. Les missions LandSat et TERRA/MODIS peuvent être citées en exemple. La combinaison des images satellitaires aux mesures altimétriques ont permis d'estimer les variations interannuelles et saisonnières des volumes d'eau contenus dans les étendues d'eau continentales et plus largement, de mener des études sur la dynamique des grands bassins fluviaux [Anh, Aires, 2019, Busker et al., 2019, Ishitsuka et al., 2021].
Notre connaissance de la dynamique globale des eaux de surface continentales et de leurs interactions avec les eaux océaniques côtières devrait considérablement progresser avec la mission spatiale Surface Water and Ocean Topography [SWOT NASA, 2022], une collaboration entre la NASA, le CNES et l'ASC, dont le lancement a eu lieu le 16/12/2022. Cette mission représente une avancée majeure pour l'hydrologie spatiale, car à la différence des précédentes, elle se caractérise par l'utilisation d'un altimètre à large fauchée, qui permet un balayage bidimensionnel de la surface continentale, et donc une couverture quasi-globale des rivières et des étendues d'eau, avec une observation simultanée des hauteurs d'eau et des étendues de surface, en parfaite synchronisation et avec une meilleure précision. Ces précieuses données à haute résolution permettront non seulement d'estimer les débits fluviaux à l'échelle régionale et globale, mais aussi de caractériser plus précisément la dynamique des plans d'eau (lacs, réservoirs et plaines d'inondation) et l'évolution de leur stock.

1.3.2 ... Au développement de modèles numériques

Bien que ces observations soient d'une grande utilité pour la compréhension du cycle hydrologique global, il est nécessaire de disposer de modèles numériques capables de décrire les processus physiques à la base des interactions et transferts qui se produisent entre l'atmosphère, les continents et les océans. La complexité des processus et la dispersion de leurs échelles spatio-temporelles dépassent en effet ce qui peut être fourni par les observations. Les modèles sont également indispensables pour prévoir l'évolution du cycle hydrologique sous différentes conditions météorologiques, climatiques ou anthropiques, et donc pour établir des prévisions saisonnières des ressources en eau et mener des études d'impact du changement climatique.

Les modèles numériques utilisés pour décrire les processus de surface sont appelés modèles de surface (LSM) et font l'objet de travaux de développement continus afin d'améliorer leur capacité à décrire les stockages d'énergie, d'eau et de carbone dans le sol et leurs échanges avec l'atmosphère. Initialement utilisés pour fournir des conditions aux limites en termes d'humidité et de température pour les modèles de circulation générale atmosphérique, leur complexité n'a cessé d'évoluer en partant d'une paramétrisation simpliste, passant par des modèles de type "bucket" [Manabe, 1969] pour atteindre par la suite des

schémas de transfert sol-végétation-atmosphère plus sophistiqués avec une description plus réaliste des processus physiques liés au sol, à la végétation et au manteau neigeux [Abramopoulos et al., 1988, Boone, Etchevers, 2001, Deardorff, 1978, Dickinson, 1986, Ducoudré et al., 1993, Essery et al., 2003, Famiglietti, Wood, 1991, Koster, Suarez, 1992, Liang et al., 1994, Noilhan, Planton, 1989, Sellers et al., 1986a].

Les modèles de surface étaient limités dans la mesure où ils ne réalisaient qu'un bilan vertical et ne pouvaient pas simuler les transferts d'eau latéraux. Ainsi, les modèles de routage fluvial (RRM) ont été développés pour simuler les écoulements de l'eau des modèles de surface à travers un réseau hydrographique jusqu'à rejoindre l'océan et ainsi boucler le bilan d'eau dans les modèles climatiques. Aujourd'hui, les RRM sont indispensables pour simuler les écoulements de surface et souterrains, mais également pour caractériser l'hydrologie à des échelles locales, régionales et globales, que ce soit dans le cadre de la prévision des crues et des sécheresses ou, plus largement, pour le suivi et la gestion des ressources en eau [Ducharne et al., 2003, Lam et al., 2011, Lucas-Picher et al., 2003, Zajac et al., 2017].

Au Centre National de Recherche Météorologique (CNRM), le cycle continental de l'eau est représenté par le système ISBA-CTRIP, ISBA étant le modèle de surface et CTRIP le modèle de routage en rivières. Il est une partie intégrante du modèle climatique global CNRM-CM dont la plus récente version opérationnelle fait partie des modèles du CMIP6 utilisé pour représenter le système terre sous différents forçages climatiques [Decharme et al., 2019, Guinaldo et al., 2021, Munier, Decharme, 2021, Napoly et al., 2020].

1.4 Impact "directs" de l'Homme dans la représentation sur les eaux superficielles continentales : Focus sur les barrages-réservoirs

Bien que les modèles de surface et de routage ont considérablement amélioré leurs schémas de représentation de divers processus physiques naturels, le défi actuel réside dans l'intégration des changements induits par l'Homme, en termes d'occupation des sols et d'exploitation des ressources en eau (superficielles, et souterraines), pour une représentation plus réaliste des variables de surface et de routage [Best, 2019, Grill et al., 2019]. Ces dernières années, les communautés de modélisation hydrologique et climatique ont accordé une attention grandissante à l'intégration des aménagements des sols et de l'utilisation des ressources en eau par l'Homme [Pokhrel et al., 2016], et notamment sur la régulation des cours d'eau par la construction des barrages-réservoirs.

Les barrages sont utilisés pour fournir des services essentiels à l'humanité en termes d'impacts économiques, environnementaux et sociaux. Ils assurent l'approvisionnement en eau pour les besoins domestiques, industriels et d'irrigation, permettent la production d'énergie hydroélectrique, la navigation fluviale, préviennent les événements hydrologiques extrêmes et sont également exploités à des fins touristiques comme base de loisirs. Il existe actuellement plus de 58,700 grands barrages (hauteur > 15 m) dans le monde, avec une capacité de stockage cumulée estimée entre 7,700 km^3 et 8,300 km^3 [Downing et al., 2006, ICOLD, 2020, Lehner et al., 2011a, Vörösmarty et al., 2003]. En incluant des millions de plus petits barrages (~16,7 M de superficie supérieure à 0.01 ha [Lehner et al., 2011a]), le volume global total d'eau retenue pourrait même dépasser 10,000 km^3 [Chao et al., 2008]. Cela signifie que les réservoirs contiennent plus de quatre fois la quantité d'eau stockée dans les rivières (le stockage annuel moyen

de l’eau des rivières varie entre environ 1,200 et 2,120 km^3), et qu’ils représentent près de 20% du flux continental annuel moyen déversé dans les océans (40,000 - 45,500 km^3/an) [Baumgartner, Reichel, 1975, Lehner et al., 2011a, Oki, Kanae, 2006, Syed et al., 2010, Vörösmarty, 1997]. Sur les 30 plus grandes rivières du monde, plus de 60% sont fragmentées par la construction de barrages, ce qui représente 90% du débit de ces bassins fluviaux [Dynesius, Nilsson, 1994, Grill et al., 2019, 2015, Revenga et al., 2005].

La figure 1.2 montre une carte de l’indice de l’état de continuité des rivières du monde, élaboré par l’étude de Grill et al. [2019], et dont la fragmentation et régulation des débits par les barrages représentent la source de pression anthropique principale pour plus de 92% des rivières représentées (les autres facteurs étant les prélèvements, les transferts d’eau et enfin les effets des aménagements urbains).

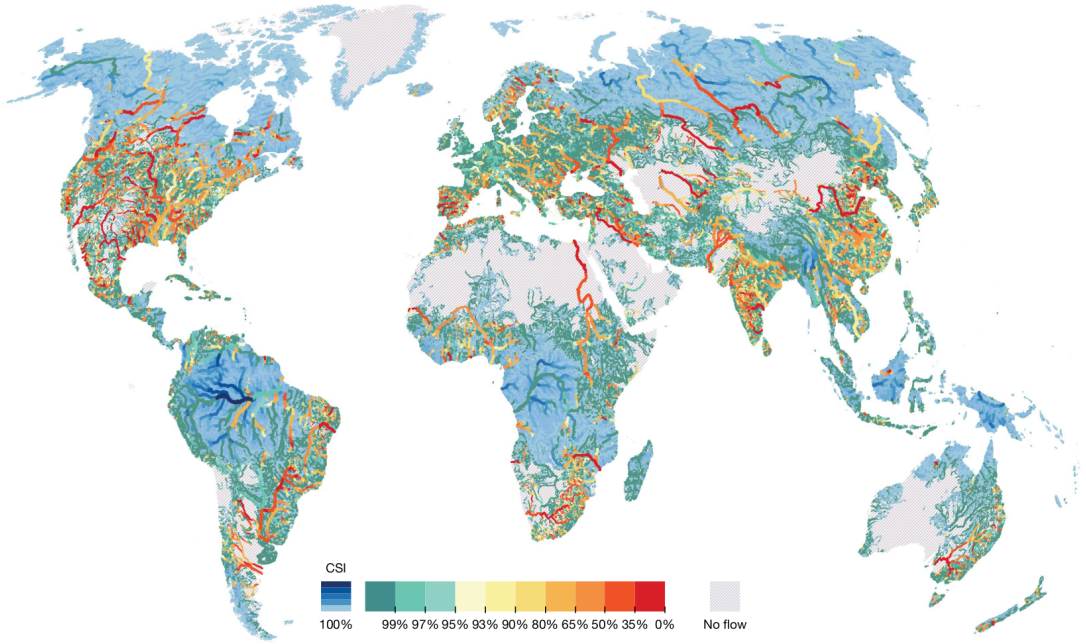

Figure 1.2 – Carte montrant l’indice de l’état de continuité des rivières du monde, élaboré par l’étude de Grill et al. [2019] de laquelle la figure a été prise. Prise en compte de différents facteurs d’anthropisation dont la fragmentation et régulation des débits, la retenue des sédiments, les prélèvements et transferts d’eau et enfin les effets des aménagements urbains. Les nuances de bleu représentent l’ampleur du débit fluvial pour les tronçons de rivière qui sont totalement continus (les nuances les plus sombres correspondent aux plus grandes rivières).

Les rivières les plus impactées par les barrages se trouvent dans les régions de moyennes latitudes où se concentrent le plus grand nombre de réservoirs, compte tenu des ressources en eau limitées, afin de faire face à la pression démographique en matière de besoins en eau. Dans certaines régions d’Afrique, d’Asie et des États-Unis de l’Ouest, il a été démontré que l’impact de la pression démographique et des activités anthropiques sur le cycle de l’eau (en termes de ruissellement) et sur la disponibilité des ressources en eau était du même ordre, voire plus important, que celui des conséquences du changement climatique [Fekete et al., 2010, Haddeland et al., 2014, Oki et al., 1999].

Plusieurs études ont démontré l’impact significatif des réservoirs sur les régimes d’écoulement des cours d’eau, non seulement à l’échelle locale, mais aussi à des échelles plus larges, régionales et globales : les réservoirs ont un impact sur le niveau de débit des cours d’eau en aval et modifient la dynamique

temporel du débit des cours d'eau sur les surfaces continentales [Biemans et al., 2011, Döll et al., 2009, Gutenson et al., 2020, Haddeland et al., 2006, Hanasaki et al., 2006, Shin et al., 2019, Veldkamp et al., 2017]. À travers l'évaporation de surface et les échanges d'eau avec les réservoirs souterrains, les lacs et les plaines d'inondation, les réservoirs affectent non seulement le bilan hydrologique dans les continents mais également à travers le cycle global de la Terre en interagissant avec l'atmosphère et les océans [Frederikse et al., 2020a, Pokhrel et al., 2012, Wada et al., 2016, Zhao et al., 2012]. Un ralentissement d'élévation du niveau global des océans d'environ 30 mm est estimé en conséquence de la retenue des eaux des rivières par les réservoirs, notamment lors de la poussée de leur construction au milieu du 20me siècle [Chao et al., 2008, Frederikse et al., 2020a].

1.5 Incertitudes fortes sur l'impact des barrages-réservoirs dans la modélisation du cycle continental de l'eau

La construction de plusieurs milliers de réservoirs est envisagée dans le monde entier en raison de la croissance démographique, du développement économique et le besoin croissant de recourir aux énergies renouvelables comme l'hydroélectricité [Pokhrel et al., 2018, Sterl et al., 2022, 2020, Winemiller et al., 2016, Zarfl et al., 2015]. Il est d'autant plus urgent de comprendre leurs impacts et de prévoir leurs interférences avec les effets du changement climatique, notamment dans les régions qui risquent d'être fortement impactées.

La non prise en compte des barrages-réservoirs dans les nombreux bassins anthropisés dans le monde limite la performance des modèles de surface et de routage à grande échelle (LSMs-RRMs) dans la prévision des changements futurs du cycle de l'eau et des ressources en eau. Il y a donc un besoin de plus en plus pressant d'intégrer les opérations de gestion des barrages-réservoirs dans les LSMs-RRMs afin de surmonter les biais existants dans la modélisation du cycle continental de l'eau et du débit des rivières compte tenu du nombre de bassins hautement régulés.

1.6 Objectif d'étude

1.6.1 Objectif scientifique

Dans le cadre des développements menés au CNRM pour la modélisation du système Terre et la prévision hydrologique et climatique, ma thèse vise à répondre à un besoin pressant d'introduire les impacts anthropiques dans la représentation de l'hydrologie globale, et plus spécifiquement d'améliorer la représentation des écoulements des rivières en intégrant l'effet de régulation des barrages-réservoirs. Ce travail s'inscrit dans la continuité des développements récents du modèle ISBA-CTRIP sur l'implémentation des échanges hydriques entre les rivières et plans d'eau naturels (lacs et plaines inondables) récemment introduite dans CTRIP [Decharme et al., 2019, Guinaldo et al., 2021, Munier, Decharme, 2021], et la représentation de l'irrigation dans ISBA [Druel et al., 2022] dont il est important de finaliser le couplage avec le réseau hydrographique afin de relier la demande en eau pour l'irrigation à la ressource réellement disponible (dans les rivières, les réservoirs ou les aquifères).

Dans le même contexte d'une représentation globale des effets des barrages, la mission altimétrique SWOT (Surface Water and Ocean Topography) fournira une observation bidimensionnelle des étendues d'eau continentales, et permettra notamment le suivi de la variation des retenues d'eau telles que les barrages, avec une meilleure couverture spatiale et temporelle que les missions existantes [Biancamaria et al., 2016, Rodriguez, Callahan, 2016], et avec une bien meilleure précision [Durand et al., 2010, Fu et al., 2012]. Les nouvelles données d'observation SWOT seront également d'une grande utilité pour la correction des modèles hydrologiques à grande échelle, y compris celui développé au sein du CNRM [Emery et al., 2020, Pedinotti et al., 2014].
L'objectif scientifique est de mieux comprendre, par le biais de la modélisation, l'impact de l'anthropisation des rivières sur le cycle global de l'eau et sur les ressources en eau à l'échelle régionale et globale.
Plus précisément la thèse vise à répondre à trois questions de recherche :

- Quels effets provoquent les règles de gestion des barrages-réservoirs sur la dynamique des écoulements en rivière ?
- Quel impact ont les barrages-réservoirs sur les ressources en eau à l'échelle régionale et globale ?
- Dans le cadre de la nouvelle mission altimétrique SWOT, quelle peut être la contribution de ses données dans l'amélioration de la représentation de ces processus ?

1.6.2 Plan du manuscrit

Pour répondre concrètement aux questions de recherche, le manuscrit de thèse se répartit en 4 chapitres :

Les deux premiers chapitres présentent le cadre théorique et le contexte de l'étude. Dans le chapitre 2, un rappel des processus physiques et des bilans existants régissant le cycle hydrologique est proposé en introduction. Ensuite, une description des modèles hydrologiques est exposée dans le cadre de la représentation du système Terre, avec un focus sur la plateforme de modélisation de surface SURFEX, le modèle de surface ISBA et le modèle de routage CTRIP développés pour le modèle CNRM-ESM.

A la lumière des limitations soulignées précédemment, nous introduisons dans le chapitre 3 les différentes motivations d'intégrer les barrages-réservoirs dans ces modèles. Un état de l'art des modèles existants est ensuite présenté pour justifier le choix de la configuration retenue pour représenter la gestion des barrages dans les modèles du CNRM. Une description détaillée du modèle 'Dam-Reservoir OPeration' (DROP), au cœur de cette thèse, et de ses hypothèses est fournie de même que les étapes de son développement tenant compte des contraintes de son implémentation ultérieure dans CTRIP.

Le chapitre 4 porte sur la validation de l'approche du modèle DROP, dans sa configuration par défaut, en évaluant sa capacité à reproduire le fonctionnement des barrages-réservoirs en Espagne. Compte tenu de la forte anthropisation de ses bassins fluviaux et de la disponibilité d'observations des lâchers et volumes de ses réservoirs, l'Espagne représente désormais notre zone d'étude tout au long du manuscrit. Après avoir validé l'approche du modèle DROP isolément de CTRIP, il y est ensuite implémenté et les premiers résultats de simulation intégrée sont présentés sur cette même zone d'étude.
Le chapitre 5 présente les avancements réalisés pour préparer l'application du modèle de réservoir à l'échelle globale. Dans une première partie, une analyse de sensibilité statistique des paramètres est réalisée sur DROP, toujours sur la même zone d'étude, afin de mettre en évidence les paramètres les plus

importants sur lesquels il est nécessaire de se concentrer pour corriger le modèle, soit par des schémas de calibration, soit dans le cadre de l'assimilation de données. Dans une seconde partie, les travaux s'intéressent plus particulièrement aux possibilités de mieux caractériser le modèle à l'échelle globale par calibration. En reprenant l'Espagne comme zone d'étude, une calibration régionale et par réservoir est effectuée, sur la base des observations in-situ, afin de démontrer l'intérêt de l'assignation individuelle de paramètres pour chaque réservoir. Dans un second temps, et puisque les données satellitaires sont un atout indispensable pour la correction des processus qui ne sont pas totalement maîtrisés dans les modèles, et en particulier ceux induits par les activités anthropiques, ma thèse explore également la mesure dans laquelle les observations de la mission altimétrique SWOT permettent de reproduire les résultats de la calibration in-situ, compte tenu des différentes erreurs qui lui sont associées.

Les perspectives amenées par ce travail de thèse, et notamment le besoin de prendre en compte les barrages-réservoirs dans la modélisation hydrologique continentale et la contribution des nouvelles données satellitaires sont abordées dans une conclusion générale.

Chapitre 2

De l'introduction des bases physiques de l'hydrologie continentale à sa modélisation

Sommaire

2.1 Les différents bilans appliqués à l'hydrologie continentale . . . 12
2.1.1 Le bilan d'énergie . . . 12
2.1.2 Le bilan hydrique . . . 15
2.2 Modélisation de l'hydrologie continentale . . . 19
2.2.1 Émergence des modèles de surface et de routage en rivières pour la représentation des composantes du cycle de l'eau sur les continents . . . 19
2.2.2 Les modèles de surface . . . 20
2.2.3 Les modèles de routage en rivière . . . 23
2.3 Le système hydrologique SURFEX-CTRIP . . . 26
2.3.1 ISBA . . . 28
2.3.2 CTRIP . . . 32
2.4 Conclusion . . . 36

Une description simplifiée du cycle de l'eau a été abordée dans l'introduction générale. Le but de ce chapitre est de fournir au lecteur les bases théoriques des différents bilans appliqués à l'hydrologie continentale et comment ces processus physiques sont pris en compte dans les modèles de surface et de routage en rivières, et notamment dans ISBA-CTRIP. Ce volet est nécessaire pour une bonne compréhension du contexte sur lequel s'appuient les développements du chapitre suivant. Après une brève description des bilans d'énergie et de masse qui composent le cycle hydrologique continental, nous nous intéresserons à la description des modèles de surface et de routage en rivières et à leurs différentes évolutions dans la représentation des processus hydrologiques. La dernière partie est dédiée à l'introduction du système hydrologique global ISBA-CTRIP développé au CNRM.

Il convient de noter que ce chapitre ne décrit pas de manière exhaustive les différentes composantes du cycle de l'eau. En effet, chacune de ces composantes représente un champ à part entière de recherche et de développement, il est donc difficile de les aborder en profondeur. Les composantes essentielles seront dans un premier temps mentionnées lors de la description des bilans du cycle hydrologique, ensuite leurs rôles seront discutés à travers la description des processus simulés par les LSM-RRM, et en particulier ceux pris en compte dans ISBA-CTRIP. L'accent est mis sur les écoulements de surface, de manière à établir le lien avec les développements réalisés dans la thèse sur les barrages-réservoirs.

2.1 Les différents bilans appliqués à l'hydrologie continentale

Le moteur du cycle hydrologique est le Soleil, qui, par son apport d'énergie sous forme de rayonnement, favorise l'évaporation et entraîne toutes les autres étapes du cycle. La vapeur d'eau s'élève ainsi des océans et des surfaces continentales vers l'atmosphère, se condense sous forme de gouttelettes dans les nuages puis est transportée sous l'action de la circulation atmosphérique générale. Elle est par la suite restituée aux continents et aux océans, lorsque les conditions de températures et de pression le permettent, sous forme de précipitations liquides ou solides.

Deux grands cycles d'échange se produisent au niveau de la surface :

- **Le bilan d'énergie :** qui est responsable, grâce aux multiples mécanismes thermodynamiques des échanges et transformations d'énergie à la surface de la Terre ;
- **Le bilan d'eau :** qui décrit les différents mouvements d'eau entre les réservoirs du système hydrologique et avec l'atmosphère. Ce système peut être appréhendé à différentes échelles, du bassin versant au continent.

Ces deux cycles sont dépendants l'un de l'autre et interagissent en permanence, notamment au travers du processus d'évapotranspiration (dans le bilan d'eau) aussi appelé flux de chaleur latente (dans le bilan d'énergie) qui représente le point de jonction des deux cycles.

Il est à noter qu'il existe d'autres cycles, interdépendants, dont celui du carbone, essentiel pour une représentation complète du Système Terre et notamment dans sa représentation sous climat futur avec l'augmentation des GES. Celui-ci ne sera néanmoins pas détaillé dans ce manuscrit.

2.1.1 Le bilan d'énergie

2.1.1.1 Le bilan radiatif

Le bilan radiatif de la Terre n'est autre que le solde entre la quantité de rayonnement solaire qui entre dans le système Terre et la quantité de rayonnement (principalement infrarouge) qui en sort.

Les échanges radiatifs se décomposent en deux types, ceux de courtes longueurs d'onde qui sont les échanges induits par le rayonnement solaire et ceux de grandes longueurs d'onde qui concernent les rayonnement infrarouge thermique.

Le rayonnement net, noté R_n, correspond à la somme de ces deux bilans radiatifs :

$$R_n = SW_{net} + LW_{net} \tag{2.1}$$

Avec SW_{net} et LW_{net}, les rayonnements nets solaires et infrarouge thermiques respectivement.

Rayonnement net solaire : SW_{net}

L'énergie du Soleil arrive sur Terre sous forme de rayonnement solaire incident. Comme représenté à gauche de la figure 2.1, au sommet de l'atmosphère, cette énergie reste constante, autour de 340 W.m^{-2}

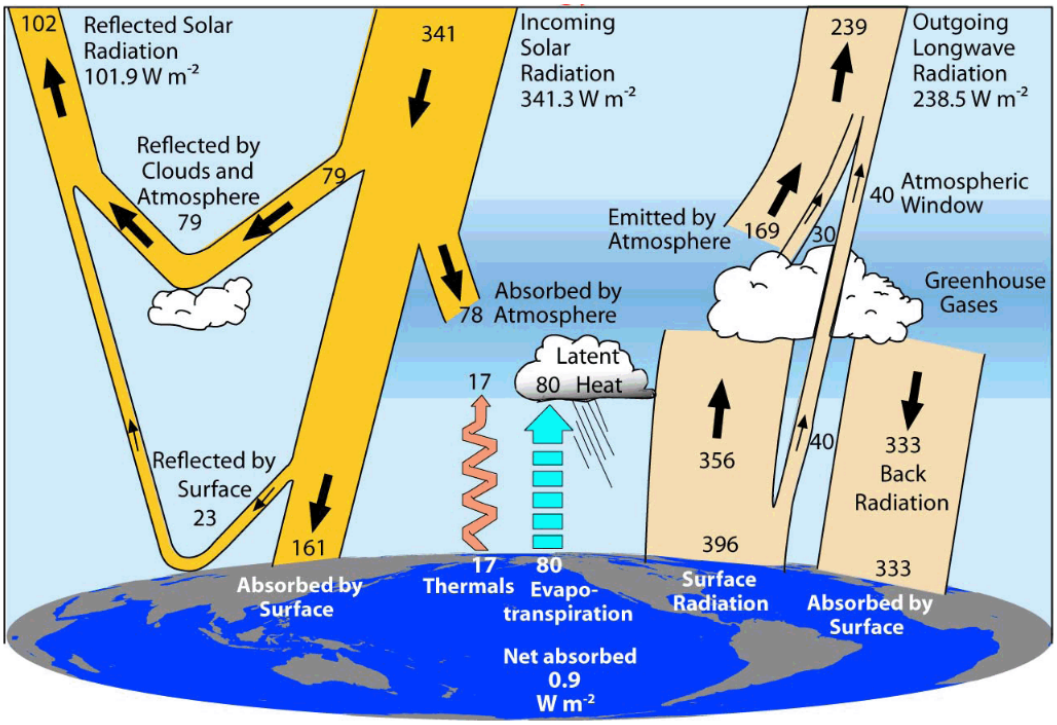

Figure 2.1 – Bilan d'énergie global moyen estimé sur Terre, en moyenne journalière de l'étude de Trenberth et al. [2009] de laquelle la figure a été prise.

dans un spectre de longueurs d'ondes proche du visible, ainsi qualifié de courtes longueurs d'onde (Short Wave). Environ un quart de ce rayonnement est réfléchie vers l'espace (23%), et un autre quart est absorbé au niveau de l'atmosphère (23%) par les aérosols, l'ozone et la vapeur d'eau. Les 54% restants de l'énergie solaire arrivent à la surface terrestre et représentent le rayonnement solaire descendant, notés SW_{down} (W.m^{-2}). Une fraction de cette énergie, est réfléchie à la surface, notée ainsi SW_{up}. Il s'agit du produit du rayonnement solaire descendant SW_{down} par l'albédo (α). L'albédo est un coefficient de réflexion qui varie fortement selon les caractéristiques de la surface : par exemple, α est proche de 0.01 pour les océans si le rayonnement reçu est vertical, il est de 0.1 pour les forêts, de 0.2-0.3 pour un sol nu sec et peut aller jusqu'à 0.9 pour la neige). En moyenne, environ 6% du rayonnement solaire total incident est refléchi par la surface. Le reste, soit $(1-\alpha).SW_{\text{down}}$ ($\sim$ 47% en absolu de l'énergie solaire arrivant sur Terre), est absorbée par la surface terrestre.

Le rayonnement net solaire se formule donc ainsi :

$$SW_{\text{net}} = SW_{\text{down}} + SW_{\text{up}} = (1-\alpha) \times SW_{\text{down}} \tag{2.2}$$

Rayonnement net infrarouge thermique : LW_{net}

Quant aux rayonnements de grande longueurs d'onde (à droite de la figure 2.1), leur rayonnement net est la différence entre :

— Le rayonnement atmosphérique incident (LW_{down}), qui contribue en plus du rayonnement solaire au réchauffement de la surface terrestre. Son intensité dépend du profil de température de l'atmosphère ;

— Le rayonnement tellurique (LW_{up}), qui correspond d'une part au rayonnement atmosphérique réfléchi par la surface, et d'autre part au rayonnement émis (perdu) par celle-ci et selon son émissivité et la température de surface (loi de Stefan-Boltzman). Le rayonnement tellurique se formule donc comme suit :

$$LW_{up} = (1 - \varepsilon) \times LW_{down} + \varepsilon \times \sigma \times T_s^4 \tag{2.3}$$

Avec σ la constante de Stefan-Boltzman ($5.67.10^{-8}$ $W.m^{-2}.K^{-4}$), T_s(K) la température de surface et ε l'émissivité de la surface ou coefficient moyen d'absorption du rayonnement proche infrarouge qui, à la différence de l'albédo, est peu variable (~0.98).

Le rayonnement net infrarouge thermique se formule ainsi :

$$LW_{net} = LW_{down} + LW_{up} = \varepsilon \times (LW_{down} - \sigma \times T_s^4) \tag{2.4}$$

Le flux de rayonnement net total, R_n, est généralement positif puisque le gain en énergie solaire par la surface terrestre n'est pas compensé par la perte d'énergie tellurique. D'autres échanges d'énergie ont lieu entre la surface et l'atmosphère pour contrebalancer le gain en énergie solaire et fermer le bilan d'énergie.

Ce qui est représenté dans la figure 2.1 correspond à une configuration "naturelle" de l'atmosphère et de son interface avec la surface terrestre, qui ne tient pas compte de l'impact des activités humaines. Avec la révolution industrielle et l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique, la capacité de rétention de chaleur de l'atmosphère a augmenté. Les gaz à effet de serre qui en résultent bloquent et réfléchissent davantage de rayonnement thermique infrarouge vers le sol. En conséquence, la quantité nette de rayonnement thermique s'intensifie, entraînant une accumulation de chaleur excédentaire sur la Terre, ce qui conduit à un réchauffement global du climat.

2.1.1.2 Les échanges d'énergie à l'interface sol-atmosphère

En plus des flux radiatifs, le réchauffement naturel de la surface crée également des flux de chaleur (convectifs et de conduction) à l'interface sol-atmosphère (au centre de la figure 2.1.

Echanges convectifs

Les échanges convectifs sont des flux turbulents qui se produisent en surface et sont de deux sortes, de chaleur sensible H et de chaleur latente LE. La chaleur sensible correspond à la quantité d'énergie nécessaire pour augmenter la température d'un corps sans qu'il se produise de changement d'état. La chaleur latente, à contrario, correspond elle à la la quantité d'énergie responsable du changement d'état.

Ces deux types de flux se formulent ainsi :

$$H = \rho_a c_p \overline{w'\theta'} \tag{2.5}$$

$$LE = \rho_a L_v \overline{w'q'} \tag{2.6}$$

avec H et LE les flux de chaleur sensible et latente respectivement (W.m^{-2}), ρ_a la masse volumique de l'air (kg.m^{-3}), c_p la capacité thermique à pression constante de l'air (J.kg^{-1}.K^{-1}), L_v la chaleur latente de vaporisation de l'eau (J.kg^{-1}), $\overline{w'\theta'}$ et $\overline{w'q'}$, respectivement, les flux cinématiques verticaux de chaleur et d'humidité (m.s^{-1}).

Le flux de chaleur latente dépend en réalité de l'équilibre entre l'humidité spécifique de l'air et celle au niveau du sol. Cette dernière composante est le résultat du bilan hydrique, qui représente la répartition des précipitations entre ce qui est infiltré, ce qui ruisselle et ce qui est évaporé. La quantité d'eau disponible pour l'évapotranspiration (et donc devant changer de phase) affecte le bilan d'énergie. La chaleur latente, LE, est par conséquent le terme principal reliant les deux bilans. Une représentation combinée de ces deux bilans est essentielle pour inclure toutes les interactions qui se produisent entre la surface terrestre et l'atmosphère.

Echanges conductifs

Enfin, les flux conductifs (flux G, W.m^{-2}) correspondent à l'énergie qui se propage dans le sol par conduction thermique, qui correspond à la transmission de proche en proche de l'agitation thermique provoquée par une différence de température entre deux régions en contact, ici la surface et le milieu considéré. Ce bilan s'écrit suivant la loi de Fourier :

$$G = -\lambda \overrightarrow{grad} T \tag{2.7}$$

avec λ la conductivité thermique (W.m^{-1}.K^{-1}), T la température du milieu (K).

L'ensemble du rayonnement et des différents flux de chaleur à l'interface sol-atmosphère s'équilibrent à la surface suivant le bilan d'énergie :

$$R_n = LE + H + G \tag{2.8}$$

2.1.2 Le bilan hydrique

Le cycle hydrologique présenté dans l'introduction générale peut être décrit quantitativement en représentant les échanges d'eau selon le principe de conservation de masse. On parle alors de bilan hydrique ou bilan de masse.

Ce principe repose sur l'hypothèse d'équilibre entre la quantité d'eau contenue dans un système et les flux entrants et sortants. Mathématiquement, il peut être décrit de la façon suivante :

$$dS/dt = F_{in} - F_{out} \tag{2.9}$$

avec : dS la variation de stock S du système considéré pendant le temps considéré dt, F_{in} et F_{out} les flux de masse entrants et sortants.

Dans le cycle hydrologique, le bilan hydrique exprime l'équilibre des changements entre toutes les ressources en eau qui entrent dans un système et celles qui en sortent. Il peut être schématisé en trois composantes principales : les précipitations comme flux entrant, et les écoulements (de surface, de subsurface et souterrains) et l'évapotranspiration comme flux sortants. Le bilan hydrique s'écrit alors sous forme de l'équation simplifiée suivante :

$$dS/dt = P - R - ET \pm A \tag{2.10}$$

P étant les précipitations, R est le ruissellement (de surface et souterrain), ET est l'évapotranspiration et A les apports latéraux entrants et sortants.dS est le changement de stockage du système étudié pendant la période dt.

Le bilan hydrique permet de représenter les ressources en eau disponibles dans la zone d'étude prédéfinie. Il est également utilisé pour mesurer les déficits en eau, par exemple dans les études de prévision des sécheresses, ou, à l'inverse, pour quantifier les excès, comme dans le cas de la prévision des risques d'inondation.

Il est nécessaire de préciser l'échelle temporelle et spatiale à laquelle on se place quand on étudie le cycle de l'eau, puisque cela conditionne la représentation des processus physiques d'échange et leur degré de variabilité (et donc leur degré d'importance) dans les deux échelles. Les systèmes analysés peuvent aller de l'échelle très locale, comme le bilan hydrique au niveau d'un lac naturel ou d'un réservoir, à des échelles plus grandes, comme celle du bassin versant, d'une région, d'un pays, des continents, jusqu'au système terrestre dans son ensemble. L'échelle spatiale la plus couramment utilisée en hydrologie est le bassin versant. L'échelle globale est quant à elle réservée à l'étude du système terrestre dans son ensemble dans les modèles de climat et du système Terre.

2.1.2.1 A l'échelle du bassin versant

Un bassin versant est la surface terrestre à l'intérieur de laquelle tous les écoulements, en surface ou en profondeur, se dirigent vers le même exutoire (cours d'eau, lac ou océan). A l'intérieur d'un bassin versant fluvial, un sous bassin versant peut être défini pour chaque affluent (figure 2.2).
Un bassin versant est exoréique si l'eau atteint la mer ou l'océan. Inversement, un bassin versant est endoréique lorsqu'il ne l'atteint pas et reste complètement isolé. On retrouve ce type de bassins dans le cas de dépression topographique ou dans des régions arides ou semi-arides où l'évaporation est tellement forte qu'elle empêche les cours d'eau de rejoindre l'océan.

Le bassin versant représente, en principe, l'unité hydrologique fondamentale sur laquelle se base l'analyse du cycle de l'eau et de ses effets. Il est important de faire la différence entre la notion de bassin versant topographique et celle du bassin versant hydrogéologique. La délimitation du bassin versant topographique se limite seulement aux écoulements superficiels en suivant la ligne de crête (ligne to-



Figure 2.2 – Schématisation d'un bassin versant et de ses composantes principales (figure issue de [eaufrance, 2022]).

pographique) correspondant à la ligne de partage des eaux en amont de la rivière. Cependant, la topographie n'est pas toujours suffisamment précise pour représenter les apports réels contribuant au débit du bassin, et notamment ceux des eaux infiltrées et des eaux souterraines. En effet, selon les spécificités géologiques de la zone étudiée, la surface drainée peut être modifiée, comme l'exemple montré dans la figure 2.3 . La limite réelle du bassin versant peut donc différer de la délimitation topographique initialement supposée. On parle alors de bassin hydrogéologique (ou réel). Cette notion est tout particulièrement importante à prendre en compte dans les études de bilan hydrique en régions karstiques, notamment dans le sud de la France par exemple, dans le pourtour méditerranéen où l'on retrouve un grand nombre de systèmes karstiques.

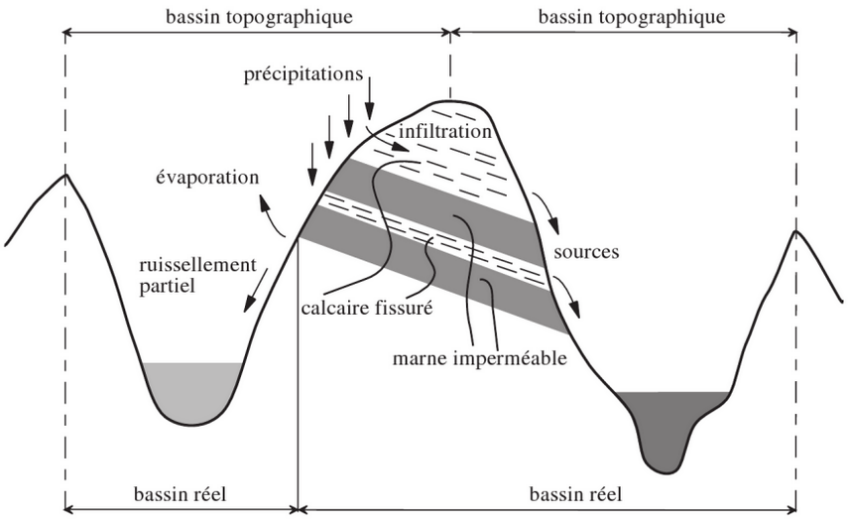

Figure 2.3 – Exemple montrant la différence de délimitation entre le tracé topographique et les limites réelles d'un bassin versant (figure issue de [Musy, Higy, 2004]).

Un bassin versant est caractérisé par des paramètres physiographiques qui influencent fortement son comportement hydrologique face à un événement hydrométéorologique donné. Parmi ces paramètres, on note les caractéristiques morphologiques (surface, forme, relief), les spécificités du réseau hydrographique (topologie, longueurs et pentes caractéristiques du réseau, son degré de développement) et les propriétés agro-pédo-géologiques (texture du sol, sa couverture en surface et la géologie du sous-sol). Ensemble, ils ont un impact sur la vitesse et l'intensité de la réponse du bassin versant face à une sollicitation (précipitations). En plus des caractéristiques naturelles mentionnées ci-dessus, il est aujourd'hui nécessaire de prendre en compte les altérations anthropiques présentes dans le bassin (retenue et déviation des eaux de surface, pompages des eaux souterraines et modifications de l'occupation du sol) puisqu'elles affectent significativement la dynamique spatio-temporelle des écoulements.

Lorsqu'on cherche à évaluer la situation hydrologique d'un bassin versant, on utilise généralement la notion d'année hydrologique comme référence temporelle. Contrairement à l'année calendaire, celle-ci débute à compter du mois habituel des basses eaux, période pendant laquelle les apports et les échanges d'eau sont les plus faibles, et dure 12 mois couvrant ainsi le cycle annuel de l'eau dans le bassin versant. L'année hydrologique est choisie en fonction des conditions climatiques et commence donc à des dates différentes selon les régions. En France, l'année hydrologique commence généralement le 1er septembre et se termine le 31 août de l'année suivante.

Sur une année hydrologique i, le bilan hydrologique du bassin versant se fait à l'exutoire sous la forme :

$$\Delta S_i = P_i - (R_i + D_i + ET_i) \tag{2.11}$$

Avec : ΔS_i, P_i, R_i,D_i et ET_i la variation du stock annuel, le volume précipité, le volume ruisselé en surface, le volume drainé en profondeur et le volume évapotranspiré au cours de l'année hydrologique i respectivement, toutes les variables étant exprimées en m^3, ou plus géénralement en mm lorsque reportées sur la surface du bassin.

2.1.2.2 A l'échelle globale

Il est possible de construire un bilan hydrique étendu à l'échelle globale en choisissant les continents comme unité de référence. Contrairement aux plus petites échelles où des variations de processus se produisent et entraînent des changements dans le stock associé au détriment ou au profit de bassins voisins, à l'échelle globale, la quantité totale d'eau dans le système terrestre, sous toutes ses formes, est indéfiniment conservée. À l'échelle du globe, le bilan hydrique est nul et donc l'équation de continuité 2.10 peut être exprimée comme suit :

$$\overline{\frac{dS}{dt}} = \overline{P} - (\overline{R_{tot}} + \overline{ET}) = 0 \tag{2.12}$$

Avec $\overline{P}$, $\overline{R_{tot}}$ et $\overline{ET}$ respectivement les valeurs moyennes annuelles des précipitations moyennes annuelles, du ruissellement total et de l'évapotranspiration.

Cette condition est importante dans l'étude du cycle global de l'eau et dans sa représentation dans les

modèles hydrologiques à grande échelle, car elle garantit la fermeture du bilan hydrique et permet une compréhension plus complète des flux de masse entre les différents réservoirs du système terrestre. Comme mentionné dans l'introduction générale, le cycle global de l'eau comprend les cycles océanique et continental, tous deux interagissant avec l'atmosphère. Environ 40,000 km^3/an sont transférés des continents vers les océans pour équilibrer les trois cycles, en comprenant celui de la circulation atmosphérique générale qui ramène cette quantité d'eau vers les continents à travers les courants atmosphériques. [GRDC, 2020, Trenberth et al., 2007]. Le défi aujourd'hui est de prendre en compte l'ensemble des implications climatiques et anthropiques sur le cycle hydrologique global afin de prédire la manière dont les ressources en eau seront distribuées sur le globe dans l'avenir, et en particulier dans les régions où la pression sur la ressource est la plus forte.

2.2 Modélisation de l'hydrologie continentale

L'étude du cycle de l'eau et des mécanismes par lesquels l'énergie captée par la surface alimente ces différents bilans a d'abord été conduite en utilisant comme outil principal l'observation in situ. Bien qu'elles soient à la base du développement de nos connaissances actuelles, elles sont limitées en termes de couverture géographique et dans la visualisation des multiples processus complexes du cycle de l'eau.

Au vu de ces contraintes, des outils numériques ont été développés pour schématiser les principes physiques étudiés, sur la base de connaissances approfondies des processus sous-jacents et des observations. Les modèles utilisés pour décrire le cycle de l'eau sur les continents sont très divers et dépendent généralement de l'échelle spatiale considérée. Dans le cadre des travaux sur la représentation du système terrestre pour la modélisation du climat, les modèles de surface et de routage en rivières ont vu le jour en tant que composante essentielle de ces modèles globaux.

2.2.1 Émergence des modèles de surface et de routage en rivières pour la représentation des composantes du cycle de l'eau sur les continents

Dans les années 1970 et 1980, les avancées en hydrologie, météorologie et océanographie étaient encore quelque peu cloisonnées et les connexions entre ces activités pourtant complémentaires restaient limitées.

La recherche climatique a été le facteur déclenchant, avec l'apparition des premiers modèles de circulation atmosphérique générale (AGCMs pour « Atmospheric General Circulation Models »), qui ont conduit à concevoir le système Terre dans son ensemble et unir les trois sciences.

Les océans ont été les premiers à être explicitement modélisés et couplés, en raison de leur couverture géographique et donc de l'ampleur des échanges avec l'atmosphère. Les flux de chaleur sont de fait une condition limite pour les océans, et la température de surface de la mer en est une pour l'atmosphère. Les modèles de surface, ou LSMs pour « Land Surface Models », ont par la suite émergé avec le besoin des climatologues de disposer de modèles physiques capables de fournir aux modèles de circulation atmosphérique des conditions limites réalistes en termes de flux d'humidité et d'énergie au-dessus des continents. Les LSMs ont évolué depuis une représentation simplifiée de la surface terrestre comme

condition de limite basse de l'atmosphère jusqu'à devenir un éventail complexe de processus biophysiques interdépendants. Les LSMs constituent désormais des outils avancés avec des flux de transferts verticaux d'eau, d'énergie et de carbone et qui représentent les processus physiques liés au sol, à la végétation et au manteau neigeux. Les modèles de routage en rivières (RRMs) ont été développés pour compléter les LSMs et convertir le ruissellement et le drainage issus des transferts verticaux dans chaque maille en flux latéraux de surface et de sous-sol, produisant d'une part des estimations réalistes des flux dans le réseau hydrographique, et d'autre part le connectant jusqu'aux océans et ainsi fermer le bilan hydrique dans les modèles couplés terre-océan-atmosphère.

Ensemble, les modèles de surface (LSMs) combinés aux modèles de routage en rivière (RRMs) représentent ainsi les systèmes hydrologiques continentaux (Continental hydrological systems, CHSs).

2.2.2 Les modèles de surface

Comme mentionné en introduction, les premiers modèles de surface ne visaient qu'à fournir une condition limite basse à l'atmosphère pour les études de la circulation atmosphérique générale par des calculs simplifiés d'échanges d'énergie, d'eau et de quantité de mouvement à cette interface.

Depuis, ces modèles ont continuellement évolué sous l'influence de nombreuses études démontrant l'impact de différentes composantes de surface sur les prévisions météorologiques et les études climatiques (par exemple, Betts et al. [1996], Pielke et al. [1998]). On note également une pression grandissante pour intégrer dans les modèles les effets anthropiques directs et indirects, désormais non négligeables (occupation des sols, etc.).

Les modèles de surface peuvent être regroupés en trois générations, première, seconde et troisième, telles qu'identifiées par Sellers et al. [1997].

2.2.2.1 Les modèles de première génération

La première génération de modèles a été introduite par Manabe [1969] dans le but d'inclure les interactions dynamiques entre la surface et l'atmosphère. L'objectif était de trouver un modèle simple qui puisse produire des flux d'évaporation et de chaleur sensible à partir de forçages atmosphériques tout en conservant l'eau et l'énergie.

Ce modèle utilise une approche de type "seau d'eau" ou "bucket" : le bilan hydrique y est représenté par un réservoir d'humidité du sol exposé aux précipitations et à l'évaporation. Une seule couche de sol y est donc représentée. Le ruissellement ne se produit que lorsque l'humidité totale du sol dépasse la saturation (capacité maximale du réservoir). Ni le ruissellement de sub-surface ni le drainage souterrain profond ne sont autorisés à la base du réservoir sol. Quant au bilan d'énergie, une unique équation est considérée, ignorant la diffusion de la chaleur dans le sol. Le flux d'évaporation est calculé comme une fraction de l'évaporation potentielle, Ep, qui représente l'évaporation maximale atteinte lorsque le sol est totalement saturé en eau. L'évaporation cesse lorsque l'humidité du sol atteint le point de flétrissement, qui dans ce modèle est égal à 0. Par ailleurs, les paramètres de surface sont considérés constants, comme

la rugosité ou l'albédo.

Parmi les nombreuses évolutions de ce type de modèle, la plus marquante est celle de Deardorff [1977] qui propose de rajouter une fine couche de surface au réservoir du sol, dans laquelle l'évolution de la teneur en eau est calculée par la méthode "force-restore". Introduite par Bhumralkar [1975] et Blackadar [1976], cette méthode stipule que l'évolution de la température de surface est influencée "ou rappelée" vers la température moyenne journalière du sol. L'avantage de ce type de méthode est qu'elle offre une description plus réaliste des variations temporelles de l'humidité de surface, tout en limitant les coûts de calcul par rapport à un modèle multicouche. Du point de vue hydrologique, plusieurs développements ont également été entrepris avec notamment des propositions visant à inclure des schémas de transfert simplistes de drainage gravitationnel [Mahfouf, Noilhan, 1996, Wood et al., 1992].

2.2.2.2 Les modèles de seconde génération

Le traitement explicite de la végétation a conduit à la qualification de ces modèles de " seconde génération ". En effet, les propriétés optiques de la végétation, telles que son albédo ou son émissivité, influencent le bilan radiatif, et elles interviennent également dans les flux atmosphériques en fonction de leur hauteur et de la densité de la canopée. De plus, les plantes influencent la teneur en eau du sol, dans la zone racinaire, par leur transpiration. Elles agissent aussi sur la quantité d'eau disponible à l'infiltration du fait de l'interception des précipitations par la canopée. Cette eau interceptée s'évapore plus rapidement et joue donc un rôle majeur dans les bilans d'eau et d'énergie à la surface des continents.

Ce type de paramétrisation a été initié par Deardorff [1978] avec une représentation à deux couches pour le sol et une couche distincte pour la végétation. Dans cette approche, il a introduit la description de la végétation et de sa canopée interagissant à la fois avec le sol et l'atmosphère. Les modèles de surface étant basés sur un maillage, les transferts d'énergie et de masse sont traités dans chaque grille séparément. Ainsi, avec cette nouvelle paramétrisation, la végétation est définie dans chaque entité par plusieurs paramètres tels que la fraction, l'albédo et la longueur de rugosité.

Plusieurs développements ont suivi [Dickinson, 1986, Sellers et al., 1986b] introduisant des algorithmes plus complexes qui donnent à la végétation une part plus directe dans la détermination des bilans d'eau et d'énergie de surface, notamment par les mécanismes de résistance stomatique. La plupart des modèles actuels sont basés sur ce type d'approche.

D'autres modèles ont une approche plus simple et ne prennent pas en compte de bilan énergétique spécifique pour la végétation mais plutôt un bilan représentatif du composite sol-végétation. Au CNRM, Noilhan, Planton [1989] ont développé à cet effet le modèle de surface ISBA, basé sur un modèle de type "bucket", où la méthode force-restore est étendue à tout type de surface définie par sa texture et son type de végétation. En somme, ce modèle a ensuite évolué vers une version ISBA-3L où le sol est divisé en 3 couches. Son développement s'est poursuivi avec un schéma multicouche utilisant des équations de diffusion dans la description du transfert d'énergie et de masse dans le sol, ce qui correspond à la version ISBA-DF [Boone et al., 2000]. Une prochaine section du chapitre est consacrée à la description de ce modèle et des différentes évolutions qu'il a connues.

2.2.2.3 Les modèles de troisième génération

Avec l'augmentation de la concentration en CO2 dans l'atmosphère et la mise en évidence du changement climatique [Houghton et al., 1990], le rôle du carbone sur le climat est devenu un élément central de la modélisation climatique (et des stratégies politiques). Les développeurs de modèles de surface ont donc fait évoluer la deuxième génération vers une troisième génération, où le cycle du carbone est intégré.

Ce cycle est introduit par la notion d'assimilation du carbone par la végétation et plus précisément par la photosynthèse, directement liée à la conductance stomatique, qui est un mécanisme important de régulation de la diffusion du CO2 et de la perte d'eau, donc également liée à la transpiration de la plante.

Trois modules sont imbriqués pour représenter ce cycle : le premier, empirique, donne la conductance stomatique en fonction de l'assimilation du carbone [ex. Leuning, 1995], le second, biochimique, donne l'assimilation en fonction de la concentration en CO2 dans les feuilles [ex. Farquhar et al., 1980] et le dernier, sous forme d'équation de diffusion, calcule le flux de CO2 entre l'intérieur et l'extérieur (atmosphère) de la feuille. Ce type de modèle est appelé A-gs et utilise le schéma de calcul de Jacobs [1994] pour la paramétrisation de la résistance stomatique.

La forte augmentation du CO2 dans le climat et les rétroactions non négligeables de la végétation [Douville et al., 2000] ont conduit les physiciens à améliorer la prise en compte de l'assimilation du carbone par la végétation dans les modèles de surface. Ainsi, un certain nombre de nouveaux modèles ont vu le jour, estimant l'évolution de la végétation en fonction des conditions environnementales (principalement le contenu en CO2 et en vapeur d'eau) à partir de schémas de calcul simplifiés de croissance de la biomasse [Calvet et al., 1998].

Parallèlement aux développements décrits qui identifient les trois générations de modèles, d'autres composantes ont été intégrées dans les modèles de surface, compte tenu de leur importance, la plus importante à mentionner étant la couverture neigeuse. Il s'agit en effet d'une composante importante du cycle hydrologique et du système climatique en raison de ses interactions d'énergie (albédo, rugosité) et de masse (réserve d'eau). Si certains modèles de surface sont restés fidèles à une approche composite avec un bilan énergétique commun au sol, à la végétation et à la neige [Douville, 1995], de nouveaux modèles ont introduit une représentation explicite du manteau neigeux avec une température de surface et un bilan énergétique spécifiques [Boone et al., 2000]. Le bilan hydrique a aussi intégré l'eau liquide interceptée par la neige, son gel et son dégel selon le cycle diurne.

2.2.2.4 Les modèles actuels

Les modèles de surface sont aujourd'hui très diversifiés dans leur complexité. Ceci amène cependant à de nouvelles incertitudes par le choix des paramétrisations et à des possibilités de sources d'erreurs pour les processus dont la connaissance n'est pas encore entièrement acquise.

Fisher, Koven [2020] ont identifié trois grands défis dans le développement et l'utilisation des LSMs : le premier concerne la gestion de la complexité des processus, le second la représentation de l'hétérogé-

néité de la surface terrestre, et le troisième la mise en place de dynamiques paramétrées pour répondre au large éventail de défis imposés aux LSM par les enjeux sociétaux, le monde actuel étant en constante évolution. Il s'agit à la fois d'un défi scientifique et de développements informatiques majeurs.
En plus des processus naturels, les LSMs se tournent à présent vers l'intégration des impacts anthropiques, principalement en rapport avec l'occupation des sols et l'irrigation.

2.2.3 Les modèles de routage en rivière

Avant d'aborder la modélisation des rivières, il est important de rappeler les transferts qui existent entre les différentes ressources en eau sur les continents. Outre la vapeur d'eau dans la basse atmosphère, les principales réserves d'eau proviennent de l'humidité des sols, des nappes souterraines, des manteaux neigeux, des rivières et des étendues d'eau de surface, dont les plaines d'inondation, les lacs et les réservoirs.

Comme synthétisé dans l'article de Decharme et al. [2019], l'humidité du sol contrôle les échanges avec l'atmosphère car elle influence la température de surface, l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration des plantes. Sa redistribution spatiale, contrôlée par la topographie, intervient dans la répartition des précipitations entre infiltration et ruissellement, ce qui affecte la recharge des nappes phréatiques, les débits des cours d'eau, ainsi que l'extension des plaines d'inondation et les stocks des retenues d'eau. Le manteau neigeux a un impact plus important sur les flux d'énergie en raison des différences saisonnières de l'albédo de la surface ; mais la fonte de neige entraînée par les flux de chaleur latente contribue au débit dans le réseau hydrographique. Les eaux souterraines stockent la plus grande quantité des eaux continentales et ont des échanges continus ascendants et descendants (nappes phréatiques) avec les rivières (infiltration des eaux fluviales, soutien au débit de base) et la couche non saturée du sol (percolation, capillarité). Les plaines d'inondation, les lacs naturels et les réservoirs anthropiques ont une forte influence sur le cycle annuel des flux fluviaux sous différentes formes, ils alimentent aussi les nappes souterraines et ont un effet sur la couche atmosphérique sus-jacente en raison de leur taux d'évaporation plus élevé. Enfin, les écoulements en rivières, en interaction avec toutes les ressources mentionnées ci-dessus, se déversent dans les océans et modifient à leur embouchure à la fois la salinité et la température, influençant ainsi les mouvements océaniques.

Tous les échanges d'eau, à l'exception des flux verticaux d'évapotranspiration et de drainage, ne sont rendus possibles que par les modèles de routage des rivières (RRM). Ils assurent les transferts latéraux à la surface des continents, parfois aussi en profondeur dans les aquifères, et assurent la continuité du cycle hydrologique dans les modèles couplés continent-océan-atmosphère.

2.2.3.1 Des modèles hydrologiques...

Le concept général de modélisation hydrologique consiste à représenter numériquement la conversion de la pluie en débit dans un bassin versant. Cette conversion est souvent caractérisée par deux étapes successives. La première correspond aux processus de transferts verticaux qui conditionnent la répartition des flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère. Cette étape représente les phénomènes d'interception par la végétation, de stockage à la surface du bassin, d'évapotranspiration et d'infiltration. Ces transferts verticaux représentent la fonction de production du modèle. La deuxième étape faisant référence à la fonction de "transfert" ou "de routage", consiste à convertir le ruissellement total généré

en débit et à transférer l'écoulement jusqu'à l'exutoire du bassin versant.

Les modèles hydrologiques sont utilisés pour des applications très variées, couvrant la prévision des crues et des étiages, la prédétermination des débits extrêmes, les études d'impact (notamment des aménagements hydrauliques et du changement climatique), et servent également à la reconstitution de séries historiques de débits en comblant les lacunes des observations. Selon l'objectif d'utilisation, la construction du modèle se fait de manière différente sur la base d'une approche spécifique. De nombreuses classifications des modèles hydrologiques existent dans la littérature. Ils peuvent être classés en fonction de la représentation des processus, soit de la relation pluie-débit (empirique, conceptuel ou physique), de leur représentation spatiale (global, distribué, semi-distribué) ou de leur discrétisation temporelle (événementiel ou continu).

Lorsque l'on n'est pas particulièrement intéressé par la représentation des débits tout au long d'un bassin mais seulement par la valeur du débit à un endroit spécifique (à l'exutoire par exemple), l'approche empirique est généralement utilisée et s'appuie sur les données mesurées à l'emplacement d'intérêt. Ce type de modèle ne cherche ni à comprendre ni à décrire les processus impliqués dans la transformation de la pluie en débit. L'approche conceptuelle, quant à elle, présente le bassin versant comme un ensemble de réservoirs fictifs en cascade dont les niveaux augmentent et diminuent au fil du temps. L'utilisation de différents réservoirs permet une première séparation des composantes de la relation pluie-débit mais sans pour autant chercher à représenter les chemins parcourus par les écoulements dans le réseau hydrographique. Enfin, il existe des modèles dits à base physique, où chaque processus est décrit mathématiquement par des équations physiques, comme par exemple l'équation de Barré de Saint-Venant pour les hauteurs d'eau et débits des rivières.
Dans le contexte de l'étude du cycle hydrologique global, ce dernier type de modèle est le plus approprié, car l'objectif de l'étude est de caractériser les processus, à la fois pour mieux comprendre les phénomènes physiques sous-jacents du cycle de l'eau mais aussi pour pouvoir anticiper les impacts des changements climatiques et anthropiques sur ces mécanismes.

Cependant, lorsqu'on passe du bassin versant à des échelles plus grandes, le coût numérique associé aux modèles hydrologiques à base physique limite considérablement leur applicabilité. Ces contraintes ont conduit, d'une part, à des modèles hydrologiques à grande échelle représentant les processus de végétation et de sol par des approches conceptuelles [Nazemi, Wheater, 2015], et, d'autre part, à recourir aux modèles de surface car ces derniers sont plus complets, tenant compte du bilan d'énergie couplé au bilan d'eau [Habets et al., 1999]. Le décloisonnement créé entre ces deux fonctions a permis l'émergence des RRMs et leur couplage aux LSMs pour une représentation physique et complète du cycle hydrologique continental.

2.2.3.2 ... aux modèles de routage

Ces modèles sont généralement basés sur une discrétisation spatiale du domaine considéré. Les directions d'écoulement sont définies via la topographie à chaque entité du réseau hydrographique et ce à partir d'un modèle numérique d'élévation. L'approche privilégiée dans les modèles de routage hydrologique est conceptuelle. L'évolution temporelle de l'écoulement est déterminée par la résolution d'une

équation d'équilibre au niveau de chaque entité (en fonction du type de discrétisation du réseau hydrographique - sur vecteur (par exemple RAPID, David et al. [2011]) ou sur grille (TRIP, Oki, Sud [1998])), puis propagée dans le réseau de drainage déterminé via les directions d'écoulement. Des équations représentent la continuité de masse sur une maille ou une section de rivière en estimant un volume stocké basé sur les débits entrants et sortants. Ce schéma de calcul est résolu à chaque pas de temps et le diagnostic réalisé à partir du volume calculé permet de déterminer les nouvelles conditions d'écoulement pour le pas de temps suivant.

A l'échelle mondiale, de nombreuses études ont porté sur le développement des RRMs [Arora, Boer, 1999, Coe, 1998, Ducharne et al., 2003, Hagemann, Dümenil, 1997, Liston et al., 1994, Miller et al., 1994, Oki, Sud, 1998, Vörösmarty et al., 1989]. Les premiers modèles de routage utilisés dans les AGCM étaient des réservoirs linéaires et avaient généralement une résolution initiale plutôt grossière (0,25°x0,25° à 4°x4°). Depuis lors, de nombreux nouveaux modèles de routage des rivières se sont développés. Ils varient en termes de résolution spatiale, de type de discrétisation du réseau fluvial - par grille ou par vecteur - et aussi en termes de représentation des processus physiques d'écoulement dans les équations. En termes de description des processus physiques des flux, le choix des équations conditionne le calcul des vitesses d'écoulement et c'est sur cet aspect que la différence entre les RRMs est la plus marquée. En effet, la vitesse d'écoulement peut être constante dans le temps et dans l'espace, comme dans le cas de la première version de TRIP (Total Runoff Integrating Pathways). Ceci rend les effets de la résolution, et donc indirectement d'une meilleure représentation de la topographie, négligeables sur les débits simulés. La vitesse peut également être constante dans le temps mais variable dans l'espace. C'est le cas de certains modèles historiques à réservoirs linéaires qui considéraient une vitesse constante dans le temps mais spatialement dépendante de paramètres tels que la topographie ou les caractéristiques physiques des tronçons de rivière [Hagemann, Dümenil, 1998, Liston et al., 1994, Miller et al., 1994, Vörösmarty et al., 1989]. Avec une résolution très grossière, ce type de modèle lissait les écoulements car une résolution trop faible limite l'influence de la topographie sur la vitesse de l'eau d'amont en aval, notamment sur les événements de crue [Ducharne et al., 2003, Vörösmarty et al., 1989]. Dans les modèles actuels, la vitesse varie dans le temps et l'espace en fonction de la topographie, des caractéristiques physiques des rivières (largeur, rugosité, etc.) et de la hauteur d'eau (équivalente à la masse). C'est par exemple le cas des modèles utilisés par Arora et al. [2001] et la nouvelle version de TRIP [Decharme et al., 2010] utilisant l'équation de Manning.

Dans un contexte plus général, comme le résume Cortés-Salazar et al. [2022], la représentation du routage rivière a ainsi évolué, généralement en termes d'équations d'écoulement, de la simple méthode de l'hydrogramme unitaire [Lohmann et al., 1996, 1998] vers des modèles de routage basés sur le stock tels que Muskingum [David et al., 2011], des simplifications des équations de St. Venant telles que l'onde cinématique [Arora, Boer, 1999, Decharme et al., 2010, Thober et al., 2019, Ye et al., 2013] ou l'onde diffusive [Gong et al., 2009, Yamazaki et al., 2011].

Parallèlement, les modèles de routage diffèrent également dans leurs composantes physiques du réseau. Alors que certains modèles, souvent historiques, se sont limités à la composante fluviale [Coe, 1998, Vörösmarty et al., 1989], des modèles plus complets ont associé aquifères, plaines d'inondation, lacs et plus récemment barrages [Burek et al., 2013, Decharme et al., 2019, Hanasaki et al., 2006, Lam et al., 2011,

Vanderkelen et al., 2022, Yamazaki et al., 2011].

La section suivante décrit plus en détail la plateforme de modélisation de la surface SURFEX et plus spécifiquement le système hydrologique ISBA-CTRIP, CTRIP étant la version du modèle de routage TRIP développée au CNRM. L'accent est porté ici sur les versions les plus récentes intégrées dans les modèles couplés représentant le système-Terre. Les principaux processus physiques impliqués sont mis en évidence dans la continuité des éléments décrits dans les sous-sections 2.2.2.1 et 2.2.2. Sont également discutés les développements en cours qui se rapportent au contexte des travaux menés dans cette thèse.

2.3 Le système hydrologique SURFEX-CTRIP

Les modèles couplés de surface et de routage fluvial ont été largement développés ces dernières années afin de permettre une meilleure représentation de la dynamique des cycles d'eau et d'énergie à l'échelle des continents, aussi bien pour des applications hydrologiques à grande échelle que pour servir de composante structurelle des modèles de système Terre destinés à la projection numérique du temps et aux projections climatiques.

Dans le cadre de sa contribution au sixième rapport d'évaluation (AR6) du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), le CNRM a développé le modèle climatique couplé océan-atmosphère-continent CNRM-CM6-1, issu du modèle système Terre CNRM-ESM2-1, en participant à la sixième phase de l'exercice d'intercomparaison CMIP6 dédié à la réalisation de scénarios climatiques [Eyring et al., 2016]. Ce modèle intègre de nombreuses améliorations par rapport à sa précédente version CNRM-CM5, développée dans les années 2000, notamment au niveau de la description des processus physiques au sein des continents.

Sa composante surface continentale est basée sur le système couplé ISBA-CTRIP. ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) se charge de calculer les bilans verticaux d'énergie et d'eau à l'interface sol-atmosphère [Noilhan, Planton, 1989]. Le modèle de routage CTRIP, la version CNRM de TRIP, se charge de simuler les écoulements en rivières et acheminer l'eau vers l'océan. La nouvelle version développée au CNRM, et incluse dans le modèle couplé CNRM-CM6-1, représente le réseau hydrographique global à une résolution plus fine (0.5°) tout en intégrant les plaines d'inondation et les aquifères.

Le modèle de surface ISBA [Decharme et al., 2019] est en réalité intégré dans une interface numérique appelée SURFEX [Masson et al., 2013, SURFace EXternalisée], conçue d'une part pour faciliter l'implémentation des modèles qu'elle comprend dans les modèles atmosphériques de Météo-France et d'autre part pour permettre leur utilisation pour des applications hydrologiques découplées, pilotées uniquement par des observations atmosphériques.

SURFEX : Représentation des surfaces continentales

L'interface SURFEX (pour SURFace EXternalisée) compile différents modèles physiques représentant les différents surfaces au sein du système terrestre. En effet, dans SURFEX, jusqu'à quatre types de surfaces peuvent être identifiés à chaque point de grille : mer ou océan, lacs, zones urbaines et nature (sol et

végétation).

La surface occupée par chaque type de surface est obtenue à partir de la base de données ECOCLIMAP [Masson et al., 2003], qui combine des cartes d'occupation des sols avec des observations satellitaires. ECOCLIMAP est en fait une double base de données à résolution de 1 km qui comprend une classification des écosystèmes et un jeu de paramètres des couches superficielles du sol qui sont principalement utilisés dans la modélisation météorologique (en particulier l'indice de surface foliaire et l'albédo). La première version d'ECOCLIMAP (ECOCLIMAP-I) est une base de données globale et peut être utilisée pour initialiser les schémas de transfert sol-végétation-atmosphère dans les modèles météorologiques et climatiques [Masson et al., 2003]. ECOCLIMAP-II est une version améliorée qui ne couvre que l'Europe [Faroux et al., 2013]. ECOCLIMAP-SG (Second Generation) est la plus récente, produite à une résolution de 300 m où la carte d'occupation des sols est directement composée de la végétation et des types urbains utilisés dans les modèles SURFEX [Supplément de l'article Druel et al., 2022].

Chaque type de surface, appelé tuile, est modélisé avec un modèle spécifique (Figure 2.4) :

— Les lacs : dont les flux d'énergie sont simulés par le modèle FLake [Mironov et al., 2010]. Il fournit notamment la température de surface en fonction du temps et une bonne description des échanges d'énergie dans la colonne d'eau et entre la surface et l'atmosphère ;
— Les zones urbanisées sont modélisées par TEB [Masson, 2000, Town Energy Balance]. Ce modèle calcule le bilan d'énergie dans les villes sur la base du concept de canyon [Oke, 2002] où la ville est représentée par un toit, une rue et deux murs se faisant face. Le modèle prend en compte le piégeage d'une fraction des rayonnements solaires et infrarouges incidents par le canyon. Ce modèle connaît de nombreux développements qui sont intégrés régulièrement, notamment les interactions bâti-végétation (parcs, jardins, toits végétalisés) ;
— La surface des mers et des océans peut être représentée par différentes paramétrisations en termes d'échange d'eau et d'énergie avec l'atmosphère. La plus simple est celle basée sur l'approche de Charnock qui utilise une température de surface prescrite (SST) pour la simulation des flux de surface. L'autre méthode consiste à utiliser un modèle 1D basé sur Gaspar et al. [1990] qui simule plus précisément l'évolution temporelle de la température de surface de la mer et les flux à l'interface terre/mer. Le nouveau modèle ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates) intègre une paramétrisation globale à partir de mesures in situ. Cette formulation reproduit mieux la variabilité des flux turbulents observés sur une large gamme de conditions atmosphériques et océaniques ;
— Les surfaces continentales "naturelles" sont modélisées par ISBA en calculant les échanges d'énergie et d'eau entre le continuum sol-végétation-neige et l'atmosphère. Contrairement aux mers, aux lacs ou aux villes, les surfaces naturelles sont beaucoup plus diversifiées (sol nu, forêt, champs agricoles, prairies, etc.). Les différents types de couverture sont regroupés en 19 classes, appelées patchs, dont chacun possède des paramètres spécifiques (longueur de rugosité, fraction de végétation). Ces paramètres sont internes au code. Les autres paramètres distribués dans l'espace, tels que la texture du sol, la topographie et l'utilisation des terres, sont quant à eux tous issus de bases de données globales à une résolution kilométrique.

Comme le montre la figure 2.4, le flux total pour un point de grille est la moyenne pondérée des flux des quatre surfaces, les flux des différents patchs de la tuile "nature" de ISBA étant préalablement moyennés.

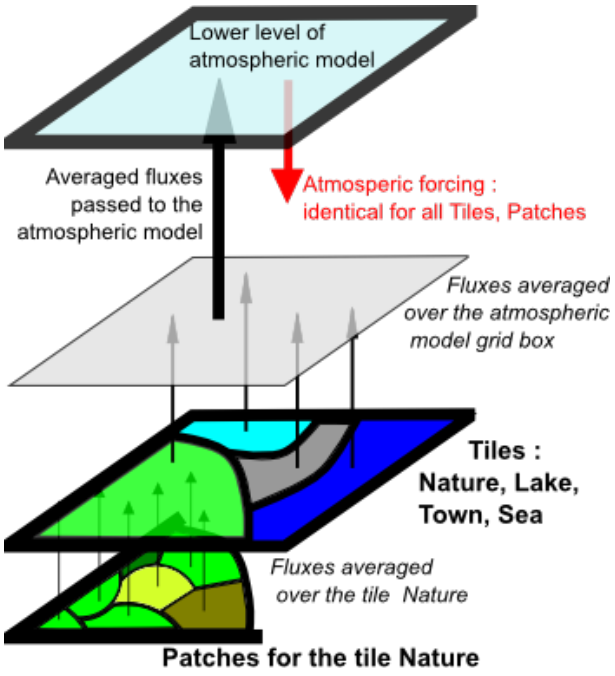

Figure 2.4 – Représentation de l'approche par tuile dans SURFEX et du couplage avec un modèle d'atmosphère. De bas en haut dans chaque point de grille : les flux provenant des différents patchs du modèle de surface continentale ISBA, puis moyennés et ajoutés aux contributions des autres tuiles (ou types de surface). Les différents flux sont finalement moyennés et communiqués comme conditions aux limites inférieures au modèle atmosphérique, qui à son tour fournit les forçages à SURFEX, uniformes sur tous les tuiles et patchs. Source : cnrm [2022].

Couplé au modèle atmosphérique, chaque point de grille est soumis aux influences atmosphériques (température, humidité spécifique, composantes horizontales du vent, pression, précipitations et rayonnement). SURFEX calcule les flux moyens de masse d'eau, de quantité de mouvement, de chaleur sensible et latente et transmet toutes ces variables à l'atmosphère, ainsi que la température de surface, les albédos et l'émissivité de surface. Ces éléments sont ensuite utilisés comme conditions aux limites inférieures par les schémas de transfert d'énergie dans le modèle atmosphérique.

Dans le modèle de climat développé au CNRM, l'atmosphère est modélisée par le modèle ARPEGE. En plus d'être couplé avec le modèle de routage en rivières CTRIP, le continuum couche de surface terrestre - atmosphère est également couplé avec le modèle océanique NEMO et le modèle mer/glace GELATO au moyen du coupleur OASIS 3 [Valcke, 2013].
Les modèles ISBA et CTRIP, plus spécifiquement liés aux développements menés dans cette thèse, sont décrits plus en détail dans la suite de cette section.

2.3.1 ISBA

Le modèle ISBA représente les transferts d'énergie et d'eau entre le sol, la végétation et la basse couche d'atmosphère.
L'état hydrique des surfaces continentale est décrit dans ISBA par de nombreuses composantes tels que les stocks d'eau dans le sol, dans le manteau neigeux, ce qui intercepté par la canopée, ses différentes phases, ainsi que les flux comme l'évapotranspiration, le drainage et le ruissellement et les échanges

d'énergie dans le sol.

Version historique : ISBA$_{FR}$ (force-restore)

La version historique d'ISBA a été développée au CNRM par Noilhan, Planton [1989]. Cette version initiale est basée sur une physique simple de type "bucket" et utilise un nombre minimal de paramètres pour décrire le sol. Basé sur l'approche de Deardorff, ISBA décrit l'évolution de la teneur en eau du sol avec l'approche force-restore (section 2.2.2.1) sur un sol initialement constitué de deux couches. Pour rappel, la méthode force-restore stipule que l'évolution de la température de surface est influencée (ou rappelée) par la T° moyenne journalière du sol. Le bilan énergétique de surface est ainsi calculé par une approche composite sol-végétation-neige.

De nombreuses améliorations ont été apportées depuis cette version initiale : le bilan hydrique de la surface terrestre a inclus une couche indépendante pour la végétation avec un schéma de calcul simpliste pour l'interception [Mahfouf, Noilhan, 1996] et la transpiration [Jarvis, 1976]. Sont également introduits le drainage gravitationnel [Mahfouf, Noilhan, 1996], l'ajout d'une troisième couche hydrologique [Boone et al., 1999] qui a valu à ISBA la notation ISBA-3L, ainsi que la prise en compte du ruissellement de surface sous-maille [Habets et al., 1999, ruissellement par saturation selon le mécanisme de Dunne,]. Pour rappel, le ruissellement de surface est généré soit par une saturation de la porosité du sol (mécanisme de Dunne), soit par un refus à l'infiltration dû à une pluie dont l'intensité est supérieure à la capacité d'infiltration de la surface du sol (mécanisme de Horton).

Cette version d'ISBA, appelée ISBA-FR, pour la méthode "force-restore", a ensuite intégré une hydrologie plus exhaustive, avec des processus physiques sous-maille influencés par la topographie. Elle a ainsi pris en compte l'hétérogénéité des précipitations, de la capacité maximale d'infiltration des sols, mais aussi de l'hétérogénéité spatiale de la végétation par une approche par tuiles [Decharme, Douville, 2006]. Les propriétés de l'occupation du sol peuvent en effet être spécifiées selon la base de données ECOCLIMAP-II à la résolution kilométrique [Faroux et al., 2013]. Ces unités de couverture de sols ont été agrégées à la résolution du modèle en 12 tuiles de sols sous-maille. La fraction relative de recouvrement de ces tuiles a été utilisée pour déterminer les bilans hydriques et énergétiques moyens de chaque cellule de la grille.

Le passage de ISBA$_{FR}$ à ISBA$_{DF}$:

L'approche force-restore reste néanmoins limitée dans sa description des mécanismes de transfert physique à l'intérieur du sol. Après la version ISBA-3L qui séparait la couche racinaire de la couche sous-racinaire [Boone et al., 1999] en termes de vitesse d'évolution de la teneur en eau, Boone et al. [2000] ont développé une version plus complète d'ISBA basée sur un schéma de sol multicouche où les transferts d'énergie et de masse sont effectués en utilisant les équations de diffusion de Fourier et de Richards [Abramopoulos et al., 1988, Wetzel, Boone, 1995]. Ce type d'approche a été rendu possible par le progrès des moyens informatiques, permettant une représentation plus explicite d'un plus grand nombre de processus difficiles à paramétrer dans les modèles de type bucket, comme par exemple la distribution verticale de l'humidité dans le sol ou l'échange d'eau entre la surface et les nappes souterraines. Le

nouveau schéma de calcul multicouche par diffusion donne lieu à la notation ISBA-DF.

Le modèle ISBA-DF considère désormais 12 couches de sol par défaut, qui peuvent être prescrites par l'utilisateur, et offre une meilleure représentation physique de la zone racinaire [Decharme et al., 2011].

En parallèle, de nombreux développements sont venus agrémenter le modèle ISBA, notamment dans la description de la neige [Boone, Etchevers, 2001, Decharme et al., 2016, Douville, 1995] et des processus liés à la photosynthèse et au cycle du carbone [Calvet et al., 1998, Calvet, Soussana, 2001, Gibelin et al., 2008]. Pour ce qui est de la représentation de la canopée, deux nouvelles versions ont récemment vu le jour, la version ISBA-MEB (multi energy balance) qui permet une représentation explicite de la canopée et des processus physiques associés [Boone et al., 2017, Napoly et al., 2017], puis la version ISBA-MEB-L qui prend en plus compte d'une couche de litière sous la canopée.

Les différentes améliorations introduites dans ISBA depuis la version initiale de Noilhan, Planton [1989] sont réorganisées dans le tableau 2.1 en séparant les évolutions des schémas de calcul par composante.

Avec le nombre important de processus naturels représentés, le modèle ISBA est devenu de plus en plus précis dans la représentation des surfaces continentales naturelles [Decharme et al., 2019]. Le modèle reste toutefois limité, comme un grand nombre de LSMs, quant à la représentation des facteurs anthropiques, et notamment de l'impact de l'expansion des terres agricoles et de l'irrigation sur les variables de surface.Un nouveau schéma de phénologie des cultures et des pratiques d'irrigation a été implémenté très récemment dans ISBA comme une première étape destinée à améliorer la représentation des végétations dans les zones agricoles et à mieux comprendre les interférences hydrologiques des activités humaines avec les processus existants au niveau des surfaces continentales.

En résumé, le modèle d'irrigation utilise la classification de l'occupation du sol de la nouvelle génération de ECOCLIMAP (ECOCLIMAP-SG, mise à jour majeure de ECOCLIMAP-II utilisée auparavant par SURFEX, [Calvet, Champeaux, 2020b]) pour identifier les types de végétation pouvant être irrigués au sein d'une maille. Il est également capable de représenter l'hétérogénéité sous-maille entre les cultures irriguées et non irriguées. En ce qui concerne les cultures irriguées, le modèle peut différencier les plantes de type C3, C4 et les arbres fruitiers. Pour chaque type de couvert végétal, des fractions de végétation irriguée sont considérées à la résolution de la simulation. Le profil vertical racinaire est connu depuis ISBA pour chaque type de végétation, et l'évolution temporelle de la croissance de la végétation est simulée depuis le semis jusqu'à la récolte. Lorsque l'irrigation est activée, son application est basée sur l'indice d'humidité des sols (SWI) au sein de la zone racinaire, et est fournie lorsque différents seuils sont atteints. Le modèle permet, pour chaque chaque type de végétation au sein d'une maille de grille, de choisir entre trois systèmes d'irrigation possibles : par aspersion, par submersion ou par technique de micro-irrigation. Trois paramètres principaux sont définis dans le modèle pour contrôler respectivement le déclenchement de l'irrigation (lorsque le stress hydrique dans le sol dépasse un certain seuil), la période de croissance de la culture où l'irrigation est possible (entre le semis et la récolte) et la quantité d'eau utilisée pour l'irrigation. Il s'agit d'un modèle à base physique dont les paramètres peuvent être spécifiés précisément pour chaque type de végétation irriguée, sur chaque cellule du maillage. Dans la configuration par défaut, une quantité d'eau prédéfinie de 30 mm est fixée pour chaque irrigation et une

Table 2.1 – Historique de l'évolution des processus physiques dans ISBA par type de composante :

Processus	Nom du schéma	Référence
Sol	Force-Restore 2 couches	Noilhan, Planton [1989]
	Force-Restore 3 couches	Boone et al. [1999]
	Diffusion sur 5-couches	Boone et al. [2000]
	Diffusion sur N-couches	Decharme et al. [2011]
Neige	1 couche	Douville [1995]
	ES - 3 couches	Boone, Etchevers [2001]
	ES - 12 couches	Decharme et al. [2016]
Hydrologie	Pas de processus sous maille	Noilhan, Planton [1989]
	Ruissellement par saturation (de Dunne)	Habets et al. [1999]
	Ruissellement de Dunne influencé par la topographie	Decharme, Douville [2007]
Canopée	composite	Noilhan, Planton [1989]
	bulk modèle Multi-Energy-Balance (MEB)	Boone et al. [2017]
	bulk MEB avec litière	Napoly et al. [2017]
Photosynthèse et Cycle de carboen	Sans (Jarvis)	Noilhan, Planton [1989]
	ISBA-Ag-s avec LAI prescrit	Calvet et al. [1998]
	ISBA-Ag-s avec LAI dynamique	Calvet, Soussana [2001]
	ISBA-Ag-s CC	Gibelin et al. [2008]

période de repos minimum de 7 jours est fixée entre deux irrigations. Ces paramètres sont modifiables par l'utilisateur pour chaque type de végétation et dans chaque maille. Plus de détails sur la conception du modèle sont donnés dans le papier de Druel et al. [2022]. Une évaluation de ce modèle au sein d'ISBA a été proposée sur le Nebraska (USA), choisi pour sa forte densité d'irrigation.

Dans le cadre des présents travaux de thèse, ISBA a été utilisé pour déterminer le ruissellement et le drainage générés par les surfaces continentales en réponse aux forçages atmosphériques. Le schéma de calcul diffusif multicouche, ISBA-DF, avec le module d'irrigation activé, est celui employé, dans un mode forcé (les forçages atmosphériques étant prescrits sans tenir compte des rétroactions de la surface à l'atmosphère), comme donnée d'entrée pour l'étude menée. En particulier, les demandes en irrigation utilisées par la suite sont issues du module d'irrigation de ISBA.

2.3.2 CTRIP

Les modèles de surface établissent les échanges d'eau verticaux pour chaque point de grille et déduisent les quantités d'eau qui ruisselleront en surface et celles qui seront drainées sous la zone racinaire. La conversion de ces quantités d'eau en flux hydrauliques transversaux entre les pixels est effectuée par les modèles de routage. CTRIP se charge de simuler à l'échelle globale les écoulements en surface et en profondeur à partir des sorties de ISBA pour relier les rivières aux océans dans le modèle climatique du CNRM.

2.3.2.1 Version initiale : le modèle TRIP

La version initiale du modèle TRIP a été développée à l'université de Tokyo par Oki, Sud [1998]. Son schéma de routage transfère les masses d'eau via un réseau hydrographique défini sur une grille à la résolution de 1° (soit 110 km x 110 km à l'équateur) en considérant une vitesse d'écoulement constante et uniforme de 0.5 m/s.

L'évolution temporelle de ces masses d'eau est calculée à partir d'une simple équation de bilan de masse dans chaque tronçon de rivière. Le débit entrant est additionné au ruissellement du tronçon étudié et détermine ainsi le débit sortant transféré au tronçon aval. La version initiale du modèle TRIP ne fait aucune distinction entre le drainage profond et le ruissellement de surface.

2.3.2.2 La nouvelle version CNRM de TRIP : CTRIP

Dans le cadre des applications spécifiques au CNRM, le modèle TRIP a été repris et plusieurs modifications y ont été apportées. Ceci a abouti au développement d'une version propre au CNRM, appelée CTRIP, soit la version CNRM de TRIP. Les premiers développements ont été introduits par Decharme et al. [2010] avec la prise en compte d'une vitesse variable. La vitesse d'écoulement anciennement fixée à 0.5m/s était peu réaliste même pour décrire les débits des grands bassins fluviaux à l'échelle globale. Sur la base des travaux de Arora, Boer [1999], la vitesse d'écoulement dans CTRIP est calculée avec la formule de Manning en considérant une section de fleuve rectangulaire :

$$v_s = s_{riv}^{\frac{1}{2}} \frac{K}{n_{riv}} \left(\frac{W_{riv}.h_s}{W_{riv} + 2h_s} \right)^{\frac{2}{3}} \tag{2.13}$$

où s_{riv} (m/m) est la pente du lit de la rivière, K (m3/s) une constante de conversion égale à 1, n_{riv} ($s/m^{1/3}$) le coefficient de rugosité de Manning sans dimension pour la rivière, W_{riv} la largeur de la rivière et h_s la hauteur d'eau dans la rivière (m).

Cette formulation est plus réaliste dans la mesure où elle lie la vitesse d'écoulement aux caractéristiques morphologiques des tronçons de rivière et à la hauteur d'eau à un instant donné.

La paramétrisation de CTRIP nécessite des informations topographiques à l'échelle globale à partir de modèles numériques de terrain à haute résolution afin de dériver l'élévation et la pente du lit des rivières. Une étape de "up-scaling" est suivie pour adapter la résolution des données à celle du réseau hydrographique (Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 [GMTED, 2010] pour la version 2019 de CTRIP à 0.5° [Decharme et al., 2019] ; MERIT-Hydro [Hydro, 2023] ajustée pour la version la plus récente à 1/12° [Munier, Decharme, 2022]. Pour la caractérisation globale du coefficient de rugosité, la largeur et la profondeur au long des rivières à l'échelle globale, des formules empiriques sont employées en prenant en compte l'ordre des cours d'eau dans chaque bassin du réseau CTRIP par exemple ou encore le débit moyen annuel à long terme. Plus de détails sur les paramètres géomorphologiques des rivières peuvent être trouvés dans les articles Decharme et al. [2019] et Munier, Decharme [2022].
Un réservoir souterrain linéaire a également été implémenté par les travaux de Decharme et al. [2010] afin de différencier le ruissellement de surface du drainage profond et retarder la contribution du drainage aux débits des fleuves. Ce réservoir ne représente néanmoins pas la dynamique propre des eaux souterraines et la hauteur de nappe n'est pas encore simulée à ce stade là (sinon de manière conceptuelle). La représentation de la dynamique des aquifères non confinés a été introduite par les travaux de Vergnes et al. [2012] avec la mise en place d'un schéma de calcul diffusif bidimensionnel. Les plaines inondables et leur interaction avec les rivières ont ensuite été intégrées via le schéma de calcul proposé par Decharme et al. [2012] avec la résolution d'un bilan de masse spécifique qui intervient lorsque la hauteur d'eau dans la rivière dépasse une hauteur critique de débordement. Dans ce module, les flux d'entrée et de sortie des plaines d'inondation sont également calculés en utilisant la formule de Manning. Il est à noter que les schémas d'écoulement en aquifère et dans les plaines d'inondation sont basés sur une approche sous-maille dans laquelle la topographie à l'intérieur du pixel est décrite par une distribution statistique.

Ainsi, le modèle CTRIP comprend trois réservoirs au lieu d'un seul comme initialement conçu : un réservoir de surface pour le stockage des eaux des rivières, un réservoir pour le stock contenu dans les plaines inondées et un réservoir pour les eaux souterraines.

En ce qui concerne la cartographie du réseau fluvial des bassins, la version précédente du réseau des cours d'eau à la résolution de 1° a été améliorée et est passée à 0,5° à l'échelle globale.

Couplage ISBA-CTRIP

La figure 2.5 montre les principaux processus désormais inclus dans ISBA et CTRIP, ce dernier étant encerclé en bleu, ainsi que les différentes interactions entre les deux modèles. Ceci est possible grâce à l'interface de couplage OASIS [Valcke, 2013] que SURFEX inclut à présent et par laquelle transitent les

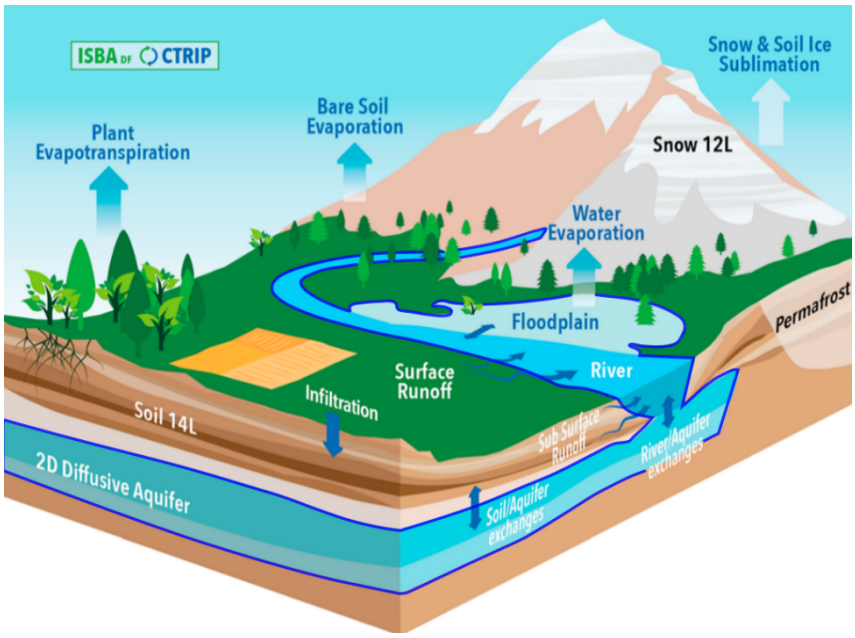

Figure 2.5 – Schéma représentant les différents processus du modèle couplé ISBA-CTRIP. Prise de [Guinaldo et al., 2021]

échanges entre ISBA-DF et CTRIP.

Il en résulte un schéma de calcul dynamique dans lequel les rivières et les plaines inondables interagissent avec le sol et l'atmosphère par l'interception des précipitations, l'évaporation, le ruissellement, l'infiltration et le drainage. Le schéma diffusif bidimensionnel des nappes phréatiques est capable de simuler les flux capillaires ascendants dans le sol et repris par les racines des plantes grâce au couplage avec ISBA. La profondeur de la nappe phréatique fournie par le CTRIP agit ainsi comme une condition limite inférieure pour la colonne d'humidité du sol calculée dans le modèle de surface. Cette version couplée est celle utilisée aujourd'hui dans le modèle de climat CNRM-CM6-1 [Decharme et al., 2019].

2.3.2.3 Passage à la résolution 1/12°

Des développements plus récents ont concerné plus précisément le modèle de routage CTRIP. La résolution du modèle a été significativement affinée passant d'une résolution de 0.5° x 0.5° à la résolution 1/12° en global, soit de 6-8 km en France [Munier, Decharme, 2022]. La résolution a augmenté pour tous les paramètres hydro-géomorphologiques des rivières figurant dans la version 0.5°. Ces paramètres comprennent la longueur, la largeur, la profondeur et la rugosité des rivières, la rugosité et la topographie sous-maille pour les plaines d'inondation, ainsi que la transmissivité, la porosité effective et la topographie sous-maille pour les aquifères.

Comme on le voit avec l'équation de Manning, ces paramètres sont essentiels dans le calcul du débit. Cette nouvelle version augmente le réalisme de la structure du réseau hydrographique (meilleure prise en compte des méandres des fleuves, discrétisation plus précise des flux entre les cours d'eau, intégration de nombreux cours d'eau et bassins négligés dans la résolution 0.5°), comme montré sur la figure 2.6. L'estimation du débit des cours d'eau a donc été sensiblement améliorée.

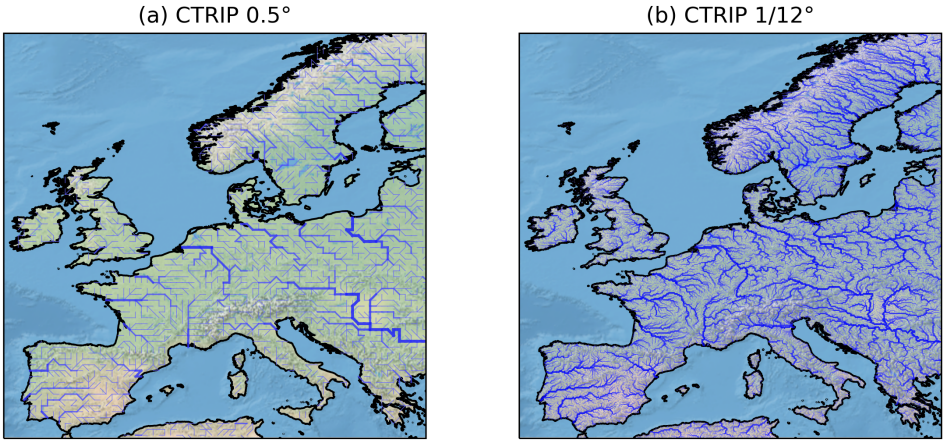

Figure 2.6 – Représentation des rivières en Europe de l'ouest par CTRIP avec deux résolutions : (a) à 0.5° et (b) à 1/12°.

2.3.2.4 Représentation du bilan de masse des lacs par MLake

La représentation des flux a par ailleurs été améliorée avec la prise en compte de la dynamique des flux lacustres avec le modèle MLake issu des travaux de Guinaldo et al. [2021].

En effet, les lacs interagissent avec les flux d'eau des rivières en augmentant l'évaporation et en diminuant la variabilité inter et intra annuelle du débit des rivières en aval [Bowling, Lettenmaier, 2010, Mishra et al., 2010]. Leur dynamique est donc importante à intégrer dans le réseau hydrographique pour plus de réalisme.

Le modèle FLake intégré dans SURFEX (section 2.3) ne représente que les flux d'énergie entre sa surface et l'atmosphère. La dynamique de masse des lacs et les échanges d'eau avec le sol et l'atmosphère n'étaient jusque-là pas pris en compte.

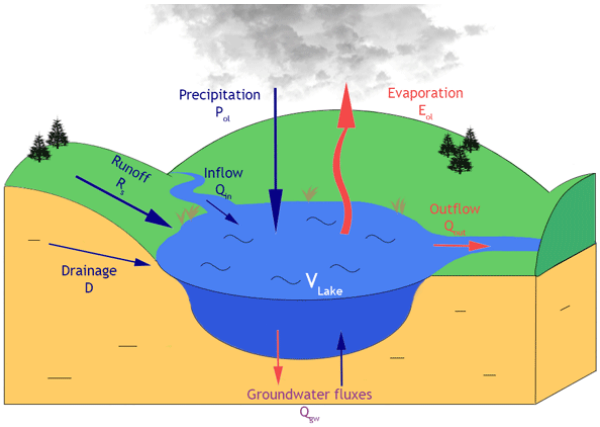

Figure 2.7 – Représentation du bilan d'eau des lacs calculé par le modèle MLake, prise de Guinaldo et al. [2021]

Le modèle MLake représente donc une paramétrisation des lacs et intègre leur bilan de masse et les transferts d'eau qui en dérivent dans la version 1/12° de CTRIP à l'échelle globale.

Son équation de bilan est basée sur la différence entre les flux de masse entrant et sortant du lac (figure 2.7). A chaque pas de temps, le module lac calcule le stockage net d'eau Vlake (kg) sur la base de l'équation suivante :

$$\frac{dV_{lake}}{dt} = P_{ol} - E_{ol} + R_S + D + Q_{in} - Q_{out} - Q_{gw} \tag{2.14}$$

où dV_{lake} représente l'évolution du volume d'eau du lac pendant la période dt (s), P_{ol} et E_{ol} représentent les précipitations et l'évaporation à la surface du lac respectivement (kg.s^{-1}), R_s et D le ruissellement et le drainage (kg.s^{-1}). Q_{in} est le débit entrant dans le lac en provenance des affluents (kg.s^{-1}), Q_{gw} représente la contribution des échanges avec la nappe souterraine (kg.s^{-1}). Enfin, Q_{out} correspond au débit sortant du lac (kg.s^{-1}) et se calcule sur la base d'une relation empirique de déversoir. Les étapes de calcul sont détaillées dans l'étude de Guinaldo et al. [2021].

2.4 Conclusion

Afin de représenter les flux et les ressources en eau des continents (rivières, plaines inondables, aquifères et réservoirs), de nombreux modèles de surface (LSM) et modèles hydrologiques à échelle globale (GHM) ont été développés. Les GHMs, conçus à partir de modèles pluie-débit pour les bassins versants, se limitent à l'évaluation du bilan hydrique en calculant les transferts d'eau verticaux et horizontaux le long des systèmes hydrologiques considérés (fonctions de production et de transfert). Les LSMs, en revanche, étendent l'étude des échanges de flux au bilan énergétique. Ils représentent par ailleurs des outils avancés avec des représentations physiques détaillées des processus de la végétation, du sol et de la neige, le plus souvent simplifiés et réduits à des modèles conceptuels dans les GHMs. Le couplage des LSMs avec les RRMs a permis de représenter la dynamique des flux d'eau le long des continents à travers les rivières et jusqu'aux océans, fermant ainsi le bilan hydrologique global. ISBA-CTRIP est le système hydrologique développé au sein du CNRM et représente les surfaces continentales dans les modèles couplés du système Terre pour l'étude de la prévision du temps et de l'évolution du climat.

Alors que les composantes naturelles du cycle hydrologique ont été fortement améliorées, la prise en compte des interactions anthropiques avec le cycle de l'eau reste limitée au sein des LSM-RRM de manière générale [Pokhrel et al., 2016].

Suite aux développements initiés pour l'intégration des effets anthropiques dans les modèles globaux du CNRM, les chapitres suivants présentent les travaux de développement d'un modèle barrage-réservoir destiné à être intégré dans CTRIP afin d'améliorer la représentation des écoulements des rivières anthropisés et d'établir un lien avec le module d'irrigation mis en place dans ISBA.

Chapitre 3

Représentation des barrages-réservoirs dans les modèles hydrologiques à grande échelle - Développement du modèle DROP

Sommaire

3.1 Impacts des barrages-réservoirs sur le cycle hydrologique . . . 39
3.1.1 Impacts des barrages-réservoirs sur les écoulements en rivières . . . 39
3.1.2 A l'échelle du Système Terre : Impacts sur les bilans d'eau et d'énergie et sur le cycle hydrologique global . . . 41
3.2 État de l'art des modèles de réservoirs à grande échelle . . . 42
3.2.1 Modèles fondés uniquement sur les observations . . . 43
3.2.2 Modèles fondés sur les processus . . . 44
3.3 Le modèle DROP (Dam-Reservoir OPeration) . . . 45
3.3.1 Version initiale mensuelle rétrospective . . . 46
3.3.2 Adaptation à ISBA-CTRIP : Émergence d'une version prospective hebdomadaire de DROP . . . 52
3.4 Conclusions . . . 54

Les barrages-réservoirs sont de plus en plus nombreux à être construits le long des cours d'eau puisqu'ils fournissent une multitude de services économiques, sociaux et environnementaux à la population. Ces grands ouvrages de régulation hydraulique modifient le régime d'écoulement naturel des rivières pour subvenir aux demandes d'irrigation, de la production d'hydroélectricité, pour l'écrêtement des crues, l'approvisionnement en eau, la navigation et même pour des activités de loisirs.

Des millions de barrages ont été construits dans le monde depuis le début du 20e siècle, avec une forte expansion entre les années 1950 et 1980 (Figure 3.1) [Dams on, 2000, Smith, 1971].
On compte aujourd'hui plus de 58,700 grands barrages dans le monde (de hauteur > 15 m). Leur capacité de stockage cumulée est estimée entre 7,700 km^3 et 8,300 km^3 [Downing et al., 2006, ICOLD, 2020, Lehner et al., 2011a, Vörösmarty et al., 2003], comme représenté sur la figure 3.1. En incluant les millions de plus petits barrages, soit environ 16.7 M ayant une superficie supérieure à 100 m^2 [Lehner et al., 2011a], le volume total d'eau retenue à l'échelle globale pourrait même dépasser 10,000 km^3 [Chao et al., 2008]. Cela correspond à plus de quatre fois la quantité d'eau stockée dans les rivières et à plus du cinquième du flux continental moyen annuel déversé dans les océans [Baumgartner, Reichel, 1975, Lehner et al., 2011a,

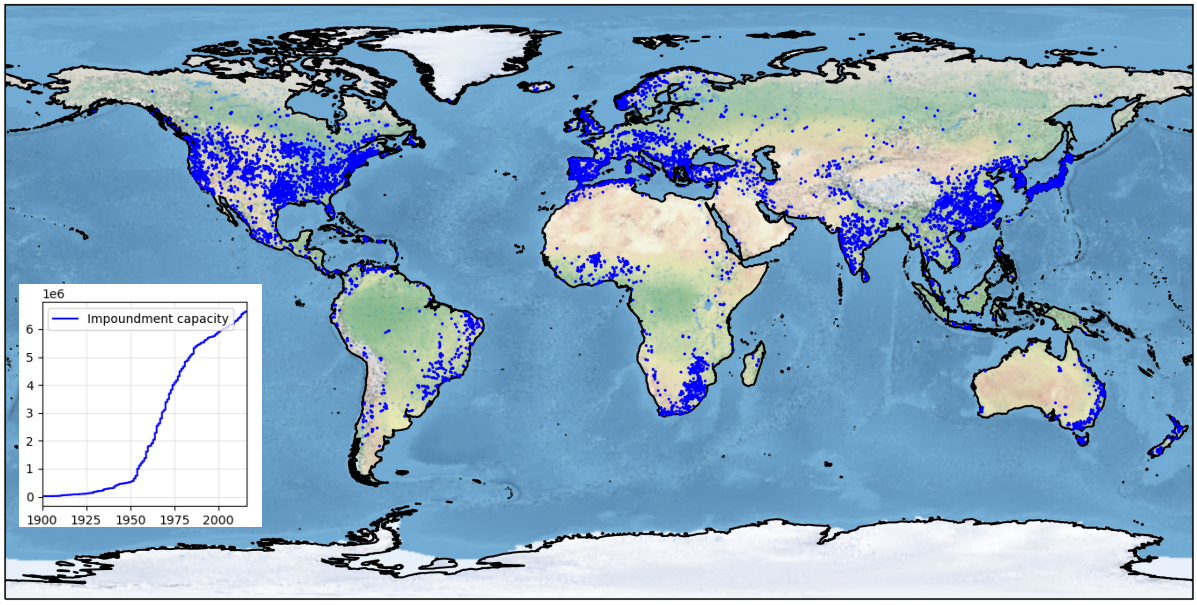

Figure 3.1 – Distribution mondiale des grands réservoirs (capacité maximale > 0.1 km3) basée sur GRanD [Lehner et al., 2011a]. La figure en encart montre la capacité cumulée des réservoirs (hm^3) de 1900 à 2016.

Oki, Kanae, 2006, Syed et al., 2010, Vörösmarty, 1997]. Les réservoirs artificiels couvrent une superficie de 306,000 km^2 [Lehner et al., 2011a], représentant ainsi plus de 7% de la surface des eaux douces dans les continents et 0.2% de la surface continentale [Messager et al., 2016, Mulligan et al., 2020]. Aujourd'hui, plus de 60% des 30 plus grands fleuves du monde sont fragmentés par des barrages, ce qui affecte 90% de l'écoulement de leurs bassins [Dynesius, Nilsson, 1994, Grill et al., 2019, 2015, Nilsson et al., 2005, Revenga et al., 2005].

Représenter les rivières à leur état naturel dans les modèles hydrologiques et plus généralement dans les modèles de Système Terre constitue donc une source d'erreurs non négligeable. Ces erreurs sont appelées à augmenter puisque des milliers de nouveaux grands réservoirs sont actuellement en projet ou en phase de construction [Mulligan et al., 2020]. En effet, la croissance démographique et le développement économique entraînent un accroissement des demandes en eau et en énergie. On estime que la consommation alimentaire augmentera de 70% d'ici à 2050 [Crist et al., 2017]; des barrages de plus en plus grands en support à l'irrigation seront nécessaires au cours des prochaines décennies pour soutenir ces besoins, et notamment dans les régions arides et semi-arides. D'autre part, la demande en énergie est prévue d'augmenter de 56% entre 2010 et 2040. À ce jour, environ 22% de l'électricité mondiale est fournie par des sources renouvelables, dont 73% par les barrages hydroélectriques [Zarfl et al., 2019]. Comme de nombreux pays dans le monde s'orientent désormais vers une économie à faible émission de carbone et donc vers ce type d'énergies, davantage de barrages hydroélectriques devraient être construits pour répondre à ce besoin. On compte déjà plus de 3,700 moyens et grands barrages planifiés ou en chantier dans ce secteur [Zarfl et al., 2015].

Ce chapitre présente une synthèse des impacts des réservoirs sur les différentes composantes du cycle hydrologique, à partir de la revue de la littérature. L'objectif est de souligner les limites actuelles des modèles représentant les rivières à leur état naturel, et en particulier celles du modèle CTRIP. S'ensuit

une description des modèles de réservoirs de grande-échelle récemment développés. À la lumière de l'état de l'art établi, nous justifions le choix retenu sur lequel le modèle de réservoir DROP, développé dans cette thèse et détaillé dans ce chapitre, sera basé pour intégrer les barrages-réservoirs suivant les exigences d'implémentation dans CTRIP.

3.1 Impacts des barrages-réservoirs sur le cycle hydrologique

3.1.1 Impacts des barrages-réservoirs sur les écoulements en rivières

Les barrages-réservoirs sont les principaux contributeurs à la perte de continuité des rivières à l'échelle globale [Grill et al., 2019, Nilsson et al., 2005, Wisser et al., 2010]. Outre la fragmentation des rivières, les opérations de lâchers régulent les débits et modifient le tracé naturel de leurs hydrogrammes, à la fois sur la forme que sur le schéma temporel du flux de l'amont vers l'exutoire du bassin [Döll et al., 2009]. Leur impact sur les écoulements en surface est nettement plus marqué que les perturbations causées par les prélèvements d'eau [Biemans et al., 2011, Hanasaki et al., 2006].

En stockant et relâchant l'eau de leurs réservoirs, les barrages modifient en premier lieu le schéma temporel des écoulements au cours du cycle annuel. Ceci est particulièrement observé dans les réservoirs d'approvisionnement d'eau et de soutien à l'irrigation, qui créent un déphasage saisonnier dans les débits à leur aval.

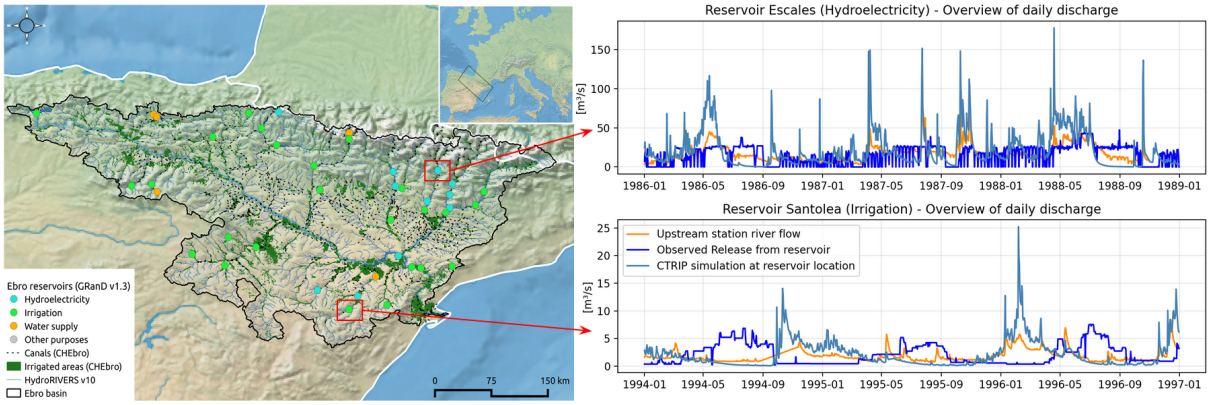

Figure 3.2 – Carte montrant les réservoirs identifiés par la base de données GRanD dans le bassin de l'Èbre, avec un aperçu des opérations de lâchers de deux d'entre eux, 'Escales' et 'Santolea', ayant des objectifs de gestion différents (hydroélectricité et irrigation) : Les débits entrants et les lâchers journaliers observés sont respectivement en orange et en bleu foncé. Le débit simulé par CTRIP aux localisations des réservoirs est en bleu acier.

La variabilité saisonnière des débits est également altérée au niveau de son amplitude par les opérations de régulation des barrages. En effet, la différence entre la valeur maximale et minimale des débits mensuels a baissé sur le long terme dans les rivières fortement anthropisées, principalement en raison de l'écrêtement des forts débits [Döll et al., 2009]. Cet effet est plus marqué avec les réservoirs d'irrigation qui sont conçus pour stocker les eaux pendant les saisons de forts débits afin de soutenir l'agriculture irriguée le reste de l'année [Biemans et al., 2011]. D'autre part, pendant les mois les plus secs, les barrages sont conditionnés à soutenir le débit des rivières en puisant dans leurs réserves afin d'assurer un niveau d'eau minimal conforme aux exigences environnementales.

L'étude de Döll et al. [2009] a comparé la situation des rivières avant et après la période de construction massive des réservoirs (1961-1990), et a montré que l'amplitude saisonnière des débits avait diminué sur 15% de la surface des continents d'au moins 10% par rapport aux conditions naturelles, et jusqu'à 39% en moyenne.

En plus de leurs impacts sur l'échelle intra-annuelle, les réservoirs modifient également la variabilité inter-annuelle des stocks d'eau dans les rivières. Les barrages sont en effet amenés à faire plus de réserves pendant les années humides pour assurer des lâchers d'eau supplémentaires dans les années de sécheresse et compenser ainsi les déficits. [Hanasaki et al., 2006]. Ceci est complètement opposé au comportement hydrologique naturel des bassins tel qu'il est encore considéré dans un grand nombre de modèles de routage.

La rétention d'eau par les barrages a également un impact sur le débit moyen annuel à long terme. A la fin du 20e siècle, l'exploitation des réservoirs et les prélèvements pour l'irrigation ont déjà entraîné une baisse du débit annuel global de 2.1% (soit 930 km^{3} an^{-1}) [Biemans et al., 2011].

Ce constat est observable à l'exutoire du bassin de l'Èbre, dans le nord-est de l'Espagne, qui représente un des bassins les plus fortement anthropisés par la régulation des cours d'eau, notamment par des barrages d'irrigation.

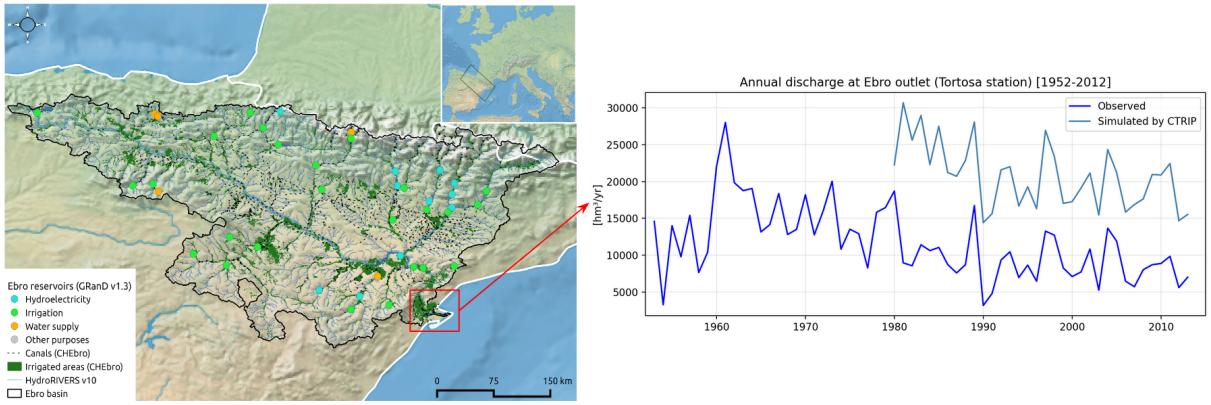

Figure 3.3 – Comparaison du débit annuel à l'exutoire du bassin de l'Èbre provenant de CTRIP (bleu acier) et de l'observation (bleu foncé).

Nous porterons une attention particulière sur les barrages d'irrigation, qui sont les plus répandus dans le monde, puisque ce secteur est très consommateur en eau. Les prélèvements d'eau ont plus que doublé dans le monde entier au cours de la seconde moitié du 20e siècle, mais tout particulièrement dans le secteur agricole. Les prélèvements pour l'irrigation sont passés de ~1,000 km^{3}/an en 1950 à plus de 2,500 km^{3}/an dans les années 2000, comme le montre la figure 3.4 et comme en témoignent différents résultats de simulations hydrologiques rapportés dans l'article de Zhou et al. [2020]. Près de la moitié de l'eau prélevée pour l'irrigation à l'échelle globale provient des réservoirs [Hanasaki et al., 2006]. Les continents ayant accumulé le plus de réserves d'eau superficielles se trouvent en Amérique du Nord, en Afrique et en Asie (Figure 3.1). À l'échelle globale, les réservoirs ont ajouté 40% de réserves d'eau de surface supplémentaires pour l'irrigation entre le début et la fin du 20e siècle [Biemans et al., 2011].

Aujourd'hui, l'irrigation reste le plus grand secteur consommateur d'eau, représentant 70% des prélèvements d'eau dans le monde [ESTD, 2017]. Sur les 58,713 barrages enregistrés dans la CIGB [ICOLD, 2020] et pour lesquels on connaît l'objectif de gestion, 19,858 d'entre eux sont exploités pour l'irrigation, dont 13,580 ont été construits exclusivement pour cet objectif.

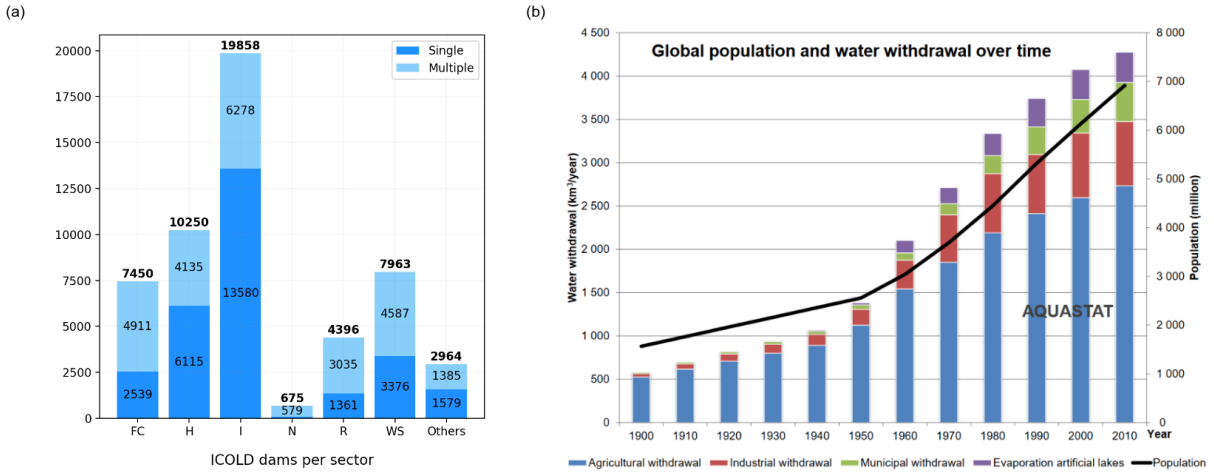

Figure 3.4 – (a) Nombre et répartition des barrages recensés dans la CIGB [ICOLD, 2020] en fonction de leurs objectifs de gestion (FC : écrêtement de crues, H : hydroélectricité, I : irrigation, N : navigation, R : activités récréatives / loisirs, WS : approvisionnement en eau, Others : Autres. (Source : CIGB) ; (b) Évolution de la population mondiale et des prélèvements d'eau entre 1900 et 2010. (Source : FAO)

L'attention sera portée sur ce type de réservoirs dans les chapitres suivants compte tenu de leur nombre et des impacts les plus marqués sur le débit des rivières à différentes échelles temporelles. De plus, leurs règles de gestion étant liées au même processus physique de soutien aux besoins d'irrigation des cultures, celles-ci peuvent être plus facilement reproduites et modélisées à grande échelle.

3.1.2 A l'échelle du Système Terre : Impacts sur les bilans d'eau et d'énergie et sur le cycle hydrologique global

Outre les prélèvements d'eau, la baisse du débit annuel à long terme dans les bassins anthropisés est également liée aux pertes par évaporation, plus importantes à la surface de plans d'eau comme ceux des réservoirs. Comme il est souvent nécessaire de remplir leurs réservoirs pour une exploitation en été, la surface des retenues est plus étendue à cette période, augmentant de ce fait la surface d'exposition au rayonnement solaire et aux températures atmosphériques élevées, ce qui favorise l'évaporation [Pokhrel et al., 2012]. Selon Lehner et al. [2011a], les pertes d'évaporation dans les réservoirs représentent 5% du ruissellement annuel global (~2,000 km^3/an), soit plus que les volumes d'eau prélevés par les secteurs domestiques et industriels cumulés (Figure 3.4). Des études suggèrent également qu'en raison de ces évaporations intensifiées à leur surface, les grands barrages ont une influence sur la variabilité climatique régionale et peuvent modifier les régimes de précipitations dans les zones environnantes, notamment les épisodes de pluies extrêmes [Degu et al., 2011, Woldemichael et al., 2012].

Les rivières étant connectées aux océans, la construction de barrages a également eu un impact sur

l'élévation du niveau global des mers, ralentie par l'endiguement artificiel des eaux continentales. Ce ralentissement a été observé en particulier lors du pic de construction et de remplissage de barrages au cours de la seconde moitié du 20e siècle [Frederikse et al., 2020b]. La réduction globale de l'élévation du niveau de la mer qui en résulte est estimée à 30 mm [Chao et al., 2008, Frederikse et al., 2020a].

Les barrages-réservoirs constituent donc une catégorie importante d'eaux de surface continentales, au même titre que les lacs naturels, les rivières et les plaines d'inondation. Il est important d'inclure le rôle qu'ils jouent sur les écoulements pour une représentation plus réaliste des débits des rivières et du cycle hydrologique dans son ensemble.

Il est d'autant plus important d'intégrer ce facteur anthropique qu'il aura des rétroactions sur le cycle continental dans le contexte du changement climatique. Comme l'évaporation dans les lacs et réservoirs devrait augmenter globalement dans un climat plus chaud et que les altérations des régimes de précipitations vont affecter les apports d'eau [Zhou et al., 2021a], les stocks d'eau des réservoirs seront impactés et par conséquent les règles de gestion seront à réadapter [Wanders et al., 2019], ce qui se traduira par des dynamiques de lâchers différentes. Il est donc important de mieux cerner les règles de gestion des réservoirs et de les lier à des processus physiques dont il est possible de prévoir l'évolution par le biais des forçages.

3.2 État de l'art des modèles de réservoirs à grande échelle

Bien que les altérations dues à l'anthropisation des sols et des rivières soient désormais reconnues comme importantes sur l'échelle globale, la plupart des modèles de surface ne tiennent pas encore compte de ces impacts. Des efforts importants ont été fournis pour intégrer les réservoirs dans les modèles hydrologiques et de gestion d'eau (GHM, WMM) à grande échelle, en offline, dans le but d'évaluer leur impact sur la variabilité des débits des rivières et sur l'utilisation et la disponibilité des ressources en eau [Bierkens, 2015, Droppers et al., 2020, Hanasaki et al., 2010, Veldkamp et al., 2017, Wada et al., 2014]. Cependant, la représentation des facteurs anthropiques manque encore dans les LSM, ce qui signifie que la plupart des GCM et ESM actuels en sont dépourvus [Pokhrel et al., 2017]. De récents travaux commencent à remédier à ces limitations, en intégrant des modèles de gestion de l'eau ou de réservoirs dans des modèles ESMs couplés ou en cours de couplage (E3SM ESM dans Zhou et al. [2020]; CESM ESM (en cours) dans Vanderkelen et al. [2022]). La section suivante établit un état de l'art des modèles de réservoirs existants à grande échelle. Cette revue permet de clarifier les hypothèses, les atouts mais surtout les limites d'application de chacune des méthodes, justifiant ainsi le choix du modèle retenu pour représenter les barrages-réservoirs dans ISBA-CTRIP.

Un large éventail d'approches existe pour représenter les lâchers de réservoirs à grande échelle. En se basant sur les revues de Gutenson et al. [2020] et de Yassin et al. [2019], les modèles développés à ce jour peuvent être classés en deux catégories : les approches fondées sur les observations et celles basées sur les processus.

3.2.1 Modèles fondés uniquement sur les observations

La première catégorie de modèles est construite sur la base d'observations de lâchers, de hauteurs et de volumes d'eau observés.
Ces méthodes peuvent avoir une représentation simplifiée du fonctionnement du réservoir à l'aide d'une régression linéaire ou multilinéaire (par exemple, Bhaskar, Whitlatch Jr [1980], Karamouz, Houck [1982], Raman, Chandramouli [1996], Rougé et al. [2021a], Young Jr [1967]), qui est calée sur les séries d'observations des lâchers.

D'autres modèles sont allés un peu plus loin avec des méthodes basées sur une cible de stockage/lâcher consistant à diviser le réservoir en différentes zones caractéristiques (par exemple, zone morte, zone conservative, zone d'écrêtement de crues, zone de stockage maximal, Burek et al. [2013]), et paramétrisent le fonctionnement du réservoir à partir d'une fonction linéaire par morceaux reliant les lâchers au stock d'eau [Burek et al., 2013, 2020, Yassin et al., 2019, Zajac et al., 2017, Zhao et al., 2016]. Leurs observations respectives sont alors utilisées pour calibrer les délimitations des zones.

Dang et al. [2020] présente par ailleurs une méthode différente permettant de générer des courbes de remplissage des réservoirs hydroélectriques. Son modèle nécessite en entrée des données observées difficilement accessibles à l'échelle globale, comme par exemple le volume de la zone morte des réservoirs, les niveaux d'eau maximaux et minimaux ou encore la capacité maximale des turbines. Tous ces éléments limitent l'applicabilité de cette méthode à grande échelle. Les courbes de remplissage peuvent être un bon outil pour représenter le fonctionnement général des réservoirs mais leurs formes restent néanmoins fortement liées à la fois à l'objectif (ou aux objectifs) de gestion des réservoirs mais aussi au climat régional et aux caractéristiques hydrologiques des bassins étudiés (régimes hydrographiques différents d'un endroit à l'autre).

Plus récemment, des méthodes plus sophistiquées ont vu le jour, basées sur des techniques d'apprentissage automatique et d'intelligence artificielle, comme les méthodes basées sur les réseaux de neurones [Coerver et al., 2018, Ehsani et al., 2016, Maier, Dandy, 2000, Razavi, Karamouz, 2007]. Ce type de méthode a pour but d'établir des règles de gestion déduites à partir de longues séries d'observations pour lier le stockage du réservoir aux débits entrants et aux lâchers. Ce type de méthodes permet de mieux reproduire les opérations de lâchers des réservoirs multi-objectifs où les règles de fonctionnement deviennent plus difficiles à décrire, mais celles-ci demandent de longues séries d'observations pour son apprentissage. Un autre inconvénient est que les règles de gestion produites se basent sur des observations historiques et donc ne prennent pas en compte les évolutions futures de l'exploitation de ces réservoirs sous changements sociaux économiques et climatiques par exemple. Par ailleurs, la nature 'boîte-noire' de ces machines ne permet pas de vérifier les mécanismes sous-jacents de leur fonctionnement, il est donc difficile de détecter des erreurs dans ce type de modèles [Yassin et al., 2019].

Il existe également des modèles qui reposent uniquement sur les données satellitaires. Le modèle de Zhong et al. [2020] en est un exemple. Il crée des courbes hauteur-volume à partir d'observations altimétriques et déduit les lâchers de barrages à partir du delta de hauteurs d'eau observé en appliquant un bilan de masse simplifié. D'autres exemples de modèles reposant sur la télédétection existent comme le

modèle de Yoon et al. [2016] ou encore le modèle de Bonnema et al. [2016].

Comme le mentionne Gutenson et al. [2020] dans sa revue des modèles des réservoirs, les méthodes fondées sur les données sont certes efficaces pour décrire l'aspect non linéaire du fonctionnement des réservoirs mais ce type d'approches nécessite néanmoins une connaissance spécifique des réservoirs étudiés et demande un accès à un grand nombre de données observées pour qu'ils soient utilisables. Il s'agit de la limite principale d'applicabilité de ces approches sur une grande échelle spatiale. Cette limite pourrait être franchie avec le développement des données altimétriques (TOPEX/Poseidon, Envisat, Jason 1-2, SWOT) et d'imagerie (MODIS,Sentinel-2) qui devraient rendre plus accessible, et à une échelle plus large, l'observation de la dynamique des grands réservoirs. Toutefois, ce type de modèles présenteront toujours des limites d'applicabilité pour les prédictions futures puisque les règles de gestion générées sont basées sur des données historiques et ne prennent donc pas en compte les potentiels futurs changements socio-économiques et les évolutions climatiques prévues dans l'exploitation de ces réservoirs.

3.2.2 Modèles fondés sur les processus

Le manque de données généralisées sur les opérations de lâchers avait nécessité le développement de modèles génériques de règles de gestion des réservoirs, introduisant ainsi la seconde catégorie d'approche, basée sur les processus [Masaki et al., 2017]. A l'opposé des méthodes guidées par les observations, celles-ci visent à conceptualiser les réponses des réservoirs en fonction de leur objectif de gestion en associant les opérations de lâchers à des processus physiques (tels que la croissance des cultures et leurs besoins en eau), ou à des demandes en eau et en énergie dont l'estimation est disponible à l'échelle globale. La représentation du fonctionnement des barrages est ainsi conçue sans avoir à se calquer sur les opérations réelles pratiquées sur chaque réservoir [Gutenson et al., 2020].

Les premiers modèles développés dans cette catégorie étaient très simplistes et représentaient les réservoirs comme des lacs naturels sans régulation anthropique. Le débit de sortie est calculé en fonction du stock d'eau en utilisant des paramètres empiriques [Coe, 1998, Döll et al., 2003, Meigh et al., 1999, Pietroniro et al., 2007, Rost et al., 2008]. Malgré que les modèles de lacs naturels utilisent un minimum de données, ils restent limités car ils ne prennent pas en compte les politiques de gestion des lâchers qui sont pratiquées par les gestionnaires.

D'autres modèles plus élaborés ont été développés par la suite, ils calculent les lâchers d'eau à partir des flux entrants et des demandes en eau en se basant sur le bilan de masse. Les schémas de calcul les plus connus de cette catégorie sont ceux développés par Hanasaki et al. [2006] et Haddeland et al. [2006]. Ils représentent en effet les pionniers des modèles génériques des réservoirs. Leurs codes de calcul reposent cependant sur deux algorithmes différents : celui de Haddeland et al. [2006] est basé sur une méthode d'optimisation déterminant les lâchers optimaux pour satisfaire divers objectifs de gestion, définis par des fonctions objectifs. Cet algorithme nécessite la connaissance préalable des flux entrants anticipés au cours de l'année ainsi que le stock idéal à atteindre à la fin de celle-ci pour calculer les lâchers [Adam et al., 2007, Haddeland et al., 2006]. Ceci est particulièrement problématique lorsqu'il s'agit de coupler ce modèles avec d'autres. Van Beek et al. [2011] et Wada et al. [2011] ont développé ensemble le modèle hydrologique global PCR-GLOBWB où ils ont considéré une version prospective du modèle de

Haddeland et al. [2006]. Les algorithmes d'optimisation restent néanmoins coûteux en termes de temps de calcul.

Le second type d'algorithme, basé sur la simulation, utilise à chaque pas de temps les valeurs du stockage d'eau dans le réservoir, des flux entrants et des demandes en eau et calcule à partir de règles de gestion la valeur du lâcher au fil du temps. Cet algorithme est ainsi mieux adapté pour les modèles couplés. Le schéma de calcul le plus connu dans cette sous-catégorie est la paramétrisation de Hanasaki et al. [2006], qui, en se basant sur le bilan d'eau dans le réservoir, calcule le débit de sortie en fonction des flux entrants et de la demande en eau, avec une description plus élaborée pour les réservoirs d'irrigation. Il représente un schéma de calcul générique et flexible du fonctionnement des réservoirs, adaptable à la fois aux GHM et aux LSM-RRM, notamment au modèle de routage TRIP où il a d'ailleurs été initialement intégré [Hanasaki et al., 2008]. De nombreuses études ultérieures ont mis en œuvre, ajusté et amélioré cette paramétrisation [Biemans et al., 2011, Döll et al., 2009, Droppers et al., 2020, Hanasaki et al., 2008, Pokhrel et al., 2012, Shin et al., 2019, Vanderkelen et al., 2022, Voisin et al., 2013]. Aujourd'hui, plusieurs modèles globaux incluent les schémas de Hanasaki 2006 et de Haddeland et al. [2006] (par exemple, WaterGAP [Döll et al., 2009]), VIC [Haddeland et al., 2006], H08 [Hanasaki et al., 2008], et PCR-GLOBWB [Van Beek et al., 2011], LPJmL [Biemans et al., 2011]). Malgré qu'ils présentent une description simplifiée des règles de gestion, les modèles basés sur les processus ont pour principal avantage d'être applicables en l'absence d'observations des lâchers et peuvent être appliqués pour des projections climatiques futures.

Le modèle de Hanasaki et al. [2006] répond largement aux exigences d'implémentation dans le modèle de routage CTRIP. D'une part, son algorithme de calcul et son appui sur le bilan d'eau le rendent compatible avec l'approche de modélisation de l'ISBA-CTRIP. Et comme MLake effectue déjà un bilan de masse dans les lacs au sein de CTRIP, l'intégration de ce schéma de calcul se révèle encore plus simple. D'autre part, les équations calculant les lâchers de barrages n'utilisent comme entrée que les flux entrants, que CTRIP peut fournir, et les demandes en eau y compris celles d'irrigation qui sont à présent simulées par la version la plus récente d'ISBA (Section 2.3.1). Ce schéma est particulièrement intéressant puisqu'il permettra à terme de coupler les deux modèles anthropiques (lâchers de barrage établis sur la demande en eau et irrigation effective établie sur la disponibilité de la ressource). Le schéma de Hanasaki et al. [2006] utilise également certaines caractéristiques des réservoirs telles que la capacité maximale et l'objectif principal d'exploitation, et ces informations sont référencées dans la base de données globale des grands barrages GRanD qui en compte 7,320 [Lehner et al., 2011a]. Le schéma de Hanasaki et al. [2006] est donc retenu comme base de développement du modèle DROP des barrages-réservoirs dans CTRIP.

3.3 Le modèle DROP (Dam-Reservoir OPeration)

Cette thèse vise à développer un modèle de barrage-réservoir propre à être intégré dans le réseau de rivière global CTRIP, dans le but d'améliorer la simulation de l'écoulement des rivières anthropisées. Le modèle développé est dénommé "**DROP**", pour "**D**am-**R**eservoir **O**Peration model", et il est présenté dans cette section.

Le développement du modèle DROP a été effectué en deux étapes : tout d'abord, une première version du modèle est reconstruite à partir du schéma existant de Hanasaki et al. [2006] et propose une para-

métrisation généralisée des équations de calcul. En effet, dans l'article de Hanasaki et al. [2006], certains paramètres sont ou bien fixes à l'échelle globale suite à des tests de sensibilité, ou bien définis empiriquement à partir de données observées sur les réservoirs étudiés. Dans cette thèse, le code de calcul reconstruit fournit une paramétrisation complète. La finalité de cette étape est de pouvoir mener une analyse plus approfondie sur la sensibilité du modèle pour chaque paramètre et ainsi de mieux maîtriser son fonctionnement lors de son implémentation à l'échelle globale. Cette première version n'introduit pas de modificitation majeure dans l'algorithme de calcul et garde les mêmes caractéristiques que le schéma de base, soit avec une fréquence de calcul mensuelle et une approche rétrospective. Ces deux derniers éléments seront détaillés dans la sous-section 3.3.1. Cette version est également utilisée pour valider le schéma de Hanasaki et al. [2006] sur une zone d'étude différente de celles considérées jusqu'à présent (Chapitre 4), en reprenant sa configuration de paramètres utilisée par défaut. Les limites liées à l'approche "rétrospective mensuelle" du code de calcul sont discutées, et des ajustements sont introduits au modèle en conséquence afin de répondre aux contraintes liées à son implémentation dans le modèle de routage CTRIP. Ces modifications impliquent le passage d'un schéma de calcul rétrospectif à prospectif et d'une résolution mensuelle à hebdomadaire, et elles sont plus amplement détaillées dans la sous-section 3.3.2.

3.3.1 Version initiale mensuelle rétrospective

Comme mentionné en introduction, le modèle DROP est développé sur la base du schéma de Hanasaki et al. [2006]. Le modèle s'exécute au niveau de chaque réservoir individuellement et se base sur le bilan de masse (comme indiqué ci-dessous dans l'équation (3.1)) dans le réservoir pour calculer les lâchers en sortie.

$$\frac{dV}{dt} = Q_{in} - Q_{out} \tag{3.1}$$

Q_{in} et Q_{out} ($m^3.s^{-1}$) représentent respectivement le débit net entrant dans le réservoir et le débit de sortie. En réalité, le débit net entrant, Q_{in}, combine différents plusieurs flux liés à des processus physiques différents, comme montré dans l'équation (3.2). Il comprend notamment les apports d'eau provenant des précipitations P ($m^3.s^{-1}.m^{-2}$), du ruissellement direct R_d ($m^3.s^{-1}$), soit des flux s'écoulant de la surface du sol environnant qui alimente le réservoir, et des débits des affluents Q_{trib} ($m^3.s^{-1}$) s'écoulant vers le réservoir. L'évaporation E ($m^3.s^{-1}.m^{-2}$) et les échanges avec les eaux souterraines Q_{gw} ($m^3.s^{-1}$) sont également inclus dans Q_{in}.

$$Q_{in} = (P - E) \times A_{reservoir} + Q_{trib} + R_d \pm Q_{gw} \tag{3.2}$$

$A_{reservoir}$ (m^2)correspond à la surface du réservoir.
Afin de simuler les lâchers de barrage, Q_{out} ($m^3.s^{-1}$), le modèle catégorise les réservoirs en deux types, ceux conçus pour l'irrigation et ceux qui répondent à d'autres objectifs de gestion, qualifiés de "réservoirs de non-irrigation". Le modèle établit le bilan de masse dans le réservoir et détermine les lâchers en fonction des flux nets entrants et des demandes en eau.
Le modèle DROP est schématisé dans la Figure 3.5 en présentant ses 6 paramètres (en bleu). Pour donner un aperçu de son fonctionnement général, le modèle utilise les flux entrants et les demandes en eau et calcule par pas de temps mensuel les lâchers de barrage en fonction de l'objectif de gestion du réservoir

et de sa capacité de stockage relative au débit entrant, notée c.
Les règles de gestion sont déterminées au cours d'une "année d'exploitation" ou "année opérationnelle". Ce type d'année a été introduit par Hanasaki et al. [2006] et il diffère des années hydrologiques et calendaires. Une année d'exploitation débute le premier mois de la période de relargage d'eau et elle est donc propre à chaque réservoir. Ce mois spécifique, représentant le 1er paramètre du modèle, sera noté m_{start} dans le reste des sections du manuscrit.

Au début de chaque année opérationnelle, définie par m_{start}, le volume de stockage du réservoir S_{init} est comparé à la valeur de remplissage idéale S_{ideal}, définie comme un ratio, α, de la capacité maximale de stockage C. Les lâchers de barrage simulés sont impactés par cette étape puisqu'ils peuvent être révisés de manière rétrospective à la hausse ou à la baisse selon si le réservoir a, en début d'année opérationnelle, plus ou moins de stock d'eau que le taux idéal établi.

Les lâchers d'eau mensuels des barrages sont ensuite calculés en deux étapes : d'abord, un lâcher provisoire est calculé en fonction des demandes en eau et de la moyenne annuelle du flux entrant. Dans le cas des réservoirs d'irrigation, deux paramètres entrent en jeu : d_{max}, qui fixe la zone de contrôle du réservoir et donc les besoins en eau à fournir, et M, qui définit le lâcher minimal à prévoir pour répondre aux exigences environnementales, en pourcentage du débit moyen entrant. Le schéma de calcul reste simpliste pour le reste des objectifs de gestion pour lesquels les lâchers sont constants et correspondent à la moyenne annuelle du flux net entrant. La valeur du lâcher provisoire est ensuite corrigée par l'incorporation d'un ratio de "rejet piloté par la demande" R, qui est contrôlé par deux paramètres $c_{threshold}$ et b, tenant compte de l'influence du régime d'écoulement des débits entrants sur les lâchers pour les réservoirs à faible capacité relative. Le modèle DROP compte donc 6 paramètres, comme le montre la figure 3.5.

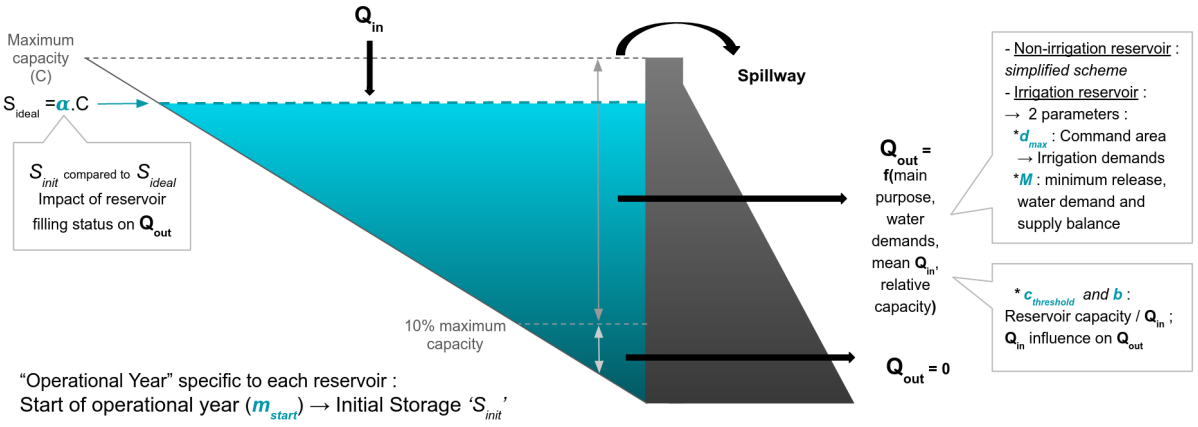

Figure 3.5 – Représentation schématique du modèle DROP [Sadki et al., 2023] présentant ses 6 paramètres (en bleu) : m_{start} définit le début de l'année d'exploitation du réservoir. α définit le taux de remplissage idéal du réservoir à atteindre à chaque mois de début de l'année. Les 4 paramètres restants sont utilisés dans le calcul des lâchers de barrage : d_{max} et M, opérant uniquement dans les réservoirs d'irrigation, fixent respectivement la zone de contrôle du réservoir (et donc les demandes en eau d'irrigation) et le débit minimum à relâcher. $c_{threshold}$ et b, quant à eux, tiennent compte de l'influence du régime d'écoulement du débit entrant sur les lâchers des réservoirs dont la capacité de stockage relative au débit entrant est faible (soit les réservoirs au fil de l'eau).

Les règles de gestion des réservoirs sont détaillées ci-dessous. Tout d'abord, au début de chaque année

d'exploitation, un coefficient annuel K_y est calculé pour déterminer le taux de remplissage du réservoir. K_y est un rapport entre le stock du réservoir au début de l'année $S_{first,y}$ (m^3) et le stock idéal ciblé à long terme S_{ideal} (m^3) :

$$K_y = S_{first,y}/S_{ideal} \tag{3.3}$$

avec $S_{ideal} = \alpha \times C$, α étant une constante adimensionnelle, et C la capacité totale de stockage du réservoir (m^3). S_{ideal} représente le niveau de remplissage idéal au début de chaque année ; α a été fixé de manière semi-empirique à 0.85 de la capacité maximale pour tous les réservoirs sur la base des tests de sensibilité réalisés dans Hanasaki et al. [2006]. Ce coefficient annuel est celui utilisé pour pondérer les lâchers provisoires selon si le réservoir a un stock d'eau supérieur (K_y>1) ou inférieur (K_y<1) au taux idéal. L'objectif derrière est d'ajuster les lâchers de l'année en fonction du volume initial (plus haut ou plus bas que l'état idéal de remplissage).

Les étapes suivantes décrivent le détail de calcul des lâchers de réservoirs. Tout d'abord, des lâchers mensuels provisoires, r'_m ($m^3.s^{-1}$), sont déterminés en fonction de l'objectif principal du barrage. Le schéma de calcul est simplifié pour un réservoir de non-irrigation puisque le rejet est constant et égal au débit entrant annuel moyen i_{mean} ($m^3.s^{-1}$) calculé sur toute la période de simulation (noté "à long-terme" dans le reste des sections) :

$$r'_m = i_{mean} \tag{3.4}$$

Pour un réservoir d'irrigation, les lâchers mensuels dépendent des demandes en eau. Ils sont ici paramétrés suivant Shin et al. [2019] comme suit :

$$r'_m = \begin{cases} i_{mean} \left[(M + (1-M)\dfrac{d_m}{d_{mean,y}} \right] & \text{si DPI} > 1 - M \\ i_{mean} + d_m - d_{mean,y} & \text{si DPI} \leqslant 1 - M \end{cases} \tag{3.5}$$

avec d_m ($m^3.s^{-1}$) et $d_{mean,y}$ ($m^3.s^{-1}$), respectivement les demandes en eau moyennes mensuelles et annuelles (somme des demandes sur l'ensemble de la zone de contrôle du réservoir). Le DPI (Demand Per Inflow) est, comme l'a introduit Shin et al. [2019], le rapport entre $d_{mean,y}$ et i_{mean}. M représente le rejet mensuel minimum en pourcentage de i_{mean}. Il est fixé à 0.5 par Hanasaki et al. [2006] et Döll et al. [2009], et à 0.1 par Biemans et al. [2011] et Shin et al. [2019].

Lorsque le DPI est supérieur au seuil fixé $(1 - M)$, les demandes en eau sont considérées comme très élevées et ne peuvent être que partiellement satisfaites par le stock d'eau au cours de l'année à venir. La priorité est d'abord d'assurer un débit de lâcher minimum, $M \times (i_{mean})$, afin de répondre aux exigences écologiques et environnementales. En France, on le retrouve sous la notion de DOE (Débit d'Objectif d'Etiage) qui représente le débit minimum que les gestionnaires de bassin s'accordent à maintenir dans les rivières et dont la réglementation est inscrite dans le code de l'environnement [gesteau, 2014]. La part restante du flux annuel entrant est relâchée au long de l'année sur une base mensuelle en suivant la courbe de fluctuation saisonnière de la demande en eau.

En revanche, lorsque le DPI est inférieur à $(1 - M)$, les demandes en eau sont considérées comme faibles par rapport aux apports d'eau dans le réservoir. Ce dernier est donc en mesure de subvenir à toutes les demandes en eau mensuelles nécessaires. Les lâchers mensuels sont dans ce cas centrés sur le débit

moyen entrant et suivent les fluctuations de la demande en eau.

Dans notre version du modèle, DROP, seule la demande d'irrigation est prise en compte, les demandes domestiques et industrielles ne sont pas incluses. Les barrages fournissent l'eau d'irrigation de manière générale sur un périmètre géographique à proximité de son emplacement. Dans le modèle DROP, un paramètre a été défini , d_{max}, et représente la distance maximale délimitant pour chaque réservoir les cellules de grille du bassin versant qui peuvent être approvisionnées. Ce paramètre délimite ainsi une "zone de contrôle" pour chaque réservoir. Contrairement à Hanasaki et al. [2006] (où un modèle de croissance des cultures est utilisé pour calculer la demande d'irrigation), ici la distribution des zones irriguées est basée sur ECOCLIMAP SG [Calvet, Champeaux, 2020a] et le module d'irrigation dans ISBA [Druel et al., 2022] utilise cette carte pour calculer les demandes d'irrigation sur les différentes cellules de la grille du modèle ISBA (voir section 2.3.1). Les demandes en eau d'irrigation sont agrégées dans la zone de contrôle de chaque réservoir.

Contrairement au schéma de Hanasaki et al. [2006], le modèle DROP sépare entièrement les réservoirs d'irrigation des réservoirs de non-irrigation et ne tient compte que des demandes en eau d'irrigation pour cette catégorie de réservoirs. En outre, les demandes industrielles et domestiques sont très incertaines et difficilement accessibles. En effet, ces consommations sont fortement liées aux spécifités politiques et économiques de chaque pays et les données détaillées ne sont généralement pas rendues publiques. Certaines bases de données globales, telles que le système d'information mondial"AQUASTAT" de l'Organisation des Nations unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO), fournissent des estimations de prélèvements d'eau annuels moyens par secteur d'activité et par ressource en eau. D'autres études, comme celle de Droppers et al. [2020], ont estimé les prélèvements d'eau domestiques et industriels en se référant à des indicateurs, comme par exemple le produit intérieur brut par habitant ou la valeur ajoutée brute des industries. Cependant, l'ensemble de ces estimations sont d'une part limitées en termes de résolution temporelle et spatiale, et d'autre part, se basent sur des indicateurs qui ne sont pas représentatifs de la multitude de facteurs socio-économiques influençant la demande en eau dans ces secteurs. Ces estimations introduiraient donc une source d'erreur importante dans le modèle et sont donc négligées dans cette étude.

Au total, pour chaque année d'exploitation, et quel que soit l'objectif de gestion du réservoir, le modèle est conçu dans les conditions idéales (soit avec les lâchers provisoires) pour garantir que la quantité d'eau relâchée sur l'année soit équivalente à la moyenne annuelle des apports d'eau à long terme, i_{mean}.

Le débit mensuel calculé jusqu'à présent est provisoire. Le lâcher réel r_m ($m^3.s^{-1}$) est calculé comme suit :

$$r_m = \begin{cases} K_y \times r'_m & \text{si } c \geqslant c_{threshold} \\ (1-R) \times i_m + R \times K_y \times r'_m & \text{si } 0 \leqslant c < c_{threshold} \end{cases} \tag{3.6}$$

avec c (-) la capacité relative d'un réservoir qui est définie comme le rapport entre la capacité maximale de stockage C et le volume annuel moyen à long terme du débit entrant ($c = C/I_{mean}$).
Le paramètre R (-), tel qu'il a été introduit par Shin et al. [2019] (et également paramétré comme β par Horan et al. [2021]), est ce qu'on appelle un "ratio de rejet contrôlé par la demande". Il est paramétré dans

notre étude comme suit :

$$R = \left(\frac{c}{c_{threshold}} \right)^{b} \tag{3.7}$$

où R décrit l'influence du régime d'écoulement des débits entrants sur les lâchers pour les réservoirs à faible capacité relative. Il varie entre 0 et 1 et comprend deux paramètres : $c_{threshold}$ et le coefficient b. En effet, plus la capacité de stockage d'un réservoir est faible par rapport au débit entrant, plus on se rapproche de la configuration de barrages au fil de l'eau où le débit de sortie se rapproche du débit naturel de la rivière et donc suit la fluctuation saisonnière du débit entrant. Dans le cas contraire, lorsque c est supérieur au seuil (c'est à dire des barrages de grande capacité de stockage), alors $R = 1$ et le lâcher est entièrement contrôlé par la demande en eau. Les valeurs de $c_{threshold}$ et b sont fixées respectivement à 0.5 et 2 dans les études de Hanasaki et al. [2006] et de Biemans et al. [2011]. Shin et al. [2019], en revanche, ont proposé une formule analytique pour calculer R, qui est reproduite dans cette étude, et ont fixé $c_{threshold}$ et b respectivement à $1/\alpha$ et 1. Les lâchers mensuels sont également pondérés par le coefficient annuel, K_y de l'équation (3.3), qui est calculé au début de l'année opérationnelle et qui décrit l'état de remplissage du réservoir par rapport au taux idéal. Les lâchers de barrage peuvent donc être revus à la hausse ou à la baisse selon que le réservoir a plus ou moins d'eau stockée que le taux idéal.

Les modifications apportées au modèle à partir de la version initiale de Hanasaki et al. [2006] et de la paramétrisation de Shin et al. [2019] peuvent être résumées par la liste suivante :

- Le mois de début de l'année d'exploitation, qui était calculé dans les versions précédentes au niveau de chaque réservoir sur la base de données observées de débits entrants et de lâchers de barrage, est considéré dans cette version du modèle comme un paramètre, noté m_{start}. Ceci permet de surmonter la limite d'applicabilité des anciennes versions dans les bassins non jaugés. Dans cette version, m_{start} doit être défini séparément pour les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation.
- Il en va de même pour d_{max}, initialement fixée à une valeur constante dépendant de la résolution spatiale des modèles où le schéma a été implémenté. Ici, d_{max} est considérée comme un paramètre qui permet la délimitation de la zone de contrôle des réservoirs.
- d_m et $d_{mean,y}$ dans l'équation (3.5) sont les demandes en eau d'irrigation moyennes mensuelles et annuelles, respectivement. Les demandes en eau industrielle et domestique ne sont pas prises en compte, contrairement à ce qui est fait dans le schéma de Hanasaki et al. [2006].
- M, qui était une constante égale à 0.1 dans les schémas Biemans et al. [2011] et Shin et al. [2019], et à 0.5 dans celui de Hanasaki et al. [2006], est considéré dans cette version comme un paramètre, en conservant la même notation utilisée dans Shin et al. [2019].
- Une paramétrisation plus explicite du ratio de rejet contrôlé par la demande R est fournie ici comparée à ce qui est proposé dans l'article de Shin et al. [2019]. La formulation généralisée de R dans l'équation (3.7) met en évidence les deux derniers paramètres de notre version du modèle. Cela permet de distinguer le double rôle de $c_{threshold}$ dans l'équation (3.6) de celui du coefficient b, qui ne décrit que la courbe de transition entre un réservoir contrôlé par la demande et un réservoir contrôlé par le débit entrant. Hanasaki et al. [2006] et Shin et al. [2019] ont fixé ($c_{threshold}$, b) à (0.5,2) et ($1/\alpha$,1) respectivement.

Une synthèse descriptive des paramètres du modèle DROP est présentée dans le tableau 3.1.

Table 3.1 – Description des paramètres du modèle DROP.

Paramètre	Description
α	Se réfère au taux de remplissage idéal du réservoir
D_{max} (km)	Délimite la zone de contrôle du réservoir
m_{start}	Se réfère au premier mois de l'année d'exploitation
M	Définit le lâcher minimum pour les exigences environnementales
$c_{threshold}$	Représente le seuil de la capacité relative ; Influence du régime d'écoulement du débit entrant sur les lâchers de barrage
b	Décrit l'influence du régime d'écoulement du débit entrant sur les lâchers de barrage

Le volume de stockage est dérivé à chaque pas de temps à partir du bilan d'eau dans le réservoir. Des conditions aux limites sont définies en considérant deux scénarios possibles (Figure 3.5) : 1) si le réservoir est plein, l'excès d'eau est déversé. 2) lorsque le stock d'eau du réservoir tombe en dessous de 10% de la capacité maximale, le réservoir atteint la zone morte (où les eaux ne sont pas mobilisables à cause del l'accumulation de vase) et les lâchers sont arrêtés.

Un certain nombre de caractéristiques sur les barrages sont nécessaires pour pourvoir exécuter le modèle, notamment la capacité maximale de stockage et l'objectif principal de gestion. Ces informations sont disponibles sur plus de 7,320 grands barrages-réservoirs dans le monde, recensés par la base de données GRanD [Lehner et al., 2011a].

Avant de conduire son implémentation dans le modèle global CTRIP, DROP est d'abord développé sous une configuration isolée (stand-alone model) et il est évalué sur une zone d'étude de couverture régionale, l'Espagne. En effet, ce pays figure parmi les plus grands constructeurs de barrages au monde, se plaçant à la 10e position du classement mondial de la CIGB avec plus de 1,064 barrages référencés ([ICOLD, 2020]). L'effet régulateur des barrages, comme le montre la figure 1.2 en introduction générale, est la principale source de pression sur ses cours d'eau. Le degré de régulation est très élevé et a provoqué une altération significative du régime d'écoulement naturel de ses rivières, et notamment au niveau de ses cinq principaux fleuves [Grill et al., 2019]. L'objectif est donc d'exécuter le modèle DROP sur les réservoirs des bassins fluviaux espagnols pour constituer un cadre expérimental à la simulation régionale des lâchers de barrage. Outre ses rivières fortement anthropisées, les bassins fluviaux espagnols constituent un cas d'étude particulièrement intéressant puisqu'un réseau d'observations in-situ est accessible, intégrant à la fois les observations de débits le long de ses rivières et, plus encore, les observations de lâchers de plusieurs centaines de grands barrages ainsi que les volumes de leurs réservoirs. Toutes ces données sont accessibles publiquement. Le chapitre 4 fournira une description plus complète du cadre expérimental en détaillant la configuration "isolée" du modèle DROP ainsi que l'ensemble des données globales et locales utilisées pour cette zone d'étude.

L'objectif étant d'intégrer le modèle DROP dans CTRIP, et à plus long-terme, dans le modèle couplé de système Terre CNRM-ESM, une version améliorée de DROP a été proposée pour remédier aux limites de son code de calcul actuel. En effet, deux aspects sont particulièrement problématiques dans la ver-

sion du modèle décrite ci-dessus : d'une part, le schéma de calcul est rétrospectif puisqu'il nécessite, au début de chaque année d'exploitation, la connaissance préalable de toutes les demandes en eau de l'année à venir afin de pouvoir calculer les lâchers mensuels (Equation 3.5). Cette condition représente la principale limite du modèle en vue de son implémentation dans des systèmes couplés. La deuxième contrainte est liée à la résolution temporelle du schéma de calcul, qui est bien trop grossière par rapport aux résolutions de ISBA et CTRIP, toutes deux infra-journalières.

Les ajustements effectués pour palier à ces deux limites nous conduisent à distinguer deux versions du modèle DROP. D'une part, la version initiale, celle décrite dans cette sous-section, et qui est désormais désignée par $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$ dans le reste du manuscti. Il s'agit de la version la plus rapprochée de celle de Hanasaki et al. [2006] avec un schéma de calcul rétrospectif et une résolution mensuelle. En revanche, la version $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ est celle adaptée aux exigences de son implémentation dans CTRIP et elle est conçue avec un schéma de calcul prospectif et une résolution temporelle hebdomadaire. Cette nouvelle version est détaillée dans la sous-section suivante.

3.3.2 Adaptation à ISBA-CTRIP : Émergence d'une version prospective hebdomadaire de DROP

Le premier axe d'amélioration du modèle porte sur la résolution temporelle du schéma de calcul. En effet, la résolution mensuelle est considérée comme très grossière comparée à celles de ISBA-CTRIP, infra-journalières. Sur la base de tests comparant les performances du modèle à différents pas de temps de calcul, l'échelle hebdomadaire se présente comme une solution qui présente un bon compromis pour représenter les lâchers de barrages, en particulier pour l'irrigation, tout en conservant un schéma de calcul générique adapté aux modèles à grande échelle. Le calcul hebdomadaire des lâchers de barrages est par ailleurs en cohérence avec la configuration par défaut du modèle d'irrigation implémenté dans ISBA, où une période de retour minimale de 7 jours est fixée par défaut entre deux opérations d'irrigation successives (sous-section 2.3.1).

Une résolution temporelle plus fine (par exemple, journalière) ne permet pas d'obtenir des lâchers réalistes en raison de l'aspect générique du schéma de calcul. En effet, sur une année opérationnelle, la variabilité des débits simulés par DROP est alignée sur la fluctuation intra-annuelle des demandes en eau suivant le pas de temps de calcul (équation 3.5). À une résolution temporelle trop fine, journalière par exemple, le débit en sortie suivra les fluctuations journalières des demandes en eau, qui correspondent dans le modèle ISBA à des doses d'irrigation discontinues et irrégulières. Les lâchers simulés présenteront donc un profil d'écoulement fortement hachuré. À une résolution temporelle plus fine que la semaine, le schéma générique du modèle DROP n'est plus adapté car les étapes de transitions de l'eau entre son relâchement du barrage jusqu'aux manœuvres d'irrigation dans les parcelles cultivées sont ignorées dans son modèle, et celles-ci deviennent une source d'erreur significative lorsque les lâchers de barrage se calculent à cette résolution temporelle.

En passant du pas de temps de calcul mensuel à l'hebdomadaire, les équations (3.4) à (3.6) restent inchangées, seule la notation "$\mathfrak{m}$" désignant les moyennes mensuelles (monthly) devient "$\mathcal{w}$" pour hebdomadaire (weekly). Le premier mois de l'année d'exploitation, $\mathfrak{m}_{\mathrm{start}}$, devient $\mathcal{w}_{\mathrm{start}}$, la première semaine de l'an-

née qui peut prendre une valeur allant de 1 à 52 (les tous derniers jours de l'année sont considérés inclus dans la 52e semaine). Les lâchers de barrage provisoires et réels, r'_w et r_w (initialement r'_m et r_m, équations (3.4-3.6)), sont maintenus constants au cours d'une même semaine. Les demandes d'irrigation utilisées pour le calcul des lâchers (équation (3.5)), initialement cumulées sur chaque mois, d_m, sont à présent cumulées par semaine d_w. De même, $d_{mean,y}$ représente la moyenne annuelle des demandes en eau hebdomadaires (plutôt que mensuelles).

Malgré le passage de DROP d'un pas de temps de calcul mensuel à hebdomadaire, la limite majeure que présente le modèle concerne son schéma rétrospectif lors du calcul des lâchers. Le problème se pose en effet au niveau des équations du lâcher provisoire, et plus précisément pour les réservoirs d'irrigation (équation (3.5)).

En effet, le schéma de calcul nécessite, au début de chaque année d'exploitation, de disposer des demandes en eau d'irrigation des 52 semaines à venir, puisque leur moyenne sur l'année, $d_{mean,y}$, est utilisée rétrospectivement pour le calcul des lâchers hebdomadaires. Plus précisément, le ratio DPI de l'équation (3.5) calculé en début de chaque année d'exploitation à partir de $d_{mean,y}$, définit l'état d'équilibre du réservoir entre les demandes d'irrigation à approvisionner pour l'année à venir et sa capacité à recharger son stock d'eau par les flux moyens entrants. Ce ratio décide donc de la quantité d'eau du réservoir qui sera allouée au soutien à l'irrigation pour l'année en cours.

Contrairement à la configuration isolée du modèle où les demandes d'irrigation sont introduites comme forçages dans DROP et dont les moyennes annuelles peuvent donc être préalablement déterminées, dans un modèle couplé, celles-ci sont simulées par le modèle d'irrigation dans ISBA, simultanément aux lâchers de barrages. Le schéma de calcul rétrospectif de DROP a donc été ajusté en conséquence en introduisant une moyenne annuelle à long terme calculée à partir d'une période de référence, en amont de la période de simulation. Cette valeur remplace les moyennes annuelles requises au début de chaque année. La variable est notée d_{mean} (remplaçant $d_{mean,y}$) et reste constante tout au long de la période de simulation. Une première simulation sans réservoirs permet de dériver la moyenne annuelle à long terme du flux entrant, i_{mean}, qui est également utilisée dans le calcul des lâchers pour les deux types de réservoirs (équations (3.5) et (3.4)).

À chaque pas de temps de calcul, les lâchers hebdomadaires sont également calculés de manière rétrospective dans la version initiale de DROP. En effet, le modèle a besoin de connaître au préalable la quantité des demandes d'irrigation attendues pour la semaine afin de calculer le débit hebdomadaire à libérer en conséquence. Cette configuration n'est pas compatible avec les modèles couplés. Le schéma de calcul a été modifié dans la nouvelle version $\mathrm{DROP}_{pro,W}$, qui fonctionne désormais de manière prospective et utilise une première estimation de la demande en eau prévue pour la semaine lors du calcul des lâchers de barrage. Ces valeurs hebdomadaires prospectives, notées $d_{w,clim}$, sont des valeurs moyennes préalablement calculées sur la période de référence, pour chaque zone de contrôle des réservoirs. Au cours d'une semaine w de l'année d'exploitation, le lâcher provisoire r'_w est calculé sur la base de la demande moyenne prévisionnelle $d_{w,clim}$ correspondant à la semaine en question (semaines 1 à 52). Le réservoir compense par la suite, au pas de temps suivant, l'excédent ou le déficit résultant de la différence avec la

demande "réelle" simulée par ISBA $d_{w,isba}$, en répercutant la différence sur la demande prospective de la semaine suivante.

Les équations de calcul des lâchers provisoires des réservoirs d'irrigation, initialement calculés par l'équation (3.5), sont modifiées comme suit :

$$r'_w = \begin{cases} i_{mean} \left[(M + (1-M) \frac{d_{w,clim} + \Delta d_{w-1}}{d_{mean}} \right] & \text{si DPI} > 1 - M \\ i_{mean} + (d_{w,clim} + \Delta d_{w-1}) - d_{mean} & \text{si DPI} \leqslant 1 - M \end{cases} \tag{3.8}$$

Avec r'_w le lâcher hebdomadaire provisoire. $d_{w,clim}$ est la demande en eau prospective pour la semaine w de l'année d'exploitation et qui est tirée des moyennes hebdomadaires calculées sur la période de référence. d_{mean} et i_{mean} sont les moyennes annuelles à long terme de la demande en eau et du débit entrant respectivement, qui sont également issus de la simulation de référence. Δd_{w-1}, détaillé dans l'équation (3.9), est la différence entre l'estimation prospective de la demande en eau ($d_{w-1,clim}$) et la valeur effective issue du modèle d'irrigation ISBA ($d_{w-1,isba}$) pour la semaine précédente ($w-1$), et qui est compensée dans la semaine w.

$$\Delta d_{w-1} = d_{w-1,isba} - d_{w-1,clim} \tag{3.9}$$

Le ratio DPI (Demand Per Inflow) étant à présent le rapport entre les moyennes à long-terme de d_{mean} et i_{mean} (équation (3.10)), est constant au long de la période de simulation dans la nouvelle version du modèle ($DROP_{pro,W}$).

$$DPI = \frac{d_{mean}}{i_{mean}} \tag{3.10}$$

3.4 Conclusions

Les activités anthropiques interviennent directement sur les composantes du cycle hydrologique continental que ce soit à travers l'occupation et l'exploitation des sols, leur urbanisation, les transferts et rétention des eaux de surface ou encore le pompage des eaux souterraines.

La construction de barrages-réservoirs le long des cours d'eau influe considérablement sur le régime d'écoulement fluvial et leurs impacts ne se limitent pas à l'échelle locale, mais s'étend plus largement à l'échelle régionale et globale. Les barrages ont en effet un impact sur l'écoulement fluvial en aval et ils altèrent la dynamique temporelle du débit des rivières au long des bassins versants. Par le biais de l'évaporation de surface et des échanges d'eau avec les nappes souterraines, les réservoirs altèrent non seulement le bilan hydrologique continental mais également le cycle global de l'eau en interagissant avec l'atmosphère et les océans.

Les modèles hydrologiques à grande échelle, principalement utilisés pour l'aménagement et la gestion des ressources en eau, ont majoritairement intégré la représentation des barrages-réservoirs pour une meilleure maîtrise de la répartition et de la variabilité de ces ressources. Cependant, les LSMs-RRMs, qui sont principalement destinés à intégrer les modèles de système Terre pour la représentation de l'hydro-

logie continentale et de ses interactions avec l'atmosphère et les océans, présentent aujourd'hui encore des limites dans l'intégration des impacts anthropiques sur l'évolution des stocks d'eau et des écoulements, et ISBA-CTRIP en fait partie.

Un état de l'art des modèles de réservoirs à grande échelle a été établi, différenciant les modèles guidés par les observations et les modèles basés sur la description des processus physiques. Dans cette deuxième catégorie, le modèle le plus largement utilisé est celui de Hanasaki et al. [2006], qui est basé sur le bilan hydrique dans le réservoir et qui calcule les lâchers de barrage sur la base des flux entrants et des demandes en eau.

Le modèle DROP (Dam-Reservoir OPeration), est développé dans cette thèse en reconstruisant une version entièrement paramétrée du schéma de Hanasaki et al. [2006] pour représenter les barrages réservoirs dans le modèle de routage CTRIP. Par ailleurs, les demandes d'irrigation utilisées en entrée du modèle de réservoir peuvent être simulées par le module d'irrigation récemment intégré à ISBA [Druel et al., 2022]. CTRIP intègre également un modèle de lac "MLake" [Guinaldo et al., 2021] qui simule les flux et la variation du stockage de ces masses d'eau continentales à une échelle globale en se basant sur le bilan de masse et le déversement naturel des lacs dans les rivières. Il fournit ainsi une base pour l'intégration de DROP, également basé sur le bilan d'eau. MLake et DROP disposeront de la même résolution numérique de CTRIP, utiliseront la même méthode de localisation des étendues d'eau sur le réseau hydrographique et géreront de la même manière le bilan hydrique et les interactions avec le reste des composantes de CTRIP. La seule différence résidera dans le calcul du débit de sortie, qui dans le cas de DROP, sera généré en fonction des règles de gestion des réservoirs artificiels. L'objectif étant, une fois le modèle DROP implémenté dans CTRIP via MLake, de mieux représenter l'impact des réservoirs sur les écoulements en eau des rivières ainsi que de créer un lien entre les ressources en eau de CTRIP et les besoins d'irrigation établis par ISBA, comme l'illustre la figure 3.6.

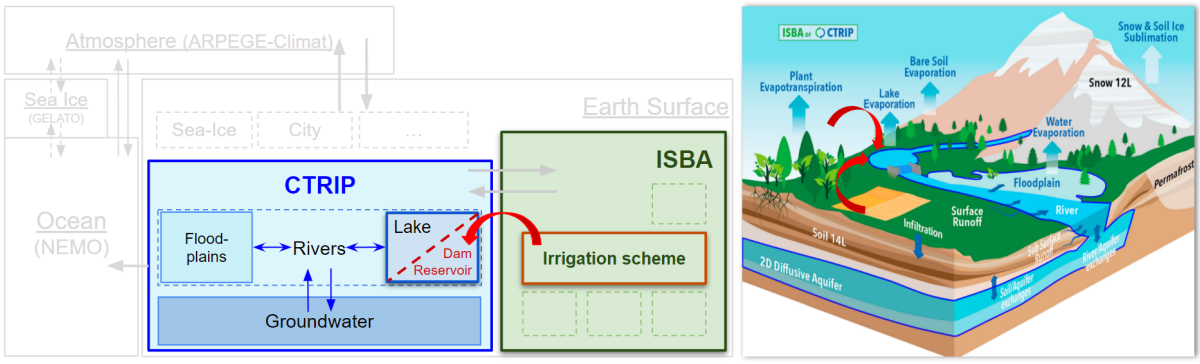

Figure 3.6 – À gauche, le diagramme du nouveau modèle ISBA-CTRIP recherché avec le détail des composantes de CTRIP, et en particulier l'emplacement du modèle DROP (sur le même canevas de MLake). Les interactions avec le reste des modèles formant le système Terre sont grisées (ici les composantes du modèle CNRM-CM). À droite, la figure schématique du modèle ISBA-CTRIP incluant MLake, et en rouge les interactions prévues à travers DROP, reliant la ressource en eau aux besoins d'irrigation calculés par ISBA.

Avec la version initiale (reconstruite) du modèle de réservoir, $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$, le schéma de calcul présentait des limitations fonctionnelles pour son implémentation dans CTRIP. Le modèle a donc été ajusté pour pallier ces contraintes en développant une nouvelle version, $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro,W}}$, dans laquelle le schéma de

calcul est passé de rétrospectif à prospectif, et de résolution mensuelle à hebdomadaire.

Avant de procéder à une analyse à grande échelle (non présentée dans ces travaux de thèse), une première évaluation régionale est effectuée en faisant tourner le modèle DROP sur les réservoirs des bassins fluviaux de l'Espagne. Le cadre expérimental et les résultats de simulation sont détaillés dans le chapitre suivant.

Chapitre 4

Évaluation du modèle DROP sur l'Espagne

Sommaire

4.1 Cadre expérimental : jeux de données et zone d'étude 58

4.1.1 Choix de l'Espagne comme zone d'étude 58

4.1.2 Bases de données globales et locales à disposition 60

4.1.3 Étapes de pré-traitement 62

4.2 Modélisation des réservoirs en Espagne (paramétrisation par défaut) 66

4.2.1 Résultats avec le schéma de calcul mensuel rétrospectif $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$ 68

4.2.2 Résultats avec la version hebdomadaire prospective $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ 74

4.3 Intégration du modèle DROP dans CTRIP et premiers résultats sur l'Espagne 80

4.4 Discussions 85

4.5 Conclusions 88

Ce chapitre présente une évaluation régionale du modèle de réservoir paramétré DROP, reconstruit à partir du schéma générique global de de Hanasaki et al. [2006], sur les réservoirs d'Espagne. Il s'agit d'une étape essentielle pour vérifier le bon fonctionnement du modèle et valider son schéma de calcul avant de procéder à son implémentation dans CTRIP. L'Espagne a été choisie comme zone d'étude en raison de ses bassins fluviaux fortement anthropisés, principalement en raison de la forte concentration de réservoirs dans ses rivières, mais également grâce à la mise à disposition des données d'observation des lâchers et des volumes d'eau sur plusieurs centaines de barrages-réservoirs. L'Espagne est donc une zone idéale pour évaluer la représentation des lâchers de barrages par DROP.

Le modèle de réservoir est exécuté dans une configuration isolée de CTRIP afin d'évaluer ses performances dans un cas idéalisé, indépendamment des erreurs associées à la modélisation des flux entrants et du bilan hydrique. La section 4.1 décrit le cadre expérimental mis en place et les jeux de données globaux et locaux utilisés pour cette zone d'étude. La première version du modèle, $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$, est évaluée en se référant aux observations. Les améliorations apportées par le schéma de calcul prospectif hebdomadaire sont ensuite examinées avec la version $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ en comparant les résultats obtenus par les deux schémas. Après validation du modèle DROP dans sa configuration isolée sur les réservoirs de l'Espagne, il est ensuite implémenté dans CTRIP et les premiers résultats de simulation intégrée sont présentés sur cette même zone d'étude.

4.1 Cadre expérimental : jeux de données et zone d'étude

4.1.1 Choix de l'Espagne comme zone d'étude

L'Espagne recouvre une superficie estimée à 505 983 km^2 [INE, 2022], elle représente plus de 85% de la péninsule ibérique [superficie estimée à 583 254 km^2, Lorenzo-Lacruz et al., 2012]. La surface de ses bassins fluviaux varient de quelques km^2 à plus de 80 000 km^2 (comme le bassin de l'Èbre par exemple). Les cinq plus grands bassins fluviaux sont le bassin de l'Èbre, au nord-est de l'Espagne, qui se jette dans la mer Méditerranée, le Duero, le Tage, le Guardiana et le Guadalquivir, listés en allant du nord au sud, qui se jettent dans l'océan Atlantique.



Figure 4.1 – Les principaux bassins fluviaux de la péninsule ibérique.

Ils représentent également les bassins fluviaux où le schéma d'écoulement naturel des rivières est le plus fortement altéré dans le pays, avec des degrés élevés de régulation résultant essentiellement de la construction extensive des réservoirs. L'Espagne est passée de 57 grands barrages dans les années 1900, à plus de 1,200 aujourd'hui [Tansicion ECOlogica) para la, 2014, 2022]. Leur construction massive, tout comme au niveau mondial, a eu lieu principalement au cours de la seconde moitié du 20e siècle.

Les rivières de la péninsule ibérique présentent un régime hydrologique méditerranéen, qui se caractérise par des débits élevés pendant la saison humide (l'automne et l'hiver) et des débits faibles pendant la saison sèche (fin du printemps et l'été). Cette saisonnalité explique la forte anthropisation des bassins fluviaux en Espagne, notamment en termes de construction de barrages-réservoirs. Ils sont en effet indispensables pour retenir les quantités d'eau suffisantes pour subvenir aux besoins d'irrigation et de

consommation domestique. En Espagne, la surface des terres agricoles irriguées est passée de 900,000 à 3,400,000 hectares entre le début et la fin du 20e siècle [Tansicion ECOlogica) para la, 2014]. Les surfaces irriguées se répartissent dans la moitié sud du pays ainsi qu'au nord-est, dans le bassin de l'Èbre. Aujourd'hui, 75% du volume total d'eau retenu par les barrages-réservoirs est destiné à l'irrigation [INE, 2022]. Par ailleurs, de nombreux barrages ont été construits pour la production d'électricité, ils sont principalement concentrés dans la moitié nord du pays où se trouvent plusieurs chaînes de montagnes, telles que les Pyrénées et la chaîne ibérique au nord-est, la Cordillère Cantabrique au nord-ouest, et la Cordillère Centrale qui alimente les bassins du Duero et du Tage. L'hydroélectricité représente actuellement ~13% de la production d'électricité du pays [IEA, 2022, en 2020,].

La capacité totale de stock d'eau des réservoirs dans la péninsule ibérique est estimée à 56,500 hm^3 à la fin du 20e siècle, concentrée principalement en Espagne, et celle-ci dépasse la somme du débit annuel moyen des 8 principaux fleuves de la péninsule ibérique (55 850 hm^3/an) [Casafont, 2003]. Le bassin de l'Èbre compte à lui seul 230 barrages-réservoirs, principalement destinés à la production d'hydroélectricité et au soutien à l'irrigation [Milano et al., 2013] et ce, grâce à sa situation géographique avantageuse où le fleuve est alimenté par trois différentes chaînes de montagnes. Ces retenues artificielles retiennent près de 60% de son débit total annuel [Batalla et al., 2004]. Dans les bassins fluviaux situés plus au sud, tels que ceux du Guadiana, du Tagus et du Segura (ce dernier étant situé au sud-est et se jetant dans la Méditerranée), et où le climat est plus sec et les demandes d'irrigation plus importantes, la capacité de stockage accumulée à la fin du 20e siècle a même dépassé le débit total naturel cumulé dans l'année, en raison de leur capacité de stockage relative élevée. Le ratio pour le bassin du Guadalquivir est quant à lui proche de un [Montaner Salas, 1999].

De nombreuses études ont été menées pour évaluer les effets de la régulation des débits par les barrages dans les rivières en Espagne et ont révélé des impacts significatifs sur l'amplitude et la répartition temporelle des écoulements suite à la construction des barrages. La baisse des débits annuels moyens au cours du siècle dernier, la baisse de l'amplitude des crues les plus fréquentes (épisodes à faible période de retour) et la modification de la variabilité intra-annuelle du débit sont les effets les plus mis en évidence après la construction des réservoirs [Batalla et al., 2004, Jalón de et al., 2019, Mezger et al., 2021, Peñas, Barquín, 2019, Piqué et al., 2016, Vicente-Serrano et al., 2017]. Les études s'accordent également pour constater une inversion du schéma naturel méditérannéean de l'hydrogramme annuel en aval des réservoirs destinés à l'irrigation, avec des débits artificiels plus élevés pendant les mois de faibles précipitations (été) et des débits réduits pendant la saison humide (automne et hiver), et ce constat a surtout été noté dans les bassins de l'Èbre, du Duero, du Tage et du Guadalquivir [Batalla et al., 2004, Jalón de et al., 2019, Mezger et al., 2021].

Depuis 2001 des efforts ont été fournis pour tenter de pallier à ces altérations à travers la réglementation espagnole qui prévoit de mettre en place un débit minimum écologique, équivalent au DOE en France, dans le cadre de l'élaboration des Plans de Gestion des Bassins Hydrographiques [PGBH l'Espagne de, 2005]. La définition et les lignes directrices du débit écologique ont été éditées en 2008 (Orden ARM/2656/ 2008) et sa mise en œuvre sur les rivières espagnoles a commencé en 2013. Selon l'étude menée par Mezger et al. [2021] sur des bassins tant au nord (duero et ebro) que dans le sud du pays (Gua-

dalquivir et Júcar), l'implémentation des débits environnementaux a très peu d'effet (période analysée entre 2013 et 2019) sur l'atténuation des altérations hydrologiques causées depuis la construction des barrages. Les bassins fluviaux de l'Espagne représentent en conséquence une zone d'étude idéale pour évaluer la reproductibilité des ses impacts généraux par le modèle de réservoir DROP.

4.1.2 Bases de données globales et locales à disposition

Afin d'exécuter le modèle DROP, les caractéristiques du réservoir, telles que la capacité de stockage et l'objectif principal, sont nécessaires. Comme le modèle est exécuté dans une configuration isolée de CTRIP, il est également nécessaire de disposer pour chaque réservoir simulé des séries temporelles des flux entrants et des demandes d'irrigation estimées (si réservoir d'irrigation).

Dans la présente étude, tous les réservoirs modélisés sont situés en Espagne où les caractéristiques physiques, les observations in situ des débits naturels et anthropisés et les volumes de stockage des réservoirs sont publiquement disponibles, en croisant deux bases de données différentes. En effet, les séries temporelles des débits requises en entrée du modèle et celles utilisées pour valider les lâchers en sortie proviennent de la base de données espagnole. Les caractéristiques des réservoirs sont tirées de la base de données globale GRanD [Lehner et al., 2011a]. Par ailleurs, les demandes d'irrigation sont quant à elles simulées par le module d'irrigation de ISBA.

Les trois types de données utilisées pour exécuter le modèle sur les réservoirs de l'Espagne sont détaillées ci-dessous :

— La base de données locale (Espagne) : Les données d'observation in situ des débits des rivières et des lâchers et volumes des barrages-réservoirs sont mises à disposition publiquement par le Centre d'Études Hydrographiques d'Espagne (CEH, organisme du CEDEX, rattaché au ministère des Travaux Publics et à celui de la Transition Écologique, Espagne). Cette base de données nationale comprend la localisation géographique et les séries journalières des débits fluviaux enregistrés dans 1 119 stations de jaugeage ainsi que les lâchers et volumes retenus de 347 barrages, et couvre la période de 1900 - 2014. La figure 4.2 indique le réseau de station de mesure (en rouge) et la localisation des barrages (en bleu) pour lesquels des relevés de séries journalières sont disponibles en Espagne, avec un exemple de données disponibles sur le bassin de l'Èbre. Une première analyse menée sur les débits observés des rivières en amont et en aval des réservoirs a permis de repérer le comportement saisonnier commun des réservoirs d'irrigation, où le pic du lâcher de barrage est déphasé sur l'année par rapport aux flux naturels amont (figure 3.2, section 3.1).
— La base de données globale des réservoirs et barrages (GRanD) : il s'agit de la base de données globale la plus complète et actualisée qui inclut des renseignements sur les caractéristiques opérationnelles des grands barrages dans le monde [Lehner et al., 2011a]. La version 1.3 publiée en 2019 comprend 7 320 réservoirs et fournit la localisation géographique de ces barrages ainsi que des informations attributives telles que l'année de construction, la surface moyenne, la capacité de stockage maximale et les objectifs de gestion. Ces deux derniers éléments sont requis pour exécuter le modèle DROP. Parmis les barrages répertoriés dans GRanD, 263 sont situés en Espagne. La plupart de ces réservoirs ont été construits entre 1955 et 2000, pour atteindre une capacité

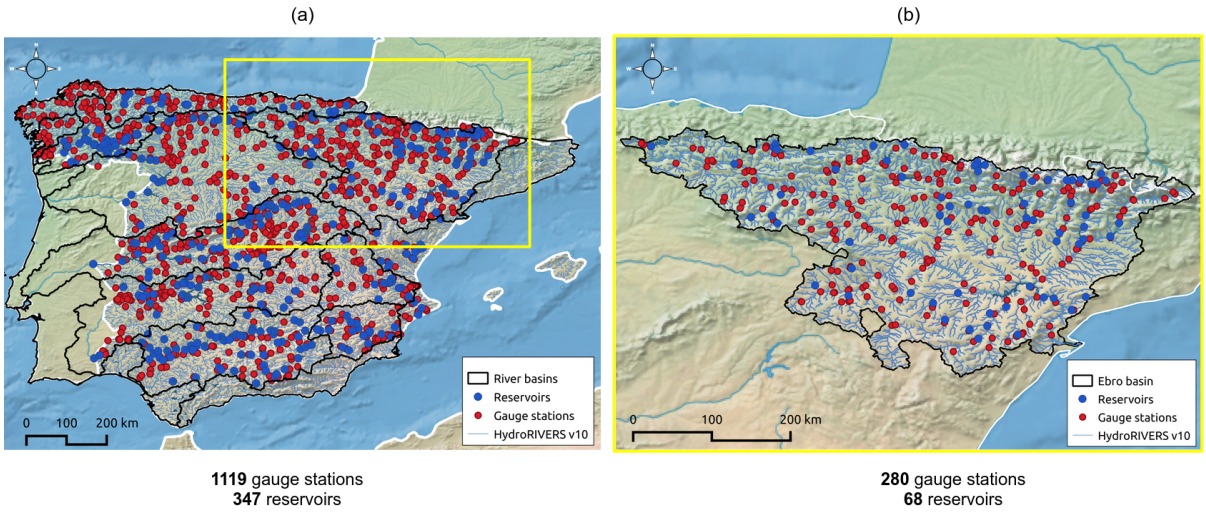

Figure 4.2 – Cartes présentant les réservoirs et les stations de mesure pour lesquels les observations sont disponibles dans la base de données de l'Espagne, avec une vue détaillée sur le bassin de l'Èbre.

de stockage totale de 56 480 hm^3 en 2016 (figure 4.3). Les réservoirs référencés sont donc représentatifs de la capacité de stockage totale citée dans la littérature [Lorenzo-Lacruz et al., 2012]. Le soutien à l'irrigation et la production d'hydroélectricité sont les objectifs les plus identifiés pour plus de la moitié des réservoirs, et l'approvisionnement en eau industrielle et domestique arrive en troisième position. Dans ce document, tous les objectifs de gestion autres que l'irrigation sont regroupés dans la catégorie "autres objectifs" (section 3.3.1).

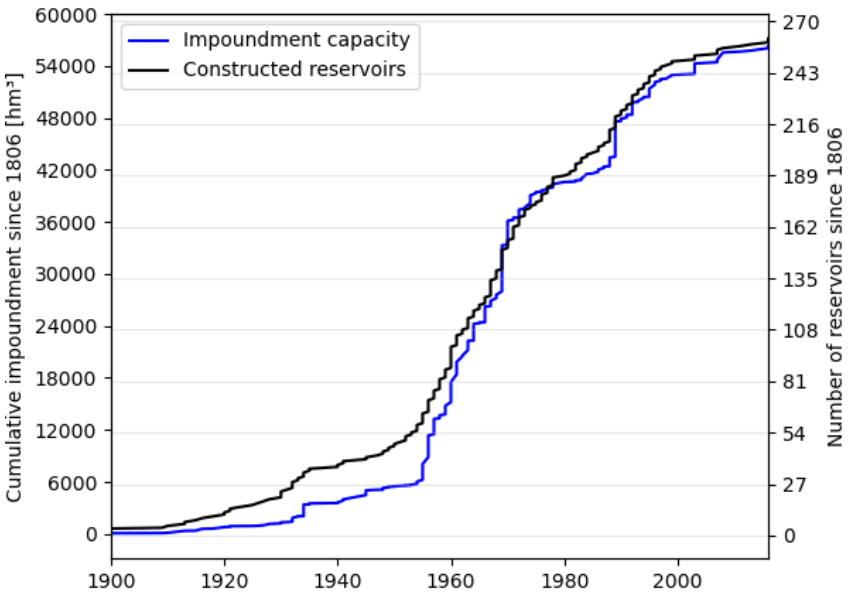

Figure 4.3 – Évolution de la construction des barrages en Espagne et de la capacité des retenues artificielles de 1900 à 2016.

— Demandes d'irrigation simulées : Les demandes en eau d'irrigation sont également requises en entrée du modèle DROP. Dans la version initiale de Hanasaki et al. [2006], les demandes d'irrigation sont calculées à l'aide de coefficients de croissance des cultures estimés, et en utilisant des

approximations de l'évapotranspiration potentielle et de la pluie efficace (équation de Penman-Monteith, Soil Conservation Service par méthode USDA [Smith, 1992]). Pour le modèle DROP, celles-ci sont simulées par le nouveau module d'irrigation implémenté dans ISBA [Druel et al., 2022]. Comme mentionnée en chapitre 2, trois paramètres principaux sont définis dans le modèle pour contrôler respectivement le seuil de déclenchement de l'irrigation, la période de croissance des cultures où l'irrigation est possible et la quantité d'eau utilisée pour l'irrigation. La configuration par défaut est celle utilisée avec un dosage prédéfini de 30 mm pour chaque irrigation et une période minimale de 7 jours entre deux opérations d'irrigation. Pour générer les demandes d'irrigation sur l'Espagne, nous avons utilisé les ensembles de données météorologiques à 5 km de résolution SAFRAN adaptés sur l'Espagne [Quintana-Seguí et al., 2017] qui étaient disponibles sur la période 1979-2014 et qui permettent de forcer le modèle de surface ISBA. En utilisant la configuration par défaut, le module d'irrigation calcule les demandes quotidiennes d'irrigation pour chaque cellule de grille sur cette période.

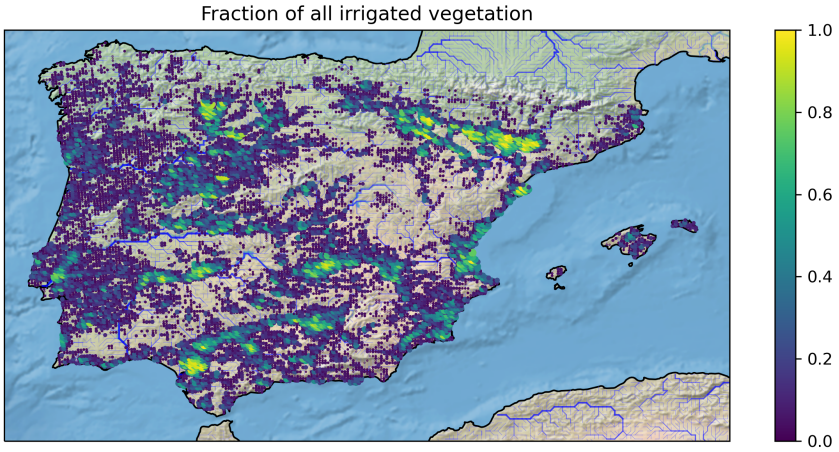

Figure 4.4 – Carte montrant la distribution des pixels irrigués dans la péninsule ibérique tels que considérés dans ISBA, ainsi que les fractions respectives de la surface irriguée.

L'allocation des demandes d'irrigation pour chaque réservoir se fait en suivant les étapes suites : tout d'abord, et pour chacun des réservoirs simulés, le paramètre $\mathbf{d}_{max}$ prédéfini dans le modèle permet de délimiter la zone de contrôle de chaque réservoir. Celle-ci est constituée de cellules de grille se trouvant dans le même bassin et ayant une altitude inférieure à celle du réservoir. Ensuite, la quantité d'eau d'irrigation allouée à un réservoir pour un pas de temps donné correspond aux demandes d'irrigation quotidiennes agrégées de tous les types de cultures présents dans les cellules de la grille sélectionnée. La figure 4.4 montre la distribution des cellules de grille irriguées dans la péninsule ibérique ainsi que la fraction d'irrigation de chacune d'entre elles, telles que générées par le modèle d'irrigation. La figure 4.5 représente sur un exemple de réservoir les étapes suivies pour la délimitation de la zone de contrôle et les demandes d'irrigation qui lui sont allouées.

4.1.3 Étapes de pré-traitement

Comme présenté dans la section précédente, le modèle de réservoir a besoin à la fois des caractéristiques attributives des réservoirs, figurant dans la base de données mondiale GRanD, et des débits observés en

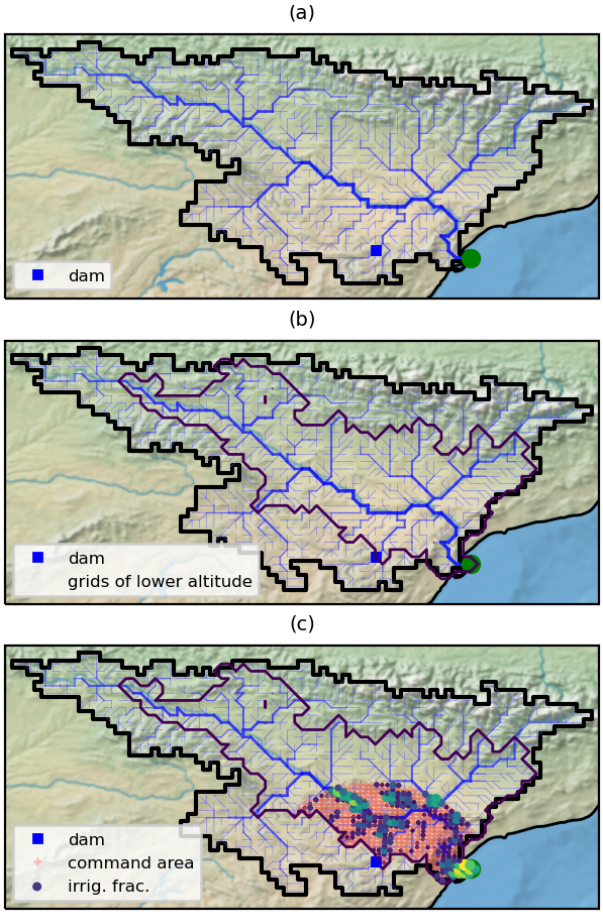

Figure 4.5 – Étapes suivies pour délimiter la zone de contrôle d'un réservoir d'irrigation : (a) représente l'emplacement du réservoir (ici "Santolea") par un carré bleu dans le réseau hydrographique CTRIP 12D du bassin versant (ici le bassin de l'Èbre) tracé en noir. En (b) est représenté le contour des points de grille situés dans le bassin fluvial et qui ont une altitude inférieure à celle du réservoir. La zone de contrôle du barrage est délimitée à partir de ce contour en fixant une distance maximale par rapport à son emplacement (étape (c)). La zone de contrôle est représentée par le symbole '+' en rouge, sur laquelle les pixels contenant des cultures irriguées sont affichés avec un gradient de couleur identique à celui de la figure 4.4 et qui suit la proportion de surface irriguée de chaque pixel de la zone de contrôle.

amont des réservoirs, disponibles dans la base de données nationale par le CEH. Ceci requiert le croisement des deux bases de données.

Dans un premier temps, quelques réservoirs ont été sélectionnés comme cas tests pour faire des essais avec le modèle et pour lesquels le flux entrant, Q_{in} (équation 3.1), a été représenté par le débit des affluents s'écoulant vers le réservoir. Toutefois, plusieurs limitations ont été constatées à ce stade : d'une part, tous les affluents en amont des réservoirs n'étaient pas jaugés, et pour ceux qui l'étaient, il était difficile de trouver des périodes continues suffisamment longues lors de l'intersection des séries temporelles des différentes stations à cause du décalage des périodes de jaugeage et des discontinuités dans les données. Étendre cette approche à l'ensemble des réservoirs de l'Espagne s'avérerait fastidieux et exclurait un grand nombre de réservoirs, notamment ceux situés en amont des bassins fluviaux où le jaugeage est limité. D'autre part, en utilisant uniquement les écoulements des affluents, l'on ignore les autres apports par ruissellement direct ainsi que le reste des composantes du bilan d'eau (évaporation, précipitations, échanges avec les aquifères).

Afin de pallier à toutes ces limitations, le débit net entrant, représenté par Q_{in} dans le modèle DROP, a ainsi été reconstruit pour la présente étude à partir des observations de lâchers et des variations de volume des réservoirs. De cette façon, il a été possible, d'une part, de fermer le bilan hydrique dans les réservoirs, en incluant tous les composants mentionnés plus haut et qui peuvent être modélisés par ISBA-CTRIP, mais également les transferts et les prélèvements d'eau par les canaux qui ont lieu au sein des réservoirs. D'autre part, la praticabilité de la méthode permet d'étendre l'étude au plus grand nombre de réservoirs en ramenant le croisement des deux bases de données, locale et globale, à une simple jonction suivant la localisation géographique des réservoirs.

Cette section détaille les différentes étapes de pré-traitement qui ont permis de configurer le modèle DROP pour les réservoirs de l'Espagne.

4.1.3.1 Croisement des bases de données

Sur les 263 réservoirs répertoriés dans GRanD, seuls 216 ont été conservés après croisement des deux bases de données et pour lesquels à la fois les caractéristiques et les séries temporelles de lâchers et de volumes ont pu être identifiées. En effet, deux réservoirs ont été doublement identifiés dans GRanD v1.3 (dont les ID étaient 2882, 2844) car ils ont été reconstruits et/ou renommés ; leurs caractéristiques les plus récentes sont celles retenues. Les 45 réservoirs restants, situés principalement dans le nord-ouest et le sud de l'Espagne, comme montré dans la figure 4.6, n'ont pas été identifiés dans la base de données espagnole puisqu'ils ont été construits après 2014.

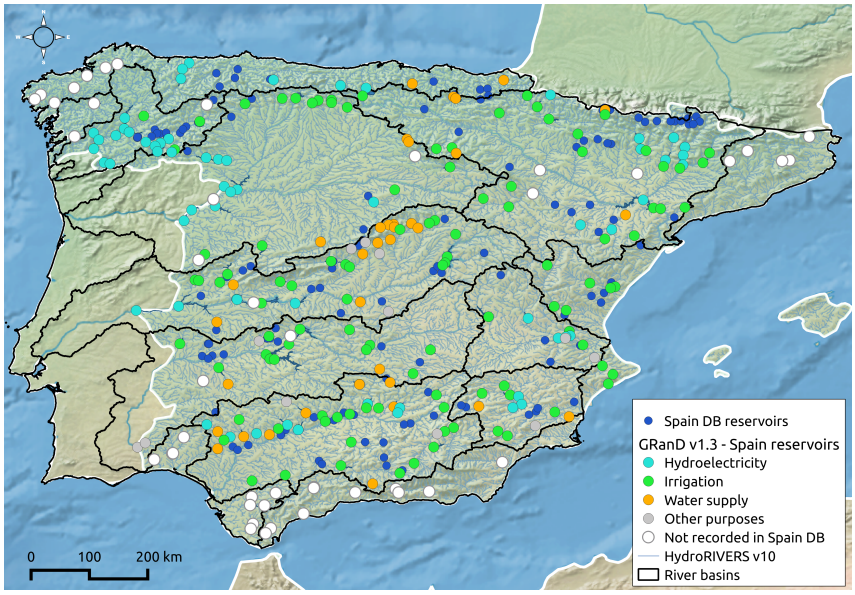

Figure 4.6 – Carte montrant le croisement des deux bases de données globale (GRanD) et locale (Espagne).

La capacité maximale de stockage des réservoirs choisis varie entre 9.5 hm^3 (le barrage de San Lorenzo Mongay, situé sur la rivière Segre dans le bassin de l'Èbre) à 3,200 hm^3 (le barrage de La Serena sur la rivière Zujar dans le bassin de Gardiana) avec une moyenne de 236 hm^3 et un écart type de 441 hm^3. En utilisant les informations de latitude et de longitude, les réservoirs choisis ont été localisés sur le nouveau réseau fluvial de résolution 1/12° dérivé du modèle de routage CTRIP [Munier, Decharme, 2021].

La localisation des barrages a été ajustée de manière à obtenir des surfaces de drainage compatibles entre celles indiquées par la base de données GRanD et celles calculées par CTRIP.

4.1.3.2 Reconstruction des flux entrants

Le schéma de calcul du réservoir nécessite les flux nets entrants et les demandes en eau comme données d'entrée afin de calculer les variations de volume et les lâchers de barrage. Dans les études précédentes menées sur le schéma de Hanasaki et al. [2006], les demandes en eau sont estimées et les apports nets sont soit simulés par un modèle de routage de rivière, soit issues d'observations de jaugeage dans les rivières et les affluents en amont du réservoir. Les prélèvements d'eau sont quelquefois aussi pris en compte dans le bilan hydrique du réservoir. Cependant, certains processus sont généralement négligés, comme l'interception des précipitations, le ruissellement direct, l'évaporation ou les échanges avec les eaux souterraines. Cela introduit un biais dans le bilan hydrique et augmente par conséquent les incertitudes du modèle, en particulier lorsque les flux entrants sont dérivés de modèles de surface et de routage de rivière [voir, par exemple, Vanderkelen et al., 2022]. Dans cette étude, le bilan hydrique (équation 3.1) est utilisé dans un premier temps pour dériver la résultante de toutes ces composantes (débit entrant net, Q_{in}) à partir des observations du volume et des lâchers de barrage, comme représenté dans le schéma 4.7 et décrit ci-dessous. L'avantage que représente la configuration stand-alone de DROP, à la différence des études précédentes sur le schéma de calcul de Hanasaki et al. [2006], est qu'elle permet d'analyser le comportement du modèle et sa capacité à lui seul de reproduire les lâchers observés, en écartant les incertitudes amenées par le reste des composantes du bilan hydrique.

Le choix de cette configuration est d'autant plus pertinente dans le chapitre suivant (section 5.1), où une analyse de sensibilité est menée sur les paramètres du modèle et pour laquelle il est important de distinguer la contribution proportionnelle des incertitudes des paramètres sur celles des sorties du modèle, et de les isoler des effets cumulatifs ou compensatoires des incertitudes liées au reste des composantes du bilan d'eau.
Sur la base de l'équation du bilan hydrique, le débit entrant net Q_{in}, utilisé comme entrée du modèle de réservoir, a été reconstruit au niveau de chaque réservoir à partir des séries temporelles observées des lâchers de barrage et des volumes fournis par la base de données espagnole (Figure 4.2). De cette façon, toutes les composantes du bilan hydrique qui ne sont pas prises en compte dans le modèle de réservoir sont indirectement représentées, à savoir : les apports directs d'eau de ruissellement et de précipitation, les pertes d'eau par évaporation et infiltration, les échanges d'eau souterraine (gains ou pertes) et les dérivations d'eau par les canaux (équation 3.2).

Pour chacun des réservoirs sélectionnés, la plus longue période commune continue d'observation des débits et volumes journaliers a tout d'abord été déterminée. À ce stade, seuls les réservoirs présentant des séries temporelles supérieures à trois ans ont été sélectionnés, ce qui nous laisse avec 215 réservoirs à simuler. Le flux net entrant est ensuite dérivé à partir des débits lâchés et des variations de volume à l'échelle journalière (Equation 3.1). Les séries temporelles de flux entrants ainsi calculées sont ensuite corrigées en éliminant les valeurs aberrantes et ce, en deux étapes : tout d'abord, tous les débits de pointe, définis par des valeurs maximales dépassant cinq fois la moyenne du débit à long terme, ont été sélectionnés. Parmi ces débits de pointe, les valeurs aberrantes sont ensuite identifiées lorsque la diffé-

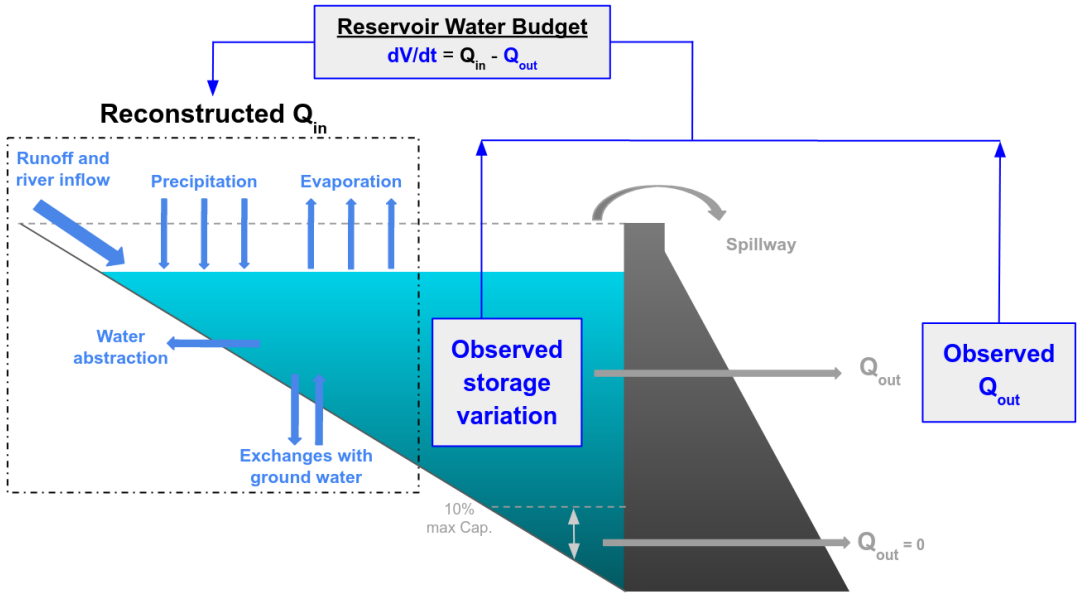

Figure 4.7 – Schéma représentant l'étape de reconstruction des flux entrants au réservoirs sur la base des observations des lâchers de barrage et des volumes (base de données de l'Espagne).

rence relative des pentes avant et après la valeur maximale est inférieure à 10%. Cette étape permet de différencier les valeurs aberrantes du comportement hydraulique d'une rivière en période de crue. Les deux valeurs de seuil ont été fixées de manière empirique. Les valeurs aberrantes sont enfin remplacées par le biais d'interpolations linéaires.

La longueur des séries temporelles corrigées varient entre 3.5 et 34 ans avec une médiane de 23 ans. La répartition des principaux objectifs de gestion, des durées des périodes de simulation ainsi que des capacités relatives des 215 réservoirs simulés sont présentés dans la figure 4.8.
Les panneaux (a), (b), (c) et (d) de la figure 4.8 montrent une bonne répartition des objectifs de gestion des réservoirs et des capacités relatives des réservoirs retenus. Dans l'ensemble, la moitié des réservoirs sont principalement utilisés pour l'irrigation, ce qui est principalement dû au climat semi-aride de la péninsule ibérique et aux besoins élevés d'irrigation dans le pays. Le reste des réservoirs se répartissent entre la production d'énergie hydroélectrique, l'approvisionnement en eau et différents autres usages, avec des pourcentages respectifs de 29%, 16% et 5%. Ces derniers sont regroupés dans DROP dans la catégorie "autres objectifs". Sur les 107 réservoirs d'irrigation sélectionnés en Espagne, 80 d'entre eux sont multi-objectifs. En revanche, pour les autres objectifs de gestion, les réservoirs étudiés sont pour la plupart à objectif unique (représentant au moins 80% dans chaque catégorie).

4.2 Modélisation des réservoirs en Espagne (paramétrisation par défaut)

Cette section présente les principaux résultats d'évaluation du modèle DROP sur les réservoirs d'Espagne. Le tableau 4.1 reprend les valeurs des paramètres considérées pour la configuration par défaut du modèle :
Les valeurs par défaut des paramètres α, M, $c_{threshold}$ et b sont celles considérées dans l'article de Hanasaki et al. [2006]. Pour d_{max}, la valeur par défaut a été choisie pour être cohérente avec la taille des bassins hydrographiques en Espagne. Le mois de début de l'année d'exploitation, m_{start}, est fixé à avril

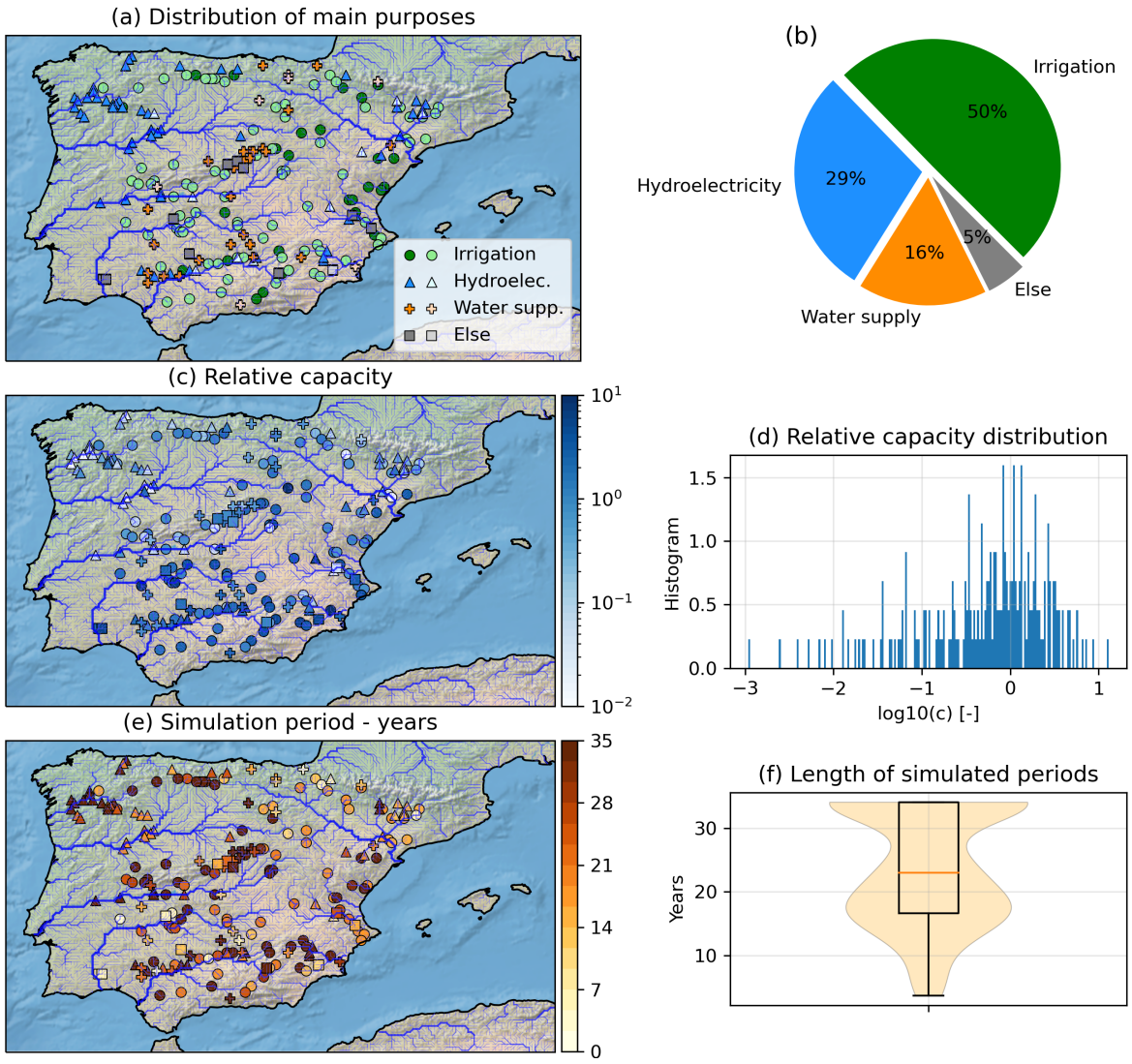

Figure 4.8 – Caractéristiques principales des réservoirs choisis : (a),(b) Classification de leur objectif principal de gestion, (c),(d) la distribution de leur capacité relative (valeurs logarithmiques dans l'hitogramme (d)), et (e),(f) la distribution des durées de période de simulation.

pour les réservoirs d'irrigation afin de correspondre au début de la saison d'irrigation des cultures tel que considéré dans le modèle d'irrigation. Pour le reste des réservoirs, m_{start} est fixé empiriquement au mois de mai comme valeur par défaut sur la base des courbes de remplissage observées des réservoirs, qui atteignent généralement leur niveau de remplissage maximal vers le mois de mai.

En utilisant la paramétrisation par défaut, les règles de gestion sont déterminées pour chacun des 215 réservoirs individuellement, et l'évolution des lâchers en sortie ainsi que du stock d'eau de leur retenue sont simulées sur des années opérationnelles complètes au cours de la période globale 1979-2014.

Dans la configuration par défaut, le paramètre $\mathrm{c}_{\mathrm{threshold}}$ est fixé à 0.5. Les réservoirs sont ainsi divisés en deux catégories : d'une part, ceux considérés comme des réservoirs à grande capacité de stockage comparé au débit entrant et dont la capacité relative (c) est supérieure à 0.5, ce qui est le cas de 62% des réservoirs modélisés. D'autre part, les réservoirs à faible capacité relative pour lesquels c est inférieur à 0.5 (38% des réservoirs). Dans la présentation des résultats, ces deux catégories de réservoirs sont dis-

Table 4.1 – Paramètres par défaut du modèle DROP.

Paramètre	Valeur par défaut
α	0.5
D_{max} (km)	100
m_{start}	4 ;5 (irrigation ;non-irrigation)
M	0.5
$c_{threshold}$	0.5
b	2

tinguées par la taille de leurs symboles, avec une taille plus grande pour ceux avec $c >= 0.5$, et plus petite pour des $c < 0.5$.

Tout d'abord, les lâchers et volumes de réservoirs simulés avec la version rétrospective mensuelle du modèle ($DROP_{retro,M}$) sont présentés dans la sous-section 4.2.1 . Les contributions du schéma de calcul prospectif hebdomadaire sont ensuite évaluées dans la sous-section 4.2.2 grâce aux résultats de simulation de la version $DROP_{pro,W}$. Les deux versions du modèle sont exécutées avec la configuration par défaut (Tableau 4.1).

4.2.1 Résultats avec le schéma de calcul mensuel rétrospectif $DROP_{retro,M}$

Les résultats discutés dans ce chapitre sont axés sur la représentation des lâchers de barrage et sur les variations de volume de leurs réservoirs plutôt que sur les valeurs absolues de stock d'eau, puisque cette étude se focalise sur la représentation des écoulements fluviaux et sur l'effet des facteurs anthropiques sur la dynamique des cours d'eau. Le modèle est donc évalué sur sa capacité à reproduire les altérations observées le long des rivières en aval des réservoirs, et en particulier le déphasage saisonnier qui se produit en sortie des barrages d'irrigation.

Les résultats simulés sont comparés aux observations in-situ disponibles dans la base de données espagnole en utilisant deux principaux critères d'évaluation : le coefficient de corrélation de Pearson et l'indice C_{2M} qui est une version bornée du critère de Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) [Mathevet et al., 2006, Nash, Sutcliffe, 1970] entre -1 et 1. Les indices de performance sont détaillés davantage dans l'annexe A.

Le NSE et le C_{2M} sont tous deux des critères normalisés établis à partir du calcul des écarts entre les séries temporelles simulées et observées, et ils permettent de comparer la performance du modèle entre des réservoirs de différents types. Cependant, la version bornée, C_{2M}, présente un avantage lors de l'évaluation du modèle, car toutes les valeurs négatives de NSE sont bornées entre -1 et 0 dans C_{2M}, ce qui permet une distribution plus symétrique des valeurs positives et négatives du critère compris entre -1 et 1. La version bornée C_{2M} conserve la même valeur de zéro que le critère NSE, pour laquelle le modèle est estimé aussi fidèle que de considérer la moyenne des données observées comme une approximation. De plus amples détails sur les limites du critère NSE et sur la comparaison des résultats de simulation obtenus avec les deux critères sont abordés dans l'annexe A.

La Fig. 4.9 représente respectivement de gauche à droite les valeurs du critère C_{2M} et du coefficient de corrélation en aval des barrages-réservoirs retenus en comparant les séries mensuelles des lâchers de barrage simulés aux observations in-situ. Les panneaux (a) et (b) montrent les résultats obtenus en utilisant une simulation de référence où les rivières sont considérées dans leur état naturel (ce qui équivaut à $Q_{out} = Q_{in}$). Les panneaux (c) et (d) montrent le taux d'amélioration des indices respectifs avec le modèle DROP.

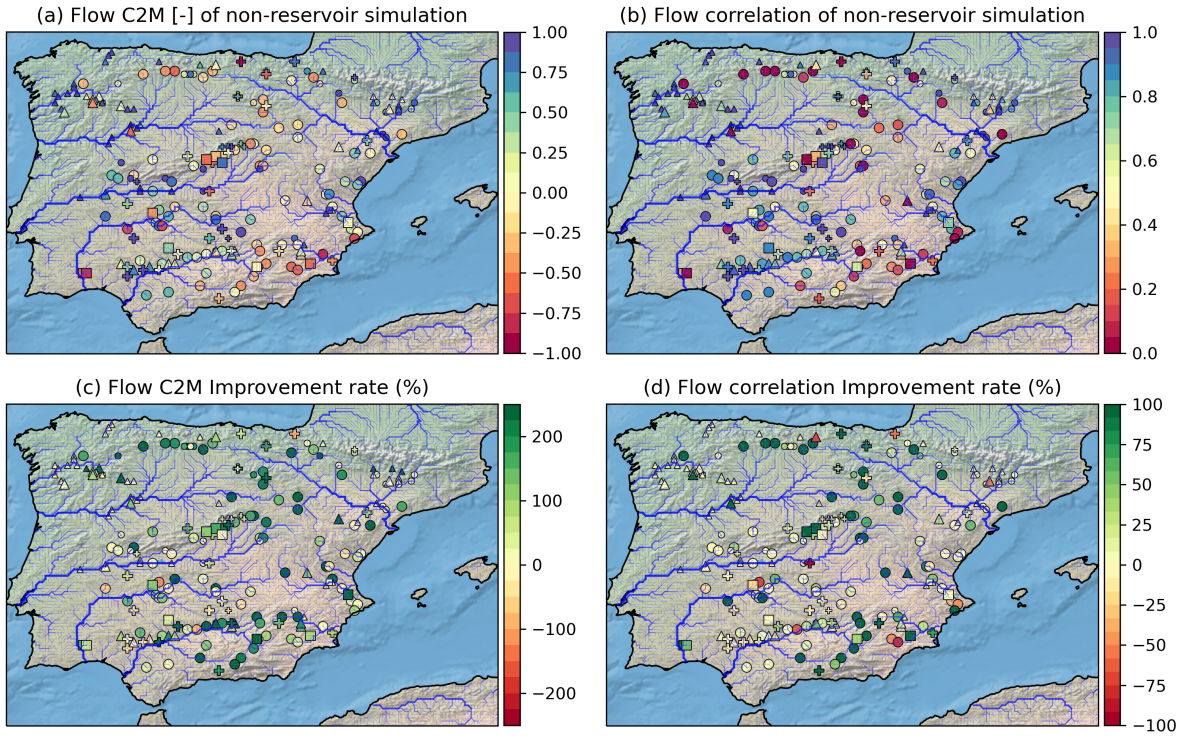

Figure 4.9 – Résultats de l'apport du modèle DROP (configuration par défaut) dans la simulation des débits de rivière à la sortie des réservoirs : (a) et (b) scores des indices de performance du C_{2M} et du coefficient de corrélation de Pearson dans la simulation sans réservoir (simulation de référence où $Q_{out} = Q_{in}$). (c) et (d) taux d'amélioration des indices en intégrant le modèle de réservoir. Les symboles représentent les différents objectifs de gestion des réservoirs. Ils sont de deux tailles différentes : plus grands si c >= 0.5 et plus petits si c < 0.5.

Sous la configuration naturelle des rivières (panneaux (a) et (b)), les scores des indices de C_{2M} et de corrélation présentent une large dispersion dans les bassins de l'Espagne mais tendent à afficher des valeurs négatives aux emplacements des réservoirs d'irrigation, notamment dans les moitiés Nord et Est du pays. Le C_{2M} médian pour les réservoirs d'irrigation est de ~ 0.14, et le coefficient de corrélation de ~ 0.68.

Avec le modèle DROP, la représentation du débit de la rivière est nettement améliorée en sortie de la majorité des réservoirs (panneaux (c) et (d)). L'indice C_{2M} médian pour les débits est de 0.52 (équivalent à NSE=0.68), ce qui correspond à une amélioration de 43% de la représentation des débits par rapport à la représentation naturelle des rivières. Les résultats révèlent la contribution positive du modèle dans la représentation du cycle saisonnier du débit des rivières, en particulier pour les réservoirs d'irrigation à grande capacité de stockage, car le modèle reproduit avec une précision suffisante le déphasage saisonnier entre les débits entrants et les débits sortants causé par les règles de gestion de l'irrigation. Pour

ces réservoirs, la corrélation entre le débit simulé et observé passe de 0.49 (simulation de référence) à 0.75 en médiane.

Pour ce qui est de la représentation des volumes de stockage, la figure 4.10 représente respectivement le critère C_{2M} (panneau (a)) et la corrélation (panneau (b)) en confrontant les anomalies de volume observées, soit les volumes déduits de leurs moyennes respectives à long terme. Les anomalies de volume sont utilisées plutôt que les valeurs absolues afin d'exclure le biais dû à l'initialisation du modèle.

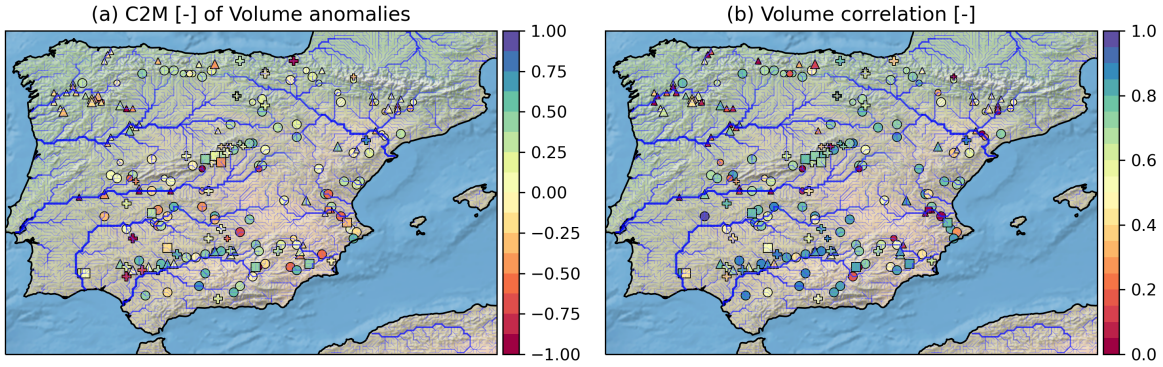

Figure 4.10 – Scores de C_{2M} (a) et coefficient de corrélation de Pearson (b) calculés sur les anomalies de volume. La même symbologie est reprise pour distinguer les différents objectifs de gestion et les capacités relatives des réservoirs simulés.

En effet, dans le modèle DROP, le volume du réservoir est initialisé à son niveau de remplissage idéal, c'est-à-dire à 85% de sa capacité maximale, et le premier coefficient annuel, K_y, est fixé à 1. Cette initialisation permet d'éviter de recourir aux observations pour lancer le modèle et assure une bonne cohérence avec les hypothèses de configuration de DROP dans CTRIP, pour lequel les conditions initiales susmentionnées sont imposées. Cependant, le niveau de remplissage initial imposé pour le réservoir, ne correspond pas pour autant à l'état réellement observé en début de simulation, et de ce fait un biais est inévitablement introduit entre les volumes simulés et observés. De plus, la capacité maximale des réservoirs considérée est dérivée de la base de données GRanD, qui peut présenter des discordances avec les volumes observés sur certains réservoirs, et ainsi introduire un biais. En outre, étant donné que l'accent est mis sur la représentation de la dynamique des débits en rivière, seules les variations de volume sont pertinentes. L'évaluation des volumes absolus serait un aspect plus important pour des études axées sur la ressource en eau et sa disponibilité. En calculant le C_{2M} sur la base des volumes absolus, les valeurs sont en moyenne de -0.27 avec un écart-type de 0.43 en écart-type, mais ces scores sont ramenés à la valeur zéro avec un écart-type de 0.37 lorsqu'on considère les anomalies de volumes par rapport à la moyenne.

La figure 4.9 montre que le modèle DROP reproduit bien l'amplitude et la temporalité des débits observés tant en valeurs absolues qu'en termes de corrélation (panneaux (c),(d)). En appliquant le bilan hydrique du réservoir, les variations de volume sont également alignées avec les observations malgré la présence de biais. Cette étude est axée sur la reproduction des débits, et par conséquent, les erreurs de valeurs absolues des volumes ne constituent pas un enjeu majeur ; seules leurs variations au cours de l'année et la bonne corrélation avec les observations sont étudiées.

Le coefficient de corrélation moyen dans les séries temporelles de volumes est de 0.53 avec un écart-type de 0.3. La moitié des réservoirs ont un coefficient de Pearson supérieur à 0.63 entre les volumes observés et simulés. Pour les réservoirs d'irrigation à grande capacité relative, le coefficient de corrélation en volumes atteint 0.74 en médiane.

Le réservoir "Gonzalez Lacasa" situé en amont du bassin de l'Èbre sur la rive droite du fleuve présente un résultat typique de cette catégorie de réservoirs (irrigation et avec une grande capacité de stock, $c = 0.65$). Son emplacement dans le réseau hydrographique CTRIP 12D, sa zone de contrôle et les pixels d'irrigation qui lui sont assignés sont illustrés dans la figure 4.11. La figure 4.12 représente les résultats

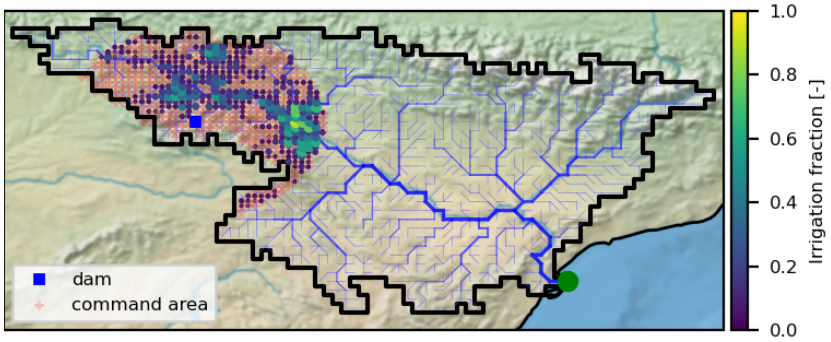

Figure 4.11 – Emplacement du réservoir "Gonzalez Lacasa" dans le réseau hydrographique CTRIP 12D (carré en bleu). La zone de contrôle du réservoir est représentée par des '+' en rouge, par-dessus laquelle apparaissent les pixels contenant des cultures irriguées suivant un gradient de couleur qui suit la proportion de surface irriguée de chaque pixel.

de simulation du réservoir sur la période [1980-1993]. Les séries mensuelles des lâchers de barrage, des volumes de stockage sont présentées dans les panneaux (a) et (c) respectivement (les observations sont indiquées en bleu et les simulations en rouge). Leurs cycles annuels moyens correspondants sont indiqués dans les panneaux (b) et (d). L'évolution des demandes mensuelles d'irrigation cumulées sur la zone de contrôle du réservoir est présentée dans le panneau (e), et son cycle annuel dans le panneau (f). Les panneaux (g) et (h) représentent l'évolution de la moyenne annuelle des demandes d'irrigation comparée au débit entrant à long terme et l'évolution du coefficient annuel K_y au long de la période de simulation. On peut noter qu'au début de la période de simulation, soit en avril 1980 (m_{start}=4), le niveau de remplissage du réservoir et le coefficient K_y sont respectivement fixés à $0.85c$ et 1 (panneaux (a) et (h)). Avec le paramètre M fixé à 0.5, le lâcher minimum est fixé à ~0.8 m^3/s (comme le montrent les débits les plus bas simulés, en rouge dans le panneau (a)) en situation idéale (lorsque K_y=1), comme au cours de la première année de la simulation. Les lâchers, y compris le débit minimal, sont ensuite révisés à la hausse ou à la baisse chaque année d'exploitation en fonction de la valeur de K_y.

Le réservoir "Gonzalez Lacasa" stocke ainsi une partie des apports d'eau pendant l'hiver / début du printemps, ce qui explique un débit en sortie inférieur au débit entrant (respectivement en bleu et en orange pour les débits entrants et observés, panneaux (a),(b) de la figure 4.12) entre octobre et mars, et libère l'eau en été lorsque le débit dans les rivières est insuffisant pour répondre aux besoins d'irrigation des cultures.

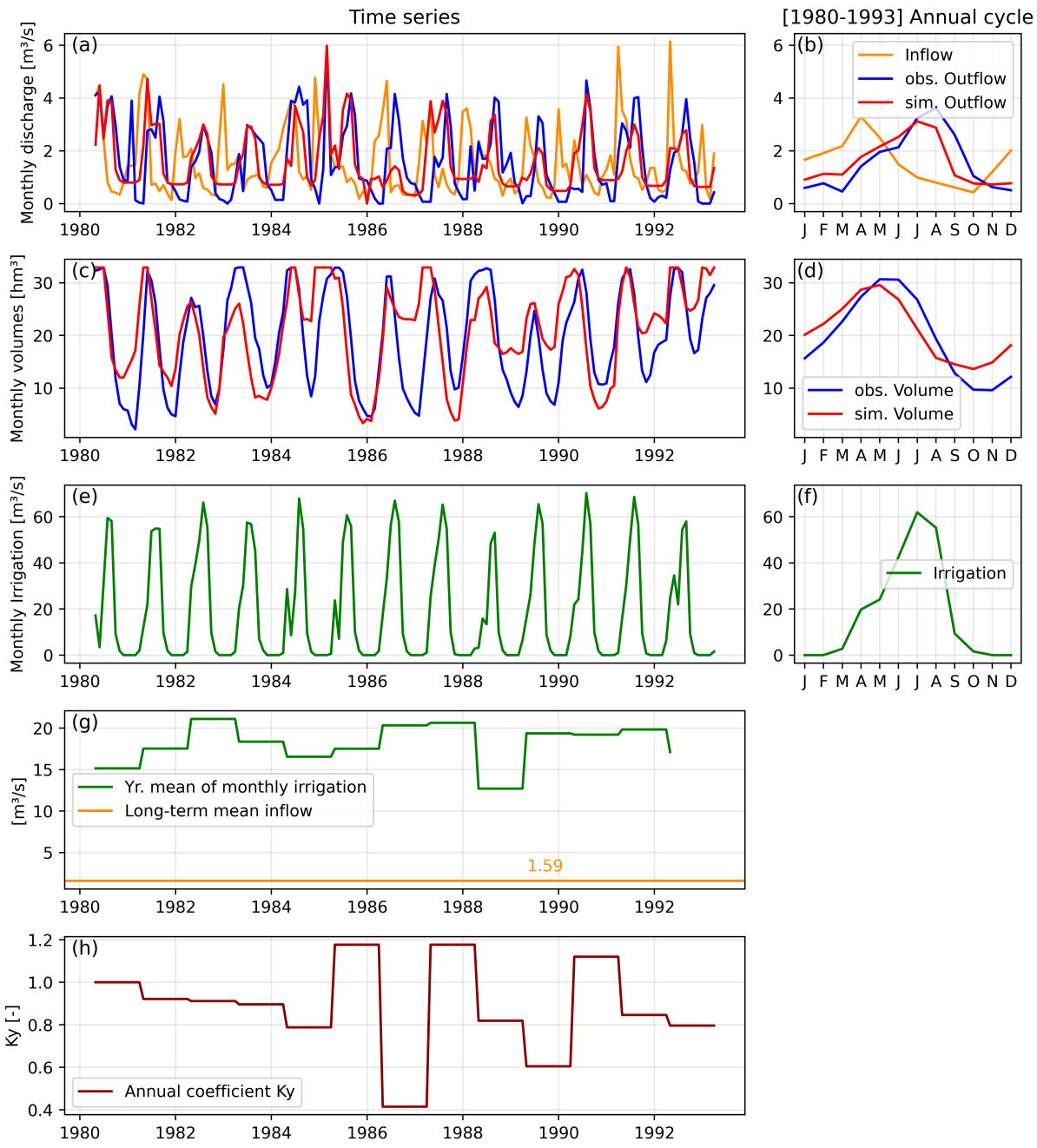

Figure 4.12 – Résultats de la simulation du réservoir d'irrigation "Gonzalez Lacasa" dans le bassin de l'Èbre sur la période [1979-1994]. Les séries mensuelles des lâchers de barrage et des volumes de stockage sont présentées dans les panneaux (a) et (c), respectivement (les observations sont indiquées en bleu et les simulations en rouge). Leurs cycles annuels moyens correspondants sont indiqués dans les panneaux (b) et (d), respectivement. Les demandes mensuelles d'irrigation cumulées sur la zone de contrôle du réservoir sont présentées dans le panneau (e), et son cycle annuel dans le panneau (f). Les panneaux (g) et (h) représentent l'évolution de la moyenne annuelle des demandes d'irrigation comparée au débit entrant à long terme et l'évolution du coefficient annuel K_y au long de la période de simulation.

Les demandes d'irrigation moyennes annuelles (en vert, panneau (g)) varient entre 12 et 21 m^3/s. Rapportés au débit moyen à long terme (1.59 m^3/s), ainsi noté DPI, les ratios sont supérieurs à 7.5 tout au long de la période de simulation. Les valeurs annuelles du DPI dépassent le seuil fixé de 0.5 (1-M), les demandes d'irrigation sont donc considérées comme élevées et ne peuvent pas être entièrement satisfaites par

ce réservoir. On peut noter que la zone d'influence du réservoir est très probablement surestimée dans ce cas, comme on le voit sur la figure 4.11. Les débits mensuels relâchés par le barrage ont donc des valeurs inférieures aux demandes mensuelles (panneaux (a) et (e)) mais ils conservent néanmoins leur fluctuation annuelle.

La période de lâcher, qui s'étend du mois d'avril à septembre pour ce réservoir, correspond à la période de croissance des cultures et donc à des besoins élevés en eau d'irrigation (cycle annuel des demandes d'irrigation, panneau (f)). Par conséquent, la courbe saisonnière du débit est décalée et la valeur mensuelle maximale du débit dans cet exemple, est atteinte en juillet au lieu du mois d'avril. Le schéma de gestion est bien reproduit par le modèle DROP, puisque les débits simulés (en rouge) s'alignent avec les observations (en bleu), et par conséquent au niveau des variations de volume également (panneaux (c) et (d) de la Figure 4.12) .

La distribution du taux d'amélioration des C_{2M} pour chaque catégorie de barrages, en termes d'objectif principal et de capacité relative, est présentée dans la Figure 4.13.

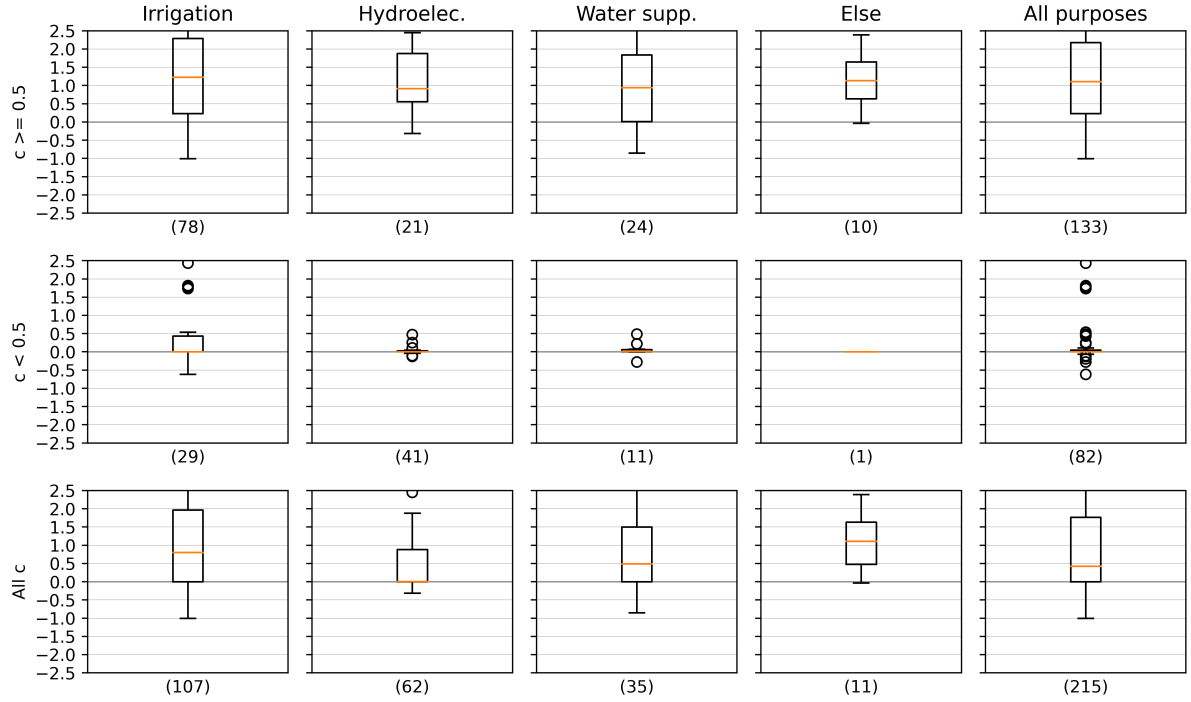

Figure 4.13 – Répartition du débit des rivières, C_{2M}, taux d'amélioration avec le modèle DROP en fonction de leur objectif principal (colonnes) et de leur capacité relative (lignes). Les étiquettes de l'axe des x indiquent le nombre de réservoirs dans chaque catégorie, l'axe des y indique les taux d'amélioration de C_{2M}.

Notons que pour les réservoirs d'irrigation, le taux d'amélioration atteint 80% en médiane, et 123% pour ceux considérés de capacité relative élevée (ici c >= 0.5) et qui sont entièrement contrôlés par la demande. Les taux d'amélioration du débit pour le reste des réservoirs à grande capacité de stockage sont dispersés mais sont positifs pour au moins 75% des réservoirs dans chaque catégorie de gestion, et ce malgré l'approche simpliste de DROP. Pour les réservoirs à faible capacité relative (ici c < 0.5) et indépendamment de l'objectif de gestion, la contribution du modèle est presque nulle puisque les réservoirs sont considérés comme étant "au fil de l'eau" et que l'influence du régime de l'écoulement en amont est

prédominante (le débit de lâcher est très proche du débit amont).

4.2.2 Résultats avec la version hebdomadaire prospective $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$

Les résultats présentés jusqu'à présent étaient basés sur le schéma de calcul rétrospectif mensuel du modèle DROP qui est reconstruit à partir de la version initiale du modèle par Hanasaki et al. [2006]. Comme indiqué dans le chapitre de description, son code de calcul présente des limites pour son implémentation dans des modèles couplés, et notamment pour notre étude, dans le modèle de routage CTRIP. Des ajustements ont été introduits permettant l'émergence de la version $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ où le schéma de calcul est prospectif avec un pas de temps de calcul hebdomadaire (section 3.3.2).

Cette sous-section présente l'évolution des performances du modèle suite à l'adoption du nouveau schéma, en reprenant l'étude des mêmes réservoirs en Espagne, pour les mêmes périodes de simulation entre 1979 et 2014.

La procédure d'initialisation du modèle sur chacun des 215 réservoirs comprend des étapes supplémentaires par rapport à la version initiale : en plus de fixer K_y et S_{init} à 1 et 85% respectivement, la demande d'irrigation moyenne annuelle à long terme est fournie en entrée pour chaque réservoir d'irrigation en fonction de sa zone de contrôle spécifique (toutes délimitées en considérant une seule et même distance maximale de 100 km (paramètre d_{max}). En outre, les moyennes hebdomadaires à long terme des demandes d'irrigation (des 52 semaines de l'année) sont également fournies en entrée pour chaque réservoir de cet objectif de gestion. Dans la configuration off-line et découplée de CTRIP, le calcul de ces moyennes est effectué sur la période de simulation de chaque réservoir. Dans la version couplée, tous ces éléments seront déduits d'une période de spin-up antérieure.

La configuration par défaut du modèle reste inchangée, à l'exception de la dénomination du paramètre m_{start}, qui devient w_{start} pour désigner la première semaine de l'année opérationnelle, et qui est fixé dans la configuration par défaut à la 13e et 17e semaine de l'année pour les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation respectivement, soit la première semaine d'avril et de mai.

La comparaison de la performance des deux versions du modèle est effectuée sur la base de scores statistiques mensuels et hebdomadaires. Les indices de performance utilisés sont le C_{2M} et le coefficient de corrélation de Pearson et sont calculés sur les débits et sur les anomalies de volumes.

Les trois premières figures montrent les résultats sur les débits des rivières. Les panneaux (a) et (b) de la figure 4.14 montrent la distribution des scores C_{2M} calculés sur les débits mensuels et hebdomadaires respectivement. Dans chaque panneau, trois configurations différentes sont comparées : à gauche la simulation naturelle des rivières, au centre la version rétrospective mensuelle du modèle $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$, et à droite la version $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ une résolution temporelle de calcul plus fine et un schéma de calcul prospectif. Pour chaque configuration, 3 diagrammes en violon distincts sont présentés : le premier visualise la distribution générale des scores sur les 215 réservoirs (en blanc), les deux autres différencient la réartition des scores entre les réservoirs d'irrigation (en vert) et les réservoirs de non-irrigation (en gris).

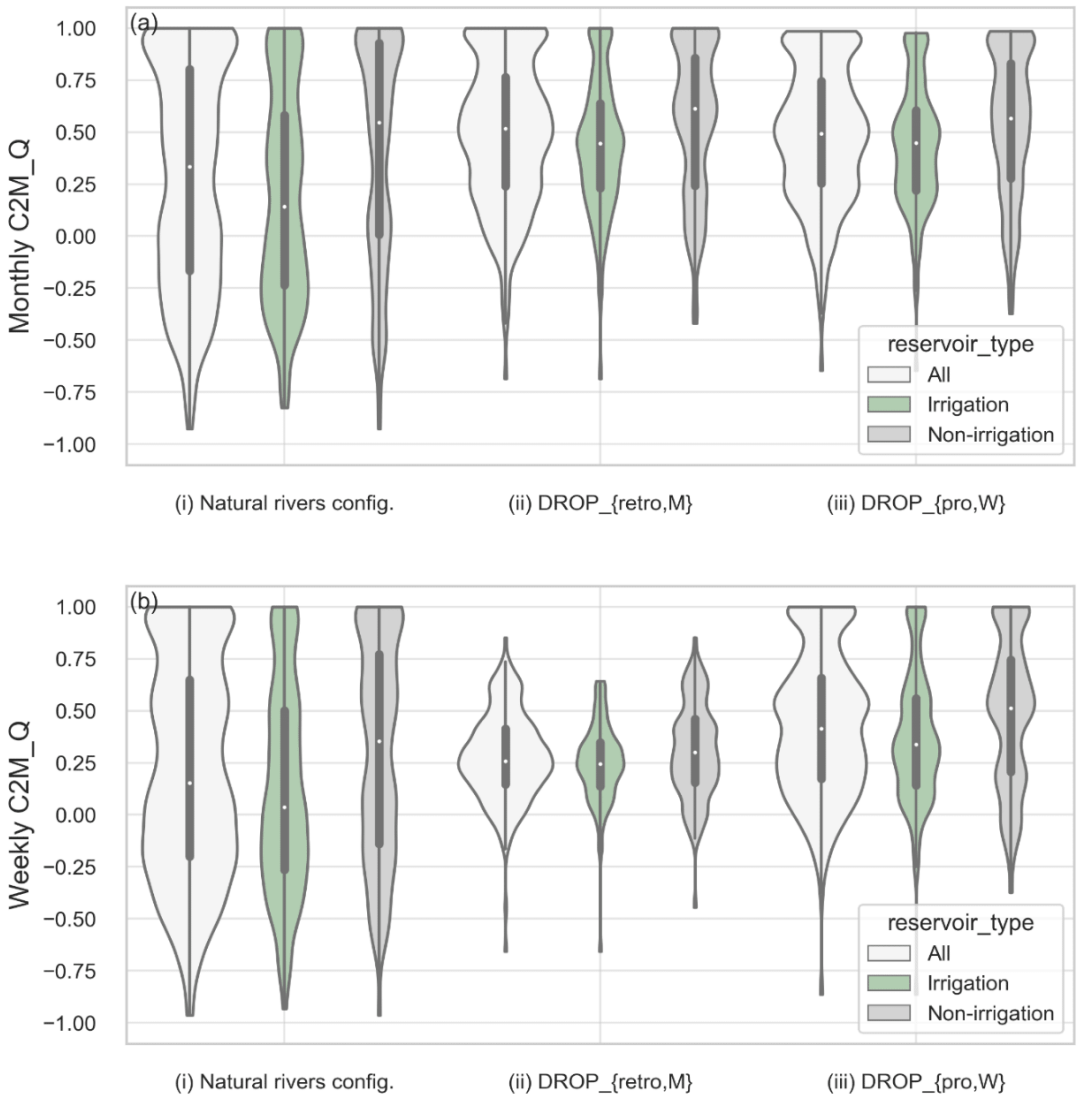

Figure 4.14 – Diagrammes en violon représentant la distribution des scores C_{2M} mensuels et hebdomadaires calculés sur les débits, dans les panneaux (a) et (b) respectivement. Dans chaque panneau, trois configurations différentes sont comparées : à gauche la simulation par défaut ((i) Natural river config.), au centre la version rétrospective mensuelle du modèle ((ii) $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$), et à droite la nouvelle version ((iii) $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$). Pour chaque configuration, 3 diagrammes en violon distincts sont présentés : le premier affichant la répartition des scores sur l'ensemble des réservoirs simulés (en blanc), puis celle-ci est différenciée en fonction des deux classes d'objectifs définies par le modèle (en vert les réservoirs d'irrigation, en gris le reste des réservoirs (de non-irrigation)). Chaque diagramme individuel est composé d'un diagramme en boîte dont la médiane est représentée par un point blanc. Un diagramme de densité y est ajouté pour visualiser plus en détail la répartition des valeurs au sein des quartiles.

Concernant les scores mensuels (panneau (a)), et pour la première catégorie de diagrammes représentant une simulation naturelle des rivières (i), on constate une large dispersion des valeurs de C_{2M} comme cela a été noté dans la sous-section précédente (4.2.1) (Figure 4.9). L'écart en termes de rang de valeurs entre les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation est mieux illustré dans cette figure, avec des scores négatifs pour près de la moitié des réservoirs d'irrigation. Avec la version initiale du modèle de réservoir $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$ (ii), on observe une nette amélioration des scores mensuels ainsi qu'une réduction de la dispersion des valeurs, en particulier pour les réservoirs d'irrigation. Le passage à une résolution de calcul plus fine avec l'adoption d'un schéma prospectif (configuration (iii)) ne modifie pas significative-

ment les scores mensuels, on note simplement une légère modification du diagramme de densité pour les réservoirs d'irrigation. Sur l'ensemble des réservoirs, la médiane des scores de C_{2M} calculés sur les débits passe de 0.52 à 0.49 entre l'ancienne (ii) et nouvelle version (iii) du modèle, tandis que pour les réservoirs d'irrigation, le score médian reste quasiment inchangé à 0.44.

En appliquant le modèle $DROP_{retro,M}$, les lâchers sont maintenus constants tout au long du mois. Si à l'échelle de temps mensuelle, la différence de performance entre les deux versions n'est pas significative, il n'en est pas de même pour la représentation des débits de rivières à une plus fine échelle. En calculant le même indice sur des séries hebdomadaires (panneau (b)), il est constaté que la version $DROP_{retro,M}$ améliore la représentation médiane des débits par rapport à une configuration naturelle des rivières, mais les scores absolus restent limités à de faibles valeurs, avec une moyenne de 0.28 et un écart-type de 0.21.

La faible dispersion des résultats est principalement due à la résolution temporelle du modèle, ainsi pour les réservoirs à faible capacité relative où le lâcher suit la fluctuation du débit d'entrée, l'indice C_{2M} est dégradé avec le modèle $DROP_{retro,M}$ car les débits sortants sont maintenus à des paliers fixes au cours de chaque mois. En affinant la résolution de calcul du modèle ((iii) $DROP_{pro,W}$), les scores sont plus dispersés et on retrouve à nouveau des valeurs de C_{2M} élevées proches de 1. Les scores sont significativement plus élevés par rapport aux deux configurations précédentes (i) et (ii), notamment pour les réservoirs d'irrigation dont la médiane du C_{2M} est de 0.33, correspondant à la valeur du 3ème quartile des scores de la version initiale du modèle (ii). De plus, avec $DROP_{pro,W}$, 99 des 107 réservoirs d'irrigation présentent des scores de C_{2M} positifs, contrairement à la configuration naturelle des rivières (i) où la médiane de cette catégorie de réservoirs est quasi nulle (~0.04).

Dans l'ensemble, si l'on considère les résultats des panneaux (a) et (b) réunis, il convient de conclure que les hypothèses prises en compte dans l'augmentation du pas de temps de calcul et l'adoption d'un schéma prospectif n'ont pas détérioré le fonctionnement du modèle de réservoir, et ont même amélioré significativement les résultats à l'échelle hebdomadaire.

La figure 4.15 présente une visualisation spatialisée des scores hebdomadaires de C_{2M} (panneaux de gauche) et du coefficient de corrélation de Pearson (panneaux de droite) calculés sur les débits de sortie pour une comparaison plus approfondie des deux versions de DROP sur les différents barrages-réservoirs. Les panneaux (a) et (b) montrent les scores de la simulation de référence (état naturel des rivières). Les panneaux (c),(d) et (e),(f) montrent le taux d'amélioration des deux indices (C_{2M},corrélation) avec les versions $DROP_{retro,M}$ et $DROP_{pro,W}$ respectivement. Les deux derniers panneaux (g) et (h) représentent les taux d'amélioration relatifs de la version hebdomadaire prospective par rapport à la version initiale mensuelle rétrospective du modèle DROP pour les deux indices de performance respectivement.

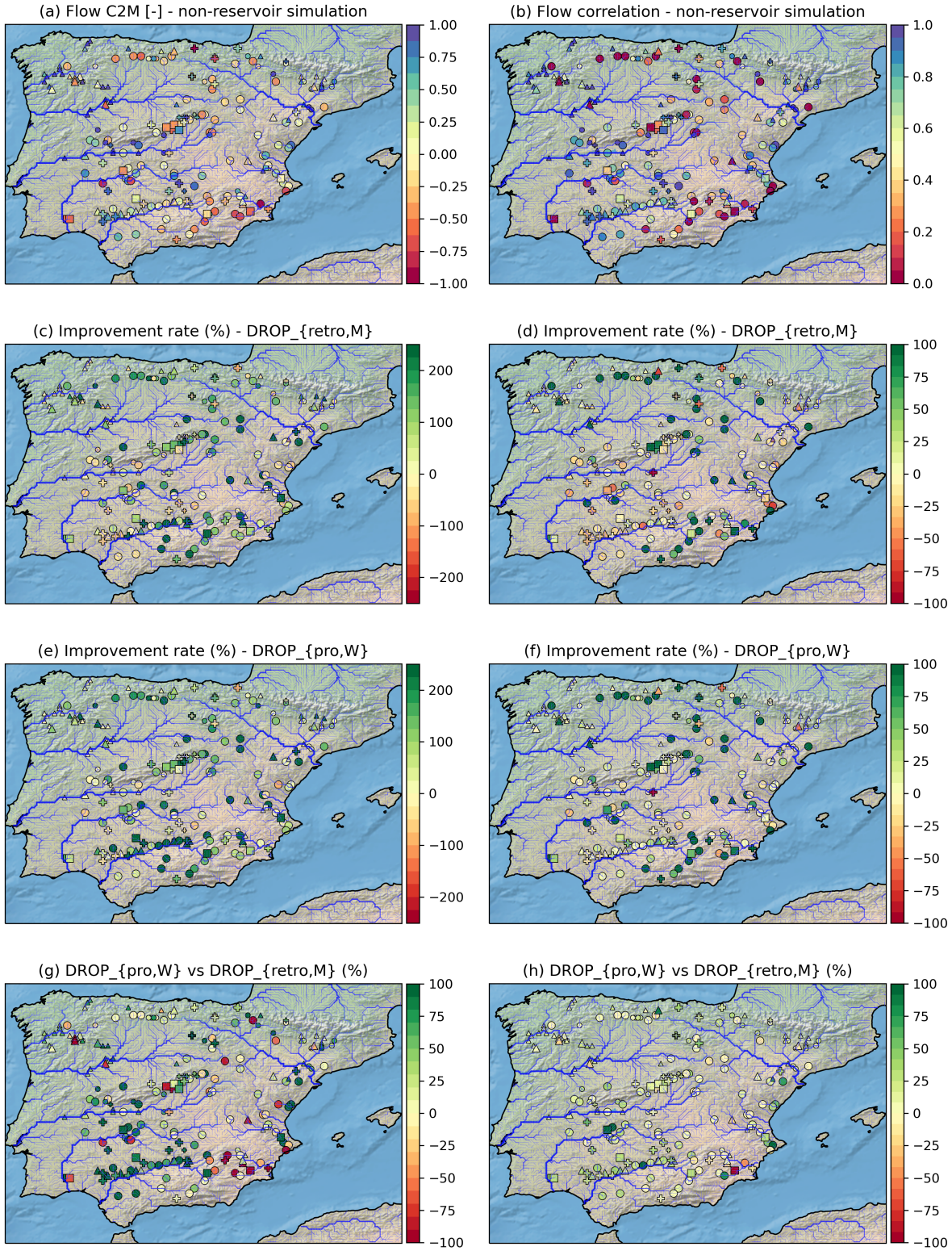

Figure 4.15 – Scores de C_{2M} (cartes à gauche) et du coefficient de corrélation de Pearson (cartes à droite) en aval des réservoirs de barrage, calculés sur la base des séries hebdomadaires de lâchers simulés et observés. Les panneaux (a),(b) présentent les scores pour la simulation de référence (état naturel de la rivière). Les panneaux (c),(d) affichent le taux d'amélioration des deux indices respectifs avec la version $DROP_{retro,M}$; les panneaux (e),(f) ceux avec la version $DROP_{pro,W}$. (g) et (h) représentent les taux d'amélioration relatifs de $DROP_{pro,W}$ par rapport à la version initiale $DROP_{retro,M}$ en termes des indices C_{2M} et coefficient de corrélation respectivement.

En ce qui concerne l'indice C_{2M}, les deux versions du modèle améliorent généralement la représentation des écoulements par rapport à la simulation de base (panneaux (c),(e) comparés à (a)), avec en médiane des taux d'amélioration respectifs de 41% et 64%.

On observe également une uniformité entre les deux versions dans le statut d'amélioration du modèle pour les différents réservoirs. Par rapport à la simulation de base, l'ensemble des réservoirs présentant une détérioration de la représentation des écoulements avec la nouvelle version $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ (panneau (e)) présentent également des taux d'amélioration négatifs avec la version initiale du modèle (panneau (c)).

Le panneau (g) affiche les différences relatives de performance entre les deux versions du modèle, et nous notons une prédominance de valeurs élevées, ce qui illustre davantage la disparité notée entre les diagrammes de violon des configurations (ii) et (iii) dans le panneau (b) de la figure 4.14. Le panneau (g) montre une nette amélioration des scores C_{2M} avec $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ comparé à l'ancienne version, et ce principalement dans les bassins du Tage, du Guadiana et du Guadalquivir. Quant aux réservoirs dont les résultats sont moins bons que dans l'ancienne version du modèle, ils présentent quasiment tous une amélioration de la représentation des écoulements, lorsqu'on les compare à la configuration naturelle des rivières (panneaux (c),(e)), excepté deux réservoirs d'irrigation situés dans les bassins du Turia et du Mijares, dans le centre-est du pays, au nord du bassin du Jucar. Nous reviendrons en détail dans la section discussion (4.4) sur les réservoirs où le modèle DROP ne réussit pas à reproduire les lâchers anthropiques observés. Dans l'ensemble, il convient de noter que dans le passage du schéma de calcul mensuel rétrospectif à l'hebdomadaire prospectif, on ne rapporte pas de réservoir dont le modèle de réservoir bascule d'une amélioration à une dégradation de la représentation de l'écoulement.

En termes de corrélation, on constate que les scores hebdomadaires sont détériorés dans la version initiale $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$, comparé à la simulation de base, et ceci est particulièrement vrai dans les bassins du Tage, Guadiana et Guadalquivir (panneau (f)). La principale raison de ce résultat réside dans la résolution de calcul très grossière. De manière générale, $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ est plus performant que la version initiale en termes de corrélation des débits sur la quasi totalité des réservoirs, avec un gain relatif de 14% en médiane (panneau (h)).

Pour appuyer ce résultat, le réservoir Gonzales Lacasa est à nouveau pris comme exemple dans la figure 4.16 avec un aperçu sur une période de 3 ans entre 1982 et 1985 des débits et des demandes en eau. Le panneau (a) de la figure représente les débits, le flux entrant en orange, le lâcher observé en bleu, et ce qui est simulé en rouge, en ligne discontinue pour la version $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$, et en ligne continue pour $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$. On constate que les fluctuations hebdomadaires des lâchers observés sont reproduites avec la nouvelle version, et ceci est principalement lié à la résolution de calcul qui prend en compte à la fois les fluctuations intra-mensuelles du flux entrant et des demandes d'irrigation.

Dans le panneau (b), les moyennes mensuelles d'irrigation telles que considérées dans la version initiale du modèle sont représentées en vert pâle. Les deux courbes restantes sont spécifiques à la nouvelle version : en gris et en trait discontinu est tracé le cycle annuel moyen à long terme des demandes d'irrigation, qui est utilisé comme première approximation dans le schéma de calcul prospectif ; en vert et en trait continu les demandes prises en compte dans le calcul des lâchers hebdomadaires, elles combinent à la fois les valeurs approximatives initiales issues du cycle annuel et la compensation en demandes en eau provenant du pas de temps précédent et due à l'écart avec les demandes simulées par ISBA.

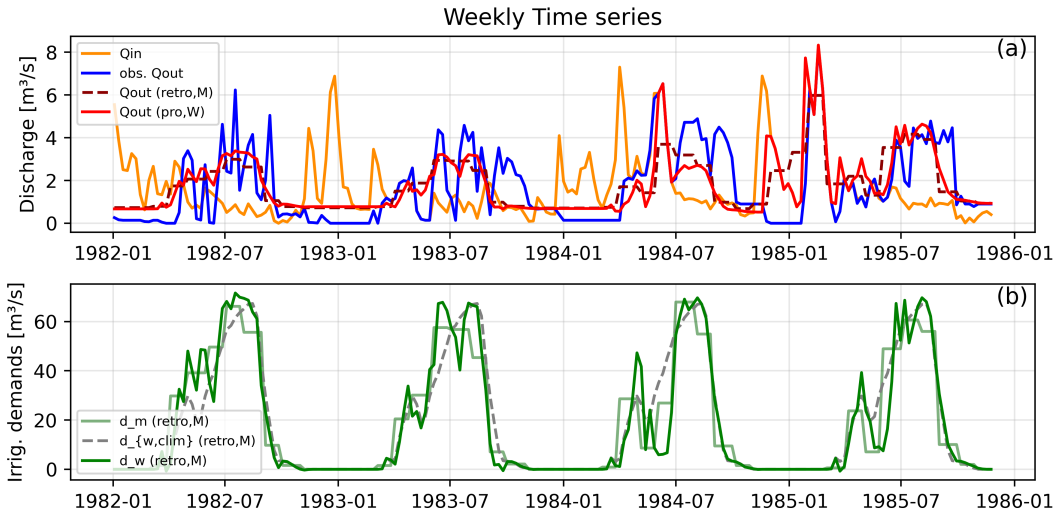

Figure 4.16 – Comparaison des résultats de simulation du réservoir d'irrigation "Gonzalez Lacasa" (Aperçu sur la période [1982-1985]. Les séries hebdomadaires des lâchers de barrage sont présentées dans le panneau (a), respectivement : le débit entrant en orange, l'observation du lâcher en bleu et les simulations en rouge, en trait discontinu pour la version $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro},M}$ et en trait continu pour $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$). (b) représente les demandes d'irrigation cumulées sur la zone de contrôle du réservoir telles que considérées dans les deux versions du modèle (en vert pâle pour $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro},M}$, et en vert vif pour $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$.

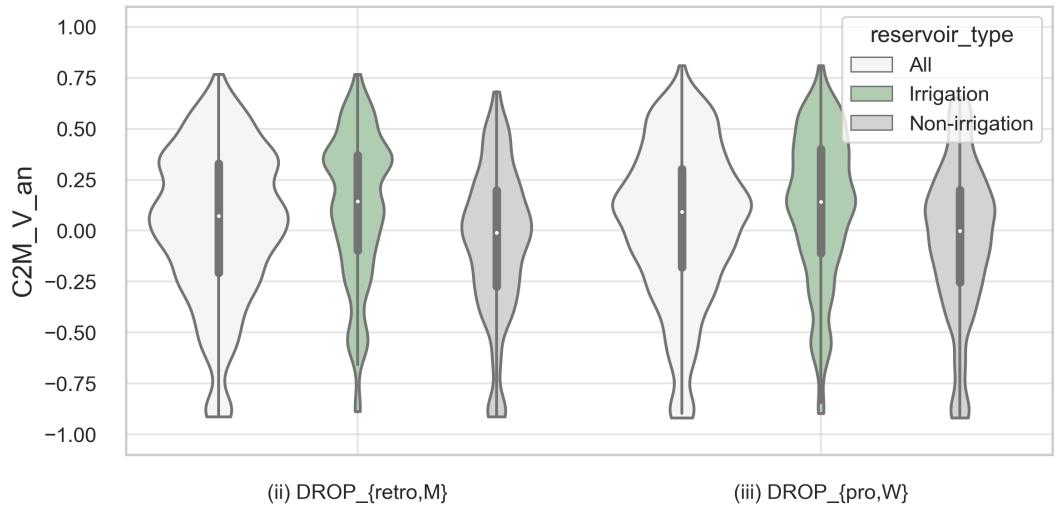

Figure 4.17 – Distribution des scores C_{2M} hebdomadaires calculés sur les anomalies de volumes. Deux configurations sont comparées : à gauche la version rétrospective mensuelle du modèle ((ii) $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro},M}$), et à droite la nouvelle version ((iii) $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$). Pour chaque configuration, 3 diagrammes en violon distincts affichant respectivements la répartition des scores sur l'ensemble des réservoirs simulés (en blanc), puis celles spécifiques aux réservoirs d'irrigation en vert, et au reste des réservoirs en gris.

Ces hypothèses ne détériorent pas les résultats du modèle qui fonctionne relativement bien malgré la correction des demandes d'irrigation de manière différée. Ces compensations n'ajoutent pas d'erreur significative dans la simulation des lâchers puisque le pas de temps de calcul est suffisamment fin et donc les différences en demande en eau ne sont pas très élevées.

En ce qui concerne la simulation des volumes, les résultats ne montrent pas de différence significative entre les deux versions du modèle DROP. La densité de distribution des scores de performance varient

légèrement mais les valeurs de quartiles et de l'intervalle interquartile restent pratiquement inchangés. La figure 4.17 illustre le résultat pour les indices hebdomadaires C_{2M} sur les anomalies de volume.
Jusqu'à présent, la performance du modèle DROP a été évaluée en considérant sa configuration stand-alone, indépendamment de tout autre modèle hydrologique ou de routage. Les résultats obtenus et notamment avec la version hebdomadaire prospective du modèle soulignent l'importance d'intégrer le fonctionnement des réservoirs dans les modèles hydrologiques à grande échelle pour une représentation plus réaliste des débits des rivières et donc des échanges de masse d'eau avec les océans et l'atmosphère.

L'approche physique de DROP est cohérente avec celle du système hydrologique ISBA-CTRIP : Les demandes d'irrigation utilisées comme entrée du modèle de réservoir sont simulées par le module d'irrigation récemment intégré à ISBA [Druel et al., 2022] et CTRIP comprend au préalable un modèle de lac "MLake" [Guinaldo et al., 2021] qui simule la dynamique lacustre à l'échelle globale en se basant sur le calcul de bilan de masse. Ce modèle fournit une base pour intégrer les opérations de lâchers des réservoirs artificiels. La prochaine étape consiste à implémenter le modèle DROP dans CTRIP et à évaluer le fonctionnement du code de calcul développé dans la représentation des écoulements fluviaux dans les bassins anthropisés de l'Espagne via ce modèle de routage.

4.3 Intégration du modèle DROP dans CTRIP et premiers résultats sur l'Espagne

Dans sa configuration stand-alone, le modèle DROP utilisait en entrée en plus des demandes d'irrigation issues d'ISBA, un flux entrant reconstruit à partir des observations de lâchers et de variations de volumes des réservoirs, et ce afin de représenter l'ensemble des apports et des échanges d'eau dans le réservoir et ainsi fermer le bilan hydrique. Maintenant que DROP est implémenté dans le modèle de routage CTRIP, il est de fait destiné à être couplé à une série de modèles qui peuvent représenter ces différents processus. Dans le système hydrologique ISBA-CTRIP en particulier, l'évaporation est calculée par FLake, le module représentant le bilan énergétique des lacs [Le Moigne et al., 2016], le ruissellement direct est dérivé du modèle de surface ISBA, et les apports des affluents ainsi que les échanges d'eau souterraine sont calculés par CTRIP [Munier, Decharme, 2021].

Le schéma de calcul prospectif du modèle nécessite de fournir, en plus d'une moyenne à long terme du débit entrant ($\mathrm{i}_{\mathrm{mean}}$) à l'entrée de chaque réservoir, le cycle annuel moyen des demandes d'irrigation à l'échelle hebdomadaire ainsi que la moyenne à long terme des demandes en eau $\mathrm{d}_{\mathrm{mean}}$ (équations 3.8 et 3.4). Toutes ces valeurs sont introduites à partir d'une simulation du modèle ISBA-CTRIP effectuée en amont, sans prise en compte des réservoirs.

L'évaluation du modèle est réalisée en mode offline avec les mêmes forçages ayant servi à générer les demandes d'irrigation pour l'Espagne utilisées dans les sections précédentes. ISBA est utilisé dans sa version diffusive et le modèle de routage CTRIP ne prend pas en compte les échanges d'eau entre les réservoirs de surface et souterrains ni les plaines d'inondation ; enfin le module MLake est activé pour permettre la détection des étendues d'eau, en particulier les réservoirs qui sont simulés par le modèle

DROP.

CTRIP est exécuté sur l'ensemble des bassins ibériques sur la période 1979-2014, et contrairement aux simulations présentées dans les précédentes sections, le module DROP est activé simultanément sur tous les pixels qui correspondent aux emplacements des réservoirs étudiés. Cette section présente les résultats préliminaires du fonctionnement du modèle DROP dans le système hydrologique ISBA-CTRIP.

La validation régionale du modèle CTRIP-DROP est effectuée en comparant les débits journaliers simulés aux observations et en évaluant la performance du nouveau modèle par rapport à la configuration de base qui exclut les réservoirs.

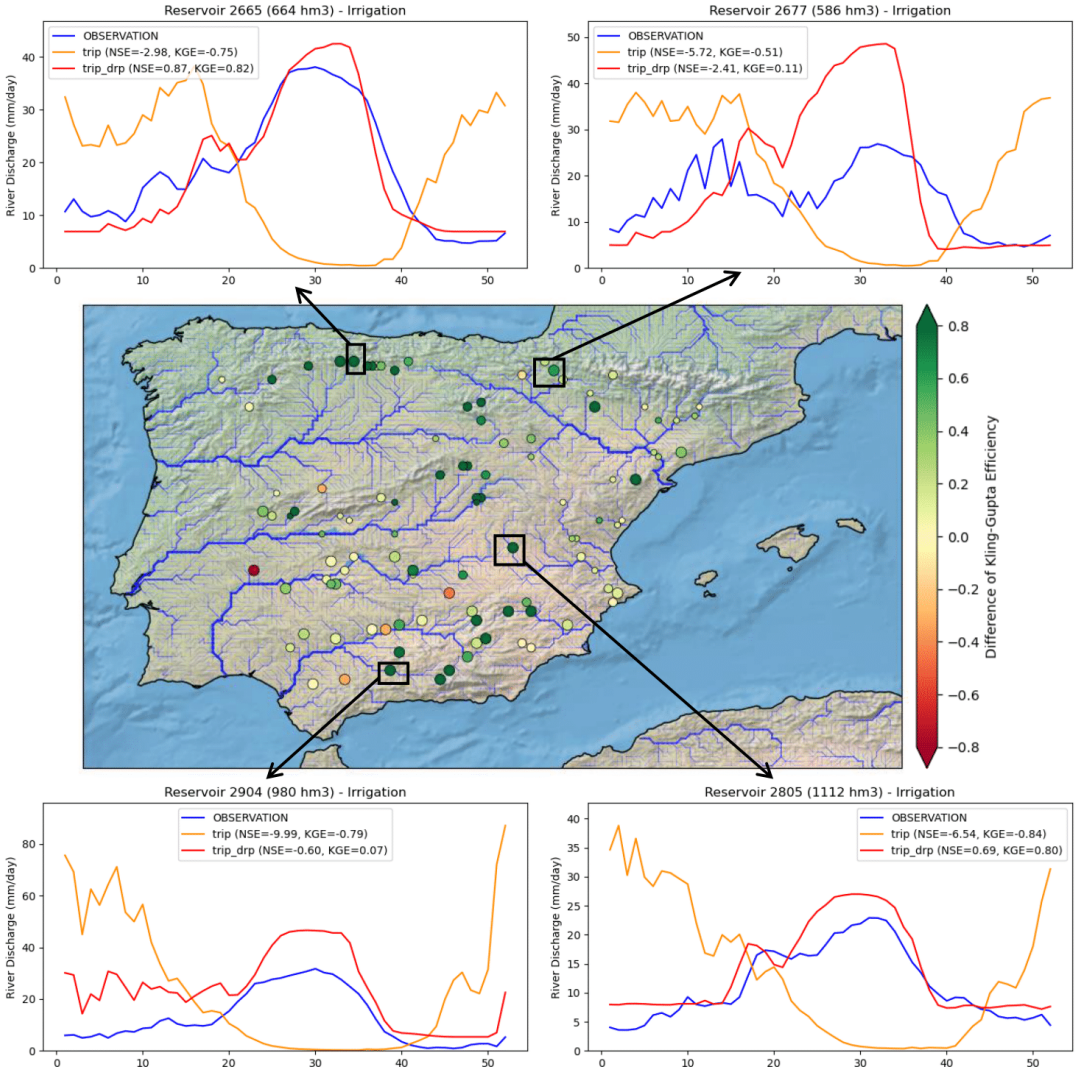

Figure 4.18 – Différences d'efficience (KGE) entre CTRIP-DROP et CTRIP (figure centrale), en termes de représentation des débits aux emplacements de 104 réservoirs d'irrigation, avec 4 exemples de résultats : en orange le cycle annuel des débits simulés par CTRIP, en rouge avec CTRIP-DROP et en bleu les observations in-situ.

Le critère de performance de Kling-Gupta [KGE, Gupta et al., 2009, Kling et al., 2012] est choisi pour évaluer les résultats de la simulation. Contrairement aux indices NSE et C_{2M}, le KGE permet de prendre en compte trois différents paramètres que sont le biais, la corrélation mais également la variabilité, ou

le rapport de variance entre ce qui est simulé et observé. Ces trois caractéristiques sont importantes à prendre en compte lors de l'évaluation des débits dans CTRIP suite à l'implémentation de DROP.

L'évaluation porte d'abord sur la reproductibilité des lâchers à la sortie des réservoirs. À cette fin, les débits simulés par CTRIP-DROP sont comparés à la configuration de base de CTRIP sur 208 localisations de réservoirs.

La figure 4.18 montre les différences de scores KGE entre CTRIP-DROP et CTRIP (panneau central) pour les réservoirs d'irrigation. La taille des symboles est liée à leurs capacités relatives. Le cycle moyen annuel des débits est tracé en aval de quatre réservoirs, à titre d'illustration. En orange figurent les débits simulés par CTRIP, en rouge ce qui est simulé avec CTRIP-DROP et en bleu les observations.

Dans l'ensemble, la représentation des débits à la sortie des réservoirs d'irrigation est améliorée significativement, notamment pour les réservoirs de grande capacité relative, pour lesquels le déphasage saisonnier des débits sur l'année est correctement reproduit. Les réservoirs 'Riano' (2665), 'Iznajar' (2904) et 'Alarcon' (2805) montrent une très bonne représentation de la variabilité saisonnière observée et une amélioration sur les trois critères du KGE.

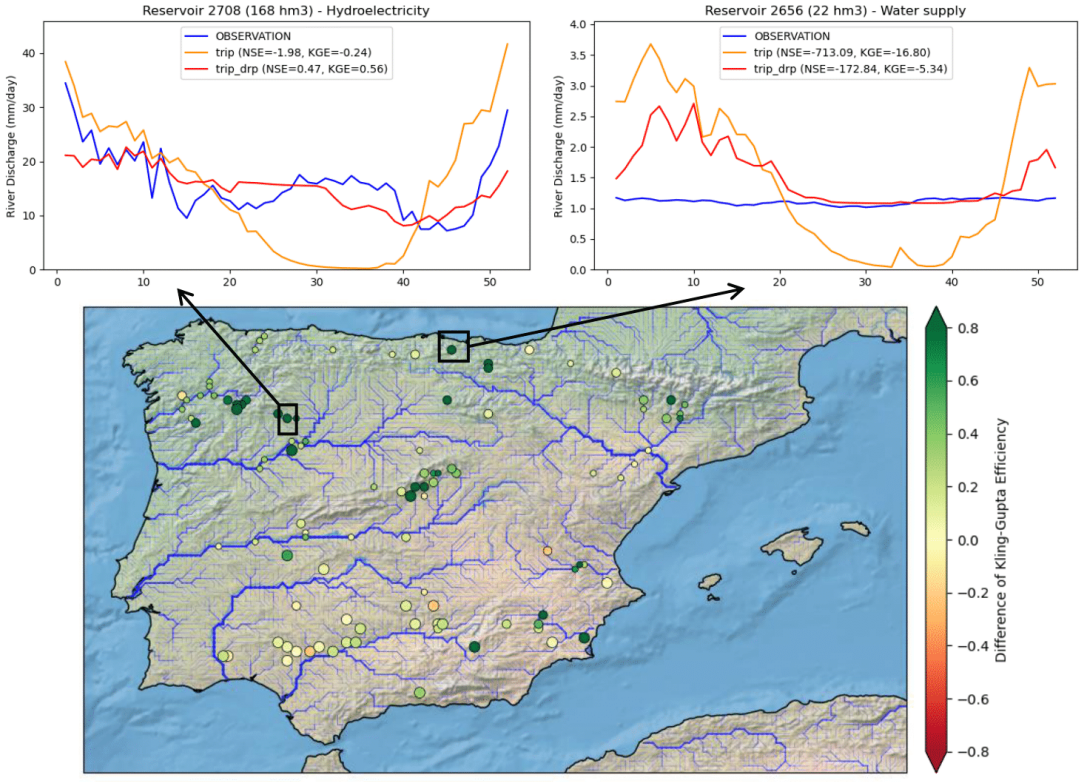

Figure 4.19 – Différences d'efficience (KGE) entre CTRIP-DROP et CTRIP (figure centrale), en termes de représentation des débits aux emplacements de 104 réservoirs de catégories autres que l'irrigation, avec 2 exemples de résultats : en orange le cycle annuel des débits simulés par CTRIP, en rouge avec CTRIP-DROP et en bleu les observations in-situ.

Comme indiqué dans les sections précédentes, le code de calcul de DROP reste simpliste car il est destiné à être appliqué à grande échelle. Les équations du modèle ne représentent pas la complexité des

opérations de gestion multi-objectifs. Ceci est illustré par l'exemple du réservoir "Itoïz" (2677), qui présente un cycle annuel observé (en bleu) avec de nombreuses fluctuations au cours de l'année et un régime bimodal, ces deux éléments sont liés à son deuxième objectif d'exploitation, l'hydroélectricité. Bien que pour ce réservoir, ce type de gestion ne soit pas reproduit par DROP, le score KGE est néanmoins amélioré et passe de -0.51 avec CTRIP à 0.11 avec CTRIP-DROP. Les réservoirs marqués en rouge, qui sont moins bien modélisés après intégration de DROP dans CTRIP, sont d'ailleurs essentiellement des réservoirs multi-objectifs et ont déjà été identifiés dans la version autonome du modèle.

La figure 4.19 représente le même type de résultats dans le cas, cette fois, de 104 réservoirs non destinés à l'irrigation. Le cycle annuel moyen des débits est tracé pour deux exemples de réservoirs, l'un exploité pour la production hydroélectrique, l'autre pour l'approvisionnement en eau. Le code couleur est maintenu le même pour la présentation des scores KGE dans le panneau central et pour les cycles annuels pour distinguer les débits simulés de l'observation.

Comme prévu, l'amélioration en termes de scores KGE est moins marquée que pour les réservoirs d'irrigation, mais le modèle est tout de même capable de restituer la baisse du débit moyen annuel et la réduction de la variabilité intra-annuelle des écoulements.

L'analyse des résultats est élargie et s'effectue plus exhaustivement sur la dynamique fluviale intégrale de chaque bassin en évaluant la représentation des débits journaliers sur 1024 stations réparties dans la péninsule ibérique. Le panneau (a) de la figure 4.20 montre la distribution cumulative des scores KGE pour les deux configurations du modèle de routage, avec et sans prise en compte des barrages réservoirs (en rouge et orange respectivement). Le panneau (b) affiche la distribution spatiale des différences d'efficacité sur toutes les stations considérées.

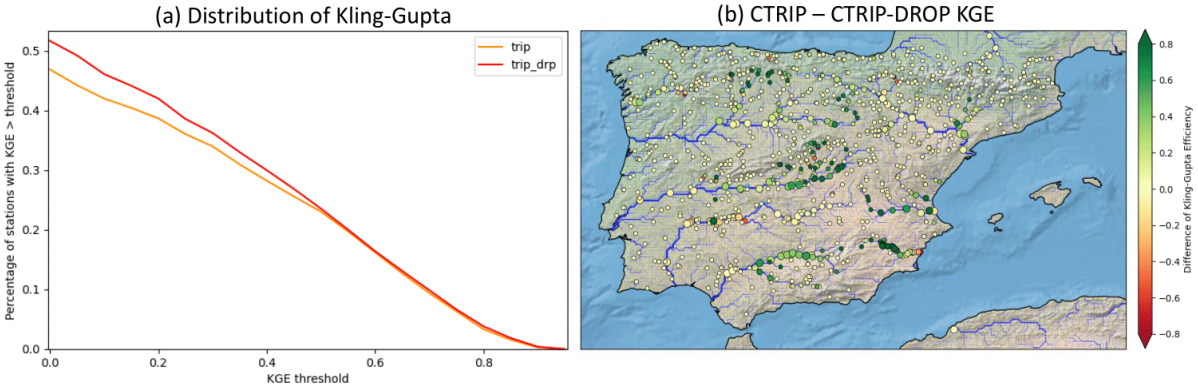

Figure 4.20 – (a) Les distributions cumulées d'efficience (KGE) journaliers des débits simulés par CTRIP (en orange) et CTRIP-DROP (en rouge) et (b) les différences d'efficiences entre les deux modèles pour l'ensemble des 1024 stations.

Globalement, la représentation des écoulements de rivière est améliorée dans les bassins. Cette amélioration est d'autant plus marquée en amont des bassins et à proximité des réservoirs d'irrigation. Les améliorations proviennent essentiellement de la reproduction du déphasage saisonnier des écoulements qui est induit par leurs règles de gestion caractéristiques.

Il convient toutefois de noter que, pour un grand nombre de bassins, les scores KGE de CTRIP-DROP se dégradent sur le linéaire des rivières, de l'amont vers l'aval. Cette détérioration est principalement due à la non prise en compte des prélèvements d'eau, ce qui induit des biais positifs en aval.

Le bassin du fleuve Segura est pris comme exemple pour illustrer ce constat. La figure 4.21 montre une vue d'ensemble du réseau fluvial du bassin tel qu'il est représenté dans CTRIP (au 12me de degré) et fait apparaître des scores KGE décroissants le long du tracé de la rivière avec à l'éxutoire des indices inférieurs à la configuration naturelle de CTRIP. Le cycle annuel moyen du débit de la rivière est tracé au niveau de trois stations de mesure réparties entre l'amont et l'aval pour comparer les simulations aux observations.

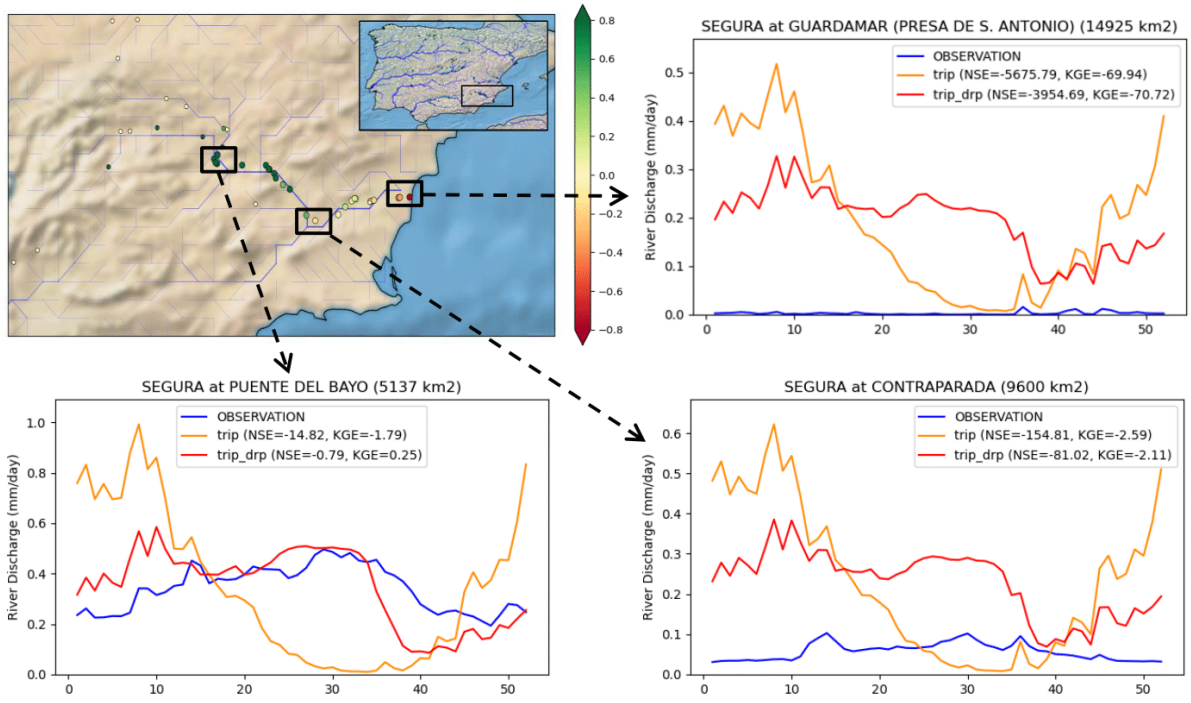

Figure 4.21 – Aperçu sur le bassin du Segura présentant des scores KGE dégressifs de l'amont vers l'aval, avec les tracés du cycle annuel des débits relevés dans trois stations différentes le long de la rivière : en orange ce qui est simulé par CTRIP, en rouge avec CTRIP-DROP et en bleu les observations réelles.

La station 'Puente del Bayo', située en amont du bassin, montre une forte amélioration du KGE grâce à DROP qui prend en compte la représentation des lâchers de réservoirs d'irrigation se trouvant plus en amont. Toutefois, pour les deux autres stations, les observations (en bleu) montrent un rabattement progressif des débits dû aux prélèvements effectués le long du bassin. Ce manque de représentativité de CTRIP-DROP affecte sa performance, car il maintient des débits élevés (en rouge) jusqu'à l'exutoire, introduisant inévitablement un biais et une réduction de la corrélation avec les débits observés. La modélisation des prélèvements est donc un aspect essentiel pour dresser un bilan complet des écoulements dans les bassins anthropisées. Le couplage avec le modèle d'irrigation de ISBA permettrait de corriger ces erreurs.

Enfin, le critère Normalized Information Contribution [NIC, Kumar et al., 2009] montre des valeurs significativement positives (NIC>0.02) pour 80% des stations (Figure 4.22), indiquant ainsi une contribution

globalement positive du modèle DROP dans la représentation des débits fluviaux modélisés par CTRIP, et ce au niveau des bassins fluviaux de la Péninsule Ibérique.

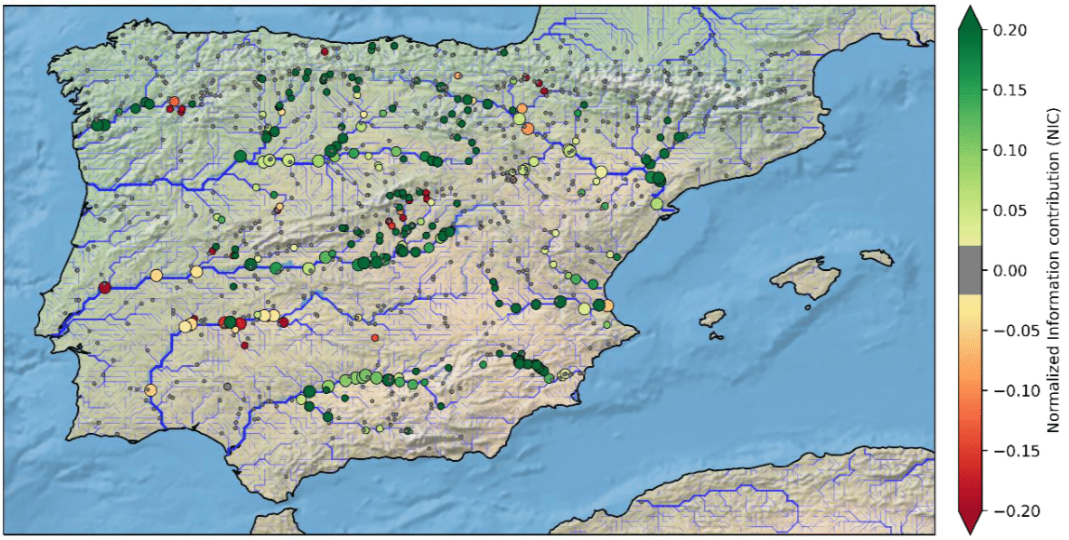

Figure 4.22 – Distribution des scores de la Normalised Information Contribution (NIC) qui représentent les améliorations apportées à CTRIP par le modèle DROP, au niveau des 1024 stations.

Notre étude sert de validation régionale du modèle CTRIP-DROP et confirme l'intérêt de prendre en compte la représentation des barrages-réservoirs dans les modèles de routage et les systèmes hydrologiques à grande échelle pour une représentation plus correcte des écoulements des eaux de surface au sein des continents.

4.4 Discussions

Que le modèle de réservoir DROP soit considéré dans sa configuration isolée ou lorsqu'il est intégré dans CTRIP, les lâchers et les volumes simulés sont affectés par de nombreuses incertitudes liées aux entrées du modèle et au schéma de calcul.

Dans les résultats présentés dans la section 4.2, malgré que la représentation des écoulements en rivière ait été améliorée pour la majorité des réservoirs, pour certains les scores de performance sont nettement inférieurs à la simulation de base, et ce indépendamment de la version du modèle considérée.

Le code de calcul générique du modèle DROP implique inévitablement une simplification en termes de calcul des lâchers, et présente ainsi des incertitudes significatives dans la représentation des réservoirs dont l'objectif principal n'est pas le soutien à l'irrigation, notamment pour ceux à grande capacité relative où le lâcher est simulé comme étant constant sur l'année. Ceci est le cas, par exemple, des réservoirs situés en aval du bassin du Guadalquivir, dont les scores de performance sont sans surprise très bas, d'autant plus qu'ils ont une grande capacité relative.

Par ailleurs, seul l'objectif principal du réservoir est pris en compte, et les lâchers des réservoirs multi-objectif ne sont donc pas entièrement représentés car leurs règles de gestion sont plus complexes à

décrire.

De même, DROP ne parvient pas à reproduire le déphasage saisonnier des débits à la sortie des barrages pour lesquels le soutien à l'irrigation est un objectif d'exploitation secondaire. C'est par exemple le cas du réservoir "Los Bermejales", un réservoir multi-objectif dans le sud de l'Espagne situé en amont du bassin fluvial du Guadalquivir qui est principalement utilisé pour l'approvisionnement en eau mais sert également à satisfaire les demandes en irrigation (figure 4.23).

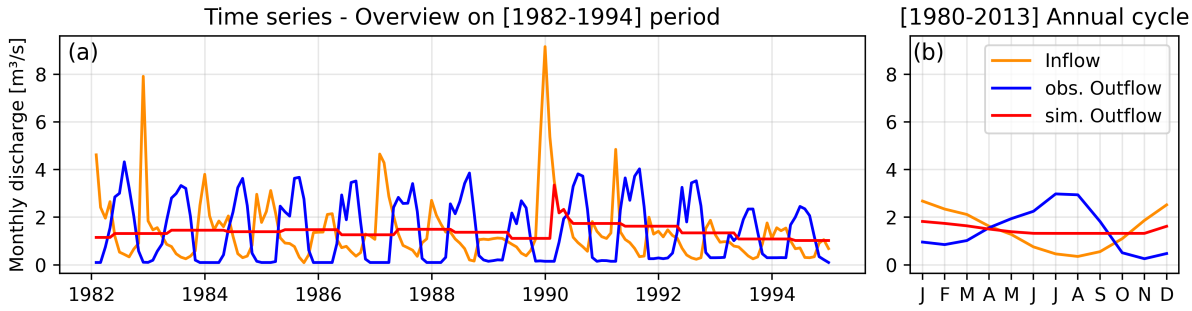

Figure 4.23 – Exemple de séries temporelles (a) et de moyennes mensuelles (b) des lâchers simulés (en rouge) du réservoir "Los Bermejales", un réservoir multi-objectif utilisé principalement pour l'approvisionnement en eau et qui fonctionne également pour répondre aux demandes en eau d'irrigation. Le modèle de réservoir n'a pas réussi à reproduire les lâchers d'irrigation observés (en bleu) car il ne tient pas compte des objectifs secondaires.

En réalité, 11 des 215 réservoirs simulés sont des réservoirs hydroélectriques ou d'approvisionnement en eau qui ont pour objectif secondaire l'irrigation, la moitié de ces réservoirs ont une grande capacité relative (c>=0.5) et le modèle DROP prévoit un lâcher constant et ne parvient donc pas à reproduire le déphasage saisonnier.

De plus, le modèle calcule les lâchers indépendamment sur chaque réservoir. Les opérations des réservoirs en cascade, qui sont parfois coordonnées entre elles, n'est donc pas représentée. Des études plus spécifiques sur les réservoirs multi-objectifs Wang et al. [2019], Wu, Chen [2012] et les systèmes multi-réservoirs ont été menées Chang et al. [2014], Rougé et al. [2021b], Tan et al. [2017], mais elles restent toutes complexes et sont spécifiques aux réservoirs étudiés. Ces méthodes n'ont été évaluées qu'à l'échelle locale et sont très difficiles à étendre à l'échelle globale car elles nécessitent une quantité importante de données d'entrée observées et exigent une connaissance détaillée des règles de fonctionnement.

En ce qui concerne la représentation des rejets des réservoirs de non-irrigation plus généralement, le modèle reste très simpliste puisque la politique de rejet n'est pas pilotée par des processus physiques. En fait, les règles d'exploitation de ces types de réservoirs font intervenir des facteurs socio-économiques et politiques complexes qui sont différents dans chaque pays. La simulation d'autres objectifs de gestion est principalement basée sur des algorithmes d'optimisation, comme c'est le cas pour les lâchers de barrages hydroélectriques par exemple, où les fonctions objectives sont orientées vers l'économie (c'est-à-dire maximiser la production d'énergie) ; Chong et al. [2021], Feng et al. [2017], Moeini et al. [2011]. Ces méthodes restent très spécifiques aux réservoirs et sont actuellement jugées trop complexes pour être applicables à grande échelle.

Le modèle fournit une performance relativement bonne dans la représentation des opérations de réservoir d'irrigation en raison de son approche physique qui lie les libérations d'eau aux demandes en eau des cultures. Cependant, il convient de noter certaines simplifications qui pourraient être améliorées à l'avenir. L'estimation de la demande en eau d'irrigation est basée sur le modèle d'irrigation dans le modèle de surface ISBA, qui a ses propres limitations [Druel et al., 2022]. De plus, dans le modèle DROP, les demandes en eau pour chaque réservoir d'irrigation sont réduites à la prise en compte des pixels qui sont en aval du réservoir à une distance maximale donnée $\mathrm{d}_{\mathrm{max}}$. Cela crée des incohérences car la demande en eau n'est pas liée à la capacité de stockage d'eau du réservoir, ce qui conduit pour certains réservoirs à des demandes en eau beaucoup plus élevées par rapport à l'approvisionnement en eau. De plus, ici, il n'y a pas de règle de proportionnalité établie entre les réservoirs ayant des cellules de grille d'irrigation communes. Ils sont enregistrés sur plusieurs réservoirs lorsque leurs zones de commande se chevauchent car le modèle fonctionne sur chaque réservoir indépendamment. Les pixels partagés sont par conséquent comptés de manière répétée et cela conduit à surestimer les demandes en eau au niveau de chaque réservoir.

Zhou et al. [2021b] a suggéré un moyen efficace de surmonter ce problème en définissant un réseau d'adduction à moindre coût, basé sur Portoghese et al. [2013] et Neverre et al. [2016], pour connecter chaque cellule de grille d'irrigation à un point de prélèvement unique, soit une rivière ou un réservoir, en utilisant les informations topographiques, la distance et les zones en amont des points de prélèvement de la rivière. Cette approche a l'avantage de prendre en compte non seulement les cellules de grille en aval, mais aussi toutes celles qui les entourent. Plus important encore, elle garantit que les zones de commande des réservoirs ne se chevauchent plus et que chaque pixel de demande d'irrigation n'est comptabilisé qu'une seule fois. La méthode est implémentée dans le modèle de routage d'ORCHIDEE [ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms ; Nguyen-Quang et al., 2018] et peut être facilement mise en œuvre dans le modèle de routage CTRIP. Il est également intéressant à ce stade de prendre en compte toutes les sources possibles de prélèvements d'eau, notamment les eaux souterraines, les canaux, mais aussi les prélèvements effectués directement sur le stockage des réservoirs, afin d'avoir une représentation plus réaliste des lâchers des réservoirs.

Par ailleurs, les hypothèses de configuration du modèle introduisent également des erreurs dans les calculs, notamment la valeur initiale du stock d'eau et le biais qu'elle introduit tout au long de la simulation, tel qu'il a été expliqué dans la sous-section 4.2.1.

Un autre aspect qui n'est pas explicitement simulé dans le modèle est le prélèvement d'eau. Dans la configuration stand-alone du modèle, les prélèvements sont pris en compte indirectement puisque le débit entrant est reconstitué à partir des observations à l'entrée de chaque réservoir. Cependant, lorsque le modèle DROP est implémenté dans CTRIP, ces flux correspondent désormais aux débits des rivières simulées par le modèle de routage. La non-représentation des prélèvements d'eau entraîne une dégradation des indices de performance sur le linéaire du fleuve due à la propagation de cette erreur, cette anomalie a été constaté dans les simulations de CTRIP-DROP (figure 4.21). Le couplage entre ISBA et CTRIP permettrait de relier les lâchers d'eau simulés par DROP aux besoins d'irrigation des cultures dans le module d'irrigation [Druel et al., 2022] et ainsi représenter les prélèvements d'eau en rivière aussi bien

que ceux effectués directement dans les réservoirs.

Il existe également des limitations liées au modèle intégré CTRIP-DROP, dans la mesure où la date de construction des réservoirs et la date éventuelle de destruction ne sont pas prises en compte par CTRIP. Le débit des rivières avant et après construction est fortement modifié et cette hypothèse pourrait générer des erreurs le long de quelques bassins puisque tous les réservoirs sont simulés simultanément le long des rivières. Dans notre cas, puisque la période de simulation commence en 1979, la majorité des barrages ont déjà été construits et par conséquent aucune erreur de ce type n'est relevée (figure 4.3).

4.5 Conclusions

Dans ce chapitre, le modèle de réservoir DROP, initialement reconstruit sur la base du schéma de Hanasaki et al. [2006] avec une paramétrisation généralisée, est dans un premier temps exécuté dans une configuration isolée afin d'évaluer ses performances dans la représentation des lâchers de réservoirs en Espagne. En utilisant une première paramétrisation par défaut, le modèle a été évalué sur un total de 215 réservoirs pour lesquels les observations de lâchers et de volumes d'eau sont disponibles sur une période globale allant de 1979 à 2014. De manière générale, les résultats révèlent la contribution positive du modèle dans la représentation du cycle saisonnier de la variation du débit et du volume, en particulier pour les réservoirs d'irrigation à grande capacité de stockage. En effet, le modèle parvient à reproduire le décalage saisonnier entre les débits entrants et les lâchers, améliorant la représentation mensuelle de l'écoulement fluvial (taux d'amélioration de C_{2M}) de 123% en médiane avec la version $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$. Les résultats de la section 4.2.1 fournissent d'ailleurs une validation supplémentaire de la formulation de Hanasaki et al. [2006] sur 215 réservoirs en Espagne.

Le schéma de calcul de $\mathrm{DROP}_{\mathrm{retro,M}}$. présente néanmoins des limitations quant à son implémentation dans des modèles hydrologiques couplés. La version $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ a ainsi été développée en intégrant des ajustements au niveau du schéma de calcul, devenu prospectif, et de la résolution temporelle du calcul, qui est passée du mensuel à l'hebdomadaire. $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ a été évalué sur les mêmes 215 réservoirs espagnols en utilisant le même paramétrage par défaut et a présenté des scores de performance meilleurs en termes de C_{2M} et de corrélation des débits. On note en médiane une amélioration de 64% des écoulements fluviaux hebdomadaires à l'aval de ces réservoirs, contre 41% seulement avec l'ancienne version. En termes de corrélation, $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ est plus performant que la version initiale des débits sur la quasi totalité des réservoirs, avec un gain relatif de 14% en médiane.

En termes de représentation des volumes des réservoirs, le modèle DROP reproduit assez bien les variations de volume des réservoirs d'irrigation qui sont alignées avec les observations ; le coefficient de corrélation atteint 0.74 en médiane pour cette catégorie de réservoirs. Cependant, un biais subsiste entre les volumes simulés et observés, et ceci est dû aux hypothèses d'initialisation du modèle. Par ailleurs, aucune différence significative n'est observée dans la représentation des volumes entre l'ancienne et la nouvelle version du modèle.

Compte tenu des résultats positifs obtenus avec le modèle DROP et notamment avec le schéma de calcul prospectif hebdomadaire, l'approche du modèle a été validée et cette version a été implémentée

dans le modèle global de routage rivière, CTRIP et une évaluation a été menée sur les débits de rivières des bassins fluviaux de la péninsule ibérique sur la période [1979-2014]. Dans l'ensemble, les indices NIC montrent une contribution globalement positive du modèle DROP dans la représentation des débits fluviaux modélisés par CTRIP, avec une amélioration significative dans 80% des 1024 stations évaluées. Il convient toutefois de noter que les scores se dégradent sur le linéaire des rivières en raison de la non prise en compte des prélèvements d'eau.

Si l'Espagne représente un cas d'étude idéalisé en termes de disponibilité d'observations in situ, diverses données de télédétection permettront d'évaluer le modèle sur tout autre bassin fluvial du globe, y compris les bassins non jaugés, puisque le modèle DROP s'appuie uniquement sur la base de données des réservoirs GRanD (qui est globale). La mission altimétrique SWOT fournira les données nécessaires pour améliorer les estimations de stock et de débit des rivières et des réservoirs à l'échelle globale. Avant d'étendre le modèle DROP à d'autres régions, il est nécessaire de bien analyser le fonctionnement des paramètres du modèle et d'identifier ceux qui ont le plus d'influence sur le calcul des lâchers et sur la représentation des volumes.

L'ensemble des éléments mentionnés ci-dessus justifie la nécessité de mener deux étapes essentielles vers une application globale du modèle : d'une part, réaliser une analyse de sensibilité exhaustive sur les paramètres du modèle et d'autre part, évaluer la contribution des futures observations altimétriques SWOT sur leur caractérisation.

Chapitre 5

En vue de l'application globale : Analyse de sensibilité des paramètres de DROP et Apport des données SWOT sur leur caractérisation

Sommaire

5.1 Analyse de sensibilité des paramètres . . . 92
5.1.1 Méthodologie . . . 93
5.1.2 Implémentation de l'analyse de sensibilité . . . 94
5.1.3 Résultats . . . 95
5.1.4 Discussions . . . 102
5.2 Calibration des paramètres du modèle sur l'Espagne à partir des observations In-situ 104
5.2.1 Implémentation du schéma de calibration . . . 104
5.2.2 Calibration sur les débits . . . 105
5.2.3 Calibration sur les anomalies de volumes . . . 109
5.2.4 Bilan et conclusions . . . 112
5.3 Apport des données SWOT sur la caractérisation des paramètres du modèle DROP . 113
5.3.1 Reconstruction des anomalies de volume des réservoirs en Espagne à partir de données in-situ en intégrant une estimation des erreurs de mesure SWOT . . . 116
5.3.2 Configuration expérimentale . . . 120
5.3.3 Résultats . . . 122
5.3.4 Discussions . . . 133
5.4 Bilan et perspectives . . . 134

Dans le chapitre précédent, l'approche du modèle DROP, utilisé à la fois dans sa configuration stand-alone et dans celle couplée à CTRIP, a été évaluée et validée sur les bassins de l'Espagne à partir d'observations in-situ des lâchers et des volumes de stockage. Étant donné que le modèle DROP s'appuie uniquement sur la base de données de réservoirs GRanD, qui est globale, le modèle peut être évalué sur toute autre région où des observations in situ ou satellitaires sont disponibles. À cet égard, la mission spatiale SWOT (Surface Water and Ocean Topography), lancée le 16 décembre 2022, fournira pour la première fois des mesures de l'élévations des surfaces en eau sur les continents et les océans. En particulier, SWOT permettra une observation globale de la dynamique temporelle et spatiale des rivières de plus de 100 m de large et des étendues d'eau d'une surface supérieure à 250 m x 250 m, avec une précision de l'ordre de

10 cm sur l'élévation des eaux.

En vue d'une extension de DROP à l'échelle globale, une compréhension complète de la sensibilité du modèle aux paramètres est cruciale pour une bonne maîtrise de son fonctionnement et dans le but de simplifier la caractérisation des paramètres et d'éviter une sur-paramétrisation du modèle. Pour cela, une analyse de sensibilité exhaustive basée sur les indices de Sobol [Sobol, 1993] est menée sur les paramètres de DROP et sera présentée dans la section 5.1.
Le second volet de ce chapitre est consacré à la calibration des paramètres du modèle DROP et à l'apport des données spatiales pour leur caractérisation. Une première calibration est effectuée sur les réservoirs d'Espagne en utilisant les mesures in-situ et elle sera abordée dans la section 5.2 . Les résultats obtenus constitueront une base de référence pour évaluer l'apport des produits altimétriques SWOT dans la caractérisation des paramètres et ce, en se basant sur la représentation des volumes. Ces éléments seront présentés dans la section 5.3.

Le modèle est étudié au long de ce chapitre dans sa configuration stand-alone, afin d'éviter les éventuelles erreurs cumulatives ou compensatrices provenant de CTRIP. De plus, l'Espagne est maintenue comme zone d'étude, car des observations in situ sont déjà disponibles sur les lâchers et les volumes de stockage, données à partir desquelles les produits SWOT peuvent être simulés, les observations réelles n'étant pas encore disponibles.

5.1 Analyse de sensibilité des paramètres

Un grand nombre d'études sont disponibles dans la littérature portant sur l'analyse de sensibilité de divers modèles, dans différents domaines scientifiques, comme en apprentissage automatique [Zouhri et al., 2022, par exemple,] ou en génie civil [Zamanian et al., 2021, par exemple,], etc. Pianosi et al. [2016] ont fourni une classification des méthodes d'analyse de sensibilité utilisées dans les sciences environnementales et de leurs avantages.

Une analyse de sensibilité complète, telle que fournie par des méthodes globales telles que les indices de Sobol, est essentielle pour une compréhension précise d'un modèle [Saltelli, 2013, Saltelli et al., 2008]. Elle peut aider à améliorer l'efficacité de la calibration des paramètres et éviter la surparamétrisation [par exemple, Shin, Jung, 2022, Tang et al., 2007a,b]. C'est également un outil efficace pour mieux comprendre la structure du modèle [Saltelli et al., 2008], ses incertitudes [par exemple, Pheulpin et al., 2022] et les processus dominants dans diverses conditions [par exemple, Huang et al., 2021, Zhang et al., 2013]. Si la compréhension et la quantification des incertitudes sont nécessaires pour la modélisation hydrologique, il est également particulièrement critique de pondérer efficacement les observations et les états du modèle dans les techniques d'assimilation de données [Abdolghafoorian, Farhadi, 2016, Liu, Gupta, 2007]. Enfin, pour une extension potentielle à l'échelle globale, dans laquelle les paramètres du modèle ne peuvent pas être calibrés et validés à l'aide d'observations (qui n'existent pas ou ne sont pas accessibles dans la plupart des réservoirs du monde), une compréhension complète de la sensibilité du modèle aux paramètres est cruciale, surtout lorsque les modèles sont utilisés comme outils d'aide à la décision [Herrera et al., 2022].

Quelques tests de sensibilité sur le schéma de Hanasaki peuvent être trouvés dans la littérature [par exemple, Hanasaki et al., 2006, Shin et al., 2019], mais tous se sont concentrés uniquement sur un ou deux paramètres supposés être les plus sensibles, ce qui peut ne pas être suffisant pour une compréhension approfondie de l'impact des incertitudes des paramètres [Saltelli, Annoni, 2010]. À notre connaissance, aucune analyse de sensibilité complète n'a encore été réalisée sur ce modèle.

L'objectif de cette section est de fournir une compréhension globale de la façon dont les incertitudes de chacun des paramètres du modèle affectent la précision globale de ses prédictions. À cet égard, une analyse de sensibilité exhaustive basée sur les indices de Sobol [Sobol, 1993] est établie afin de quantifier l'influence de chaque paramètre et de révéler les types d'influence que chacun d'eux détient en dissociant les effets individuels des éventuelles intéractions.

L'avantage que représente l'analyse de sensibilité sur la configuration isolée de DROP, à la différence des études précédentes sur le schéma de Hanasaki et al. [2006], est qu'elle écarte les incertitudes liées aux différentes composantes du bilan d'eau, ce qui permet d'analyser les incertitudes propres au modèle et sa capacité à lui seul de reproduire le comportement du réservoir, en dehors des incertitudes supplémentaires ou des compensations potentielles entre les composantes du bilan hydrique et les paramètres du modèle. $\mathrm{DROP}_{\mathrm{pro},W}$ est la version du modèle retenue pour l'analyse de sensibilité.

5.1.1 Méthodologie

La méthode d'analyse de sensibilité de Sobol [Sobol, 1993] a été largement utilisée dans les modèles hydrologiques afin d'identifier les paramètres qui contribuent le plus à l'incertitude des résultats du modèle. Il s'agit d'une approche globale basée sur la variance où, pour une variable d'intérêt choisie Y, la variance totale est décomposée en fractions attribuées à chaque entrée individuelle ainsi qu'aux interactions entre elles. Si $Y = f(X)$ est une métrique qui décrit la qualité d'ajustement du modèle avec X représentant l'ensemble des paramètres $X_1, X_2, ...X_p$ de taille p, la variance totale de Y, notée $D(Y)$, se décompose comme suit (Zhang et al. [2013]) :

$$D(Y) = \sum_{i} D_i + \sum_{i<j} D_{ij} + \sum_{i<j<k} D_{ijk} + ... + D_{12..p} \tag{5.1}$$

avec D_i l'amplitude de variance due à un paramètre X_i seul, D_{ij} l'amplitude de variance résultant de l'interaction entre les paramètres X_i,X_j, et ainsi de suite. L'équation 5.1 est connue sous le nom de décomposition de Hoeffding [Hoeffding, 1948].

Les indices de sensibilité, appelés indices de Sobol's, sont calculés comme des rapports entre les variances des composantes et la variance totale afin de mesurer la contribution unique de chaque paramètre et de chaque interaction de paramètres. L'indice Sobol de premier ordre, $S1$, saisit la sensibilité de Y à chaque paramètre d'entrée X_i pris isolément. Le deuxième indice, $S2$, et les indices d'ordre supérieur décrivent la contribution des interactions multiples entre les paramètres. Un modèle avec p paramètres nécessite l'évaluation de $2^p - 1$ indices, ce qui devient très rapidement un défi informatique pour des valeurs élevées de p. L'indice d'ordre total, ST, mesure l'influence totale d'un paramètre en incluant toute la variance causée par ses interactions avec le reste des paramètres, tous ordres confondus.

Les formules de mesure de sensibilité de Sobol's du premier, second et d'ordre total sont :

$$S1_i = \frac{D_i}{D} \tag{5.2}$$

$$S2_{ij} = \frac{D_{ij}}{D} \tag{5.3}$$

$$ST_i = 1 - \frac{D_{\sim i}}{D} \tag{5.4}$$

avec $D_{\sim i}$ est la quantité de variance due à tous les paramètres sauf X_i.
L'échantillonnage des paramètres du modèle et l'estimation de l'indice Sobol sont ici réalisés à l'aide de la bibliothèque open-source Python SALib. [Herman, 2017]. Les échantillons de paramètres sont générés suivant des séquences quasi-aléatoires [Saltelli, 2002] afin de disperser les points d'échantillonnage aussi uniformément que possible dans l'espace des paramètres. Conformément au théorème, les différents ordres d'indices de Sobol sont estimés à partir d'un nombre total d'exécutions du modèle de $N \times (2 \times d + 2)$, où N et d sont respectivement la taille de l'échantillon et le nombre de paramètres. Le logiciel fournit également les intervalles de confiance des estimations de l'indice à un niveau de confiance de 95%.

5.1.2 Implémentation de l'analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité a été menée sur les 6 paramètres du modèle en utilisant le critère de performance C_{2M}, calculé sur les lâchers de réservoirs par la méthode de Sobol. En effet, il est particulièrement intéressant de conserver le critère C_{2M} dans le cadre de cette analyse car pour certains réservoirs, les valeurs du critère NSE étaient fortement négatives pour certaines simulations, cette métrique n'était donc pas adaptée à une méthode d'analyse de sensibilité basée sur la variance comme celle de Sobol. Le critère C_{2M} est retenu car il s'agit d'une version normalisée de NSE qui varie entre -1 et 1 et dont toutes les valeurs négatives sont bornées entre 0 et -1.
Les valeurs par défaut, les bornes et les distributions des paramètres sont répertoriées dans le tableau 5.1. Les distributions des paramètres ont toutes été considérées comme uniformes, à l'exception de la capacité relative pour laquelle la distribution est logarithmique afin de s'aligner à la distribution observée sur les réservoirs modélisés (Fig. 3.1).

Table 5.1 – Résumé des valeurs par défaut des paramètres du modèle DROP et des bornes et distributions retenues pour l'analyse de sensibilité.

Paramètre	Valeur par défaut	Valeur min.	Valeur max.	Distribution
α	0.85	0.6	0.95	Uniforme
D_{max} (km)	100	1	250	Uniforme
w_{start}(irrigation ;autre)	13 ;17	1	52	Uniforme Discrète
M	0,5	0	1	Uniforme
$c_{threshold}$	0.5	0.001	20	Logarithmique
b	2	0.5	5	Uniforme

Les bornes choisies pour le paramètre α couvrent un intervalle réaliste du taux de remplissage idéal des réservoirs. La loi de distribution et les bornes considérées pour le paramètre $c_{threshold}$ sont tirées de la distribution de la capacité relative des 215 réservoirs modélisés (Fig. 4.8). La limite inférieure de b est

fixée à 0.5, en dessous de laquelle le passage à l'état de contrôle de la demande d'un réservoir devient trop brusque dès que c dépasse $c_{threshold}$. La limite supérieure considérée pour b est 5, au-delà de laquelle la courbe de transition entre le comportement d'un réservoir à faible capacité relative et celui d'un réservoir à forte capacité relative devient inchangée, suite aux tests de sensibilité menés sur ce paramètre. Pour d_{max}, les limites inférieures et supérieures ont été fixées empiriquement, comme pour la valeur par défaut, afin qu'elles soient cohérentes avec la taille des bassins fluviaux de l'Espagne. La distribution de w_{start} suit une distribution uniforme discrète qui varie entre 1 et 52 pour les deux catégories de réservoirs. L'analyse de sensibilité a été effectuée sur chacun des 215 réservoirs séparément, en distinguant les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation puisque le nombre de paramètres impliqués dépend de l'objectif principal du réservoir (6 et 4, respectivement, car d_{max} et M ne sont considérés que dans les réservoirs d'irrigation).

En utilisant la méthode d'échantillonnage quasi-aléatoire de Saltelli [Saltelli et al., 2010a], une taille d'échantillon de 4,096 a été utilisée pour cette analyse dans chaque catégorie, ce qui a donné 4,096×(2×6+2)=57,344 et 4,096×(2×4+2)=40,960 passages de modèle pour chacun des 107 réservoirs d'irrigation et des 108 réservoirs de non-irrigation, respectivement. En comparant avec des tailles d'échantillon plus petites, les intervalles de confiance estimés par SALib montrent que les indices de Sobol ont convergé et que la taille d'échantillon choisie est suffisante pour représenter les résultats de manière fiable.

5.1.3 Résultats

La distribution des indices de Sobol de premier ordre pour chaque paramètre calculé dans chacun des 107 réservoirs d'irrigation et des 108 réservoirs de non-irrigation est illustrée dans la figure 5.1 par un diagramme en boîte.
De manière générale, il ressort de la figure 5.1 que le paramètre le plus influent est $c_{threshold}$. En effet, sur la base de la définition de $S1$, ~ 46% de la variance totale de C_{2M} est attribuée uniquement à $c_{threshold}$ au sein des réservoirs d'irrigation. Pour les réservoirs non irrigués, ce paramètre représente environ 78% de la variance de C_{2M}. Le paramètre M se classe au deuxième rang dans les réservoirs d'irrigation et représente à lui seul ~15% en médiane de toute la variance, suivi de d_{max} avec un indice S1 de 0.04. Le paramètre contrôlant la première semaine de l'année opérationnelle, w_{start}, a à lui seul très peu d'influence sur la variance globale du débit sortant C_{2M}, bien que l'effet soit légèrement plus perceptible dans les réservoirs non irrigués. Les paramètres α et b sont considérés comme les moins influents pour la plupart des réservoirs.
Pour mieux illustrer comment chaque paramètre impacte individuellement les sorties du modèle, le réservoir d'irrigation 'Cuerda del Pozo' (GRanD ID 2712 ; c=1.33) situé en amont du bassin du Duero est pris comme exemple. Compte tenu des résultats de l'analyse de sensibilité, une étape de criblage est rajoutée pour explorer le comportement des paramètres $c_{threshold}$, M et α séparément, le reste des paramètres étant fixés à leurs valeurs par défaut. Les moyennes mensuelles des débits hebdomadaires sortants sur la période de simulation 1980-2013 sont illustrées dans la figure 5.2.
En ce qui concerne le premier paramètre, et pour des valeurs de $c_{threshold}$ inférieures à la capacité relative du réservoir (inférieure à 1.33 pour le cas 'Cuerda del Pozo'), le réservoir est considéré comme ayant une capacité de stockage élevée et les lâchers hebdomadaires sont donc entièrement déterminés par la demande, ce qui entraîne l'apparition d'un lâcher saisonnier décalé du débit entrant et un pic de dé-

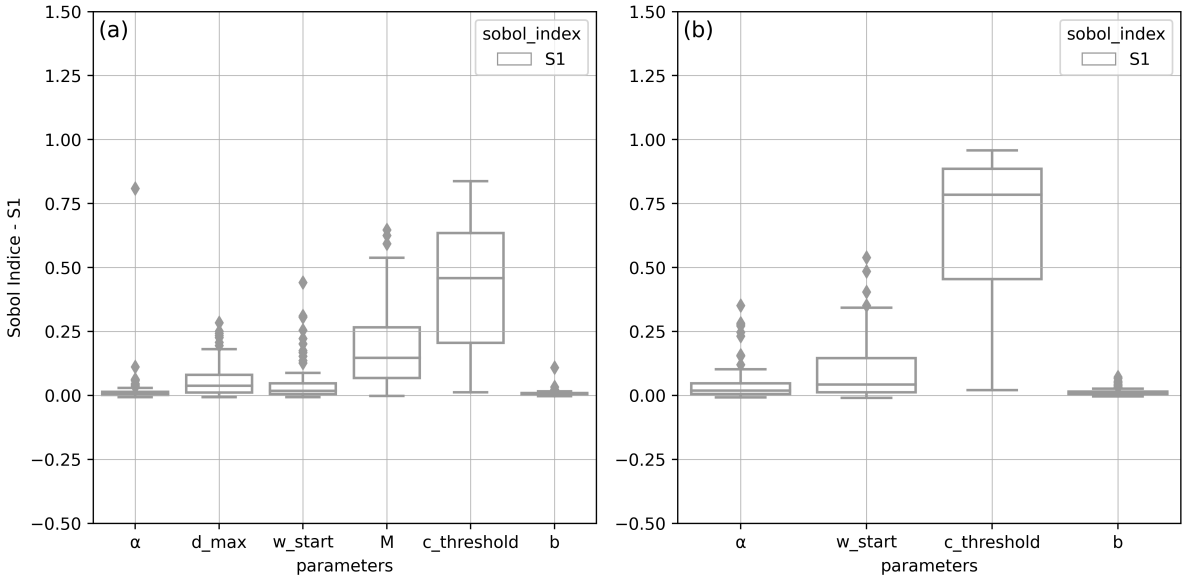

Figure 5.1 – Distribution des indices de Sobol de premier ordre (S1) sur les réservoirs modélisés pour chaque paramètre : (a) dans les réservoirs d'irrigation et (b) dans les réservoirs de non-irrigation.

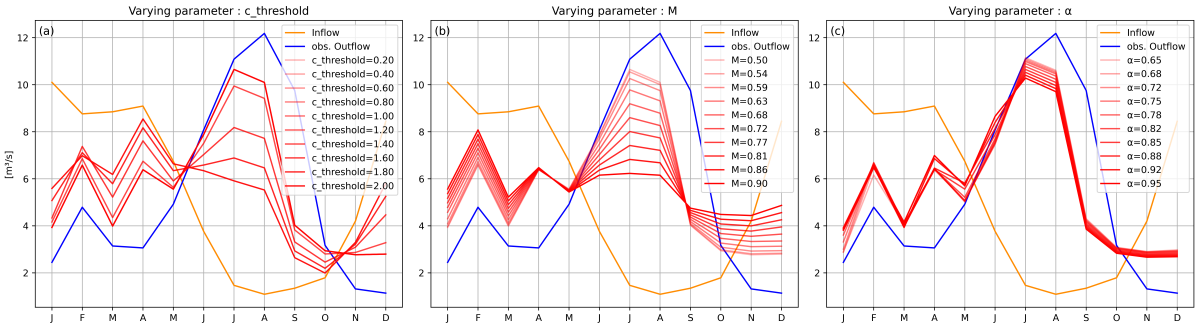

Figure 5.2 – Exemple de la sensibilité du schéma saisonnier des lâchers du réservoir 'Cuerda del Pozo' à trois des paramètres du modèle DROP : (a) $c_{threshold}$, (b) M et (c) α. Les autres paramètres sont fixés à leurs valeurs par défaut (voir tableau 5.1).

charge en juillet afin de répondre aux besoins d'irrigation. Inversement, lorsque $c_{threshold}$ est plus élevé, le barrage est considéré avoir une faible capacité de stockage, ce qui réduit l'effet tampon du réservoir et entraîne un alignement de plus en plus marqué de la courbe de lâcher simulée (en rouge) avec le cycle saisonnier du flux entrant (en orange), comme le montre la figure 5.2 (a). Le rôle tampon du réservoir est donc conditionné par la valeur du $c_{threshold}$.

L'influence de M sur le lâcher minimal est illustrée dans le panneau (b) de la figure 5.2. Plus la valeur de M est élevée, plus la portion du flux entrant moyen définie comme valeur minimale de lâcher est importante et plus petite est la part restante du volume d'eau disponible destinée à combler la demande de pointe en irrigation. Étant donné que le réservoir 'Cuerda del Pozo' est considéré avoir une capacité de stockage relativement importante (avec $c_{threshold}$ = 0.5 comme valeur par défaut) parmi les réservoirs considérés, le débit sortant suivra toujours la courbe saisonnière de la demande en eau, mais M influencera le pic de lâcher en prolongeant ou en aplatissant la courbe du débit sortant pour maintenir le niveau de lâcher minimum requis au long de l'année. Pour les barrages au fil de l'eau, M n'est pas un

paramètre important puisque le lâcher suit le débit entrant. d_{max} contrôle de la même manière la variation des débits sortants sur l'année, mais uniquement lorsque le ratio DPI est faible. Son impact reste limité au-delà du seuil (1-M), car la courbe de lâcher est fixée pour maintenir le débit sortant minimum requis.

Le paramètre α, en revanche, n'affecte pas le schéma moyen à long terme du débit de sortie. En effet, α n'intervient sur les lâchers qu'à l'échelle interannuelle, par l'intermédiaire de K_y, pour compenser l'excès ou le manque d'eau stockée d'une année sur l'autre, notamment lorsque les zones critiques de remplissage sont atteintes (réservoir en zone morte de stockage ou en cas de débordement) afin d'amener le niveau d'eau du réservoir à la courbe de remplissage idéale sur le long terme (figure 5.2 (c)). Sur le long terme, il peut permettre pour certains réservoirs de faire varier la quantité d'eau manoeuvrable, ce qui est noté par exemple dans le cas du réservoir 'Cuerda del Pozo', où les pics des lâchers en été sont légèrement plus élevés en réponse à la demande d'irrigation lorsque la valeur de α diminue, pour une même valeur de M. Les mêmes constats sont notés pour w_{start}, qui n'est pas représenté sur la figure 5.2.

Les paramètres $c_{threshold}$, α et w_{start} ont les mêmes effets sur les réservoirs non irrigués. L'influence de chacun de ces trois paramètres sur les débits moyens [1979-2013] du réservoir 'Alcantara II' (GRanD ID 2800) dans le bassin du Tage, dont la capacité relative est de 0.61 et qui est principalement exploité pour la production d'électricité, est illustrée à la Fig. 5.3. Pour ce réservoir spécifique, la période simulée comprend plusieurs années humides et à certaines périodes, les eaux ont franchi les déversoirs en hiver, ce qui explique l'alignement du débit sortant avec le débit entrant pendant cette saison.

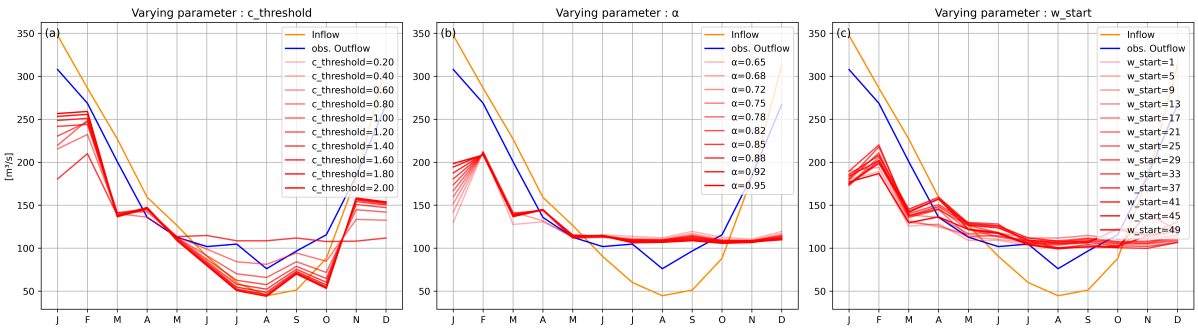

Figure 5.3 – Un exemple de la sensibilité du schéma saisonnier des lâchers du réservoir hydroélectrique 'Alcantara II' à trois des paramètres du modèle DROP : (a) $c_{threshold}$, (b) α et (c) w_{start}. Les autres paramètres sont fixés à leurs valeurs par défaut (voir tableau 5.1).

La distribution des indices de sensibilité totaux ST (en gris), ainsi que S1 (en blanc), de chaque paramètre sont présentés dans la figure 5.4.

Un écart significatif est observé entre les distributions des indices de premier ordre et d'ordre total. Ceci confirme l'effet non négligeable des interactions des paramètres sur la variance du débit en sortie, impliquant principalement $c_{threshold}$. En médiane, sur la base de la définition de ST, ~66% de la variance de C_{2M} dans les réservoirs d'irrigation, et ~90% dans les réservoirs de non-irrigation, sont attribués exclusivement à $c_{threshold}$ et à ses interactions avec les autres paramètres : il s'agit bien du paramètre le plus important du modèle DROP. En revanche, α et b se situent en médiane à des valeurs faibles, ce sont donc les paramètres les moins influents.

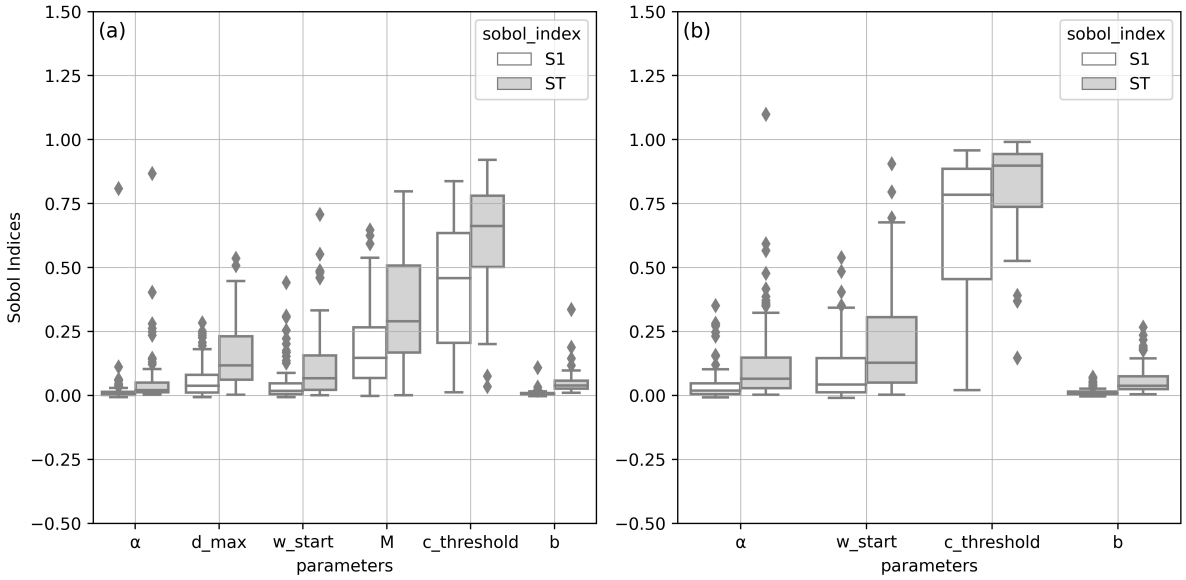

Figure 5.4 – Distribution des indices de Sobol de premier ordre (S1) et d'ordre total (ST) sur les réservoirs modélisés pour chaque paramètre : (a) dans les réservoirs d'irrigation et (b) dans les réservoirs de non-irrigation

La distribution des indices de Sobol de second ordre pour chaque couple de paramètres, les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation considérés séparément, est présentée dans les figures 5.5 et 5.6.

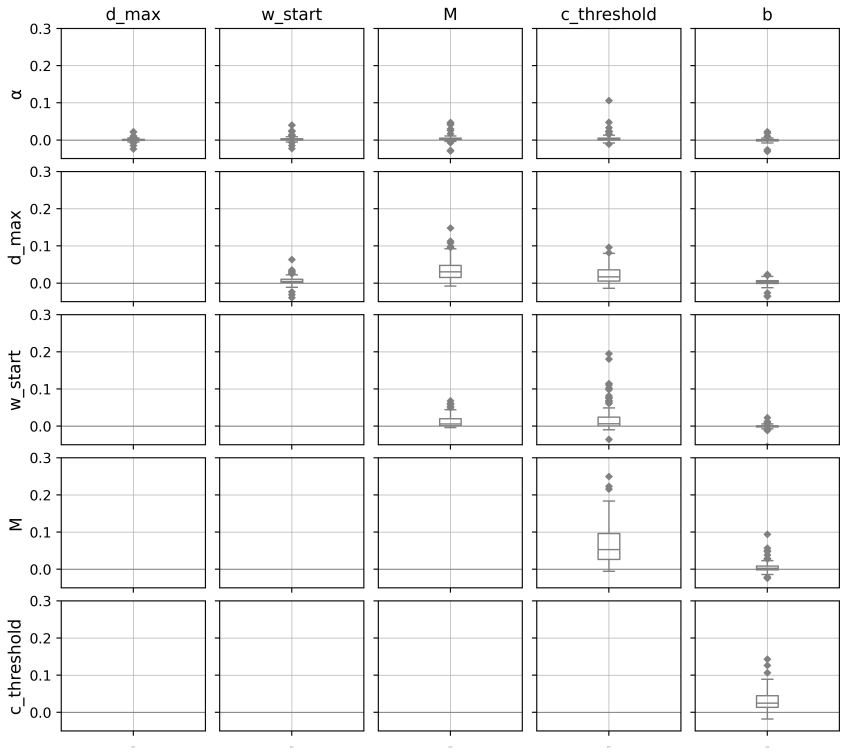

Figure 5.5 – Distribution des indices de Sobol de second ordre (S2) sur les réservoirs d'irrigation modélisés pour chaque couple de paramètres.

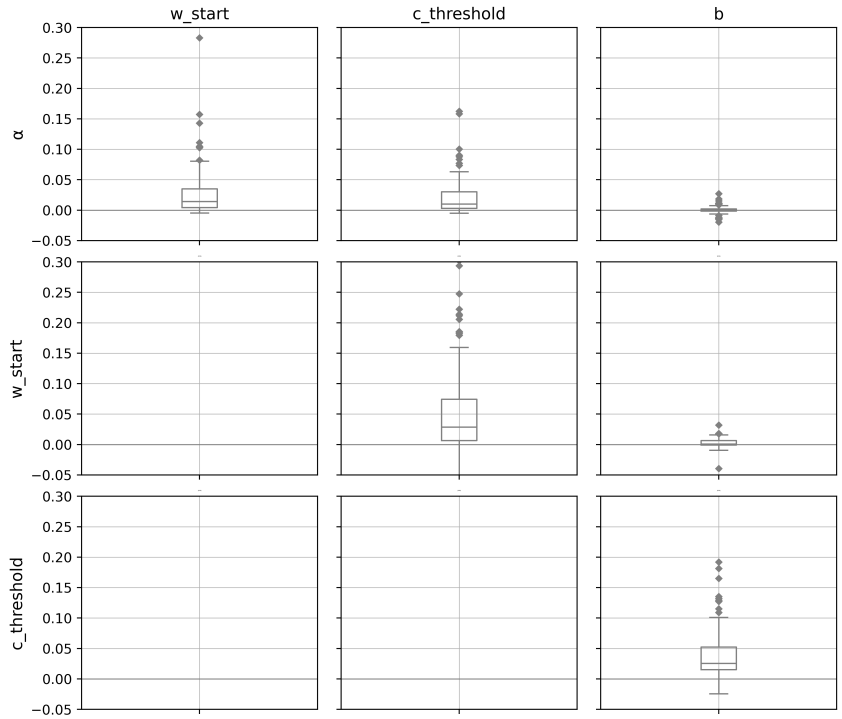

Figure 5.6 – Distribution des indices de Sobol de second ordre (S2) sur les réservoirs de non-irrigation modélisés pour chaque couple de paramètres.

Les résultats révèlent que le paramètre ayant globalement le plus d'interactions avec les autres paramètres est le $c_{threshold}$. Ceci est principalement dû à sa position à la fin du schéma de calcul où les rejets provisoires sont corrigés. Pour le reste des paramètres, l'interaction entre w_{start} et α est plus marquée dans les réservoirs non irrigués puisque le modèle est simpliste et que le débit sortant dépend principalement du coefficient annuel K_y qui est piloté à la fois par w_{start} et α.

Au niveau des réservoirs d'irrigation, les paramètres d_{max} et M interagissent car ils contrôlent la demande en eau d'irrigation et le volume d'eau du réservoir qui lui est alloué. Comme ils interviennent tous deux dans le bilan hydrique du réservoir, ils contrôlent conjointement le débit sortant. Le coefficient b n'interagit quant à lui qu'avec $c_{threshold}$ lors du calcul du ratio R de de rejet contrôlé par la demande. L'influence totale de b, résultant principalement de l'interaction avec $c_{threshold}$, ne s'observe que dans les réservoirs à faible capacité relative.

Étant donné que c est une caractéristique déterminante de chaque réservoir et qu'il intervient dans le calcul du débit sortant, les indices de Sobol de premier ordre et d'ordre total ont été réorganisés en fonction des valeurs c correspondant à leur réservoir, ici regroupées en 6 intervalles afin de simplifier la présentation des résultats et mieux identifier l'impact sur le classement des paramètres et leurs interactions (figure 5.7).

Pour de petites valeurs de c (inférieures à 0.01), $c_{threshold}$ est le seul paramètre ayant une influence significative. Le reste des paramètres présente une influence très limitée, qui est principalement liée à leur interaction avec $c_{threshold}$, notamment pour b, w_{start} et α. Leurs indices de Sobol de premier ordre sont quasi nuls.

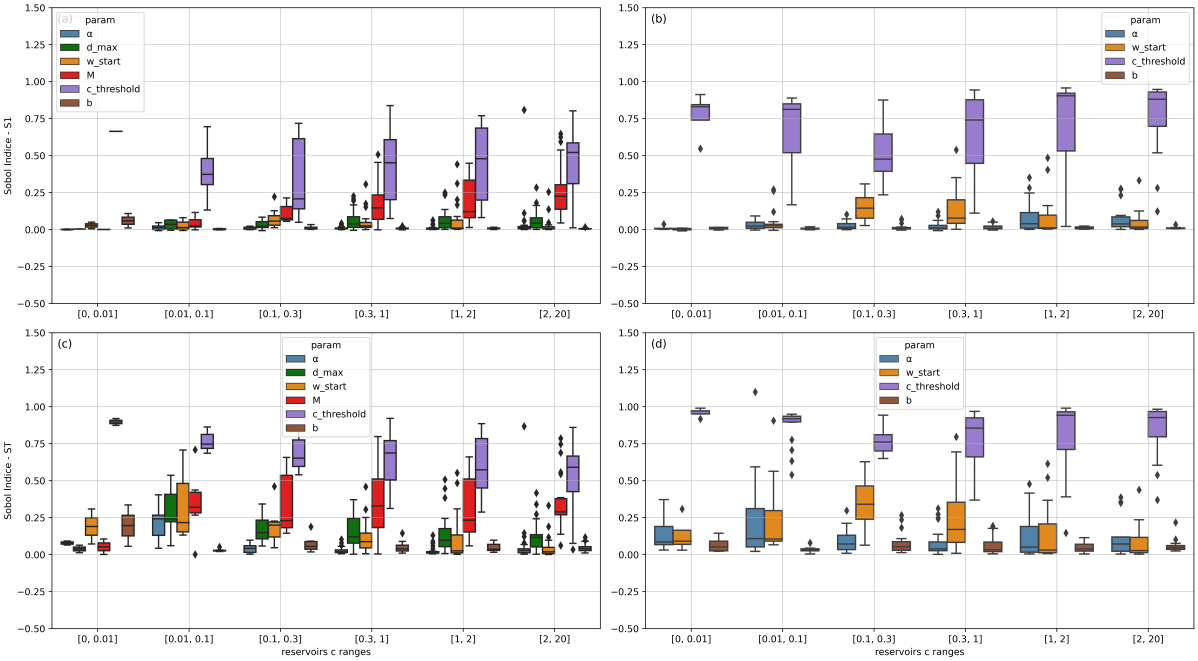

Figure 5.7 – Répartition des indices de Sobol de premier ordre ('S1') et d'ordre total ('ST') des paramètres en fonction de la capacité relative : (a),(c) dans les réservoirs d'irrigation et (b),(d) dans les réservoirs de non-irrigation.

Pour les réservoirs ayant une capacité de stockage moyenne ($0.01 \leqslant c \leqslant 1$), une part importante de la variance totale est due aux interactions entre les paramètres, à l'exception de b, car tous les indices de Sobol augmentent significativement de l'ordre premier au total. Ceci est encore plus visible lorsque $0.01 \leq c \leq 0.1$.

Au-delà d'une capacité relative de 0.3, le paramètre M dans les réservoirs d'irrigation prend de l'importance et augmente les interactions avec le $c_{threshold}$ lorsque c est plus grand. Pour les réservoirs de non-irrigation de la même catégorie, le $c_{threshold}$ prend de l'importance au fur et à mesure que la capacité de stockage augmente (moins d'épandage et $S1$ très élevé). Les autres paramètres perdent de leur importance relative.

Pour les valeurs de capacité relative très élevées, α et w_{start} sont presque sans importance, et plus particulièrement pour les réservoirs d'irrigation. Enfin, pour la quasi-totalité des réservoirs, tous objectifs combinés (exception faite de ceux à très faible capacité relative), le coefficient b n'a pratiquement aucune influence et peut donc être fixé à une valeur nominale.

En utilisant les indices de Sobol, la représentation de l'incertitude de la sortie du modèle est limitée à la variance uniquement, ce qui n'est pas entièrement représentatif de toutes les caractéristiques statistiques (ou moments) de la distribution du C_{2M}. L'utilisation de sa fonction de distribution fournit à la place une description complète de l'incertitude de la sortie du modèle. Ici, nous évaluons la sensibilité des paramètres en examinant leur influence sur la distribution entière du C_{2M} sans se référer à un moment spécifique de la sortie du modèle [méthodes des moments indépendants, Borgonovo, 2007, Chun et al., 2000]. Cette méthode est utilisée comme une étape de validation des conclusions générales obtenues avec la méthode de Sobol basée sur la variance. La déviation de la fonction de distribution C_{2M} causée par deux paramètres différents $c_{threshold}$ et α sur les réservoirs d'irrigation est illustrée à la Fig. 5.8. Ici, les mêmes échantillons générés pour le calcul de l'indice de Sobol ont été utilisés. Tout d'abord, la

PDF inconditionnelle du C_{2M} de la sortie du modèle est obtenue lorsque tous les paramètres d'entrée sont échantillonnés de manière aléatoire à partir de leurs distributions. Ensuite, pour chaque paramètre d'entrée, les PDF conditionnelles du C_{2M} sont calculées suivant différentes intervalles de valeurs de la distribution totale des paramètres : ici, cinq intervalles sont considérés. Pour chaque paramètre, le degré d'importance est proportionnel à l'amplitude de l'écart de la PDF conditionnelle par rapport à la PDF inconditionnelle.

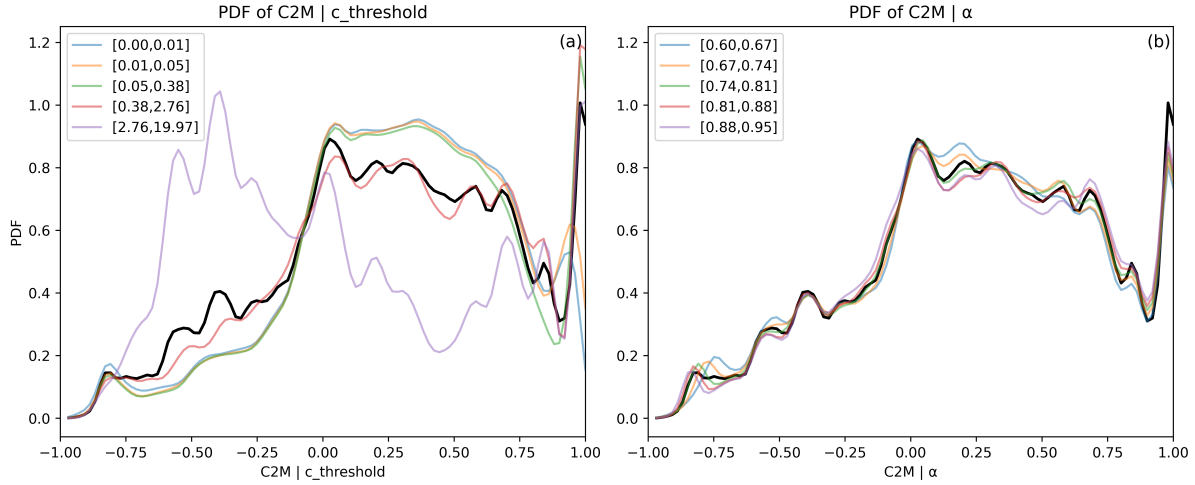

Figure 5.8 – Déviations de la fonction de distribution de probabilité (PDF) du C_{2M} en fonction des valeurs des intervalles de $c_{threshold}$ (a) et α (b), pour les réservoirs d'irrigation. Les PDF inconditionnelles des C_{2M} calculées sur les lâchers du modèle DROP, sont obtenues lorsque tous les paramètres d'entrée sont échantillonnés de manière aléatoire, et sont représentées en noir. Les PDF conditionnelles sont exposées en couleur en fonction de l'intervalle de valeurs des paramètres.

La grande dispersion des PDF conditionnelles (en couleur) montre la forte influence de $c_{threshold}$ sur les débits de sortie (Fig. 5.8 (a)). L'ensemble des PDF sont quasi alignées pour le paramètre α, et donc la valeur de ce paramètre a très peu d'importance sur la distribution du C_{2M} calculé sur les lâchers.

Des indicateurs de sensibilité basés sur la comparaison des distributions tels que "Kolmogorov", "Kuiper", "Delta" [Borgonovo, Plischke, 2016] ont été utilisés pour mesurer l'amplitude de déviation par rapport à la PDF inconditionnelle, et les résultats étaient cohérents avec les conclusions établies avec l'indice de Sobol. On note également que DROP a tendance à avoir des scores de performance très faibles pour des valeurs élevées de $c_{threshold}$ (supérieures à 2.76) où tous les réservoirs sont considérés comme étant au " fil de l'eau " et où les lâchers se rapprochent de l'alignement avec le débit entrant comme le montre la figure 5.8. Cette figure démontre indirectement l'apport du modèle de réservoir en termes d'amélioration de la représentation de l'écoulement fluvial dans les bassins anthropisés où l'amplitude et la dynamique saisonnière de l'écoulement sont significativement modifiées par les réservoirs de grande capacité de stockage, notamment ceux destinés à l'irrigation.

Il convient de noter que les résultats présentés ci-dessus et qui sont relatifs à la version $DROP_{pro,W}$ du modèle sont cohérents avec les résultats obtenus pour la version mensuelle rétrospective, qui ont fait l'objet de l'article Sadki et al. [2023] à présent accepté.

5.1.4 Discussions

L'analyse de sensibilité a révélé les paramètres les plus influents et ceux qui peuvent être fixés à l'aide de valeurs prédéfinies sans avoir d'impact sur la distribution de l'incertitude des sorties du modèle. Il est apparu que $c_{threshold}$ est le paramètre le plus influent dans la représentation des lâchers de réservoirs, et ce résultat est cohérent avec l'analyse de Shin et al. [2019] sur le rôle du ratio de rejet R lorsque $c_{threshold}$ est impliqué. En effet, l'étude précitée a montré l'apport positif de cette formulation sur le ratio R ($R = \alpha c$, c'est-à-dire, $c_{threshold} = 1/\alpha$) et son optimisation dans l'amélioration de la représentation des lâchers et la stabilisation du stockage de l'eau dans les réservoirs simulés, notamment ceux avec 0.21 $\leq c \leq$ 1.18 (les valeurs de c pour lesquelles $4c^2 = \alpha c$ et $c = 1/\alpha$, α étant fixé à 0.85).

Hanasaki et al. [2006] ont effectué un test de sensibilité sur le paramètre α pour une étude de cas d'un réservoir hydroélectrique de grande capacité relative ($c = 2.28$). Le modèle a été testé avec 4 valeurs différentes de α (0.65, 0.75, 0.85 et 0.95) et a constaté que ce paramètre avait un faible impact sur le débit de sortie simulé mais un impact élevé sur le volume d'eau, sauf lorsque le réservoir est plein. Le paramètre α a montré une sensibilité élevée aux lâchers lorsque les épisodes de déversements d'eau étaient plus fréquents. Leurs conclusions concernant la sensibilité aux débits sortants sont également en accord avec les résultats retrouvés dans cette étude.

Par ailleurs, l'analyse de sensibilité entreprise jusqu'à présent s'est concentrée sur la sensibilité du modèle sur la représentation moyenne des rejets plutôt que sur les niveaux de remplissage des réservoirs puisque l'étude se focalise sur la représentation des écoulements fluviaux et l'effet des facteurs anthropogéniques dans la modification de la dynamique du débit le long des rivières. Si nous devions nous intéresser à la disponibilité des ressources en eau et aux questions de gestion de l'eau, l'analyse de sensibilité devrait également porter sur l'incertitude de la représentation des niveaux de stockage d'eau des réservoirs, en considérant le C_{2M} sur les volumes comme la variable d'intérêt. Dans cette configuration, comme le montre la figure 5.9, les paramètres α et w_{start}, ainsi que $c_{threshold}$, apparaîtront comme les paramètres les plus influents, avec des indices de sensibilité significativement élevés, tant du premier ordre que de l'ordre total.

En effet, les deux paramètres α et w_{start} influent directement sur le biais de la représentation de la courbe de remplissage. Dans le cas idéal où l'état du réservoir n'est pas sur les conditions limites, la courbe de remplissage est décalée verticalement suivant la valeur de α et la semaine choisie, afin d'amener le volume du réservoir au début de chaque année d'exploitation en ligne avec le taux de remplissage idéal αC, comme indiqué dans la figure 5.10, sans modifier le schéma saisonnier des lâchers.

Plus la variation saisonnière des niveaux d'eau des réservoirs est importante, plus l'effet des deux paramètres est marqué, ce qui est particulièrement notable dans les réservoirs de grande capacité de stockage utilisés pour l'approvisionnement en eau, et explique donc l'interaction des deux paramètres avec $c_{threshold}$.

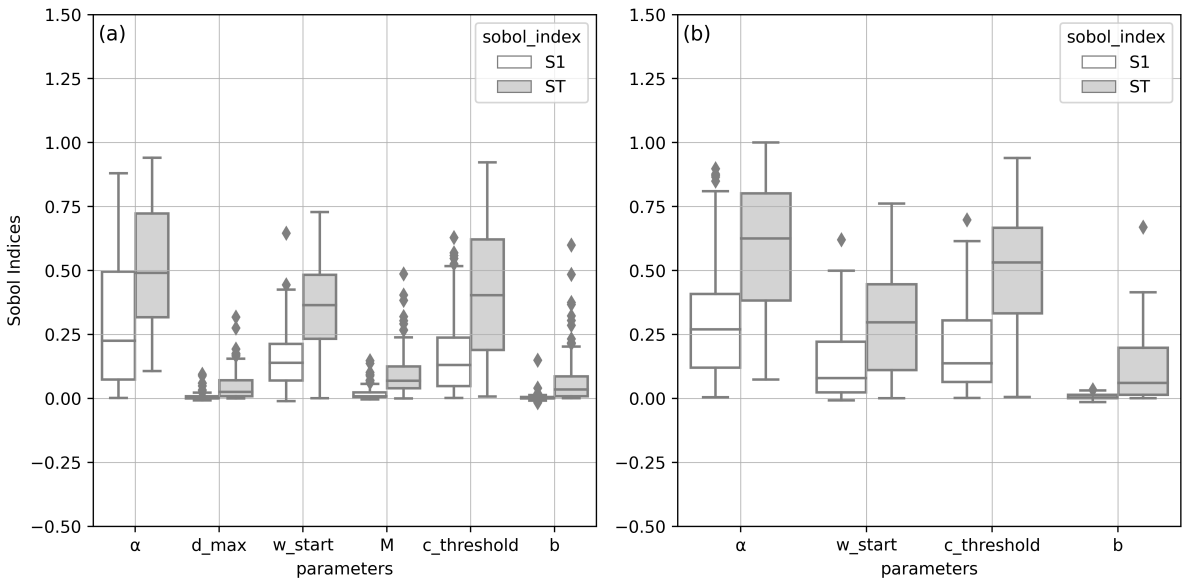

Figure 5.9 – Distribution des indices de Sobol de premier ordre ('S1') et d'ordre total ('ST') des paramètres basés sur la variance C_{2M} sur les anomalies de volumes : (a),(c) dans les réservoirs d'irrigation et (b),(d) dans les réservoirs de non-irrigation.

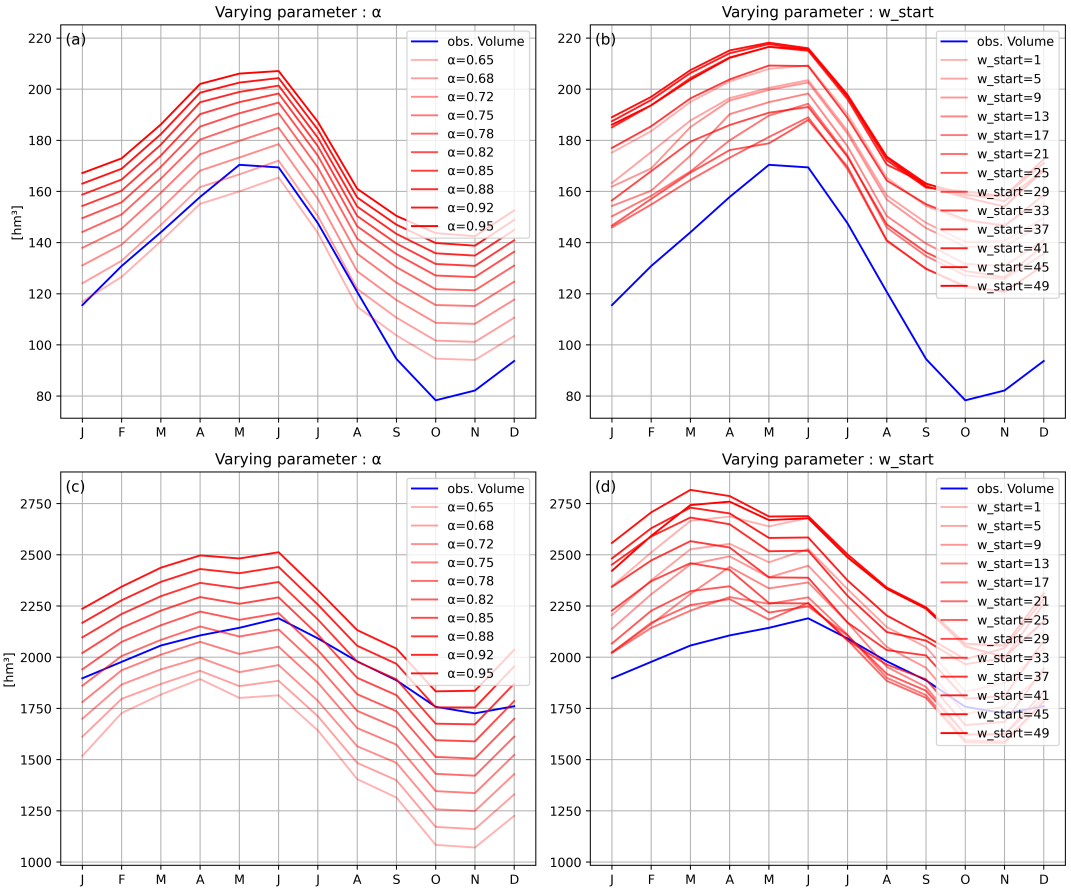

Figure 5.10 – Exemple de la sensibilité du schéma saisonnier des volumes des réservoirs "Cuerda del Pozo" (a,b) et "Alcantara II" (c,d) à deux des paramètres du modèle DROP : (a,c) α et (b,d) w_{start}. Les autres paramètres sont fixés à leurs valeurs par défaut (voir tableau 5.1).

En guise de synthèse, $c_{threshold}$ est dans l'ensemble le paramètre le plus influent du modèle. Selon la variable de sortie étudiée, l'importance et le type d'influence de chacun des paramètres évolue : M et d_{max} se classent en médiane en seconde position lorsqu'il s'agit de représenter les lâchers de barrage dans les réservoirs d'irrigation. $alpha$ et w_{start}, en revanche, affectent très peu le schéma moyen des lâchers mais se révèlent être les paramètres les plus influents dans la représentation des niveaux de stockage des réservoirs. Par ailleurs, les ordres d'influence des paramètres du modèle ne sont pas absolus et ils évoluent en fonction de la valeur de la capacité relative du réservoir étudié.

Ces résultats représentent un atout essentiel lorsqu'il s'agit d'améliorer la modélisation du débit des rivières ou des niveaux de stockage des réservoirs par le biais de schémas de calibration ou par assimilation d'observations in-situ ou satellitaires, car ils ont permis de disposer d'une meilleure visibilité pour le choix des paramètres à retenir dans le modèle de réservoir. Dans les sections suivantes du chapitre, nous nous limiterons à l'application d'un schéma de calibration pour l'identification des paramètres régionaux du modèle DROP sur l'Espagne. L'objectif est de démontrer l'intérêt d'une assignation individuelle des paramètres pour chaque réservoir. Dans un premier temps, la calibration sera basée sur des observations in-situ des lâchers des barrages et des volumes de stockage de leurs réservoirs. Les résultats obtenus serviront de référence pour étudier l'apport des futures données altimétriques de la mission SWOT pour caractériser individuellement les paramètres du modèle pour les réservoirs espagnols, et évaluer la capacité de ces observations, compte tenu des différentes erreurs qui leur sont associées, à reproduire les résultats de la calibration in-situ.

5.2 Calibration des paramètres du modèle sur l'Espagne à partir des observations In-situ

Pour souligner davantage l'importance de l'analyse de sensibilité, un schéma de calibration a été exécuté sur les paramètres du modèle de réservoir pour les réservoirs de l'Espagne, sur la base des observations in-situ à disposition. La calibration est basée sur l'indice de performance C_{2M} et vise à minimiser l'écart entre sa valeur et 1. La calibration est menée sur deux variables d'intérêt : les débits sortants et les anomalies de volume des réservoirs, afin d'étudier la variabilité des paramètres optimaux en fonction de la variable considérée. Dans la suite de ce chapitre, le modèle DROP est considéré dans sa configuration stand-alone.

5.2.1 Implémentation du schéma de calibration

L'échantillonnage des paramètres du modèle et le schéma d'optimisation de l'indice de performance C_{2M} sont ici réalisés à l'aide de la méthode stochastique d'évolution différentielle, disponible dans la bibliothèque open-source Scipy Python [SciPy, 2022]. Une population initiale de valeurs de paramètres est générée à l'aide d'un échantillonnage par hypercube latin afin de disperser les points d'échantillonnage de la manière la plus uniforme possible dans l'espace des paramètres et ainsi maximiser sa couverture (ici les bornes inférieures et supérieures utilisées sont identiques à celles de l'analyse de sensibilité, voir le tableau 5.1). Une taille de population de 50 est choisie pour assurer la convergence du schéma de calibration. L'algorithme cherche à minimiser une fonction de coût définie dans cette étude comme la différence entre 1 et C_{2M}. Le seuil de tolérance est fixé à 0.01, comme indiqué par défaut par la fonction.

Les paramètres régionaux (c'est à dire une même combinaison de valeurs de paramètres pour tous les réservoirs de la zone d'étude) ont été définis au cours de cette étape et une comparaison avec les valeurs par défaut de Hanasaki et al. [2006], Biemans et al. [2011] et Shin et al. [2019] (simulation R_{new}, où ($c_{threshold}$, b)=(1/α,1)) est discutée. La calibration est exécutée indépendamment sur les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation, puisque les paramètres impliqués sont différents selon l'objectif principal.

Parallèlement à une calibration uniforme sur toute l'Espagne, le même schéma de calibration est à nouveau exécuté, en optimisant cette fois-ci les paramètres indépendamment pour chaque réservoir. Les résultats des ces deux types de calibration sont alors comparés.

5.2.2 Calibration sur les débits

Le schéma de calibration a été principalement axé sur les lâchers de barrages, puisque l'objectif de cette étude est de parvenir à une meilleure représentation des débits des rivières. Les deux schémas de calibration, uniforme et séparé, sont conduits sur les 215 réservoirs considérés dans les chapitres précédents, en optimisant l'indice C_{2M} calculé sur les séries hebdomadaires. La calibration uniforme est conduite séparément sur les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation puisque le nombre de paramètres impliqués n'est pas identique pour les deux catégories de réservoirs (6 et 4 paramètres respectivement). Les résultats de la calibration sont présentés dans la figure 5.11.

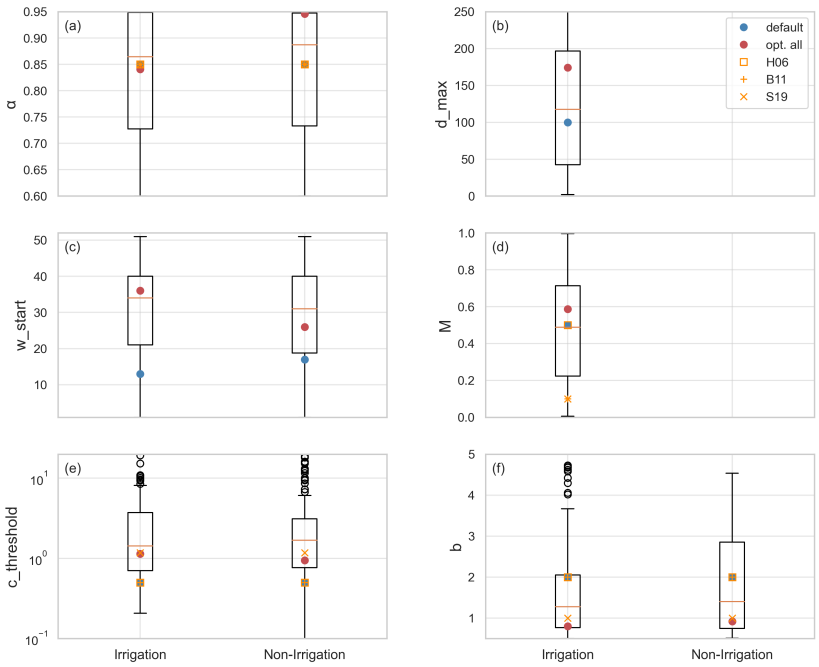

Figure 5.11 – Résultats de la calibration du modèle DROP sur les flux. Les valeurs des paramètres avant et après optimisation de l'indice C_{2M} sont présentées comme suit : en bleu figurent les valeurs des paramètres utilisés dans la configuration par défaut du modèle DROP (notée "default"). En orange sont indiquées les valeurs par défaut utilisées dans les articles de [Hanasaki et al., 2006], [Biemans et al., 2011] et [Shin et al., 2019] (simulation R_{new}) (voir section 3.3.1), notées 'H06', 'B11' et 'S19', respectivement. Les valeurs "opt. all" marquées en rouge représentent les valeurs optimales des paramètres en calibrant uniformément sur tous les réservoirs espagnols. Les diagrammes en boîte (en noir) présentent la dispersion des valeurs optimales obtenues pour les paramètres en calibrant individuellement chacun des réservoirs. A noter que les résultats pour $c_{threshold}$ sont présentés en échelle logarithmique.

La figure 5.11 présente la distribution des valeurs des paramètres avant et après la calibration, pour les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation pris séparément, avec 6 et 4 paramètres impliqués dans chaque catégorie respectivement. Les valeurs des paramètres utilisés dans la configuration par défaut du modèle de réservoir (voir le tableau 5.1) sont indiquées en bleu. En orange sont indiquées les valeurs par défaut retenues dans les études Hanasaki et al. [2006], Biemans et al. [2011] et Shin et al. [2019] (simulation R_{new}). Le reste des valeurs représente deux types distincts d'optimums : les points en rouge représentent la configuration des paramètres permettant de simuler au mieux l'ensemble des réservoirs espagnols. Ils représentent la configuration régionale du modèle à définir pour l'Espagne. En calibrant chaque réservoir séparément, les diagrammes en boite (en noir) illustrent l'étendue et la gamme des valeurs des paramètres.

A titre de rappel, $c_{threshold}$ est le paramètre le plus influent dans le modèle DROP quant à la simulation des débits, aux côtés de M et d_{max} pour les réservoirs d'irrigation, et de α pour tous les autres (section 5.1.3).

Concernant les résultats de la calibration menée sur l'ensemble du pays (points en rouge), une divergence par rapport à la configuration par défaut (en bleu) est constatée de manière générale, et notamment pour les paramètre le plus influents, $c_{threshold}$, M, d_{max} et α.

Pour le paramètre α, bien que la valeur optimale soit proche de la valeur par défaut de 0.85 dans le cas des réservoirs d'irrigation, une grande dispersion est observée entre les optimums de la calibration par réservoir, et une part non négligeable de ces derniers est inférieure à 0.85. De plus, si l'on considère uniquement le cycle annuel moyen pour les deux formes de calibration, sans tenir compte de la variabilité inter-annuelle, la valeur optimale du paramètre, toutes catégories de réservoirs confondues, se situe à 0.69 lorsque l'on considère une calibration uniforme. La calibration par réservoir dans ce cas révèle que même la moitié des réservoirs reproduisent au mieux la variation moyenne saisonnière des lâchers avec un α inférieur à 0.73 et à 0.79 pour les réservoirs d'irrigation et de non irrigation. Ces réservoirs se situent principalement dans la région sud-est de l'Espagne, soit dans les bassins les plus secs du pays (section 4.1.1). Effectivement, comme le montre l'étape de criblage sur le réservoir 'Cuerda del Pozo' (ID GRanD 2712, figure 5.2), une plus faible valeur de α, pour un coefficient M constant, permet en moyenne de restituer une plus grande proportion d'eau exploitable sur l'année pour un réservoir d'irrigation de grande capacité relative.

En ce qui concerne les paramètres M et d_{max}, spécifiques aux réservoirs d'irrigation, les valeurs par défaut sont sous-estimées pour l'Espagne, avec des valeurs optimales régionales respectives de 0.6 et 175 km. Les valeurs par défaut définies par H06 et B11 pour le paramètre M se situent dans la fourchette des valeurs optimales individuelles. Pour les deux paramètres, la dispersion des valeurs optimales est importante lorsque l'on optimise chaque réservoir d'irrigation séparément. La variabilité interannuelle des débits sortants n'influence ni les valeurs optimales régionales ni la distribution des optima individuels et ce, pour les deux paramètres. Les résultats sont également cohérents avec la calibration effectuée sur la version rétrospective mensuelle de DROP, présentée en complément de l'étude publiée dans l'article [Sadki et al., 2023].

d_{max} et M présentent une forte interaction (figure 5.5) car ils contrôlent la demande en eau d'irrigation et le volume d'eau du réservoir qui lui est alloué, mais cette interaction ne présente pas de lien de corrélation, car de nombreuses combinaisons idéales peuvent être retrouvées en fonction des caracté-

ristiques spécifiques de chaque réservoir. Pour mieux illustrer cette dispersion, la figure 5.12 présente dans les panneaux (a) et (b) deux exemples de réservoirs de grande capacité relative qui ont une valeur optimale de $M \sim 0.5$ et dont le paramètre d_{max} présente des valeurs distantes, respectivement le réservoir 'Gonzalez Lacasa' (ID 2699, bassin de l'Èbre) avec une valeur idéale à 44 km et le réservoir 'Cuerda del Pozo' (ID 2712, bassin du Duero) avec une valeur optimale à 140 km. Les panneaux (c) et (d) montrent les résultats des réservoirs d'irrigation 'Ebro' (ID GRanD 2662, bassin de l'Ebro) et 'Santa Teresa' (ID GRanD 2762, bassin du Duero) respectivement, tous deux à grande capacité relative et ayant une valeur optimale à 170 km pour d_{max} mais dont les valeurs de M sont très contrastées, 0.01 pour le premier et 0.86 pour le second.

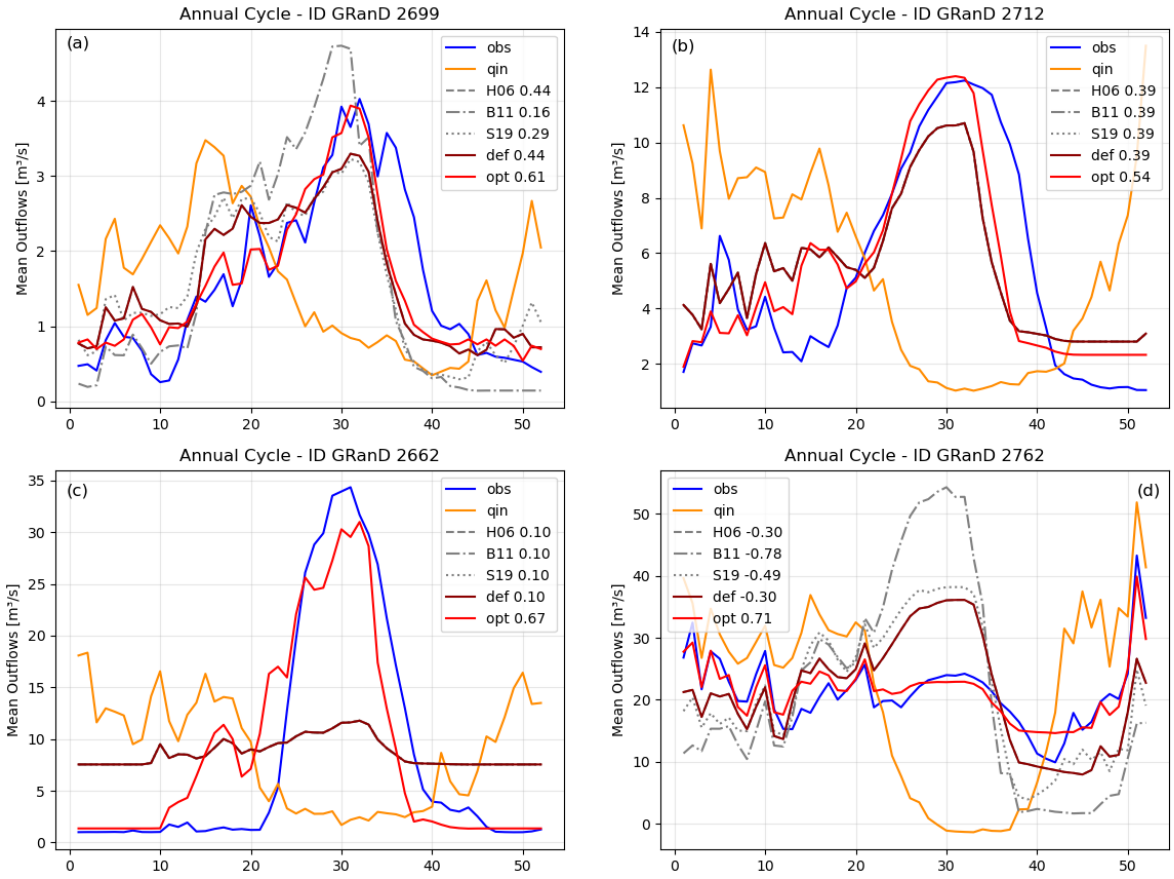

Figure 5.12 – Exemples de résultats de calibration : Cycles annuels de débit pour le réservoir 'Gonzalez Lacasa' dans le panneau (a), le réservoir 'Cuerda del Pozo' dans le panneau (b), le réservoir 'Ebro' dans le panneau (c) et 'Santa Teresa' dans le panneau (d). Le débit entrant est indiqué en orange, le reste des couleurs représente les lâchers hebdomadaires sur un cycle annuel moyen. En bleu, les lâchers observés. En gris, les configurations par défaut de 'H06', 'B11' et 'S19'. En rouge foncé est représenté le cycle annuel moyen des lâchers avec la configuration par défaut de DROP, et en rouge vif après calibration. Les nombres affichés en légende correspondent aux valeurs C_{2M} calculés pour chaque configuration.

La figure 5.12 représente les cycles annuels moyens des lâchers des quatre réservoirs mentionnés plus haut. Le flux entrant est représenté en orange, les autres couleurs représentent les lâchers moyens sur les 52 semaines. En bleu, l'observation, en gris, les lâchers simulés avec les configurations par défaut de 'H06', 'B11' et 'S19'. En rouge foncé est représenté le cycle annuel des lâchers avec la configuration de base du modèle DROP, et en rouge vif avec une paramétrisation calibrée.

Il est à noter que pour ces 4 réservoirs de stockage d'irrigation, le paramètre optimal α se situe entre 0.6

et 0.77, bien en dessous de la valeur par défaut (0.85).

En effet, le réservoir de Santa Teresa (GRanD ID 2762) avec la valeur M la plus élevée est un réservoir multi-objectif qui est également destiné à l'hydroélectricité, ce qui justifie le maintien d'un débit de base élevé afin de garantir une production continue d'électricité. Par conséquent, la variabilité annuelle est moins marquée pour ce réservoir. À cet égard, les valeurs les plus élevées de (M>0.8) ont été principalement observées pour des réservoirs d'irrigation multi-objectifs qui présentaient des débits sortants observés irréguliers et/ou bimodaux sur l'année (par exemple les réservoirs avec les ID GRanD 2680, 2834, 2883, 2889). Le modèle DROP présente des scores de performance faibles pour ces réservoirs et ce malgré la calibration.

La distribution des valeurs optimales des paramètres w_{start} et $c_{threshold}$ est plus compliquée à interpréter, d'une part à cause du problème d'identifiabilité, où plusieurs valeurs du praramètre donne un même C_{2M}, particulièrement pour le paramètre $c_{threshold}$ qui représente un seuil. D'autre part en raison de la forte part d'interaction avec le reste des paramètres (voir figure 5.7). Il reste néanmoins important de souligner la dispersion des valeurs optimales de ces paramètres dans le cas de la calibration par réservoir. La valeur régionale de $c_{threshold}$ pour les deux types de réservoirs est de ~1 ce qui se rapproche de la valeur fixée par [Shin et al., 2019].

La calibration par réservoir présente une grande dispersion des valeurs optimales des paramètres, notamment pour les paramètres les plus influents. En fixant une valeur régionale généralisée, l'indice médian de C_{2M} est amélioré mais la performance du modèle reste limitée. Ceci est illustré dans la figure 5.13 où la distribution des scores de performance du modèle de réservoir (C_{2M}) sur les réservoirs est présentée en différenciant les deux types de réservoirs. Le panneau (a) illustre les résultats obtenus lorsque la calibration est effectuée sur les séries temporelles, le panneau (b) lorsqu'elle est effectuée sur le cycle annuel moyen (représentation moyenne des débit sur une année).

Lorsque les caractéristiques individuelles de chaque réservoir sont prises en compte au moment de la calibration, les performances du modèle sont nettement améliorées (Figure 5.13). Une calibration uniforme conduit à une plus grande dispersion des valeurs C_{2M} entre les réservoirs, pour certains desquels le modèle est plus performant et pour d'autres le contraire. En médiane, l'amélioration des scores C_{2M} reste très limitée, passant de 0.33 à 0.41 après une calibration uniforme. En revanche, avec une calibration par réservoir, la médiane du C_{2M} atteint 0.51 et plus de 75% des réservoirs d'irrigation ont un score supérieur à 0.33, contre seulement la moitié des réservoirs dans la configuration par défaut (panneau (a)). Si l'on étudie uniquement la reproductibilité du cycle annuel moyen, sans tenir compte des variabilités interannuelles (panneau (b)), l'amélioration apportée par ce type de calibration est d'autant plus marquée pour les réservoirs d'irrigation, avec une dispersion réduite des scores de performance, et 50% des réservoirs avec un C_{2M} > 0.75, contre moins de 25% avec la calibration uniforme. Pour les réservoirs de non-irrigation, la dispersion des C_{2M} reste élevée après les deux types de calibration, mais la médiane passe à 0.79 avec la calibration individuelle des réservoirs.

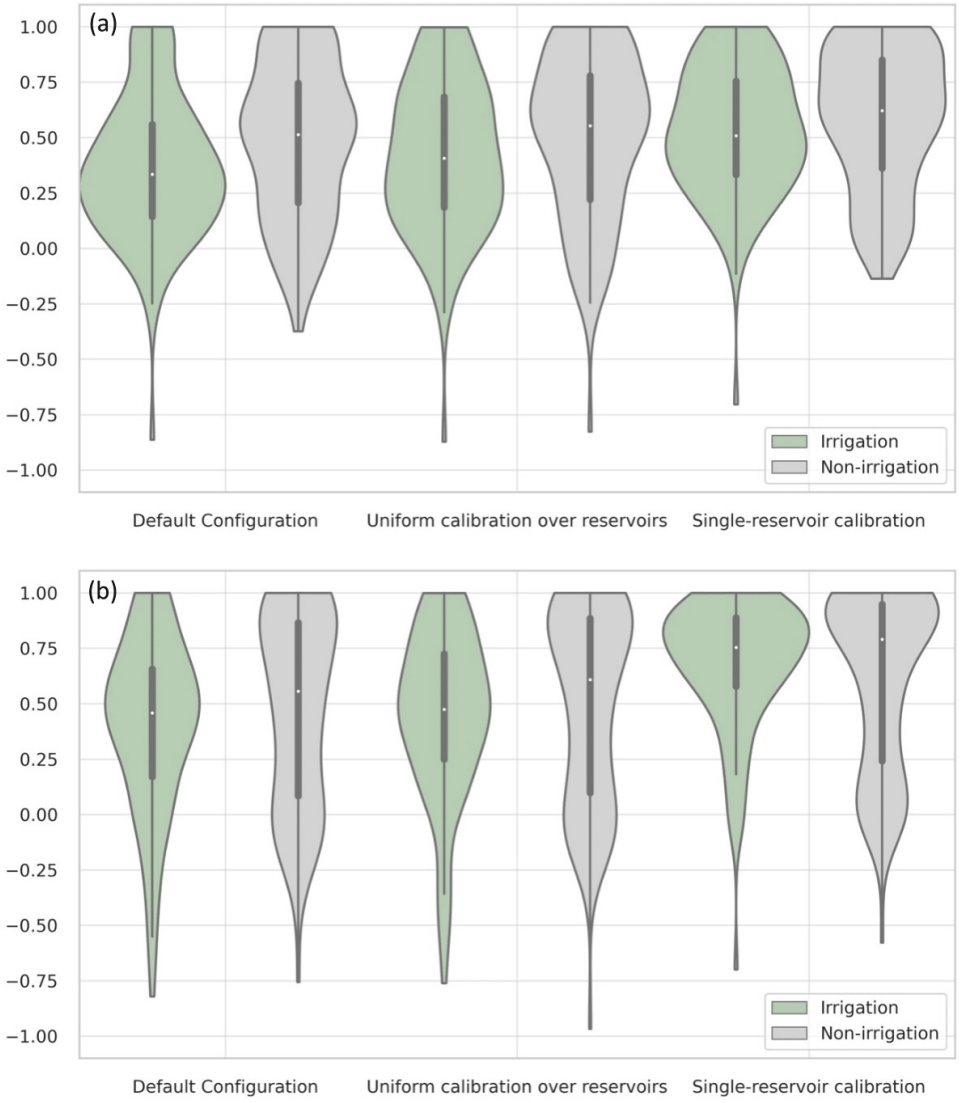

Figure 5.13 – Répartition de l'indice de performance du modèle de réservoir C_{2M} sur les débits sortants avant et après calibration dans les réservoirs d'irrigation (vert) et de non-irrigation (gris clair). Le panneau (a) représente la calibration menée sur les séries temporelles, le panneau (b) sur le cycle annuel moyen. La configuration par défaut représente le paramétrage par défaut du modèle, les deux autres correspondent respectivement à la calibration du modèle effectuée uniformément sur tous les réservoirs et sur chaque réservoir individuellement.

5.2.3 Calibration sur les anomalies de volumes

Comme indiqué dans la section 5.1.4, le taux d'influence des paramètres du modèle DROP varie en fonction de la variable d'intérêt considérée. Pour les volumes, α, w_{start} et $c_{threshold}$ sont les paramètres les plus influents. La calibration sur les anomalies de volume montre des optimums différents de celle sur les débits. Les résultats sont présentés dans la figure 5.14.

Le paramètre α montre une plus grande dispersion des optimums par rapport à la calibration menée sur les débits. Ici, bien que les valeurs régionales soient très élevées, au moins la moitié des réservoirs ont des optimums individuels inférieurs à 0.84, pour les deux catégories de réservoirs.

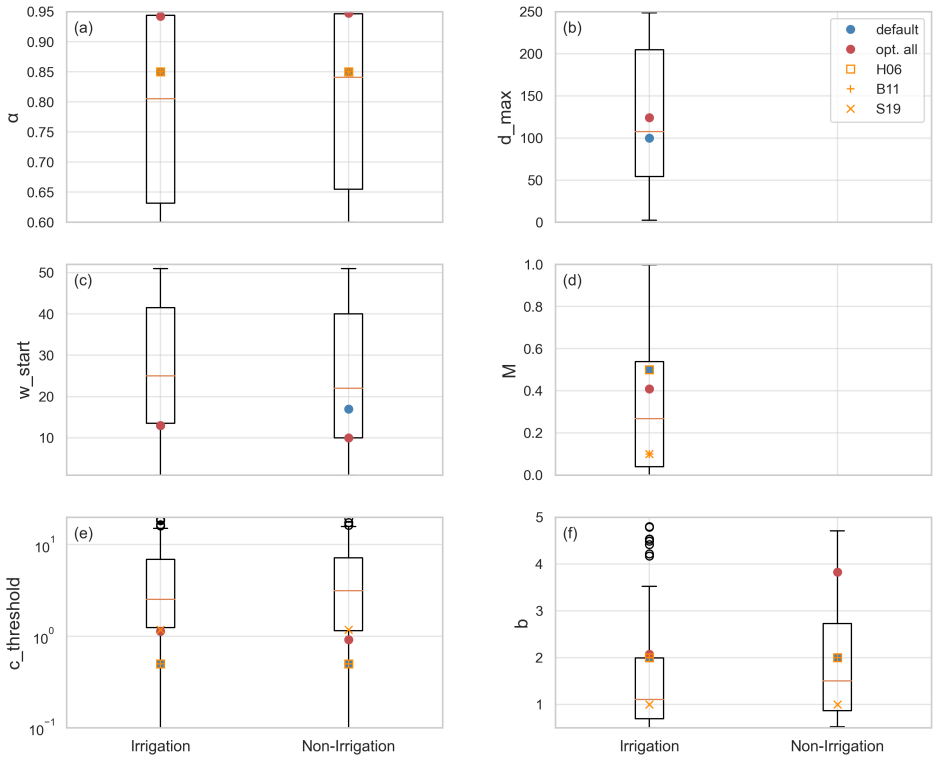

Figure 5.14 – Résultats de calibration du modèle DROP sur les anomalies de volumes. Les valeurs des paramètres avant et après optimisation de l'indice C_{2M} sont présentées comme suit : en bleu les valeurs de paramètres utilisées dans la configuration par défaut du modèle DROP (notées "default"). En orange sont représentées les valeurs par défaut utilisées dans les articles de [Hanasaki et al., 2006], [Biemans et al., 2011] et [Shin et al., 2019, simulation R_{new}] étiquetées respectivement comme 'H06', 'B11' et 'S19'. Les valeurs "opt. all" marquées en rouge représentent les valeurs optimales des paramètres lors d'une calibration uniforme sur l'ensemble des réservoirs espagnols. Les diagrammes en boîte (en noir) représentent la dispersion des valeurs optimales des paramètres retrouvées lorsque chaque réservoir est calibré individuellement. Il est à noter que les résultats pour $c_{threshold}$ sont présentés en échelle logarithmique.

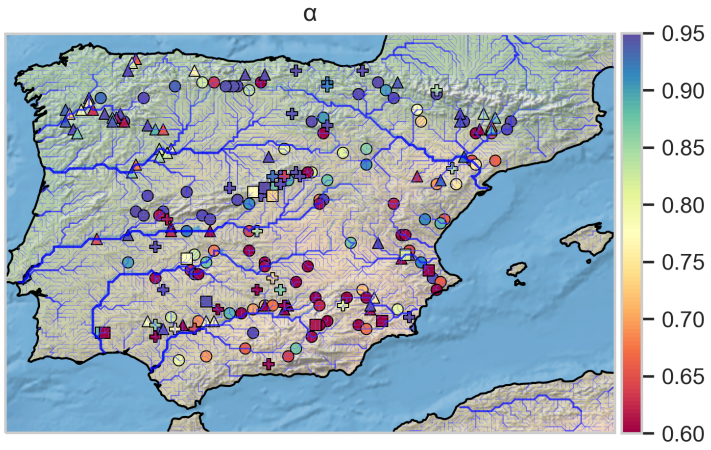

Figure 5.15 – Distribution des valeurs optimales du paramètre α à l'issue d'une calibration réservoir par réservoir menées sur les anomalies de volumes sur l'Espagne.

Ce constat est encore plus prégnant si l'on se réfère aux cycles annuels moyens, où la moitié des réservoirs, toutes catégories confondues, ont des valeurs de α inférieures à 0.7 et l'optimum régional chute

à 0.6 et 0.69 respectivement pour les deux types de réservoirs. Cela peut être lié à la forte pression anthropique sur les ressources en eau combinée au climat semi-aride en péninsule ibérique, qui est particulièrement visible dans la moitié sud du pays où les bassins versants sont les plus secs (section 4.1.1). Atteindre un niveau de stockage idéal à 85% des capacités maximales en début de chaque année d'exploitation serait alors un objectif irréaliste pour cette région. La distribution spatiale des différentes valeurs optimales de α est présentée dans la figure 5.15, après un calage effectué sur les cycles annuels moyens.

La figure 5.15 montre une rupture entre les régions du nord-ouest qui sont mieux approvisionnées en eau avec la rétention des précipitations en montagne, et la région du sud-est qui est plus aride. Le paramètre α est donc globalement surestimé pour l'Espagne.

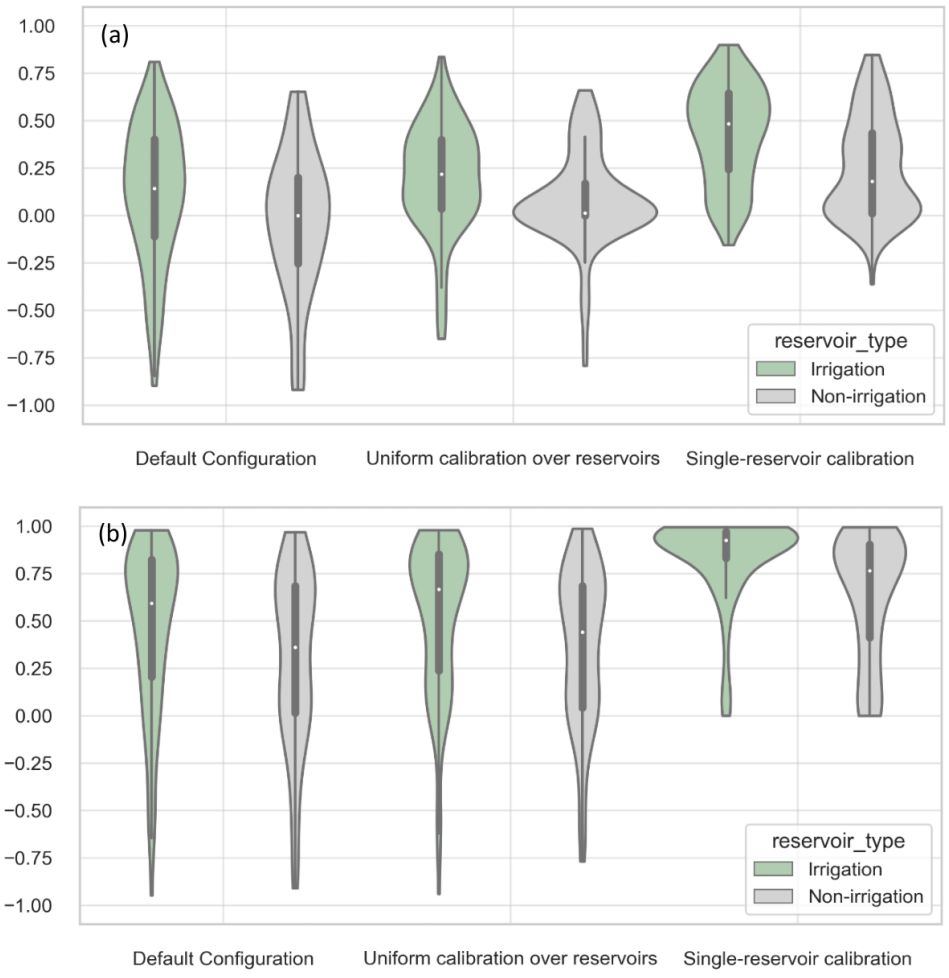

Figure 5.16 – Répartition de l'indice de performance du modèle de réservoir C_{2M} sur les anomalies de volume avant et après calibration dans les réservoirs d'irrigation (vert) et de non-irrigation (gris clair) : (a) sur les séries temporelles ; (b) sur le cycle annuel moyen. La configuration par défaut représente le paramétrage par défaut du modèle, les deux autres correspondent respectivement à la calibration du modèle effectuée uniformément sur tous les réservoirs et sur chaque réservoir individuellement.

Contrairement à α, le reste des paramètres ne présente pas de tendances géographiques marquées. Leur dispersion peut être liée aux caractéristiques des réservoirs, mais aussi aux fronts de Pareto qui peuvent intervenir, comme pour $c_{threshold}$, et w_{start} qui sont en interaction avec plusieurs paramètres. La dispersion des distributions de leurs optimums respectifs est plus marquée comparée aux résultats

de la calibration sur les débits. Pour $c_{threshold}$, au même titre que pour la calibration sur les débits, la valeur optimale régionale est proche de 1.

De même qu'avec les débits, la calibration par réservoir fournit une amélioration beaucoup plus nette que la calibration uniforme sur la représentation des anomalies de volumes. La figure 5.16 présente la distribution du C_{2M} avant et après calibration, pour les deux catégories de réservoirs pris séparément (en vert et gris respectivement), calculés sur les anomalies de volume. Le panneau (a) est spécifique au calage mené sur les séries temporelles, le panneau (b) sur le cycle annuel moyen.

Dans le panneau (a), bien que la dispersion des C_{2M} conserve la même amplitude après calibration, 75% des réservoirs d'irrigation ont des valeurs de C_{2M} supérieures à 0.24 avec la calibration par réservoir (dont 2/3 supérieur à 0.48), contre moins de 50% avec une calibration uniforme. Le gain apporté par le calage par réservoir est encore plus net sur la reproduction du cycle annuel moyen, avec une nette amélioration des indices de performance pour l'ensemble des réservoirs et un C_{2M} médian qui atteint 0.92 avec un interquartile de 0.14. Pour les réservoirs non destinés à l'irrigation, la reproduction des séries temporelles de volume est certes meilleure mais le gain en termes de performance reste moins élevé que pour les réservoirs d'irrigation, et ce, même en effectuant une calibration par réservoir, car les variations réelles de volume sont complexes et et les équations du modèle DROP sont trop simplistes pour les reproduire correctement. Néanmoins, on note un gain significatif au niveau de la représentation du cycle annuel moyen à long terme par une calibration par réservoir, la dispersion est fortement réduite et la médiane du C_{2M} atteint 0.76.

5.2.4 Bilan et conclusions

Dans l'ensemble, la comparaison des valeurs optimales des paramètres DROP sur l'Espagne avec les valeurs globales par défaut démontre l'importance de disposer d'une régionalisation qui intègre implicitement l'impact du climat spécifique, de l'occupation des sols et de la pression démographique d'une zone d'étude sur la gestion de ses barrages et de ses ressources en eau. La dispersion des optima de calibration par réservoir et le gain significatif de performance observé pour le modèle soulignent l'importance de disposer d'une configuration spécifique pour chaque réservoir.

A cet effet, les observations des dernières missions satellites, notamment dans les bassins non jaugés, s'avèrent d'une grande utilité. En particulier, la mission SWOT, lancée le 16 décembre 2022, et qui fournira des observations des niveaux d'eau et des estimations du débit des rivières, ainsi que des surfaces, hauteurs et variations de volume des réservoirs, est particulièrement prometteuse.

À la lumière des résultats obtenus, la section 5.3 traitera de la contribution des futures données SWOT dans la caractérisation des paramètres du modèle DROP, de nouveau dans sa configuration stand-alone, en se focalisant sur la contribution des produits de volume sur la calibration du modèle. L'attention est portée ici sur les produits de volume qui correspond à la variable d'état du modèle. En outre la mission SWOT se distingue en étant la première mission à fournir des mesures des variations des stocks d'eau sur les étendues d'eau continentales, avec une couverture d'observation quasi-complète sur le globe.

5.3 Apport des données SWOT sur la caractérisation des paramètres du modèle DROP

Les méthodes de télédétection, en plein essor depuis le début des années 1990, ont permis de s'affranchir des contraintes de terrain liées aux observations in situ et d'étendre l'observabilité hydrométrique aux bassins non jaugés.

L'altimétrie radar a en effet fourni de précieuses données sur les niveaux d'eau sur les rivières, lacs et réservoirs [Biancamaria et al., 2017, 2011, Birkett, 1998, Calmant, Seyler, 2006, Crétaux, Birkett, 2006]. Plusieurs missions dotées de l'altimètre nadir ont ainsi été lancées depuis plusieurs décennies et ont permis de calculer les variations du niveau d'eau des rivières et des étendues d'eau, on peut citer les missions : Environmental Satellite (ENVISAT), European Remote Sensing (ERS, 1-2), Topography Experiment (TOPEX)/Poseidon, et Joint Altimetry Satellite Oceanography Network (Jason, 1-2-3-CS), Sentinel 3A-3B, et SARAL/AltiKa. L'altimétrie satellitaire radar a révélé un immense potentiel pour compléter les réseaux de mesures in-situ et contribuer au suivi des rivières.

Par ailleurs, l'imagerie satellite de différentes résolutions spatiales (comme celle des missions LandSat, Sentinel2 et TERRA/MODIS) a été utilisée pour délimiter les contours des plans d'eau, et en combinant cette imagerie aux données d'altimétrie radar, il a été possible de mesurer les variations de volume d'eau et d'estimer les variations interannuelles et saisonnières du stock d'eau dans les lacs, les réservoirs et les plaines d'inondation [Alsdorf et al., 2007, Calmant, Seyler, 2006, Crétaux et al., 2015, Gao et al., 2012, Khandelwal et al., 2017, Vu et al., 2022].

La principale limite de l'altimétrie nadir réside cependant dans son échantillonnage spatial et temporel, puisqu'elle ne permet d'observer que les points à la verticale de l'altimètre qui sont situés le long de la trace du satellite. Les observations fournies sont d'une part ponctuelles, aux intersections entre la trace du satellite et la rivière ou plan d'eau, et elles ne sont disponibles que sur un nombre limité de points sur une zone déterminée. Pour réaliser une étude sur tout un bassin hydrographique avec l'ensemble de ses cours d'eau, il est nécessaire de combiner ces données aux caractéristiques des rivières (pente, évolution de la largeur) et donc de recourir à des observations in-situ ou à des modèles hydrologiques pour avoir une vision complète du fonctionnement du système fluvial. L'échelle temporelle de l'étude est également contrainte par la fréquence de passage de l'altimètre dans le cas où on voudrait se baser uniquement sur les données satellitaires. Par ailleurs, les altimètres ont été initialement conçus pour observer la topographie des océans. Ce type d'instrument n'est donc pas entièrement adapté à l'observation des eaux continentales. De plus, sur les surfaces continentales, les signaux ne sont pas toujours exploitables [Biancamaria, 2020, Emery et al., 2020].

Enfin, pour calculer les variations de volume des eaux de surface, notamment dans les réservoirs, il est indispensable de croiser les données altimétriques avec l'imagerie satellitaire, et ce processus est complexe car les deux types d'observations ne sont pas forcément mesurés au mêmes dates.

La nouvelle mission Surface Water and Ocean Topography [SWOT, NASA, 2022], développée conjointement

par l'agence spatiale américaine (NASA), le Centre National des Etudes Spatiales français (CNES), l'Agence Spatiale Canadienne (CSA) et l'Agence Spatiale du Royaume-Uni (UKSA), a été lancée le 16 décembre 2022 pour une durée de vie nominale de 3 ans. Cette mission est destinée à l'observation des eaux continentales de surface avec une meilleure couverture spatiale et temporelle que les missions nadir existantes. Ce satellite constitue un véritable tournant dans l'observation de l'hydrologie continentale car il s'agit de la première mission spatiale à haute résolution dont l'un des principaux objectifs est l'étude et le suivi de l'hydrologie continentale de surface.

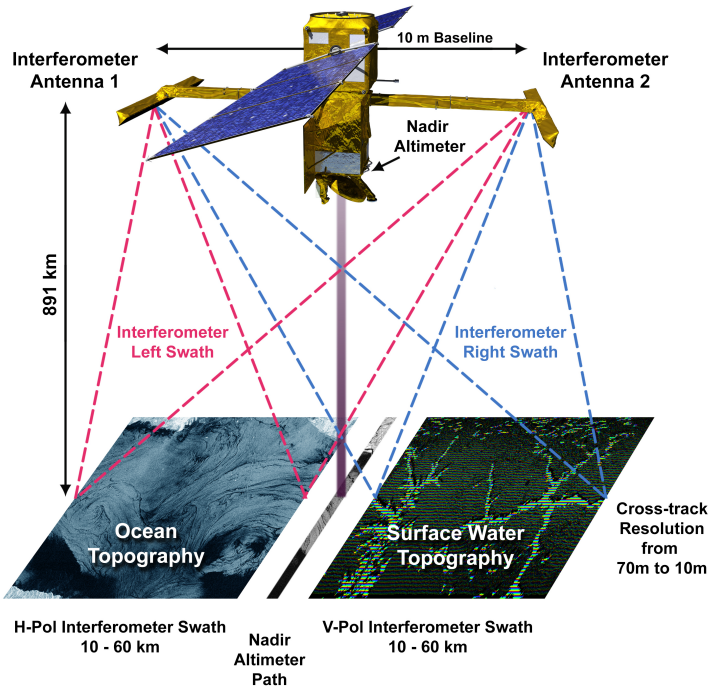

Figure 5.17 – Schéma du fonctionnement de SWOT. L'interféromètre radar en bande Ka (KaRIn) balaye deux fauchées de 50 km (±10 à 60 km de chaque côté de la trajectoire du nadir). © NASA/JPL-Caltech

Le satellite SWOT utilise en effet une technologie différente de celle des précédentes missions, qui consiste à disposer d'un altimètre à large fauchée, plus précisément d'un interféromètre radar 2-D à large fauchée en bande Ka. Deux fauchées de 50 km chacune sont séparées par un espace de 20 km où se trouve l'altimètre Nadir (voir figure 5.17) et il est ainsi possible d'observer l'étendue des eaux de surface en même temps que les élévations, et ce, sous une couverture quasi-globale. La mesure simultanée de la hauteur et de l'étendue des surfaces d'eau permet d'estimer la variation de volume avec une meilleure précision [Durand et al., 2010, Fu et al., 2012]. La mesure des variations de volume des eaux continentales à surface libre sur une couverture globale est une contribution majeure à l'hydrologie continentale, et c'est l'un des objectifs et la particularité de la mission SWOT.

SWOT est également conçu pour une résolution spatio-temporelle plus élevée par rapport aux missions altimétriques existantes [Biancamaria et al., 2016, Durand et al., 2010, Rodriguez, Callahan, 2016]. En effet, la mission d'altimétrie à large fauchée devrait permettre une observation quasi-globale des cours d'eau de largeur supérieure à 100 m (voire potentiellement 50 m) et des étendues d'eau avec plus 250 m x 250 m sous les latitudes comprises entre 78°S et 78°N (figure 5.18). La durée du cycle complet du satellite est de

21 jours, le nombre de revisites par cycle est différent selon les latitudes [Biancamaria et al., 2009, 2016], comme représenté à droite de la figure 5.18. Cette répétitivité temporelle permettra de suivre l'évolution du stock d'eau même à des périodes infra-mensuelles [Solander et al., 2016a].

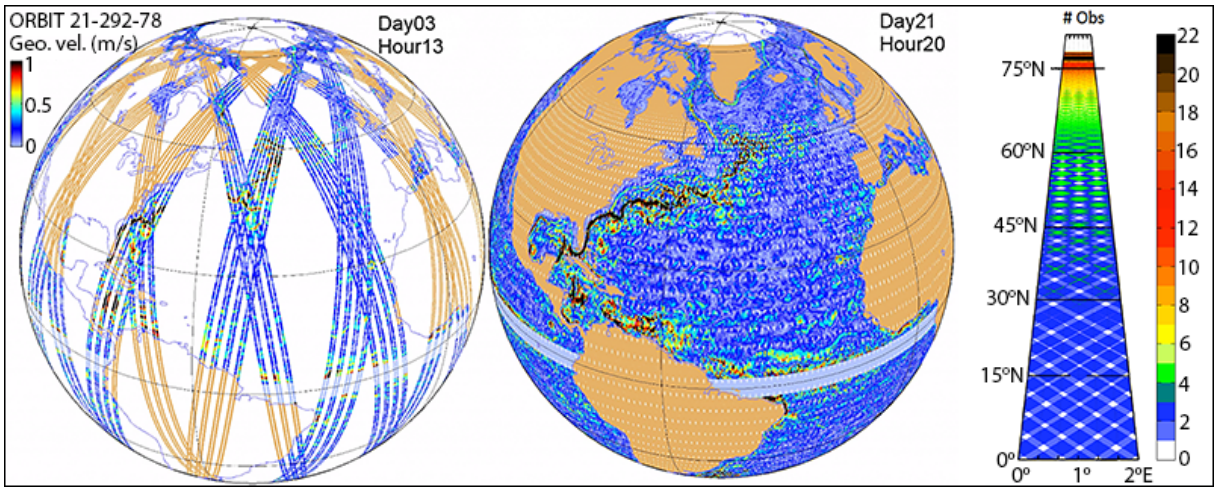

Figure 5.18 – Carte de la couverture globale de SWOT après 3 jours et 21 jours (à gauche et au centre) ; et le nombre de revisites par bande de latitude (à droite). © C. Ubelmann, CLS et JPL/NASA

À ce sujet, et concernant le suivi des réservoirs, l'étude de Verma [2021] a examiné l'effet de l'erreur d'échantillonnage temporel (TS) dans l'estimation du stock et des lâchers des barrages en comparant la mission SWOT aux altimètres nadir plus anciens (Jason-2/3, Sentinel-3A et SARAL/AltiKa) sur six réservoirs en Inde. Les résultats ont montré que la mission SWOT serait plus performante dans l'estimation du stock et des lâchers des barrages en raison de l'échantillonnage temporel amélioré grâce à la large fauchée.
En ce qui concerne les erreurs de mesure, SWOT devrait fournir des images 2D des élévations de la surface des eaux avec une précision verticale de 10 cm (moyenne sur des zones d'eau de 1 km^2) et de 15% sur des masques d'eau d'au moins 1 km^2 [Desai et al., 2018, Peral, Esteban-Fernandez, 2018, Rodriguez, Callahan, 2016].

Pour les rivières, cette mission apporte en plus des mesures de la hauteur et de la surface, des informations sur les caractéristiques hydrauliques de surface telles que la largeur et la pente des tronçons de rivière. Ainsi, une estimation du débit peut être établie en combinant ces données.
Quant aux réservoirs artificiels, la combinaison des hauteurs d'eau et des masques observés par SWOT permettrait de caractériser chaque réservoir par une courbe hypsométrique reliant hauteur d'eau, surface et volume, information peu souvent disponible et pourtant indispensable pour une bonne compréhension et représentation de la dynamique des réservoirs.

Outre la gestion des rivières, des étendues d'eau et le suivi des ressources en eau douce, les nouvelles observations de SWOT seront également d'une grande utilité pour corriger des modèles hydrologiques et d'hydraulique fluviale [Munier et al., 2015, Nickles et al., 2020]. Pour les modèles hydrologiques à grande échelle, les observations peuvent être utilisées pour corriger les états et les paramètres des modèles et ainsi améliorer leurs performances en prévision, par le biais, par exemple, des techniques d'assimilation de données. Des études ont récemment été menées sur le modèle de routage en rivière CTRIP en

particulier, par Pedinotti et al. [2014] et Emery et al. [2020] où des données de niveau d'eau reconstruites semblables aux observations SWOT ont été assimilées dans le modèle afin de corriger la distribution spatiale du coefficient de Manning sur de grands bassins fluviaux (du Niger, de l'Amazonie).

Les travaux présentés dans cette section visent à évaluer l'apport des futures données de la mission altimétrique SWOT sur la caractérisation des paramètres du modèle DROP, à travers la calibration. L'attention est portée sur les produits de volume car cette mission sera la première à fournir des mesures des variations de stock d'eau sur les masses d'eau continentales (par la combinaison des observations simultanées des hauteurs et des surfaces), avec une couverture d'observation quasi-complète sur le globe.

Dans l'attente de l'acquisition des observations réelles et calibrées, des simulateurs ont été développés pour fournir des estimations de données, y compris des produits de niveau 2 (c'est-à-dire le plus haut niveau de données traitées délivrées par la NASA et le CNES aux utilisateurs) comme le débit des rivières par exemple, en y intégrant les erreurs référencées des dispositifs de mesure [les outils 'SWOT Hydrology Toolbox' du CNES et 'RiverObs' du JPL/NASA cne, 2022, JPL, 2022]. Par ailleurs, des études se sont intéressées à la constitution des débits des rivières à partir de produits de moindre niveau de traitement ([Baratelli et al., 2018, Durand et al., 2016, Frasson et al., 2021]. D'autres études sont actuellement en cours pour établir des produits de niveaux supérieurs relatifs aux masses d'eau, y compris les réservoirs, qui représentent les variations des volumes d'eau [Delhoume, 2021].

À ce jour, il n'existe aucun produit de volume SWOT que les simulateurs puissent fournir, et il y a encore moins d'informations sur les erreurs associées à cette variable.

Les travaux présentés dans cette section visent à proposer dans un premier temps une estimation de l'erreur SWOT sur les variations de volume des réservoirs, en tenant compte uniquement des erreurs sur les hauteurs et les surfaces d'eau, et dans un second temps à analyser la contribution de ces observations de volume SWOT reconstruites sur la calibration du modèle de réservoir DROP en Espagne.

La méthodologie suivie pour générer les produits volumétriques SWOT sera présentée dans la sous-section 5.3.1, tandis que la configuration expérimentale utilisée pour analyser l'impact des erreurs de mesure sur la calibration du modèle DROP est détaillée dans la sous-section 5.3.2. Les deux dernières sous-sections 5.3.3 et 5.3.4 illustrent et discutent l'apport des données volumétriques SWOT sur la caractérisation des paramètres du modèle et leur sensibilité aux erreurs de l'altimètre à larges fauchées en fonction des caractéristiques des réservoirs espagnols étudiés.

5.3.1 Reconstruction des anomalies de volume des réservoirs en Espagne à partir de données in-situ en intégrant une estimation des erreurs de mesure SWOT

Le modèle de réservoir étant considéré indépendamment du modèle de routage CTRIP, l'analyse de l'apport de SWOT sur la calibration de ses paramètres sera menée sur le volume de stockage plutôt que sur les lâchers de barrage. En effet, différentes paramétrisations existantes permettent d'estimer l'erreur de SWOT sur les débits [en utilisant des algorithmes d'inversion de débit SWOT, Frasson et al., 2021] mais celles-ci nécessitent la connaissance de certaines caractéristiques des rivières étudiées (largeur, pente,

section transversale) qui ne sont pas disponibles quand le modèle de réservoir est considéré isolément de CTRIP. Dans notre cas, la calibration du modèle est faite à partir de la confrontation des anomalies moyennes hebdomadaires des volumes d'eau observés et simulés des réservoirs.

Le but est donc de se baser sur les séries journalières d'anomalies de volume recueillis de la base de données de l'Espagne (CEDEX, Ministère des travaux publics et de la transition écologique de l'Espagne), en sélectionnant au préalable uniquement les données aux dates de passage de SWOT sur chacun des réservoirs, et de perturber ces observations avec une erreur estimée pour chaque valeur de volume.

Concernant l'estimation de l'erreur de mesure de SWOT sur les lacs et réservoirs, les études existantes se sont principalement intéressées aux erreurs sur les surfaces et hauteurs d'eau [Bonnema, Hossain, 2019, Grippa et al., 2019, Ottle et al., 2020, Solander et al., 2016b], les observations sur ces deux variables étant plus facilement accessibles et pouvant être générées par les simulateurs SWOT. Les estimations obtenues par les différentes études se recoupent, notamment pour les hauteurs d'eau, avec les valeurs présentées dans le document des prescriptions scientifiques de la mission [SWOT science requirement document Desai, 2018]. On peut retenir une erreur de mesure sur la hauteur d'eau de $\pm$ 10 cm et une erreur relative sur la surface de 15% pour les réservoirs ayant des étendues moyennes supérieures à 1 km^2, et des erreurs de $\pm$ 25 cm et 25% respectivement pour la hauteur et la surface de l'eau si les réservoirs ont des surfaces inférieures à 1 km^2.

Les produits de variation de stock d'eau dans les lacs et réservoirs ne sont néanmoins pas encore disponibles par les simulateurs SWOT, et l'estimation de l'erreur associée ne l'est pas davantage. Des études récentes se sont intéressées à cette problématique [Bonnema, Hossain, 2019, Grippa et al., 2019, Lee et al., 2010, Nair et al., 2021, 2022, Yoon et al., 2016]. Des approximations sur la variation du stock d'eau au niveau des lacs et réservoirs ont été calculées à partir des produits disponibles sur la hauteur et la surface d'eau en rapportant la bathymétrie des retenues d'eau à des formes géométriques simplifiées (trapézoïdale ou rectangulaire), permettant ainsi de calculer facilement la propagation de l'erreur de mesure sur les volumes. Toutefois, compte tenu des caractéristiques divergentes des réservoirs étudiés et de la dispersion de leurs localisations géographiques, les valeurs d'erreur obtenues sont difficilement transposables sur les réservoirs de l'Espagne.

Nous proposons de conserver les estimations d'erreurs sur les hauteurs et surfaces d'eau, et de dériver leur propagation sur les variations des volumes d'eau pour chaque réservoir de notre zone d'étude en considérant une forme trapézoïdale au moment du calcul de l'erreur sur les volumes.

La reconstruction des anomalies de volume d'eau observées, tenant compte des erreurs dans les mesures SWOT, se fera donc en deux étapes distinctes :

— La reconstitution des valeurs de hauteur et de surface d'eau des réservoirs pour chaque valeur de volume : Le passage d'une valeur de volume absolu à une hauteur et une surface d'eau se fera en utilisant les courbes hypsométriques disponibles dans la base de données GLOBathy [Khazaei et al., 2022]. A un pas de temps i, et à partir d'un volume absolu $S_{in-situ,i}$, la hauteur d'eau équivalente h_i est déduite de l'équation de la courbe reliant les volumes aux hauteurs d'eau, de

même pour la surface d'eau de la retenue A_i à partir de la courbe reliant hauteurs et surfaces. Les erreurs relatives aux courbes hypsométriques sont ici négligées. En effet, selon l'étude menée dans l'article de Bonnema, Hossain [2019], une seule année d'observations SWOT serait suffisante pour reconstruire avec fiabilité la courbe hauteur-surface, et ce même pour des réservoirs observés une fois uniquement par cycle de 21 jours (l'exemple du réservoir Sirindhorn avec un pourcentage d'erreur de moins de 5% sur sa courbe hypsométrique). Les réservoirs étudiés dans cet article ont des surfaces d'eau moyennes entre 4 et 400 km^2 dans le bassin du Mékong, et celui-ci se situe entre 10° et 30° Nord. En Espagne, 178 des 215 réservoirs étudiés ont des surfaces en eau > 1 km^2. De plus, la région étant située à des moyennes latitudes, on peut s'attendre à ce que SWOT ait une assez bonne répétitivité (figure 5.18), et donc à une bonne reproduction des courbes hypsométriques, en cohérence avec celles de la base de données GLOBathy.

— A partir d'un volume $S_{in-situ,i}$ sont donc reconstruites h_i et A_i. Les erreurs de mesure SWOT respectives de ces deux variables sont notées comme suit :
  — erreur relative de mesure de la surface : ε_{SWOT,A_i} (%)
  — erreur de mesure de la hauteur d'eau : err_{SWOT,h_i} (m)

  Les variations de volume sont calculées à partir d'un pas de temps de référence, noté ref, où la valeur de volume absolu du réservoir est connue, notée $S_{in-situ,ref}$. En procédant de la même manière, la hauteur et la surface d'eau du réservoir au pas de temps ref sont respectivement h_{ref} et A_{ref}, et leurs erreurs SWOT respectives, $err_{SWOT,h_{ref}}$ et $\varepsilon_{SWOT,A_{ref}}$.

  L'erreur relative de la variation du stock d'eau du réservoir, au pas de temps i par rapport à la valeur de référence à ref, désignée par ε_{SWOT,dS_i}, est approximée par celle que l'on obtiendrait pour un réservoir de forme trapézoïdale, désignée par ε_{trap,dS_i}.

  Connaissant les hauteurs et surfaces d'eau aux deux pas de temps i et ref, la variation de volume d'un réservoir trapézoïdal (comme pour les travaux menés par Bonnema, Hossain [2019]), noté $dS_{trap,i}$, est donc :

$$dS_{trap,i} = \frac{1}{2} \times (h_i - h_{ref}) \times (A_i + A_{ref}) \tag{5.5}$$

  L'erreur relative ε_{SWOT,dS_i}, supposée équivalente à ε_{trap,dS_i}, peut être déduite par les équations suivantes :

$$\varepsilon_{SWOT,dS_i} \sim \varepsilon_{trap,dS_i} = \sqrt{\left(\frac{err(h_i - h_{ref})}{h_i - h_{ref}}\right)^2 + \left(\frac{err(A_i + A_{ref})}{A_i + A_{ref}}\right)^2} \tag{5.6}$$

  Avec :

$$\begin{cases} err(h_i - h_{ref}) = \sqrt{err^2_{SWOT,h_i} + err^2_{SWOT,h_{ref}}} \\ err(A_i + A_{ref}) = \sqrt{(A_i \times \varepsilon_{SWOT,A_i})^2 + (A_{ref} \times \varepsilon_{SWOT,A_{ref}})^2} \end{cases} \tag{5.7}$$

  On peut ainsi avoir une estimation de la propagation de l'erreur de SWOT sur les variations de volume.

Pour chaque pas de temps i, la variation du stock d'eau par rapport au volume de référence est donc de :

$$dS_{SWOT,i} = (S_{in-situ,i} - S_{in-situ,ref}) \times [\sim \mathcal{N}(\mu = 1,\ \sigma = \varepsilon_{SWOT,dS_i}))] \tag{5.8}$$

Avec $S_{in-situ,i}$ et $S_{in-situ,ref}$ les volumes absolus in-situ aux pas de temps i et ref.

Il est important de noter que pour chaque volume journalier, l'erreur est générée par échantillonnage à partir d'une distribution gaussienne avec un écart type égal à l'erreur ε_{SWOT,dS_i} calculée. Il est donc stipulé dans ce calcul que l'erreur sur le volume, calculée à partir d'un produit des erreurs gaussiennes de hauteur et de surface, est considérée suivre une distribution gaussienne également. Cette hypothèse a été émise en l'absence d'informations sur les caractéristiques des erreurs sur les volumes.

Les séries de variation de volume récupérées de la base de données journalières de l'Espagne seront tronquées suivant les jours de passage de SWOT. Cette série sera ensuite perturbée par les erreurs obtenues par la présente méthode et le produit obtenu constitue une simulation du produit de volume SWOT. Les données générées sont utilisées pour construire des séries hebdomadaires en calculant et en interpolant les moyennes hebdomadaires à partir des données journalières. Le modèle de réservoir sera calibré en confrontant ces valeurs hebdomadaires aux résultats de simulation. Ici, le $S_{in-situ,ref}$ retenu est le volume moyen, $S_{in-situ,mean}$, issu des données in-situ, h_{ref} et A_{ref} sont la hauteur et la surface d'eau qui correspondent à $S_{in-situ,mean}$ et qui sont déduites à partir des courbes hypsométriques de la base de données GLOBathy.

La figure 5.19 montre la reconstruction des anomalies de volume pour le réservoir 'Gonzalez Lacasa' (ID 2699) dans le bassin de l'Èbre, avec un aperçu sur une période d'observation de 4 ans. Ce dernier est en réalité observé deux fois par cycle de 21 jours par l'altimètre SWOT. Les observations journalières in-situ figurent en noir, en bleu les mesures de SWOT tenant compte de l'échantillonnage temporel et des erreurs aléatoires par défaut sur les hauteurs et les surfaces. En orange, les moyennes hebdomadaires calculées à partir des mesures ponctuelles relevées et elles seront utilisées comme observations de référence pour calibrer le modèle de réservoir.

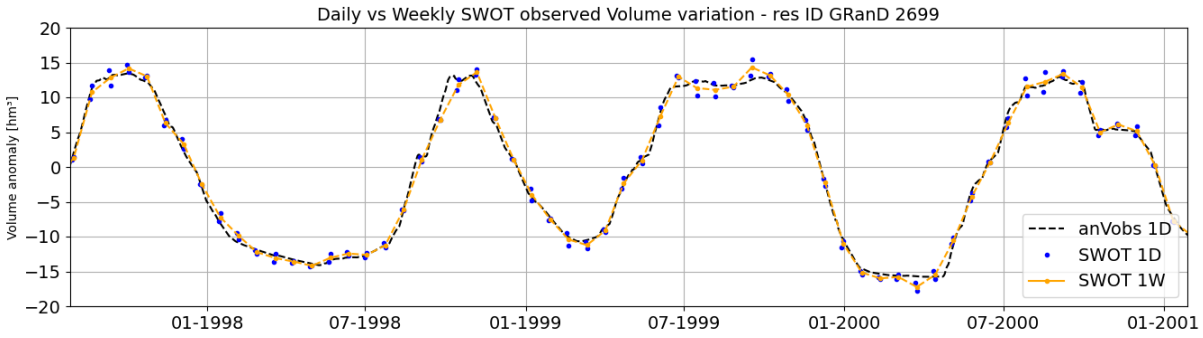

Figure 5.19 – Reconstruction des anomalies de volume pour le réservoir 'Gonzalez Lacasa' (ID 2699). Les observations journalières in-situ figurent en noir, en bleu les observations de SWOT tenant compte de l'échantillonnage temporel et des erreurs aléatoires par défaut sur les hauteurs et les surfaces. En orange, les moyennes hebdomadaires reconstruites à partir des observations ponctuelles retenues.

Jusqu'à présent, on a uniquement représenté l'erreur aléatoire sur la mesure de la hauteur et la surface d'eau d'un réservoir. Une source d'erreur non négligeable proviendrait également du biais sur la mesure des surfaces qui entraîne généralement la sous-estimation de ces dernières. En effet, certains plans d'eau peuvent n'être que partiellement observés, à cause des trous d'observation avec l'altimètre SWOT pour les

latitudes moyennes, et aussi au niveau des 20 km de distance au nadir entre les deux fauchées. De plus, la végétation à l'intérieur ou en bordure des plans d'eau produit des recouvrements sur les pixels d'eau et affecte les estimations des hauteurs et surfaces d'eau [Desrochers et al., 2021, Peral, Esteban-Fernandez, 2018]. Dans les expériences menées, des configurations introduiront différentes valeurs de biais relatif sur les surfaces, à la fois de surestimation et de sous-estimation.

5.3.2 Configuration expérimentale

Parmi les 215 réservoirs considérés dans la calibration basée sur les observations in-situ, 7 réservoirs seront exclus dans cette étude : les réservoirs dont les identifiants GRanD sont 2706 et 2865 et qui ne sont pas observés par le satellite SWOT, et les réservoirs avec les identifiants 7052, 7053, 7054, 7056 et 7057 de la base de données GRanD qui ne sont pas répertoriés dans la base de données GLOBathy. Pour le reste des réservoirs, ils sont observés entre 1 et 4 fois par cycle de 21 jours, 156 réservoirs étant observés au minimum 2 fois. La figure 5.20 présente le nombre de passages de SWOT sur les réservoirs de l'Espagne, les couleurs plus sombres correspondant à un plus grand nombre de passages.

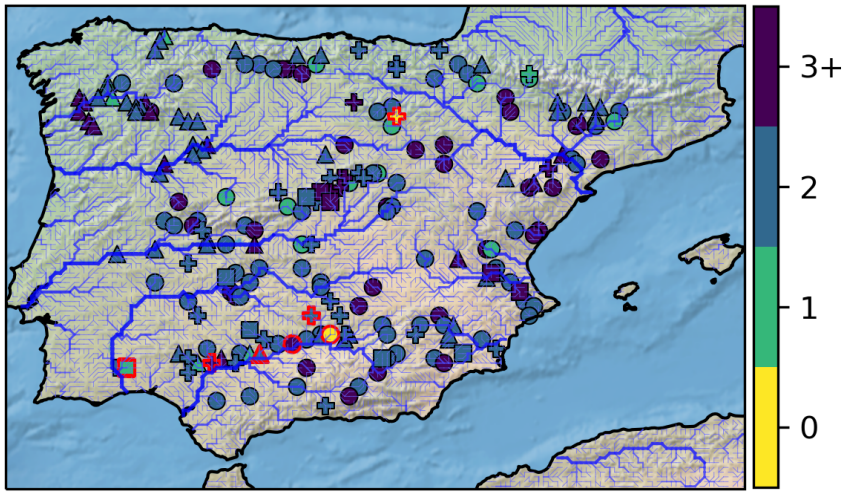

Figure 5.20 – Nombre de passages de SWOT sur les réservoirs espagnols dans un cycle de 21 jours. Les réservoirs encadrés en rouge représentent ceux ignorés dans cette étude.

Les réservoirs encadrés en rouge représentent ceux ignorés dans cette étude. La symbologie est relative aux objectifs principaux et elle est identique à celle utilisée dans les sections précédentes.
La convergence des paramètres et de l'indice de performance C_{2M} sont étudiés, après calibration du modèle de réservoir sur les anomalies de volume, et ce en faisant varier plusieurs types d'erreurs, dont les erreurs aléatoires estimées sur les hauteurs et surfaces d'eau issues de l'état de l'art établi. L'objectif est d'explorer la sensibilité de la calibration du modèle DROP aux différents types d'erreurs.
L'expérience est réalisée en étudiant séparément 4 types d'erreurs :

— Configuration (i) étudie l'impact du 1er jour du cycle de SWOT. En effet, en décalant le 1er jour du cycle, la ou les dates de passage de l'altimètre sur SWOT au-dessus d'un réservoir sera différente et la mesure de volume observée le sera également, et pour certains réservoirs, notamment ceux utilisés pour l'hydroélectricité où la variabilité des volumes est très forte, un tel décalage peut impacter le tracé du volume hebdomadaire retenu, et par conséquent la calibration ; 21 expériences sont réalisées en choisissant dans chacune une date de début d'observation différente

conformément au nombre de jours du cycle de SWOT.

— Dans une seconde configuration, notée (ii), on s'intéresse à l'impact des erreurs aléatoires de mesure sur les surfaces et les hauteurs d'eau des réservoirs. On applique conjointement 5 différentes valeurs d'erreurs allant de 5 à 50 cm pour les hauteurs d'eau, et de 5% à 50% pour les erreurs relatives sur la surface. 25 expériences sont ainsi réalisées.

— L'impact du biais relevé sur les mesures des surfaces est ensuite étudié dans la configuration (iii), en appliquant cinq différentes valeurs de biais relatif sur toutes les données ponctuelles de surface d'eau, allant de 75% à 125%. Bien que dans la littérature il soit indiqué que les surfaces seraient principalement sous-estimées, on évalue ici toutes les possibilités.

— Les erreurs sur la hauteur de référence et la surface de référence ont été jusqu'à présent négligées. Le choix du volume de référence, à partir desquelles les anomalies de volume sont calculées, et l'erreur qui lui est attribuée peuvent également avoir un impact sur la calibration. De la même manière que dans la deuxième configuration, différentes valeurs d'erreur allant de 5cm à 50cm pour les hauteurs d'eau, et de 5% à 50% pour les surfaces sont appliquées conjointement aux valeurs de références, constituant les 25 dernières expériences menées, associés à la configuration (iv).

Les 4 configurations peuvent être également résumées dans le tableau 5.2 :

Table 5.2 – Résumé des quatre configurations avec les marges considérées pour chaque type type d'erreur.

Configuration	Types d'erreur	Valeur min.	Valeur max.
(i)	1er jour du cycle	1	21
(ii)	erreurs aléatoires (err_{h_i} ;ε_{A_i})	(5cm ; 5%)	(50cm ; 50%)
(iii)	biais relatif sur Surface	75%	125%
(iv)	erreurs aléatoires ($err_{h_{ref}}$;$\varepsilon_{A_{ref}}$)	(5cm ; 5%)	(50cm ; 50%)

Dans chacune des 4 configurations testées, le reste des erreurs sont considérées à leur valeurs par défaut, qui sont listées dans le tableau 5.3 :

Table 5.3 – Configuration par défaut des produits de volumes SWOT

Source d'erreur	Valeur par défaut
1er jour du cycle	1
err_{h_i} (grande sup., petite sup.)	(10,25) cm
ε_{A_i} (grande sup., petite sup.)	(15%,25%)
biais relatif sur Surface	0%
$err_{h_{ref}}$ (grande sup., petite sup.)	(0,0) cm
$\varepsilon_{A_{ref}}$ (grande sup., petite sup.)	(0%,0%)

"grande sup.", "petite sup." désignent grande ou petite superficie moyenne, soit une surface moyenne A_{mean} supérieure ou inférieure à 1 km^2. A_{mean}, la surface moyenne du réservoir, est issue de la base de données GRanD [Lehner et al., 2011b].

Une première expérience est établie en amont des quatre configurations et qui ne prend en compte que l'échantillonnage temporel, négligeant toutes les erreurs de mesure. Elle sera notée "$SWOT_0$" et

permettra dans un premier temps d'évaluer l'impact de l'échantillonnage temporel sur la calibration. Dans cette configuration, le 1er jour du cycle SWOT considéré est le premier jour de la période de simulation (soit jour 1).

Dans l'ensemble, 76 expériences ont été exécutées. Pour chaque expérience menée, deux étapes sont effectuées :

— La création des anomalies de volumes hebdomadaires observés par SWOT
— La calibration du modèle DROP individuellement sur chaque réservoir en optimisant l'indice de performance C_{2M}

Le détail des valeurs d'erreur utilisées dans chacune des 76 expériences sont décrites en l'annexe B.1.

5.3.3 Résultats

5.3.3.1 Dispersion interne des paramètres du modèle DROP

Avant d'aborder ce que les produits de volume SWOT génèrent comme dispersion dans les résultats de calibration (que ce soit sur les paramètres optimaux et sur les scores C_{2M}), il est d'abord nécessaire d'étudier la dispersion interne des paramètres du modèle à partir d'une calibration de référence qui repose sur les observations in-situ. Comme nous l'avons vu dans la section 5.1.3, les paramètres du modèle DROP présentent des interactions d'ordre 2 et supérieur, en particulier dans les réservoirs ayant une capacité relative faible à moyenne ($0.01 \leqslant c \leqslant 1$) (figure 5.7). Certains paramètres présentent également des fronts de Pareto (section 5.2.3).

Le schéma de calibration sur les anomalies de volume, reposant sur les observations in-situ, a été exécuté dix fois pour chaque réservoir individuellement, afin d'évaluer la dispersion de chaque paramètre. La figure 5.21 représente la distribution des écarts types retrouvés dans les optima de chaque paramètre. Les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation sont présentés séparément et les répartitions des écart-types de leurs paramètres respectifs sont indiquées par les couleurs verte et grise respectivement.

Pour les paramètres α et w_{start}, la dispersion respective des valeurs optimales reste en médiane quasi-nulle (0.003) et nulle. La dispersion des optima est plus importante pour le paramètre $c_{threshold}$, et ce constat est dû d'une part au fait que celui-ci correspond à un seuil et donc plusieurs valeurs conduisent au même volume simulé (car choix de la même équation de calcul (équation 3.8)), et d'autre part à sa forte interaction avec le reste des paramètres (figures 5.5 et 5.6). Pour le paramètre b, on note une dispersion importante des optima, tout aussi importante dans les deux catégories de réservoirs, mais ce paramètre est le moins influent globalement et cette dispersion a très peu d'influence sur les volumes simulés. De même pour les paramètres d_{max} et M, spécifiques aux réservoirs d'irrigation, et en dépit de la forte dispersion de leurs optima, ces paramètres ont peu d'influence sur la variance des volumes (figure 5.9).

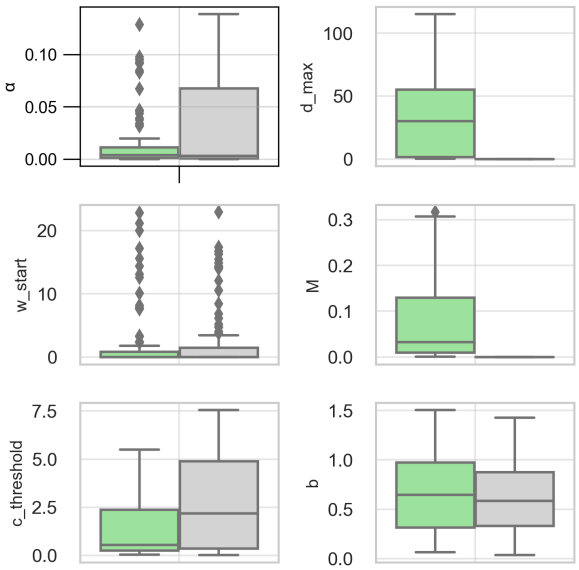

Figure 5.21 – Pour chaque paramètre, est représentée la distribution au sein des réservoirs des écart-type que l'on retrouve dans la valeur optimale lorsque la calibration est répétée dix fois sur les anomalies de volume (calibration basée sur les observations in-situ). En vert, la distribution des écarts types dans la valeur optimale d'un paramètre rencontrés dans les réservoirs d'irrigation, en gris, dans les réservoirs de non-irrigation.

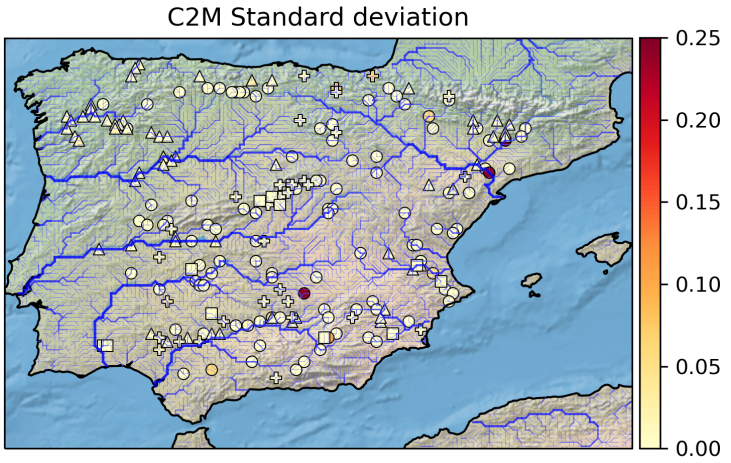

Figure 5.22 – Représentation de l'écart type des scores optimums du C_{2M} résultant des dix cycles d'exécution du schéma de calibration in-situ sur les anomalies de volumes.

Les réservoirs de non-irrigation présentent une plus grande disparité en termes de dispersion des paramètres optimaux, comparé aux réservoirs d'irrigation. Ce résultat est lié d'une part à la limite du modèle à reproduire la dynamique de leur volume, et d'autre part, à la présence d'une plus grande proportion de réservoirs à faible capacité relative dans lesquels les paramètres ont plus d'interactions, notamment pour les trois paramètres principaux α, w_{start} et $c_{threshold}$. En effet, une forte dispersion de ces trois paramètres est principalement constatée dans les réservoirs hydroélectriques du nord-ouest de l'Espagne, ainsi que dans certains réservoirs d'irrigation en amont du bassin du Tage (voir figure B.1 en annexe B pour la cartographie des dispersions des optima des paramètres), et tous présentent de faibles capacités relatives, inférieures à 0.1 (figure 4.8). Par ailleurs, comme expliqué dans la section 5.1.4, α et w_{start} influencent tous deux directement le biais de la courbe de remplissage (figure 5.10), et donc différentes

valeurs de ces 2 paramètres peuvent aboutir à la même représentation des volumes de stockage.
La figure 5.22 représente l'écart type des C_{2M} résultant des dix cycles d'exécution de la calibration sur les volumes.
Il est constaté que la dispersion interne des valeurs optimales des paramètres n'a finalement pas d'influence significative sur les scores optimums de C_{2M} obtenus, dont la dispersion est négligeable sur la quasi-totalité des réservoirs. On distingue principalement trois réservoirs (en rouge) pour lesquels le C_{2M} varie de manière significative : les réservoirs avec les identifiants GRanD 3506 et 3500 dans le bassin de l'Èbre, et le réservoir avec l'identifiant 2838 en amont du bassin de Guadiana. Pour les deux premiers réservoirs, le schéma de calibration ne converge pas compte tenu de la forte variabilité des volumes et qui est liée à leur second objectif : l'hydroélectricité, conjointement à une très faible capacité relative qui est de l'ordre de 0.001. Ceci entraîne une instabilité dans l'algorithme de calibration. Pour le réservoir n° 2838, situé dans le bassin du Guadiana, la taille de la population n'était pas suffisante pour assurer la convergence du schéma de calibration, une population de 100 a montré une meilleure convergence avec un écart type proche de zéro. Cette taille de population n'a pas été retenue car elle augmente considérablement le temps de calcul, une population de 50 a permis la convergence de la quasi totalité des réservoirs à moindre coût.
Maintenant que la dispersion interne des paramètres du modèle et sa convergence en termes de C_{2M} sont bien établies, nous examinerons l'apport des produits de volume de SWOT sur la calibration du modèle de réservoir, et évaluerons les impacts de l'échantillonnage temporel et des différentes erreurs sur sa stabilité.

5.3.3.2 Impact de l'échantillonnage temporel de SWOT sur la calibration

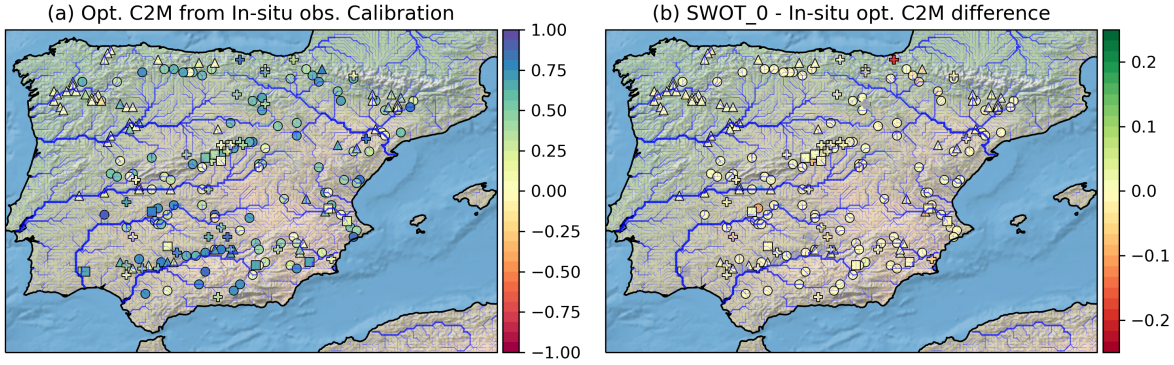

Figure 5.23 – (a) Distribution spatiale des indices de performance C_{2M} sur les anomalies de volumes après calibration basée sur les observations in-situ, (b) différence d'efficience entre les résultats de calibration avec les produits '$SWOT_0$' et ceux avec les observations in-situ.

Afin de dissocier l'impact de l'échantillonnage temporel de l'impact des erreurs de mesure, nous avons effectué une première expérience où seul l'échantillonnage temporel est pris en compte, toutes les erreurs étant fixées à 0. Le premier jour du cycle SWOT est assimilé au premier jour de la série temporelle observée. La figure 5.23 représente la comparaison des résultats de la calibration effectuée avec la série temporelle complète in-situ et la même étant tronquée suivant les jours de passage du satellite SWOT. Le panneau (a) représente les scores optimums de C_{2M} obtenus en considérant les données continues in-situ. Le panneau (b) représente la différence d'efficience entre la calibration basée uniquement sur

les données ponctuelles collectées par le satellite et celle obtenue avec la série complète provenant du panneau (a).

De manière générale, il est constaté que les scores optimaux atteints en effectuant la calibration à partir d'observations ponctuelles, suivant les jours de passage du satellite sur chaque réservoir, ne sont pas dégradés dans la quasi-totalité des réservoirs. Bien que quelques réservoirs ne soient observés qu'une seule fois par cycle de 21 jours, la calibration reste tout aussi performante et l'on obtient les mêmes résultats qu'avec les observations in-situ. Comme les réservoirs observés une fois par cycle sont essentiellement des réservoirs d'irrigation, la dynamique de variation des volumes est lente, de l'ordre intermensuel, et par conséquent une seule mesure par 21 jours peut être suffisante pour bien reproduire le volume moyen hebdomadaire. La différence de scores C_{2M} entre les deux configurations est de -0.005 en moyenne avec un écart type de 0.02. Étant donné que l'échantillonnage temporel a une influence négligeable sur les résultats de la calibration, l'analyse des résultats sous les différentes configurations d'erreurs se référera à la calibration sur observations in-situ comme base de référence.

5.3.3.3 Impact des différentes erreurs de mesure sur la calibration

Dans cette partie, nous analysons ce que les incertitudes dues aux différentes erreurs SWOT peuvent apporter comme perturbation sur le schéma de calibration en se focalisant sur la dispersion et le biais créés dans le calcul des valeurs optimales des paramètres et de l'indice de performance C_{2M}. Pour rappel, les 4 types d'erreurs testés sont (i) la date du premier jour du cycle SWOT considéré, (ii) les erreurs aléatoires des mesures de hauteur et de surface de l'eau, (iii) le biais sur les surfaces émergées et (iv) les erreurs aléatoires sur la hauteur et la surface de référence (voir sous-section 5.3.2).

L'impact du cycle de passage de SWOT sur la calibration

Nous étudions en tout premier lieu l'impact des dates d'observation sur la calibration du modèle. En respectant l'échantillonnage temporel que SWOT aura sur chaque réservoir, 21 expériences sont menées, correspondant à l'ensemble des possibilités du premier jour d'observation de SWOT compris dans son cycle de passage. Pour chaque expérience, le produit de volume SWOT est généré, à partir duquel les paramètres du modèle sont calibrés sur chaque réservoir individuellement. Le jeu de paramètres optimal retrouvé pour chaque réservoir, toujours au cours d'une même expérience, est utilisé pour comparer la différence en termes de performance avec les résultats de référence (calibration in-situ).

La figure 5.24 représente la distribution spatiale des écart-type (panneau (a)) et des valeurs moyennes (panneau (b)) des scores C_{2M} sur les 21 expériences testées sur chaque réservoir.

Le panneau (a) montre une très faible dispersion des scores C_{2M}, avec des valeurs d'écart-type inférieures à 0.003 pour 75% des réservoirs, ce qui montre de manière générale que la convergence du modèle DROP n'est pas sensible au 1er jour du cycle d'observation. De plus, le modèle parvient à maintenir des scores élevés de C_{2M} qui sont très proches des résultats de la calibration in-situ (panneau (b) comparé au panneau (a) de la figure 5.23).

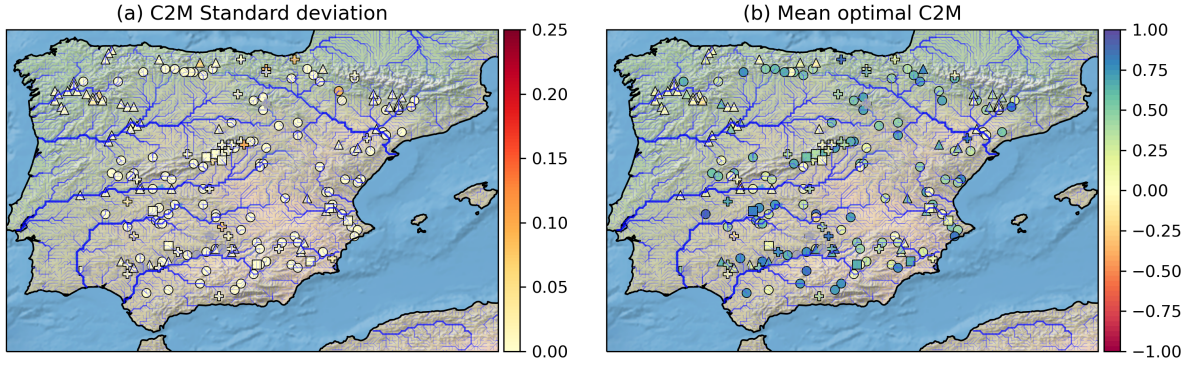

Figure 5.24 – Distribution spatiale des écarts types (a) et des valeurs moyennes (b) des scores C_{2M} obtenus avec différents jeux de paramètres calibrés, dont chacun a été trouvé en se basant sur des produits observés 'SWOT' avec un jour de début de cycle d'observation différent (21 expériences au total).

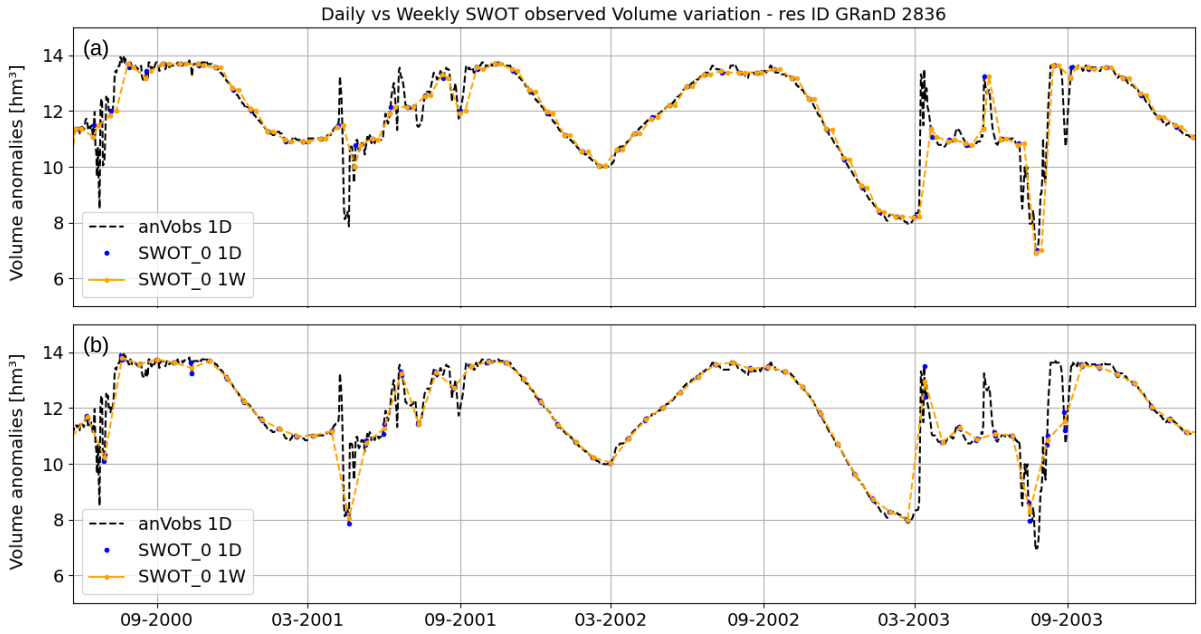

Figure 5.25 – Comparaison de deux cycles d'observation SWOT différés sur le réservoir "Vega de Jabalon" (n°2836), en considérant deux dates de début du cycle de passage (jours 2 et 15 respectivement dans (a) et (b) du cycle de 21 jours). En noir les observations journalières in-situ, en bleu les observations ponctuelles relevées par SWOT (erreurs de mesure ignorées), et en orange les tracés hebdomadaires retenus à partir des données journalières enregistrées.

Il existe tout de même des exceptions, notamment les réservoirs présentant de variations brusques de volume et dont l'échantillonnage temporel ne couvre pas sa fréquence de variabilité. Le réservoir "Vega de Jabalon" (n°2836) en est un exemple. Il est situé en amont du bassin du fleuve Guadiana et a pour objectif principal l'approvisionnement en eau. La figure 5.25 montre deux exemples de tracés obtenus avec deux cycles de passage différés (débutant respectivement les 2ème et 15ème jours pour les panneaux (a) et (b)). Les erreurs de mesure sont ignorées dans cet exemple, seul l'échantillonnage temporel est considéré. Malgré le fait que le réservoir soit observé deux fois tous les 21 jours, la fréquence de variation du volume est plus élevée et un décalage au niveau des dates d'observation impacte significativement les données relevées et par conséquent les courbes de volumes obtenues. La différence entre les deux tracés hebdomadaires est d'autant plus marquée lorsque les erreurs de mesure y sont incluses.

L'impact des erreurs aléatoires sur la calibration

Outre l'effet des dates d'observations sur le tracé des anomalies de volumes, nous évaluons ici l'impact des erreurs aléatoires sur les mesures des hauteurs et surfaces d'eau. La figure 5.26 représente des tests de sensibilité de la calibration du modèle aux erreurs aléatoires sur la hauteur (a),(c) et la surface d'eau (b),(d), prises séparément. Le panneaux (a) et (c) montrent respectivement l'évolution de la distribution des écarts d'efficience au sein des réservoirs d'irrigation et de non-irrigation entre le modèle calibré par les produits SWOT et les résultats de référence (issus de la calibration in-situ) au fur et à mesure que l'erreur aléatoire sur la hauteur d'eau augmente. L'erreur sur la surface d'eau est quant à elle fixée à une valeur minimale de 5%. Les cinq diagrammes en boîte correspondent aux résultats des expériences notées de 22 à 26 respectivement (tableau B.1). Les panneaux (b) et (d) représentent la situation inverse, où l'évolution des écarts de performance dans les deux catégories de réservoirs est évaluée en augmentant l'erreur aléatoire sur la surface, pour une valeur d'erreur de 5 cm fixée sur les hauteurs d'eau (expériences 22,27,32,37 ; tableau B.1).

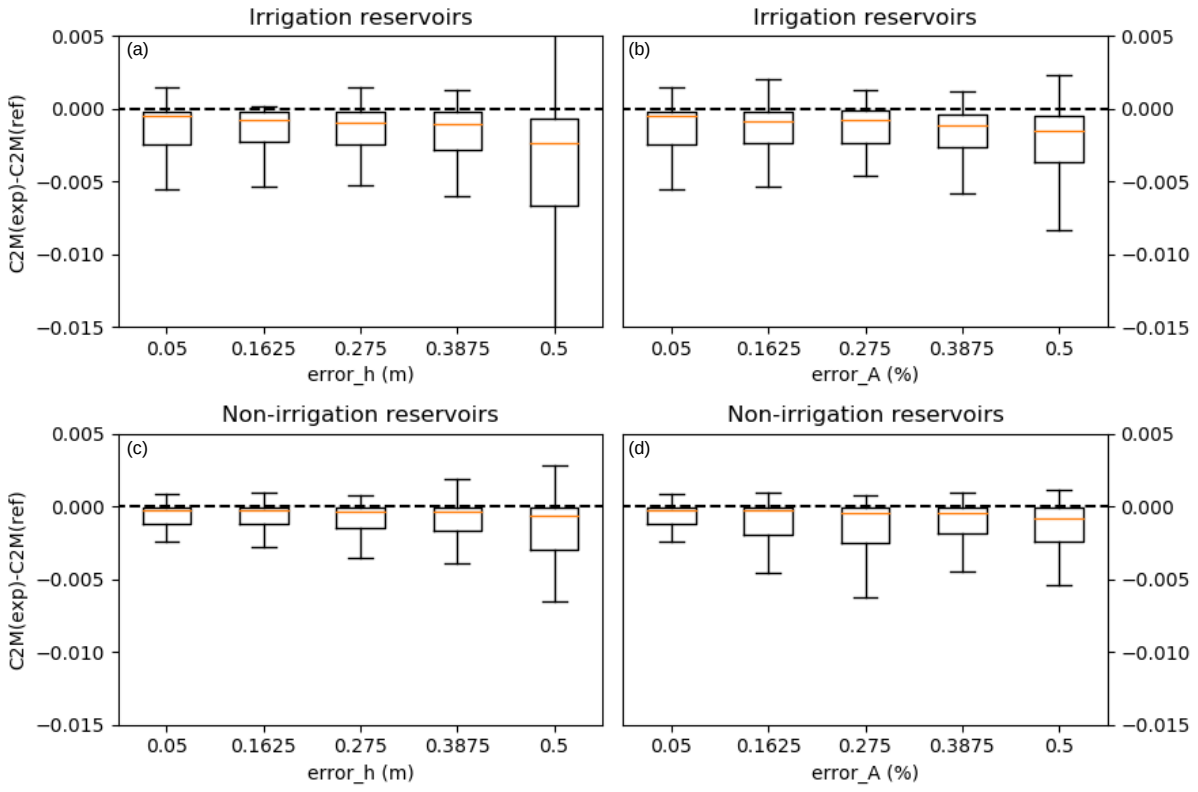

Figure 5.26 – Tests de sensibilité de la calibration du modèle aux erreurs aléatoires sur la hauteur (a),(c) et la surface d'eau (b),(d) considérées individuellement. La sensibilité du modèle est différenciée entre les réservoirs d'irrigation (panneaux supérieurs) et de non-irrigation (panneaux inférieurs).

De manière générale, l'augmentation des erreurs aléatoires sur les deux variables dégradent davantage l'efficience du modèle par rapport à la calibration in-situ. Dans les deux catégories de réservoirs, la hauteur d'eau a un impact plus important sur le C_{2M}optimal que l'incertitude sur la surface pour les valeurs d'erreur les plus grandes. Cela est d'autant plus marqué pour les réservoirs d'irrigation.
En termes de représentativité des écarts créés, l'impact de ces erreurs sur les performances du modèle

reste très faible, les valeurs des écarts générés restent en effet inférieures à 0.005 pour la quasi-totalité des réservoirs, et ce même pour les valeurs d'erreurs aléatoires les plus élevées. Par ailleurs, il est noté à partir des plus faibles erreurs sur les hauteurs et les surfaces d'eau (0.05 m et 5% respectivement), des écarts en termes de C_{2M}qui sont générés sur la moitié des réservoirs, toutes catégories confondues. Ceci est lié à la fois à l'échantillonnage temporel mais aussi au passage de données ponctuelles à des moyennes hebdomadaires, amenant le produit de volume reconstruit à dévier de la série in-situ de référence. Ce biais créé, bien que très faible en valeur absolue, représente la part la plus importante de l'incertitude globalement générée sur le C_{2M}à mesure que les erreurs aléatoires augmentent, et ce jusque des valeurs d'erreur très importantes (plus de 0.3875 m et 38.75% respectivement sur les deux variables).

Pour analyser l'effet combiné des erreurs aléatoires sur les hauteurs et les surfaces d'eau, la figure 5.27 représente les résultats issus de l'ensemble des expériences menées dans la configuration (ii) (tableau 5.2). Le panneau (a) représente la distribution spatiale des écart-type des scores C_{2M} avec les différentes combinaisons d'erreurs aléatoires sur les deux variables hauteur-surface. Le panneau (b) affiche le biais moyen absolu enregistré en termes de C_{2M} sur les 25 expériences menées dans cette configuration, en prenant comme référence les scores issus de la calibration in-situ.

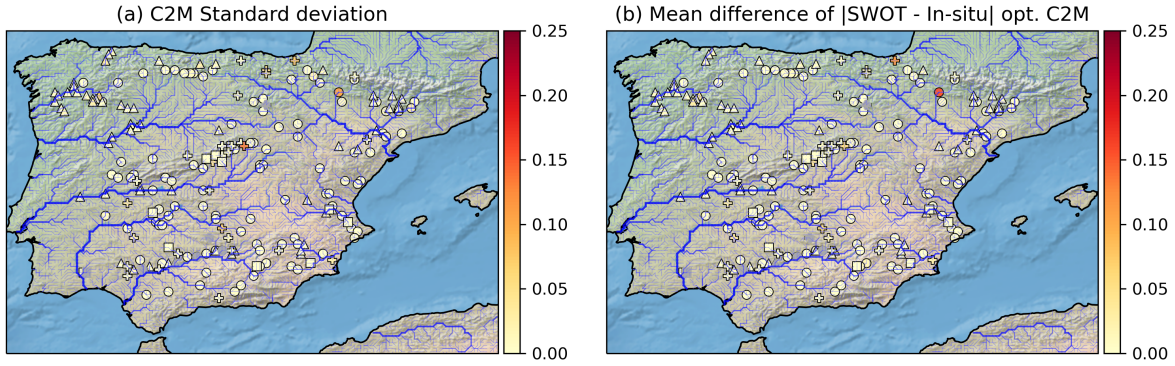

Figure 5.27 – (a) Distribution spatiale des écarts types du score optimal de C_{2M} en faisant varier les erreurs aléatoires de mesure hauteur-surface dans les données SWOT, (b) Moyenne des biais absolus d'efficience entre les résultats de calibration avec les produits 'SWOT' présentant différentes erreurs de mesure aléatoires appliquées, et celle basée sur les observations in-situ.

Dans l'ensemble, on note une faible dispersion des C_{2M} optimaux avec des valeurs qui se rapprochent des résultats de référence. Les plus fortes dispersions de C_{2M} sont enregistrées dans les mêmes réservoirs montrant une sensibilité au 1er jour du cycle d'observation de SWOT (figure 5.24).

Pour illustrer l'impact que les erreurs aléatoires peuvent avoir sur la calibration de DROP, la figure 5.28 montre l'exemple du réservoir "Anarbe" (id GRanD 2655, A_{mean}=0.77km^2), un réservoir d'approvisionnement en eau situé au Nord de l'Espagne, pour lequel la perte en termes de performance du modèle est de 0.15 en considérant des erreurs aléatoires de 50 cm et 50% respectivement sur la surface et la hauteur d'eau. En bleu sont affichés les observations in-situ, en orange les produits SWOT prenant en compte l'échantillonnage temporel et les erreurs aléatoires considérées. Les volumes calibrés sur la base des observations in-situ sont tracés en rouge. Le C_{2M} optimal atteint est de 0.31. Les volumes calibrés à partir des observations SWOT fortement perturbées figurent en vert et marquent une divergence par rapport aux résultats de la calibration in-situ. Le C_{2M} optimal atteint par le modèle est plus faible, de 0.15.

Les réservoirs d'irrigation à grande capacité relative sont les mieux adaptés et ne présentent pas de dis-

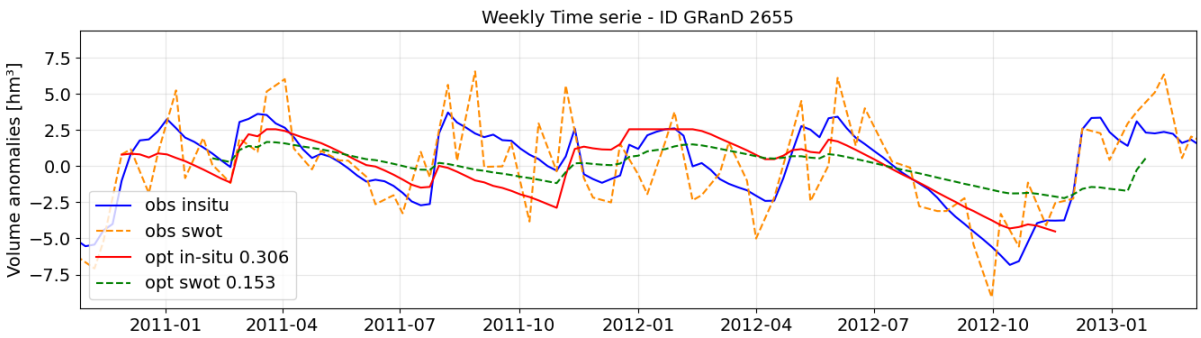

Figure 5.28 – Exemple de résultats de calibration pour le réservoir "Anarbe" (id GRanD 2655). En bleu les volumes observés in-situ, en orange le tracé du volume produit en introduisant des erreurs aléatoires maximales sur les hauteurs et surfaces d'eau (expérience n°46, tableau B.1). En rouge les résultats de calibration in-situ, en vert les résultats de la calibration basée sur les observations SWOT générées.

persion ni de biais significatifs de la valeur de C_{2M} optimale. La figure 5.29 montre l'exemple du réservoir 'Ebro' (id GRanD 2662, A_{mean}=54.28 km^2) où sont comparés le résultat des deux calibrations, l'une sur les observations in-situ, et la seconde utilisant les produits de volume SWOT avec des erreurs aléatoires appliquées aux hauteurs et aux surfaces. Dans le panneau (a) sont représentés les résultats pour l'expérience n°22, soit des erreurs aléatoires très faibles de 5 cm et 5% respectivement pour les hauteurs-surfaces. Le panneau (b) représente les résultats pour l'expérience n°46, où des valeurs maximales d'erreurs (50 cm ; 50%) ont été appliquées (tableau B.1). Dans les deux panneaux, les volumes observés in-situ sont tracés en bleu, les produits SWOT en orange. Les volumes issus de la calibration de référence (in-situ) sont représentés en rouge, et en vert ceux calibrés sur la base des observations SWOT générées.

Le panneau (a) montre essentiellement que l'échantillonnage temporel permet de reproduire parfaitement le volume in-situ, et obtenant un score C_{2M} optimal similaire à la performance de référence. En appliquant des erreurs aléatoires très élevées, les volumes calibrés sur la base des observations SWOT divergent certes du tracé optimal obtenu avec la calibration in-situ, néanmoins, la perte en termes d'efficience (écart C_{2M}) reste quasi nulle, de 0.007.
En effet, l'amplitude des variations de volume simulées par le modèle DROP est limitée d'une part par la valeur de sa capacité maximale de stockage et des flux entrants, et d'autre part par les conditions aux limites du schéma de calcul (liées aux zones critiques de remplissage et au débit environnemental à respecter). L'ensemble de ces éléments limite la capacité du modèle à reproduire de fortes amplitudes de variations en volume, ce qui explique la convergence des C_{2M} en dépit de l'introduction de très fortes perturbations sur les observations de SWOT.
La figure 5.30 montre les dispersions et les écarts générés en termes de scores de performance pour l'ensemble des configurations étudiées (configurations (i), (ii), (iii) et (iv) ; tableau 5.2). Le panneau supérieur de la figure 5.30 montre la dispersion des scores C_{2M} relevés au niveau des réservoirs pour chaque type d'erreur. Le panneau inférieur montre les moyennes des écarts absolus de scores C_{2M} entre les calibrations basées sur les produits SWOT entachés d'erreurs et la calibration de référence. Chaque paire de diagrammes en boîte représente les résultats retenus pour un type d'erreur séparément, sur les 208 réservoirs calibrés. En vert la répartition au sein des réservoirs d'irrigation, en gris celle dans les réservoirs de non-irrigation.

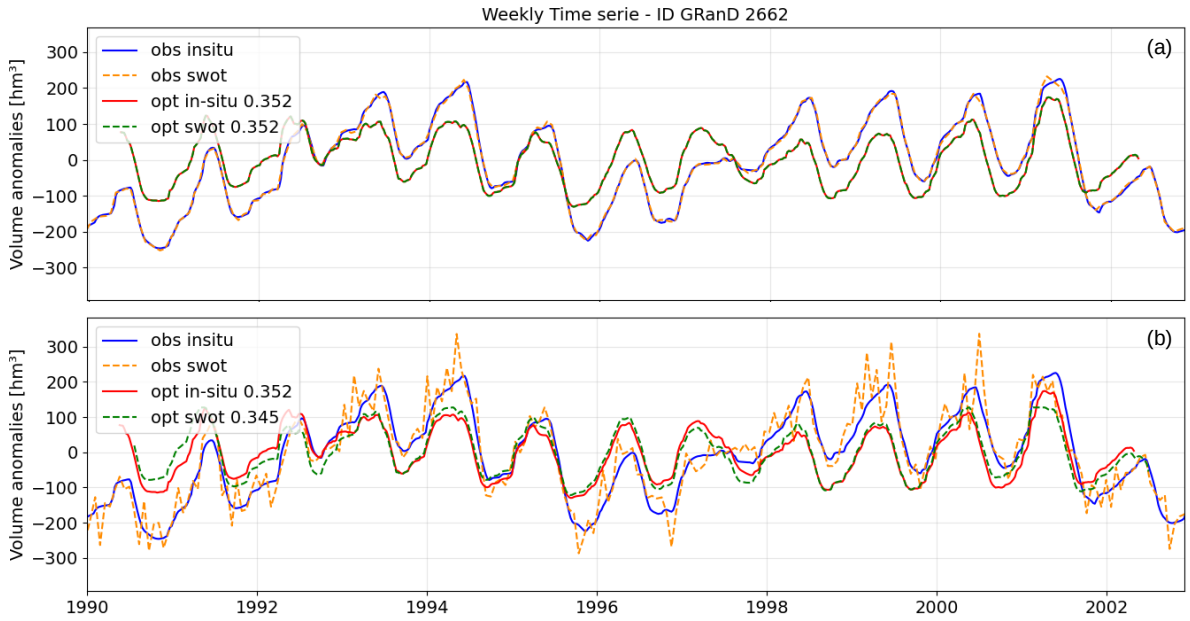

Figure 5.29 – Exemple de résultats de calibration pour le réservoir "Ebro" (id GRanD 2662) à partir des expériences n°22 (panneau (a)) et n°46 (panneau (b)) dans lesquelles sont appliquées des erreurs aléatoires de (5cm,5%) et de (50cm,50%) respectivement sur les hauteurs et surfaces d'eau. Dans les deux panneaux, les volumes observés in-situ sont tracés en bleu, en orange les volumes SWOT tenant compte des erreurs aléatoires définies pour chaque expérience (tableau B.1). En rouge les résultats de la calibration in-situ, en vert les résultats de la calibration basée sur les observations SWOT générées.

L'ensemble des erreurs introduisent une dispersion dans les scores optimums de C_{2M} et avec, pour certains réservoirs, des biais notés par rapport aux scores issus de la calibration in-situ. Ce constat est légèrement plus marqué avec les erreurs aléatoires de mesure (configurations (ii) et (iv)). L'impact du biais relatif sur les surfaces d'eau demeure le plus faible comparé aux autres configurations. La moyenne des écarts absolus relevés sur les scores du C_{2M} se révèle très faible en médiane, de l'ordre de ~0.001, ce qui est très peu significatif. La convergence de la calibration est également correctement maintenue dans l'ensemble avec des écarts types de C_{2M} inférieurs à 0.006 en médiane.
La distribution spatiale de la dispersion et du biais moyen en termes d'efficience est fournie pour toutes les configurations étudiées dans la figure B.2 en annexe.

En ce qui est de la dispersion des paramètres, la figure 5.31 représente, pour chacun des 6 paramètres du modèle (chacun correspondant à un panneau individuel), la répartition des écarts types des valeurs optimales retrouvées au sein des réservoirs, lorsqu'on fait varier un type d'erreur séparément. Dans chaque panneau, on retrouve 5 paires de diagrammes en boîte. La première, à gauche de la figure, reprend la dispersion interne des paramètres issue de dix cycles de calibration in-situ (figure 5.21). Les 4 paires de diagrammes restantes représentent les dispersions respectives des optimums résultant de la perturbation d'un type d'erreur donné, la calibration ayant tournée une seule fois uniquement pour chaque valeur d'erreur (soit une expérience par valeur d'erreur). Le code couleur reste inchangé pour différencier la répartition des écart-types des paramètres entre les deux catégories de réservoirs (irrigation, non-irrigation). Ainsi, l'impact de chaque type d'erreur est évalué en comparant les dispersions obtenues à celles qui sont propres au modèle (in-situ).

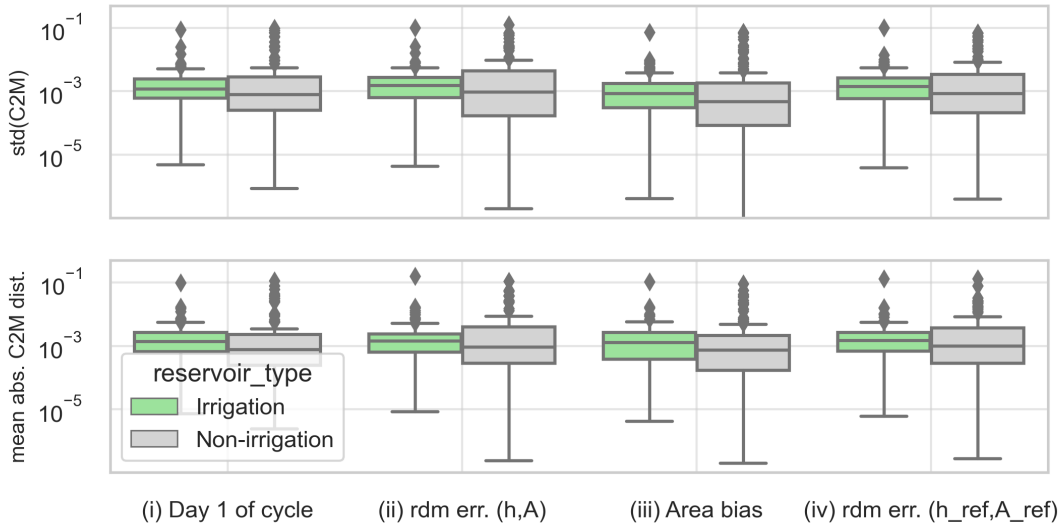

Figure 5.30 – Panneau supérieur : Dispersion des scores C_{2M} relevés pour chaque catégorie d'erreur. Panneau inférieur : Moyennes des écarts de score absolus enregistrés entre les calibrations basées sur les produits SWOT et les résultats de référence issus des observations in situ, et ce pour chaque configuration. Les résultats sont présentés en échelle logarithmique. En vert la répartition au sein des réservoirs d'irrigation, en gris celle dans les réservoirs de non-irrigation.

En ce qui concerne les paramètres les plus influents dans la représentation des volumes, α, w_{start} et $c_{threshold}$, il est constaté que les différents types d'erreurs ont tous un impact sur la convergence des optimums puisque leur dispersions se voient augmenter davantage par rapport à celle propre au modèle (configuration (i)). L'impact est toutefois plus faible avec le biais relatif. Pour les paramètres M et d_{max}, spécifiques aux réservoirs d'irrigation, les incertitudes liées aux différents types d'erreurs augmentent également la dispersion des valeurs optimales des paramètres, avec également un impact plus faible du biais.

Dans l'ensemble, la perturbation la plus notable que les observations de SWOT apportent, parmi les quatre catégories d'erreurs étudiées ici, est celle des erreurs aléatoires de mesure sur le niveau d'eau et l'étendue de surface des réservoirs. L'impact du biais relatif reste limité, notamment dans le cas des réservoirs d'irrigation. Par ailleurs, il est constaté que l'impact sur la dispersion des paramètres optimaux induit par les différentes incertitudes d'erreurs de SWOT est plus importante au sein des réservoirs de non-irrigation (en gris). En effet, cette catégorie de réservoirs, et en particulier les réservoirs d'hydroélectricité, présentent des fluctuations de volume plus fréquentes, allant de la fréquence infra-mensuelle à l'infra-hebdomadaire. Par conséquent, les dates de passage de l'altimètre couplées aux erreurs de mesure peuvent conduire à des différences significatives dans le tracé du produit de volumes et ainsi avoir un impact sur le jeu de paramètres optimaux. Il convient de noter qu'en dépit d'une dispersion plus marquée des paramètres optimaux pour les réservoirs d'hydroélectricité, notamment ceux au nord-ouest de l'Espagne, ces réservoirs présentent globalement de faibles dispersion et biais dans les scores C_{2M}. Les réservoirs d'irrigation, et plus particulièrement ceux à grande capacité relative (les réservoirs tampons), suivent à l'inverse une courbe de remplissage typique au long de l'année et se remplissent et se vident à

une fréquence inter-saisonnière. Pour cette sous-catégorie de réservoirs d'irrigation, l'impact des erreurs et des jours de passage de SWOT sur la convergence des paramètres est le plus limité, comme constaté dans l'exemple du réservoir 'Ebro' (figure 5.29).

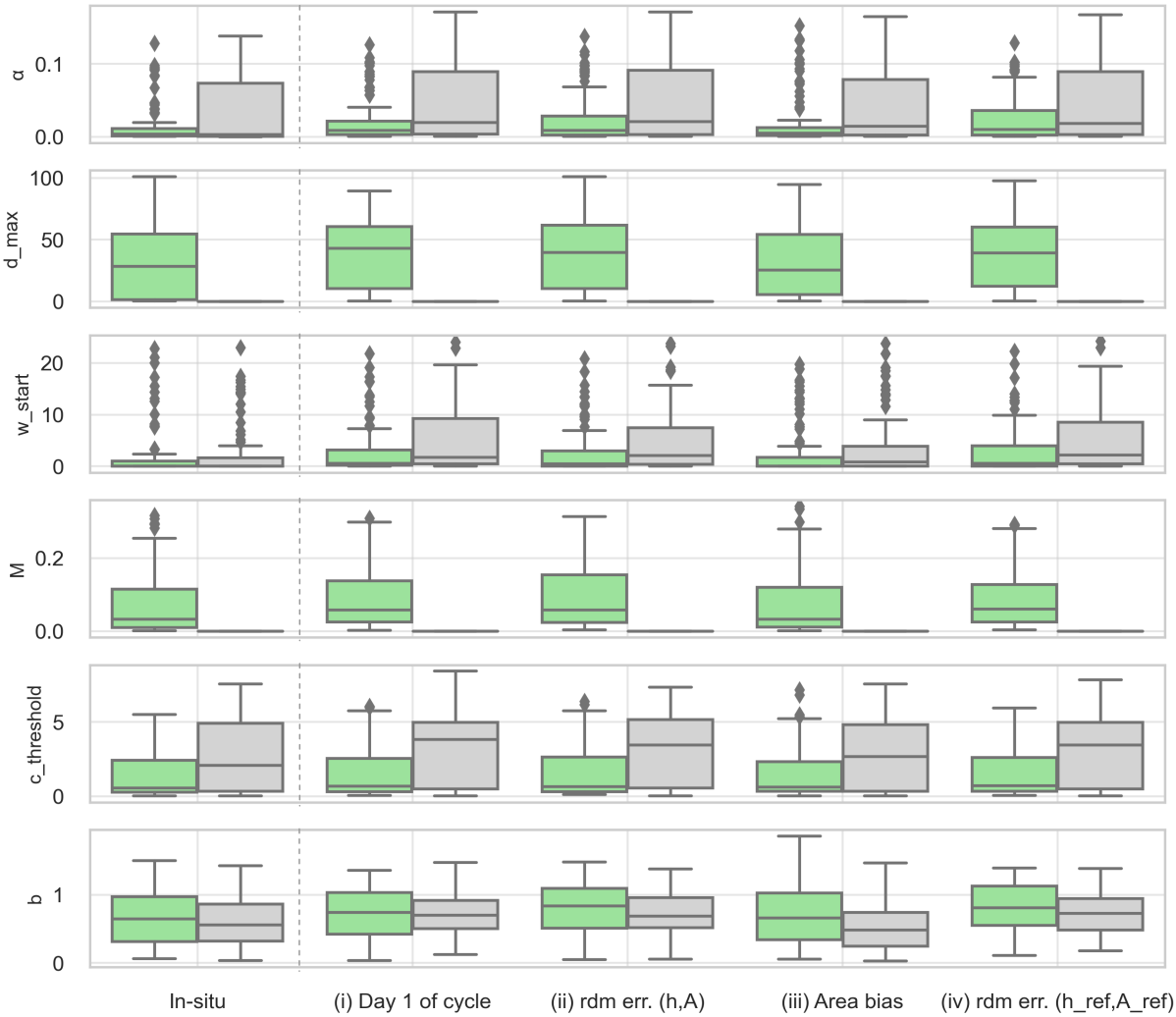

Figure 5.31 – Distribution des écarts types des valeurs optimales de chacun des 6 paramètres du modèle résultant de la perturbation d'un type d'erreur donné (à savoir les configurations (i) à (iv)). La première paire de diagrammes en boîte représente la distribution interne des paramètres du modèle obtenue dans le cadre de la calibration in-situ (c'est-à-dire la figure 5.21). En vert, la distribution des écarts types au sein des réservoirs d'irrigation, en gris, la distribution dans les réservoirs de non-irrigation.

Les produits de volume reconstruits de SWOT, malgré les nombreuses erreurs qu'ils peuvent contenir et qui sont discutées dans cette section, sont dans l'ensemble capables de caractériser fidèlement les paramètres du modèle par le biais de la calibration, plus particulièrement pour les réservoirs les mieux représentés par le modèle DROP, soit les réservoirs d'irrigation à grande capacité relative. La calibration avec les observations SWOT est également valable pour les réservoirs principalement utilisés pour l'hydroélectricité et qui ont une faible capacité relative, dans la mesure où ils ne présentent pas également de biais significatif dans les scores optimums de C_{2M} obtenus.

5.3.4 Discussions

Les résultats présentés jusqu'à présent ne représentent que des travaux à caractère préliminaire qui comportent plusieurs limites.
D'une part, le nombre d'erreurs étudiées est limité et toutes les autres sources d'incertitudes liées aux instruments de mesure ont été ignorées. De plus, les valeurs d'erreur considérées ne sont que théoriques. Les estimations réelles seront obtenues à partir des premières données SWOT qui arriveront pendant la phase de calibration/validation. D'autres erreurs sur les entrées du modèle de réservoir ont également été ignorées, notamment les demandes d'irrigation modélisées par ISBA qui jouent un rôle important dans la représentation de la gestion des réservoirs d'irrigation. D'autre part, dans cette étude, chaque type d'erreur est pris séparément en fixant le reste à des valeurs par défaut. Il est donc à ce stade difficile de tirer un bilan complet de la sensibilité de la calibration à un type d'erreur spécifique sans avoir préalablement intégré la variabilité des autres sources d'erreur. Une solution idéale aurait été d'effectuer une analyse de sensibilité, telle que celle basée sur les indices de Sobol, ou une méthode basée sur les moments pour une vue plus généralisée de la sensibilité de la calibration.

Par ailleurs, lors de la génération des produits de volume SWOT, un tirage aléatoire de l'erreur est appliqué à chaque valeur de volume journalière. Le tirage aléatoire est effectué à partir d'une gaussienne dont l'écart-type correspond aux erreurs définies sur les hauteurs et les surfaces. Par conséquent, pour chaque expérience définie par des erreurs aléatoires et de biais à appliquer aux hauteurs-surfaces, un nombre infini de produits de volume peut être créé pour chaque réservoir. Le tirage étant parfaitement aléatoire, on ne peut garantir, pour des expériences admettant des marges d'erreur élevées, qu'un tirage de valeurs extrêmes a nécessairement eu lieu à chaque pas de temps pour les produits volumiques. On ne sait donc pas dans quelle mesure ce tirage aléatoire peut influencer les résultats présentés. Il serait intéressant de générer pour chaque réservoir plusieurs produits SWOT et d'inter-comparer les résultats pour plus de consistance et de fiabilité sur les conclusions tirées.

Le modèle DROP, quant à lui, présente des contraintes dans la représentation des volumes et des lâchers qui limitent que de fortes perturbations des produits SWOT se répercutent sensiblement sur les simulations. Ces contraintes sont notamment relatives aux équations de calcul (effets de seuil) et aux conditions initiales et limites (en particulier la valeur de la capacité maximale imposée depuis la base de données GRanD et les zones de remplissage critiques du réservoir).

Dans une vision plus générale, les données SWOT représentent pour les réservoirs de taille moyenne une précieuse contribution à l'acquisition de données et à la reconstruction de séries temporelles, au vu du nombre de passages de l'altimètre et de sa capacité à observer des réservoirs allant de 0.27 à 93 km^2 en Espagne. Le croisement des données de niveau d'eau et de surface permet de déduire les variations de volume, ce qui est très utile pour étudier les masses d'eau continentales et en particulier pour le suivi des réservoirs. Il a également été montré dans cette section, en dépit des résultats encore préliminaires, que les produits d'observation altimétrique SWOT peuvent caractériser les paramètres du modèle de manière relativement correcte pour les erreurs de mesure attendues, et même avec une précision élevée pour les réservoirs d'irrigation à grande capacité relative. Cependant, pour certains réservoirs, notamment ceux présentant une dynamique irrégulière ou une forte variabilité des volumes, demeurent sensibles à de

fortes erreurs de mesure dans le cadre de la calibration, et ceci est en partie dû à l'incapacité du modèle de réservoir de DROP à reproduire leur fonctionnement.

5.4 Bilan et perspectives

En complément d'une paramétrisation généralisée du modèle de réservoir, l'analyse de sensibilité menée dans ce chapitre a permis une meilleure compréhension du fonctionnement du modèle, en explorant l'impact des incertitudes des paramètres sur la précision globale de ses prédictions. Cette analyse, basée sur la méthode Sobol [Saltelli et al., 2010b], se distingue des tests de sensibilité précédemment effectués sur le modèle initial [Hanasaki et al., 2006, Shin et al., 2019] par la caractérisation et la quantification des types d'influence que détient chaque paramètre, et ce, en dissociant les effets individuels des différentes interactions.

Les indices de sensibilité de Sobol calculés sur les 215 réservoirs en Espagne, confirment que $c_{threshold}$ est dans l'ensemble le paramètre le plus influent du modèle. En termes d'influence sur la représentation des lâchers, M et d_{max}, spécifiques aux réservoirs d'irrigation, sont classés en seconde position en médiane. Alors que α et w_{start} montrent peu d'influence sur le profil de lâcher moyen, ces paramètres se révèlent les plus influents pour représenter le volume de stockage des réservoirs. Le paramètre b est le moins influent pour la majorité des réservoirs, indépendamment de l'objectif de gestion et de la variable d'intérêt. Le degré d'influence des paramètres du modèle DROP et de leurs différentes interactions est également amené à varier en fonction de la capacité relative des réservoirs. Les résultats obtenus sont applicables également à la version mensuelle rétrospective du modèle, proche du schéma de Hanasaki qui est déjà implémenté dans de nombreux modèles hydrologiques à grande échelle.

Cette étape est cruciale dans le contexte de l'extension du modèle DROP à l'échelle globale, notamment avec son implémentation dans le modèle de routage global CTRIP, car elle permet de simplifier la caractérisation des paramètres, en fonction de la variable d'intérêt étudiée, sans affecter les performances du modèle. Considérant le lancement récent de la nouvelle mission altimétrique SWOT, et le potentiel de ses données pour évaluer avec davantage de précision la dynamique des hauteurs et volumes des eaux de surface dans les continents, ce chapitre a évalué l'apport de ces mesures satellitaires dans la caractérisation des paramètres du modèle de réservoir, et ce à travers la calibration.

Dans un premier temps, la calibration a été menée sur la base d'observations in-situ afin de servir de référence. La calibration uniforme à travers l'Espagne a montré des divergences en termes de valeurs optimales pour les paramètres comparées à la configuration par défaut du modèle, tant pour les lâchers que pour les volumes de stockage. L'amélioration des scores de C_{2M} en utilisant les valeurs calibrées a montré l'apport de la régionalisation des paramètres les plus influents, qui intégrerait ainsi implicitement les particularités climatiques, démographiques et d'occupation des sols dans la gestion des barrages d'une zone géographique donnée. La calibration par réservoir a révélé une forte dispersion des optima pour l'ensemble des paramètres et le bond significatif en terme de performance du modèle souligne la nécessité d'une assignation plus fine des paramètres en fonction des caractéristiques des réservoirs (objectifs de gestion, capacité relative).

A cet effet, les observations SWOT sont d'une grande utilité puisqu'elles permettent une couverture quasi-totale des continents avec une mesure simultanée de haute précision des hauteurs et de la surface de tous les plans d'eau de plus de 250m x 250m, et donc l'estimation de leurs variations de volume. Ainsi, la contribution des données SWOT a été évaluée sur la représentation du volume. La méthode de calcul des erreurs développée a permis de générer des produits de volume en perturbant les observations in-situ et en y intégrant des erreurs aléatoires et systématiques liées aux hauteurs et aux surfaces d'eau, similaires à celles de SWOT. La date du 1er jour du cycle d'observation a également été criblée pour mesurer l'impact qu'elle peut avoir sur les observations générées. Des tests de sensibilité ont été menés sur chaque type d'erreur indépendamment. La calibration du modèle de réservoir a montré une plus grande sensibilité aux erreurs aléatoires, mais parvient tout de même à reproduire assez fidèlement les résultats obtenus avec la calibration in-situ, et d'une très grande précision et convergence pour les réservoirs d'irrigation à grande capacité relative, mieux décrits par les équations du modèle. Les résultats obtenus restent préliminaires, avec de nombreuses hypothèses prises en compte (sous-section 5.3.4). Une étude statistique plus approfondie et plus complète est nécessaire pour apporter plus de fiabilité et de précision aux résultats présentés ; néanmoins, les premières conclusions révèlent un apport majeur des données de SWOT sur ses trois années de mission à une caractérisation globale des paramètres de DROP.

Chapitre 6

Conclusion générale et perspectives

Sommaire

6.1 Bilan des travaux effectués 138
6.2 Perspectives 141

L'hydrologie continentale et ses différents processus contribuent à la description complexe du système climatique global grâce aux échanges d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales, l'atmosphère et les océans. L'hydrologie continentale est également directement impactée par les activités anthropiques, que ce soit l'occupation des sols, l'irrigation ou l'exploitation des eaux de surface et souterraines. L'étude des eaux continentales et des eaux de surface en particulier s'avère d'une importance capitale, à la fois d'un point de vue scientifique pour une meilleure connaissance du cycle de l'eau et du climat, mais également d'un point de vue sociétal, puisque les eaux continentales constituent notre ressource en eau et sont un enjeu majeur pour le siècle à venir, dans le contexte du changement climatique et de la pression démographique.

L'étude du cycle hydrologique implique un grand nombre de processus physiques complexes avec une grande variabilité à l'échelle spatiale et temporelle. Dans les modèles de climat actuels ces processus sont modélisés au sein de modèles de surface qui calculent les transferts d'eau et d'énergie à l'interface sol-atmosphère. Ils sont généralement couplés à des modèles de routage qui simulent les transferts latéraux des écoulements de surface et souterrains sur les continents.

Au CNRM, la modélisation du cycle continental de l'eau repose sur le système hydrologique ISBA-CTRIP, ISBA étant le modèle de surface et CTRIP le modèle de routage. Il est une partie intégrante du modèle climatique global CNRM-CM dont la plus récente version opérationnelle fait partie des modèles du CMIP6 et est utilisé pour représenter le système terre sous différents forçages climatiques [Decharme et al., 2019]. Si ces modèles ont connu de nombreuses avancées sur leurs schémas de représentation des processus physiques naturels, le défi actuel réside dans l'intégration des changements induits par l'Homme, et notamment les barrages-réservoirs dans la modélisation des écoulements en rivières. Plusieurs études ont démontré l'impact significatif des réservoirs sur les régimes d'écoulement des cours d'eau [Biemans et al., 2011, Döll et al., 2009, Gutenson et al., 2020, Haddeland et al., 2006, Hanasaki et al., 2006, Shin et al., 2019, Veldkamp et al., 2017]. Il y a donc un besoin pressant d'intégrer les opérations de gestion des barrages-réservoirs dans les modèles de surface et de routage à grande échelle (LSMs-RRMs) afin de surmonter les biais existants dans la modélisation du cycle continental de l'eau et du débit des rivières compte tenu du nombre de bassins hautement régulés. Cette thèse vise ainsi à améliorer la représentation des écoulements en rivière en développant le modèle de gestion des barrages-réservoirs DROP.

Par ailleurs, la mission spatiale SWOT, dont le lancement a eu lieu le 16 décembre 2022, fournira pour la première fois des cartes d'élévation des eaux sur une très grande majorité des rivières (largeur > 100 m) et lacs (surface > 250 m x 250 m) du globe, de précieuses données à haute résolution qui permettront de caractériser la dynamique des étendues d'eau dont les barrages-réservoirs, mais également de corriger les modèles hydrologiques. Cette thèse s'inscrit également dans ce contexte et propose d'étudier l'apport des données SWOT dans la caractérisation des paramètres du modèle de réservoir développé.

6.1 Bilan des travaux effectués

Dans le chapitre 3, un état de l'art des modèles de réservoirs à grande échelle a été établi, différenciant les modèles guidés par les observations et les modèles basés sur la description des processus physiques. Dans cette deuxième catégorie, le modèle le plus largement utilisé est celui de Hanasaki et al. [2006]. Le modèle DROP (Dam-Reservoir OPeration), est développé dans cette thèse en reconstruisant une version entièrement paramétrée de ce schéma de calcul [Hanasaki et al., 2006] pour représenter les barrages-réservoirs dans le modèle de routage CTRIP. Celui-ci vise à simuler le fonctionnement des réservoirs en reliant la gestion des lâchers à des estimations de demandes en eau et à des processus physiques comme le besoin en eau des cultures. Le modèle différencie ainsi les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation et se base sur le bilan hydrique pour calculer les lâchers d'eau à partir des flux entrants et des demandes en eau. Cette méthode a été retenue d'une part pour son approche physique qui est en cohérence avec celle de ISBA-CTRIP et d'autre part pour les demandes d'irrigation utilisées en entrée qui peuvent être simulées par le modèle d'irrigation récemment intégré dans ISBA [Druel et al., 2022].

Dans ce modèle reconstruit, le calcul des lâchers est contrôlé par 6 paramètres. Il se base sur des années dites 'd'exploitation' qui, à la différence de l'année calendaire ou hydrologique, est propre à chaque réservoir et débute à la période de relargage de l'eau stockée. Le premier mois de l'année d'exploitation a été défini pour chacune des deux catégories de réservoirs (irrigation/non-irrigation) représentant ainsi les deux premiers paramètres du modèle. Au début de chaque année, le stock d'eau du réservoir est comparé à l'état de remplissage idéal, qui est défini par un pourcentage spécifique, α, de la capacité maximale. Les lâchers d'eau calculés dans l'année peuvent être revus à la baisse ou à la hausse à la suite de cette comparaison. Ces derniers sont calculés par pas de temps mensuel et sont contrôlés par 4 paramètres dont 2 propres aux réservoirs d'irrigation qui déterminent respectivement la zone d'influence du réservoir (par d_{max}) et le lâcher minimum (M). Les deux paramètres restants, notés $c_{threshold}$ et b, décrivent l'influence du débit entrant sur le lâcher pour les réservoirs à petite capacité de stockage (réservoirs au fil de l'eau).

Le schéma de calcul de la version initiale reconstruite du modèle de réservoir, $DROP_{retro,M}$ présentait des limitations fonctionnelles pour son implémentation dans CTRIP. Le modèle a donc été ajusté pour pallier ces contraintes en développant une nouvelle version, $DROP_{pro,W}$, dans laquelle le schéma de calcul est passé de rétrospectif à prospectif, et de la résolution mensuelle à hebdomadaire.

Le modèle de réservoir développé est dans un premier temps exécuté dans une configuration isolée de

CTRIP afin d'évaluer ses performances dans la représentation des lâchers de réservoirs en Espagne. Les bassins fluviaux de l'Espagne ont été choisis comme zone d'étude, principalement en raison de la forte concentration de réservoirs dans ses rivières, mais également grâce à la mise à disposition des données d'observation des lâchers et des volumes d'eau sur plusieurs centaines de barrages-réservoirs. L'Espagne est donc une zone idéale pour évaluer la représentation des lâchers de barrages par DROP. La validation régionale du modèle est donc effectuée dans le chapitre 4.

En utilisant une première paramétrisation par défaut, l'approche du modèle a été évaluée sur un total de 215 réservoirs pour lesquels les observations de lâchers et de volumes d'eau sont disponibles sur une période globale allant de 1979 à 2014. Les résultats ont révélé la contribution positive du modèle à la représentation du cycle saisonnier de la variation du débit et du stockage, en particulier pour les réservoirs d'irrigation à grande capacité de stockage pour lesquels le modèle arrive à reproduire le déphasage saisonnier causé par les règles de gestion de l'irrigation (stockage en période hivernale, vidange en période estivale). L'amélioration de la représentation mensuelle de l'écoulement fluvial (en terme de C_{2M}) atteint 43% en médiane par rapport à la représentation naturelle des rivières, avec la version initiale rétrospective mensuelle. Pour les réservoirs d'irrigation seuls, l'amélioration atteint 80% en médiane. Ces résultats fournissent d'ailleurs une validation supplémentaire de la formulation de Hanasaki et al. [2006] sur 215 réservoirs en Espagne [Sadki et al., 2023]. La version hebdomadaire prospective a présenté des scores de performance meilleurs sur les débits. On note en médiane une amélioration de 64% des écoulements fluviaux hebdomadaires à l'aval de ces réservoirs, contre 41% seulement avec l'ancienne version. En termes de représentation des volumes des réservoirs, le modèle DROP reproduit assez bien les variations de volume des réservoirs d'irrigation qui sont alignées avec les observations ; le coefficient de corrélation atteint 0.74 en médiane pour cette catégorie de réservoirs. Cependant, un biais subsiste entre les volumes simulés et observés, et ceci est dû aux hypothèses d'initialisation du modèle ou à la valeur de la capacité maximale tirée de la base de données GRanD. Par ailleurs, aucune différence significative n'est observée dans la représentation des volumes entre l'ancienne et la nouvelle version du modèle.

L'application de ce modèle sur l'Espagne a permis de démontrer l'importance de prendre en compte la gestion des barrages-réservoirs dans la simulation des écoulements en rivière. La version prospective hebdomadaire du modèle DROP a donc été implémentée dans CTRIP et une évaluation a été menée sur les débits de rivières des bassins fluviaux de la péninsule ibérique sur la période 1979-2014. Dans l'ensemble, les résultats confirment que le modèle de réservoir DROP est apte à fournir une représentation améliorée des écoulements en rivière dans un modèle de routage à grande échelle comme CTRIP où une amélioration significative a été notée pour 80% des 1024 stations de mesures évaluées. Il convient toutefois de noter que les scores de performance se dégradent sur le linéaire des rivières en raison de la non prise en compte des prélèvements d'eau.

Afin de permettre une application globale du modèle de réservoir DROP, une analyse de sensibilité exhaustive, basée sur la méthode de Sobol [Saltelli et al., 2010b], a été menée pour identifier les paramètres les plus influents dans la reproduction des schémas saisonniers moyens des lâchers et des volumes d'eau des réservoirs. En suivant l'approche de Saltelli, un échantillonnage est effectué pour chaque paramètre

d'entrée, et les indices de Sobol de premier ordre, second ordre et ordre total sont estimés. L'étude a été menée au niveau des 215 réservoirs retenus pour le modèle DROP, en se basant sur le critère de performance C_{2M}.

L'analyse a été menée séparément sur les réservoirs d'irrigation et de non-irrigation puisque le nombre de paramètres impliqués dépend de l'objectif principal du réservoir (6 et 4, respectivement). Les résultats montrent que dans l'ensemble le paramètre le plus important est $c_{threshold}$. M et d_{max} sont classés en deuxième position, en médiane, en termes de représentation des lâchers des réservoirs d'irrigation et leur importance est liée à la capacité relative des réservoirs. α et w_{start} ont moins d'influence sur la dynamique saisonnière des lâchers des deux catégories de réservoirs mais sont importants si on s'intéresse aux volumes de stockage des réservoirs. Il a également été prouvé que l'importance des paramètres du modèle varie en fonction de la capacité relative des réservoirs étudiés. Les conclusions émises sur la sensibilité des paramètres du modèle sont valables également pour la version mensuelle rétrospective de DROP, dont les résultats ont fait l'objet de l'article Sadki et al. [2023].

Cette analyse de sensibilité fournit un aperçu plus approfondi de la façon dont chacun des paramètres influence les sorties du modèle et comment leur importance change en fonction des caractéristiques du réservoir et de la variable de sortie d'intérêt. Les résultats représentent une étape essentielle dans le cadre d'études de calibration ou de l'assimilation d'observations pour améliorer la modélisation des débits des rivières ou du stockage d'eau dans les réservoirs, lors de son application sur des échelles spatiales plus grandes, en ciblant les paramètres les plus influents du modèle de réservoir et évitant ainsi la sur-paramétrisation.

Considérant le lancement récent de la nouvelle mission altimétrique SWOT, et le potentiel de ses données pour évaluer avec davantage de précision la dynamique des hauteurs et volumes des eaux de surface dans les continents, l'apport de ce nouveau type de mesures satellitaires a été évalué dans la caractérisation des paramètres du modèle de réservoir, et ce à travers la calibration. Dans un premier temps, une calibration basée sur les observations in-situ a été menée afin de servir de référence. La calibration uniforme à travers l'Espagne a montré des divergences en termes de paramétrage avec la configuration par défaut du modèle, tant pour une représentation optimale des lâchers que pour les volumes de stockage. La calibration par réservoir a quant à elle révélé une forte dispersion des paramètres optimaux et un gain significatif en termes de performance du modèle. Ces résultats appuient la nécessité d'une assignation plus fine des paramètres en fonction des caractéristiques des réservoirs.

Les observations SWOT seront pour cet effet d'une grande utilité puisqu'elles permettront une couverture quasi-totale des continents avec la possibilité de mesurer avec grande précision la dynamique de volumes de tous les plans d'eau de plus de 250 m x 250 m. Une méthode de calcul des erreurs de volume a été développée et a permis de générer des produits de volume SWOT en perturbant les observations in-situ et en y intégrant des erreurs aléatoires et systématiques liées aux hauteurs et aux surfaces d'eau, similaires à celles attendues de la mission. La date du 1er jour du cycle d'observation a également été criblée pour mesurer l'impact qu'elle peut avoir sur les observations générées. Des tests de sensibilité ont été menés sur chaque type d'erreur indépendamment. La calibration du modèle de réservoir a mon-

tré une plus grande sensibilité aux erreurs aléatoires, mais parvient tout de même à reproduire assez fidèlement les résultats optimaux de la calibration in-situ, avec une très grande précision et convergence pour les réservoirs d'irrigation à grande capacité relative, mieux décrits par les équations du modèle.

6.2 Perspectives

Plusieurs pistes d'évolution peuvent être envisagées à l'avenir pour le modèle DROP. D'une part, le schéma de calcul actuel est très simple en ce qui concerne les lâchers pour les réservoirs dont l'objectif principal n'est pas le soutien à l'irrigation. En effet, pour ces réservoirs, le débit de sortie est maintenu constant au cours de l'année. Quelques premières idées de développement se profilent autour de la modélisation de leurs lâchers, notamment en les liant à une courbe de remplissage simplifiée modulée par 4 paramètres, caractérisant le niveau maximal et minimal à ne pas dépasser dans l'année et les dates qui y correspondent. De plus, grâce aux futures mesures de la mission altimétrique SWOT, il sera possible de caractériser les courbes de remplissage des réservoirs à l'échelle globale. Ce modèle pourrait présenter des limites dans le cas de réservoirs présentant un régime bimodal ou une variation irrégulière des volumes, pour autant il semble être plus réaliste que de présumer une valeur de volume constante dépourvue de dynamique sur l'année. Par ailleurs, le recours à des courbes de remplissage théoriques est réellement pratiqué par certains gestionnaires de barrages. Citons l'exemple des retenues du bassin amont de la Seine gérées par l'Établissement Public Territorial du Bassin (EPTB) Seine-Grands-Lacs. Ces lacs-réservoirs, conçus essentiellement pour le soutien du débit d'étiage et la prévention des risques d'inondation, sont contrôlés sur la base de cibles de remplissage théoriques saisonnières sur l'année.

D'autre part, les prélèvements qui ont lieu en aval des réservoirs ne sont pas pris en compte dans la version actuelle du modèle CTRIP-DROP. Les échanges d'eau entre le module d'irrigation calculant les besoins d'irrigation et le modèle de réservoir régulant les débits seront établis au moment du couplage des nouvelles versions d'ISBA et de CTRIP. Actuellement, les apports d'eau dans le module d'irrigation ne sont pas encore couplés avec les ressources en eau disponibles dans le modèle de routage CTRIP. Il est nécessaire de faire correspondre les volumes d'eau d'irrigation prélevés avec les ressources en eau disponibles des rivières, des réservoirs et des nappes phréatiques pour permettre la fermeture du bilan hydrique. Le couplage des deux modèles anthropiques permettra également de synchroniser leurs fonctionnements respectifs, en ajustant par exemple les besoins en irrigation au cours de l'année et de rattraper les demandes en eau non satisfaites, si la quantité d'eau disponible dans le réservoir est insuffisante, au pas de temps suivant.

En outre, en ce qui concerne la délimitation de la zone de contrôle des réservoirs, les demandes en eau pour chaque réservoir d'irrigation sont réduites à la prise en compte des pixels qui se trouvent en aval du réservoir à une distance maximale donnée d_{max}. Cela crée des incohérences car la demande en eau n'est pas liée à la capacité de stockage d'eau du réservoir. De plus, il n'existe pas ici de règle de proportionnalité établie entre les réservoirs ayant des cellules de grille d'irrigation communes. La méthode de Zhou et al. [2021b] semble être une bonne alternative pour corriger les limites de la méthode actuelle car elle définit un réseau d'adduction à moindre coût reliant chaque cellule de grille d'irrigation à un point de prélèvement unique (section 4.4). La méthode est implémentée dans le modèle de routage ORCHIDEE

[ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms ; Nguyen-Quang et al., 2018] et peut être facilement implémentée dans d'autres modèles de routage comme CTRIP. Il est également intéressant à ce stade de considérer toutes les sources possibles de prélèvements d'eau, y compris les eaux souterraines (également modélisées dans CTRIP), les canaux, mais aussi les prélèvements effectués directement sur le stockage des réservoirs, afin d'avoir une représentation plus réaliste des lâchers de réservoirs. De même, la représentation des canaux d'irrigation devrait également être intégrée dans le CTRIP à long terme, car ils redistribuent l'eau à l'intérieur et entre les bassins, ce qui modifie les volumes et les schémas naturels des mouvements d'eau à l'intérieur de chaque bassin et cela peut perturber de manière significative la dynamique d'écoulement dans les cours d'eau. Les canaux sont d'ailleurs fortement présents dans le bassin de l'Èbre. À cet égard, des études ont été lancées en vue de modéliser le fonctionnement des canaux de dérivation dans les modèles hydrologiques à grande échelle [Padiyedath Gopalan et al., 2022].

Les résultats obtenus sur l'apport des données SWOT sur la caractérisation des paramètres du modèle DROP restent également préliminaires, avec de nombreuses hypothèses présentées et discutées en 5.3.4. Une étude statistique plus approfondie et plus complète est nécessaire pour apporter plus de fiabilité et de précision aux résultats présentés ; néanmoins, les premières conclusions révèlent un apport majeur des données SWOT à la caractérisation globale des paramètres de DROP.

Si le schéma de calibration permet de retrouver un jeu de paramètres idéal pour l'Espagne, l'assimilation de données permet de décrire la manière avec laquelle est corrigé chacun des paramètres au fur et à mesure que les données observées sont assimilées, ce qui permettrait de distinguer des tendances temporelles ou convergences spatialisées des paramètres. Des travaux de Emery et al. ont permis de démontrer le potentiel de l'assimilation des données altimétriques en termes de paramétrisation du modèle de routage CTRIP (correction des coefficients de frottement). Une maquette d'assimilation des données SWOT basée sur un filtre de Kalman d'ensemble est disponible pour la correction de l'état et des paramètres de CTRIP. Cette maquette peut être adaptée au modèle de réservoir et la correction des paramètres peut se faire par assimilation des anomalies de hauteur d'eau observées indépendamment sur chaque réservoir. Contrairement au schéma de calibration, l'assimilation peut permettre de corriger les paramètres du modèle de réservoir en même temps que les débits sur l'ensemble du réseau hydrographique. Le modèle CTRIP-DROP pourrait ainsi être considéré dans son intégralité en caractérisant l'ensemble des paramètres par assimilation des observations SWOT sur les rivières. Ces données satellitaires étant disponibles en global par la suite, les algorithmes de calibration et d'assimilation serviront de démonstrateurs et pourraient être étendus par la suite sur d'autres zones d'étude.

Dans l'ensemble, ce travail de thèse a permis d'intégrer la représentation des barrages-réservoirs dans le système ISBA-CTRIP, qui à son tour est couplé aux modèles de climat et de système Terre [CNRM-CM et CNRM-ESM Séférian et al., 2019, Voldoire et al., 2019]. Bien que des points d'amélioration subsistent, ce travail de thèse constituera à terme une avancée importante dans la compréhension du cycle continental de l'eau à travers des réanalyses climatiques passées et permettra une représentation plus réaliste des scénarios futurs sous changement climatique. Nous disposerons à terme d'outils nous permettant d'étudier les impacts du climat sur les règles de gestion des barrages à une échelle globale. Et comme tant la variabilité du climat que les activités humaines jouent un rôle crucial dans les processus hydrologiques,

cet outil plus complet permettra, grâce aux interconnexions entre les différents modèles, d'explorer quels types de cultures, techniques d'irrigation et dispositifs de gestion des barrages plus adaptatifs devront être suivis à l'avenir, afin d'assurer la disponibilité d'eau potable, de nourriture et d'énergie à une population mondiale en croissance continue, et de ne pas pénaliser davantage les régions les plus exposées au dérèglement climatique.

Annexes

Annexe A

Critères d'évaluation du modèle DROP

A.1 Critères NSE et C_{2M}

Le critère de NSE (ref NSE), largement utilisé dans l'évaluation de modèles hydrologiques, confronte la variance d'erreurs de la série temporelle modélisée par rapport à la variance de la série observée de sa propre valeur moyenne. Cet indice adimensionnel n'a pas de limite inférieure mais peut prendre une valeur maximale de 1. Plus la valeur est proche de 1, plus le modèle est performant. NSE = 0 indique que les simulations du modèle sont aussi précises que la moyenne des données observées. Un NSE négatif signifie que la moyenne observée est un meilleur prédicteur que le modèle.

Le critère de Nash-Sutcliffe est formulé comme suit :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=0}^{n} (s_t - o_t)^2}{\sum_{t=0}^{n} (o_t - \overline{o})^2} \tag{A.1}$$

avec t le temps , n le nombre de pas de temps, s_t la variable simulée au pas de temps t, o_t l'observation au pas de temps t et $\overline{o}$ la moyenne de la variable observée sur une période de référence.

Martinec, Rango [1989] ont montré que le critère NSE peut produire des valeurs relativement élevées pour des modèles qui sont peu performants à cause de l'influence du modèle de référence (la moyenne des observations). Par ailleurs, n'ayant pas de limite inférieure, ce critère peut donner des valeurs fortement négatives lorsqu'un modèle est défaillant.

La formulation bornée de NSE, C_{2M} , varie entre -1 et 1, et conserve la même valeur zéro que dans le critère NSE. Cette formulation bornée génère une distribution moins asymétrique des valeurs, en réduisant d'une part la dispersion des valeurs négatives entre 0 et -1, et d'autre part en limitant l'influence d'un mauvais modèle de référence (moyenne des observations) sur les valeurs positives. Une valeur positive plus élevée de C_{2M} est donc plus fortement associée à la fidélité du modèle aux observations [Mathevet et al., 2006].

La formule du critère C_{2M} proposée par Mathevet et al. [2006] est la suivante :

$$C_{2M} = \frac{NSE}{(2 - NSE)} \tag{A.2}$$

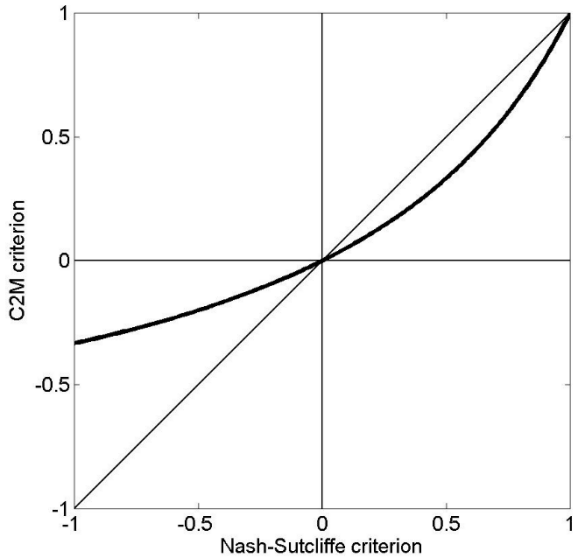

Figure A.1 – Relation entre le critère Nash-Sutcliffe et le C_{2M}. (Source : Mathevet et al. [2006])

A.2 Coefficient de corrélation de Bravais-Pearson

Les coefficients de corrélation sont des indices statistiques adimensionnels qui expriment l'intensité et le sens de la relation entre deux variables. Le coefficient de corrélation de Bravais-Pearson [Pearson, 1895] est utilisé pour analyser la relation linéaire entre deux variables quantitatives continues. Il varie entre -1 et +1, son signe indique le sens de la relation tandis que la valeur absolue indique l'intensité de la relation. La valeur 0 traduit une relation nulle entre les deux variables.

Le coefficient de corrélation de Bravais-Pearson entre une variable simulée 's' et une variable observée 'o' est égal à la covariance entre les deux variables divisée par le produit de leurs écarts-types respectifs. La formule pour calculer le coefficient de corrélation de Pearson est la suivante :

$$r = \frac{\sum_{t=0}^{n}(s_t - \overline{s})(o_t - \overline{o})}{\sqrt{\sum_{t=0}^{n}(s_t - \overline{s})^2} \times \sqrt{\sum_{t=0}^{n}(o_t - \overline{o})^2}} \tag{A.3}$$

Avec t le temps , n le nombre de pas de temps, s_t la variable simulée au pas de temps t, o_t l'observation au pas de temps t et $\overline{s}$ et $\overline{o}$ les moyennes respectives des variables simulée et observée sur une période de référence.

A.3 Critère de Kling-Gupta Efficiency

Le critère Kling-Gupta Efficiency [KGE, Gupta et al., 2009, Kling et al., 2012] provient d'une discrétisation du NSE selon trois composantes : le coefficient de corrélation linéaire r, le coefficient de variation γ et la variabilité relative α. À la différence du critère NSE, le KGE permet de donner plus de poids au biais et à la variabilité au détriment de la corrélation. Son équation est la suivante :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (\gamma-1)^2 + (\alpha-1)^2} \tag{A.4}$$

avec $\alpha = \frac{\frac{\sigma_s}{\mu_s}}{\frac{\sigma_o}{\mu_o}}$. σ_s et σ_o respectivement les écarts-types des débits simulés et observés. μ_s, μ_o respectivement les moyennes temporelles des débits simulés et observés.

A.4 Critère NIC : Normalized Information Contribution

Afin de fournir une représentation plus directe de la contribution de DROP à la performance du CTRIP, le critère Normalized Information Contribution [NIC, Kumar et al., 2009] est utilisé.
En réalité, l'évaluation des résultats basée sur des scores de critères tels que NSE et KGE est variable selon le signe et la valeur des scores. Pour NSE, par exemple, un seuil (~0.5) est généralement établi pour considérer qu'un score est correct. De même, un taux d'amélioration identique entre deux valeurs positives et deux valeurs négatives ne donne pas lieu aux mêmes interprétations.
Le score NIC permet, à la place, de donner une indication plus directe de l'amélioration de la performance du modèle, en rapportant la contribution de la performance à l'amélioration maximale possible du modèle. Ici, le NIC a été appliqué au critère NSE.

$$NIC = \frac{NSE_{ctrip-drop} - NSE_{ctrip}}{1 - NSE_{ctrip}} \tag{A.5}$$

avec $NSE_{ctrip-drop}$ le critère de Nash-Sutcliffe pour les simulations CTRIP-DROP et NSE_{ctrip} le critère de Nash-Sutcliffe de la simulation de référence CTRIP (sans représentation des réservoirs).

Un NIC positif indique que la configuration choisie améliore les résultats par rapport à la configuration de référence tandis qu'une valeur négative indique une détérioration des résultats. La contribution (positive ou négative) est considérée comme étant significative si la valeur absolue du score dépasse 0.02.

Annexe B

Figures et tableaux complémentaires au chapitre 5

Cette annexe comporte des figures et tableaux complémentaires à l'étude de l'apport des données SWOT sur la caractérisation des paramètres du modèle DROP, menée en section 5.3 du chapitre 5.

Table B.1 – Tableau détaillé des 76 expériences menées pour l'analyse de l'apport de SWOT dans la calibration du modèle de réservoir DROP

	1er jour du cycle	Erreur aléatoire hauteur (h)		Erreur aléatoire superficie (A)		Biais relatif superficie		Erreur aléatoire hauteur de référence (h_ref)		Erreur aléatoire superficie de référence (A_ref)	
		Grande Sup.	*Petite Sup.*	*Grande Sup.*	*Petite Sup.*	*Grande Sup.*	*Petite Sup.*	*Grande Sup.*	*Petite Sup.*	*Grande Sup.*	*Petite Sup.*
0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
1	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
2	2	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
3	3	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
4	4	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
5	5	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
6	6	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
7	7	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
8	8	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
9	9	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
10	10	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
11	11	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
12	12	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
13	13	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
14	14	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
15	15	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
16	16	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
17	17	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
18	18	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
19	19	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
20	20	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
21	21	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
22	1	0.05	0.05	0.05	0.05	1	1	0	0	0	0
23	1	0.1625	0.1625	0.05	0.05	1	1	0	0	0	0
24	1	0.275	0.275	0.05	0.05	1	1	0	0	0	0
25	1	0.3875	0.3875	0.05	0.05	1	1	0	0	0	0
26	1	0.5	0.5	0.05	0.05	1	1	0	0	0	0
27	1	0.05	0.05	0.1625	0.1625	1	1	0	0	0	0
28	1	0.1625	0.1625	0.1625	0.1625	1	1	0	0	0	0
29	1	0.275	0.275	0.1625	0.1625	1	1	0	0	0	0
30	1	0.3875	0.3875	0.1625	0.1625	1	1	0	0	0	0
31	1	0.5	0.5	0.1625	0.1625	1	1	0	0	0	0
32	1	0.05	0.05	0.275	0.275	1	1	0	0	0	0
33	1	0.1625	0.1625	0.275	0.275	1	1	0	0	0	0
34	1	0.275	0.275	0.275	0.275	1	1	0	0	0	0
35	1	0.3875	0.3875	0.275	0.275	1	1	0	0	0	0
36	1	0.5	0.5	0.275	0.275	1	1	0	0	0	0
37	1	0.05	0.05	0.3875	0.3875	1	1	0	0	0	0
38	1	0.1625	0.1625	0.3875	0.3875	1	1	0	0	0	0
39	1	0.275	0.275	0.3875	0.3875	1	1	0	0	0	0

Table B.2 – Suite du tableau B.1

40	1	0.3875	0.3875	0.3875	0.3875	1	1	0	0	0	0
41	1	0.5	0.5	0.3875	0.3875	1	1	0	0	0	0
42	1	0.05	0.05	0.5	0.5	1	1	0	0	0	0
43	1	0.1625	0.1625	0.5	0.5	1	1	0	0	0	0
44	1	0.275	0.275	0.5	0.5	1	1	0	0	0	0
45	1	0.3875	0.3875	0.5	0.5	1	1	0	0	0	0
46	1	0.5	0.5	0.5	0.5	1	1	0	0	0	0
47	1	0.1	0.25	0.15	0.25	0.75	0.75	0	0	0	0
48	1	0.1	0.25	0.15	0.25	0.875	0.875	0	0	0	0
49	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0	0	0	0
50	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1.125	1.125	0	0	0	0
51	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1.25	1.25	0	0	0	0
52	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.05	0.05	0.05	0.05
53	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.1625	0.1625	0.05	0.05
54	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.275	0.275	0.05	0.05
55	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.3875	0.3875	0.05	0.05
56	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.5	0.5	0.05	0.05
57	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.05	0.05	0.1625	0.1625
58	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.1625	0.1625	0.1625	0.1625
59	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.275	0.275	0.1625	0.1625
60	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.3875	0.3875	0.1625	0.1625
61	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.5	0.5	0.1625	0.1625
62	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.05	0.05	0.275	0.275
63	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.1625	0.1625	0.275	0.275
64	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.275	0.275	0.275	0.275
65	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.3875	0.3875	0.275	0.275
66	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.5	0.5	0.275	0.275
67	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.05	0.05	0.3875	0.3875
68	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.1625	0.1625	0.3875	0.3875
69	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.275	0.275	0.3875	0.3875
70	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.3875	0.3875	0.3875	0.3875
71	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.5	0.5	0.3875	0.3875
72	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.05	0.05	0.5	0.5
73	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.1625	0.1625	0.5	0.5
74	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.275	0.275	0.5	0.5
75	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.3875	0.3875	0.5	0.5
76	1	0.1	0.25	0.15	0.25	1	1	0.5	0.5	0.5	0.5

* Grande sup. = Grande superficie (A_{mean} > 1 km²)

* Petite sup. = Petite superficie (A_{mean} ≤ 1 km²)

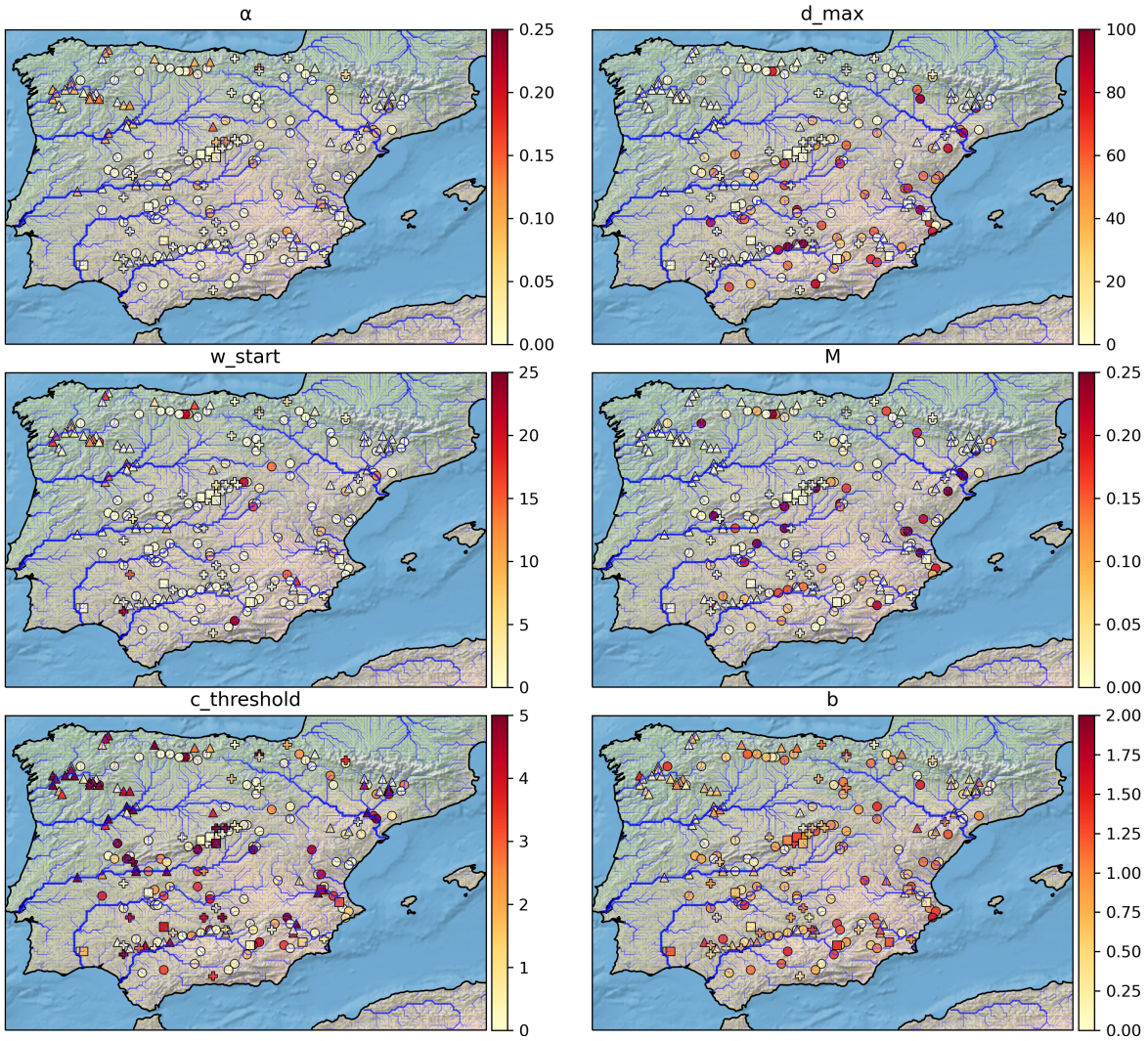

Figure B.1 – Distribution spatiale des écarts-types des paramètres optimaux après une calibration basée sur les observations in-situ.

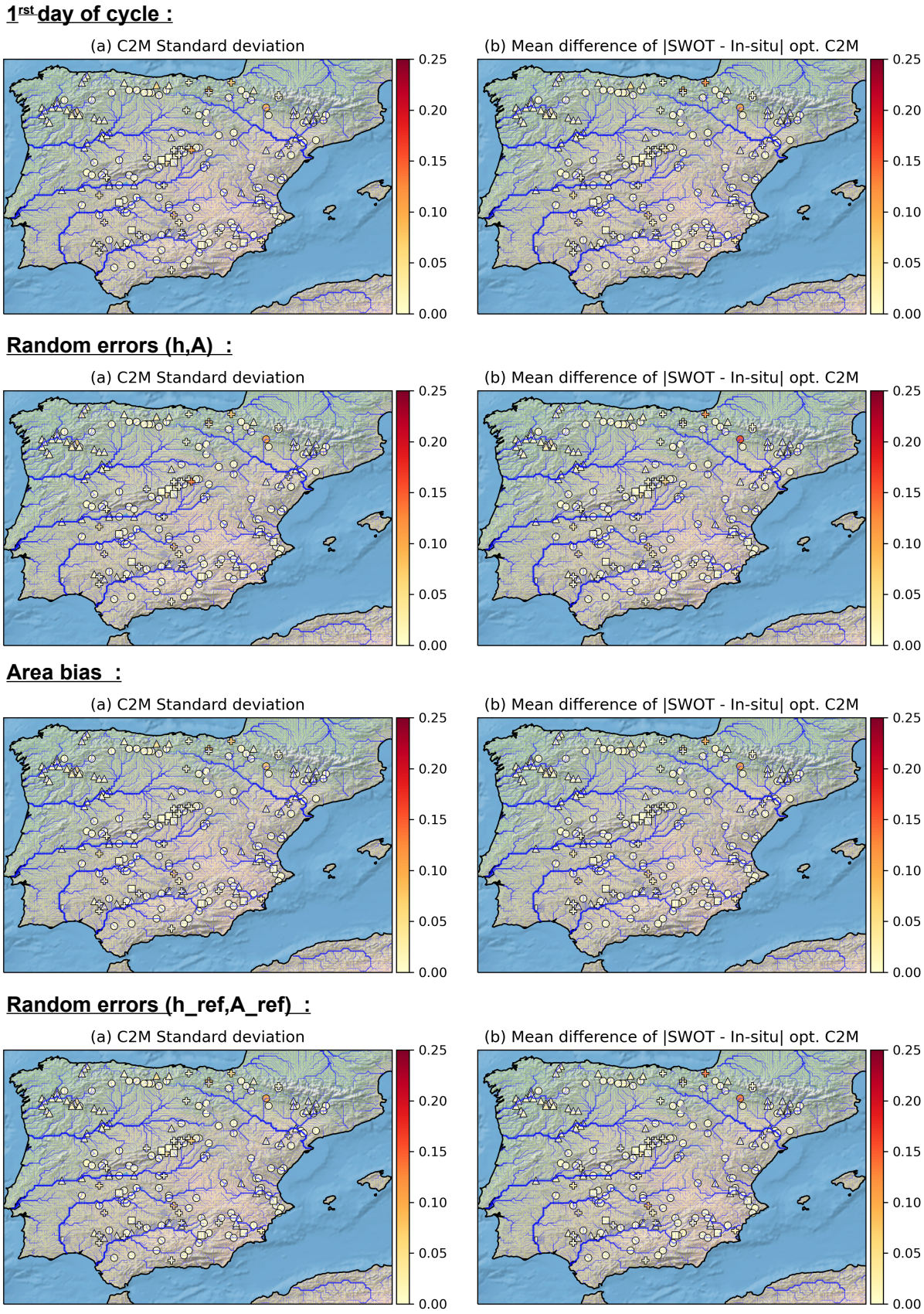

Figure B.2 – Distribution spatiale des écarts-types d'efficacité (a) et des moyennes de biais absolus (b) entre une calibration SWOT et une calibration basée sur l'observation in-situ, en variant chacune des quatre types d'erreur séparément.

Annexe C

Article publié dans la revue scientifique internationale Geoscientific Model Development (GMD)

Geosci. Model Dev., 16, 427–448, 2023
https://doi.org/10.5194/gmd-16-427-2023
© Author(s) 2023. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Geoscientific Model Development
Open Access
EGU

Implementation and sensitivity analysis of the Dam-Reservoir OPeration model (DROP v1.0) over Spain

Malak Sadki[1], **Simon Munier**[1], **Aaron Boone**[1], **and Sophie Ricci**[2]

[1]CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France
[2]CECI, CERFACS/UMR5318 CNRS, Toulouse, France

Correspondence: Malak Sadki (malak.sadki@meteo.fr)

Received: 19 April 2022 – Discussion started: 7 June 2022
Revised: 23 November 2022 – Accepted: 2 December 2022 – Published: 18 January 2023

Abstract. The prediction of water resource evolution is considered to be a major challenge for the coming century, particularly in the context of climate change and increasing demographic pressure. Water resources are directly linked to the continental water cycle, and the main processes modulating changes can be represented by global hydrological models. However, anthropogenic impacts on water resources, and in particular the effects of dams-reservoirs on river flows, are still poorly known and generally neglected in coupled land surface–river routing models. This paper presents a parameterized reservoir model, DROP (Dam-Reservoir OPeration), based on Hanasaki's scheme to compute monthly releases given inflows, water demands and the management purpose. With its significantly anthropized river basins, Spain has been chosen as a study case for which simulated outflows and water storage variations are evaluated against in situ observations over the period 1979–2014. Using a default configuration of the reservoir model, results reveal its positive contribution in representing the seasonal cycle of discharge and storage variation, specifically for large-storage capacity irrigation reservoirs. Based on a bounded version of the Nash–Sutcliffe efficiency (NSE) index, called C_{2M}, the overall outflow representation is improved by 43 % in the median. For irrigation reservoirs, the improvement rate reaches 80 %. A comprehensive sensitivity analysis of DROP model parameters was conducted based on the performance of C_{2M} on outflows and volumes using the Sobol method. The results show that the most influential parameter is the threshold coefficient describing the demand-controlled release level. The analysis also reveals the parameters that need to be focused on in order to improve river flow or reservoir water storage modeling by highlighting the difference in the individual effects of the parameters and their interactions depending on whether one focuses on outflows or volume mean seasonal patterns. The results of this generic reservoir scheme show promise for modeling present and future reservoir impacts on the continental hydrology within global land surface–river routing models.

1 Introduction

Dams are used to provide essential services to mankind in terms of economic, environmental and social impacts. They provide water supply for domestic, industrial and irrigation needs, enable hydroelectric power generation and river navigation and prevent extreme hydrological events. There are currently more than 58 700 large dams (heights > 15 m) worldwide, with an estimated cumulative storage capacity between 7700 and 8300 km^3 (Vörösmarty et al., 2003; Downing et al., 2006; Lehner et al., 2011; ICOLD, 2020). When including millions of smaller dams (~ 16.7 M larger than 0.01 ha; Lehner et al., 2011), the total global impounded water may even exceed 10 000 km^3 (Chao et al., 2008). This means that reservoirs hold more than 4 times the amount of water stored in rivers (the average annual river water storage ranges from approximately 1200 to 2120 km^3), and they account for approximately 20 % of average annual river flow to the oceans (40 000–45 500 km^3 yr^{-1}) (Baumgartner and Reichel, 1975; Oki and Kanae, 2006; Syed et al., 2010; Lehner et al., 2011). More than 60 % of the world's largest rivers are fragmented by the construction of dams, which account for 90 % of the flow from these river basins

(Dynesius and Nilsson, 1994; Revenga et al., 2005; Grill et al., 2015, 2019).

Several studies have demonstrated the significant impact of reservoirs on river flow regimes at not only local scales, but also at larger regional and global scales: reservoirs impact the magnitude of downstream river flows and alter the temporal pattern of river discharge over the continental surface (Haddeland et al., 2006; Hanasaki et al., 2006; Döll et al., 2009; Biemans et al., 2011; Shin et al., 2019; Gutenson et al., 2020). Through surface evaporation and water exchanges with groundwater, lakes and floodplains, reservoirs not only affect the water budget over land, but also throughout the Earth's horological cycle by interacting with the atmosphere and oceans (Pokhrel et al., 2012; Zhao et al., 2012; Wada et al., 2016; Frederikse et al., 2020). There is therefore an increasingly pressing need to integrate reservoir operations in large-scale land surface and global hydrological models (LSMs-GHMs) to overcome the existing biases in continental water cycle and river flow modeling given the number of highly regulated basins.

Models developed to date which represent reservoir releases at a large scale can be categorized as data-driven and process-based approaches. The first category of models is built on the basis of observed release data, water levels and volumes. These methods range from simplified representations of reservoir operation using linear or multilinear regression (e.g., Young, 1967; Raman and Chandramouli, 1996) to very sophisticated models based on machine learning and artificial intelligence techniques, such as neural-network-based methods (e.g., Maier and Dandy, 2000; Razavi and Karamouz, 2007; Ehsani et al., 2016; Coerver et al., 2018). However, this approach requires specific knowledge of the studied reservoirs and requires access to a large amount of observed data. This approach also remains limited in its applicability for future predictions since the generated operational rules are based on historical data and thus do not take into account future potential socioeconomic and predicted climatic changes in the operation of these reservoirs. Process-based approaches, on the other hand, are based on conceptualizing reservoir responses according to its operational purpose by linking release control to physical processes, such as crop growth and the associated water requirements, or to water and energy demands that can be estimated at the global scale. The representation of dam operations is thus achieved without having to explicitly observe the actual release operations performed on each reservoir (Gutenson et al., 2020). The best-known schemes in this category are those developed by Hanasaki et al. (2006) and Haddeland et al. (2006), which are inflow- and demand-based models as presented by Yassin et al. (2019). These two generic models have been implemented in several global hydrological and water management models (e.g., WaterGAP, Döll et al., 2009; VIC, Haddeland et al., 2006; H08, Hanasaki et al., 2008; PCR-GLOBWB, Van Beek et al., 2011).

Of all the studies which have been carried out with these models, very few have been focused on Iberian Peninsula basins, where the prevailing semi-arid climate leads to a greater necessity to store water in large-capacity reservoirs, which leads to larger reservoir effects on rivers (Batalla et al., 2004; López-Moreno et al., 2009; Lorenzo-Lacruz et al., 2010). Spain is, in fact, among the top 10 dam-building countries, with more than 1064 dams (ICOLD, 2020). The study of Grill et al. (2019), which assessed global river connectivity, revealed that the regulation effect of dams is the dominant pressure source in Spain's rivers, where very high degrees of regulation cause an alteration of the natural river flow regime for its five main rivers.

A large number of studies can be found in the literature focusing on the sensitivity analysis of various models, in various science fields, such as machine learning (e.g., Zouhri et al., 2022) or civil engineering (e.g., Zamanian et al., 2021). Pianosi et al. (2016) provided a classification of the sensitivity analysis methods used in environmental sciences and their benefits. A comprehensive sensitivity analysis, as provided by global methods such as Sobol indices, is essential for a precise understanding of a model (Saltelli et al., 2008; Saltelli, 2013). It can help to improve parameter calibration efficiency and avoid overparameterization (e.g., Shin and Jung, 2022; Tang et al., 2007a, b). It is also an efficient tool to better understand the model structure (Saltelli et al., 2008), its uncertainties (e.g., Pheulpin et al., 2022) and the dominant processes under various conditions (e.g., Huang et al., 2021; Zhang et al., 2013). If understanding and quantifying uncertainties is necessary for hydrological modeling, it is also particularly critical to efficiently weight observations and model states in data assimilation techniques (Liu and Gupta, 2007; Abdolghafoorian and Farhadi, 2016). Finally, for a potential extension to the global scale, in which the model parameters cannot be calibrated and validated using observations (that do not exist or are not accessible in most reservoirs of the world), a full understanding of the model sensitivity to the parameters is crucial, especially when models are used as support tools for decision-making (Herrera et al., 2022). A few sensitivity tests on the Hanasaki scheme can be found in the literature (e.g., Hanasaki et al., 2006; Shin et al., 2019), but all of them only focused on one or two parameters supposed to be the most sensitive, which may not be sufficient for a thorough understanding of the impact of parameter uncertainties (Saltelli and Annoni, 2010). To our knowledge, no comprehensive sensitivity analysis has been conducted on this scheme yet.

This study proposes a global and parameterized reservoir model, DROP (Dam-Reservoir OPeration), built on the basis of the generic scheme by Hanasaki et al. (2006), and the aim of the study is to implement it in Spain as a case study to represent reservoir releases and to provide a comprehensive understanding of how uncertainties in each of the model parameters are affecting the overall accuracy of its predictions. In this regard, the study aims to set up a comprehensive sen-

sitivity analysis based on Sobol indices in order to quantify the influence of each parameter and to reveal the types of influence that each of them holds by dissociating individual effects from possible interactions. Further work will focus on implementing this scheme in global hydrological models in order to provide a physical representation of reservoirs on large scales.

This paper is organized as follows: Sect. 2 provides a description of the DROP model and a theoretical outline of the sensitivity analysis method. The study area in Spain, the available observational data, the model setup and the sensitivity analysis implementation are described in Sect. 3. Sections 4–5 illustrate and discuss the model's overall performance and the parameter sensitivity results. Conclusions and perspectives of the study are presented in the last section.

2 Methodology

2.1 DROP

The parameterized DROP model has been developed based on the Hanasaki et al. (2006) scheme. The model works at the level of each reservoir individually and is based on the mass balance (as shown below in Eq. 1) of each reservoir to calculate the release at its outlet.

$$\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}t} = Q_{\mathrm{in}} - Q_{\mathrm{out}} \tag{1}$$

Q_{in} and Q_{out} stand, respectively, for the net inflow to the reservoir and its outflow at the outlet. In fact, the net inflow, Q_{in}, combines different physical processes, as shown in Eq. (2): it includes water inputs from precipitation P, direct runoff R_{d} representing water flows running off the surrounding ground surface that also feeds the reservoir, and tributary streamflows Q_{trib} flowing into the reservoir. Evaporation E and groundwater exchange Q_{gw} are also included in Q_{in}.

$$Q_{\mathrm{in}} = (P - E) \times A_{\mathrm{reservoir}} + Q_{\mathrm{trib}} + R_{\mathrm{d}} \pm Q_{\mathrm{gw}}, \tag{2}$$

where $A_{\mathrm{reservoir}}$ is the reservoir surface area.

In order to simulate dam releases, Q_{out}, the reservoir model categorizes reservoirs as irrigation and non-irrigation reservoirs, computes the mass balance for each reservoir individually, and calculates releases based on inflow and water demands. A schematic of the DROP model is shown in Fig. 1 with its six parameters (in blue). To give an overview of its overall functioning, the model takes as input inflow and water demands and calculates at a monthly time step dam releases according to the reservoir management purpose and its relative capacity compared to inflow, denoted as c. Operating rules are set following an "operational year". This type of year has been introduced by Hanasaki et al. (2006), and it differs from hydrological and calendar years. It starts the first month of the water release period and is therefore specific to each reservoir. This specific month, representing the first parameter of the model, will be denoted as m_{start} in the remaining sections of this article. At the beginning of each operational year, defined by m_{start}, reservoir storage volume S_{init} is compared to the ideal filling value S_{ideal}, defined as a ratio, α, of storage capacity C. Reservoir-simulated releases are impacted by this step as they are retrospectively revised upwards or downwards depending on whether the reservoir has more or less water storage than the ideal rate. Dam monthly releases are then computed following two steps: first, a provisional release is calculated based on water demands and the annual mean inflow. In irrigation reservoirs, two parameters are involved: d_{max}, setting the control area of the reservoir and thus the water needs to be supplied, and M, defining the minimum release to be provided for environmental requirements. The calculation scheme remains simplistic for other management purposes where releases are set to mean annual inflow. The provisional release is then corrected by incorporating a "demand-controlled release" ratio R, controlled by two parameters $c_{\mathrm{threshold}}$ and b, which accounts for inflow pattern influence in reservoirs with low storage capacities compared to inflow. The DROP model therefore has six parameters, as shown in Fig. 1.

The operating rules are detailed below. First, at the beginning of each operational year, an annual release coefficient K_{y} is computed to determine the filling rate of the reservoir. K_{y} is a ratio between the reservoir storage at the beginning of the year $S_{\mathrm{first,y}}$ and the long-term target storage S_{ideal}:

$$K_{\mathrm{y}} = S_{\mathrm{first,y}} / S_{\mathrm{ideal}}, \tag{3}$$

where $S_{\mathrm{ideal}} = \alpha \times C$, α being a nondimensional constant, and C is the total storage capacity of the reservoir. S_{ideal} represents the ideal filling level at the beginning of each year; α was set semi-empirically to 0.85 of the maximum capacity for all reservoirs based on sensitivity tests conducted in Hanasaki et al. (2006). This annual release coefficient is the one used to weight the provisional releases calculated afterwards depending on whether the reservoir has more ($K_{\mathrm{y}} > 1$) or less ($K_{\mathrm{y}} < 1$) water storage than the ideal rate. The underlying aim is to reduce interannual variation in streamflow.

The following steps describe how reservoir releases are computed. The provisional monthly releases, r'_{m}, are set depending on the reservoir's main purpose. The scheme is simplified for a non-irrigation reservoir since it constantly releases the mean annual inflow i_{mean} calculated over the whole simulation period (noted "long-term" in the remaining sections of this article):

$$r'_{\mathrm{m}} = i_{\mathrm{mean}}. \tag{4}$$

For an irrigation reservoir, monthly releases are proportional to water demands. They are parameterized here following Shin et al. (2019) as

$$r'_{\mathrm{m}} = \begin{cases} i_{\mathrm{mean}} \left[(M + (1 - M) \frac{d_{\mathrm{m}}}{d_{\mathrm{mean,y}}} \right] & \text{if DPI} > 1 - M, \\ i_{\mathrm{mean}} + d_{\mathrm{m}} - d_{\mathrm{mean,y}} & \text{if DPI} \leq 1 - M, \end{cases} \tag{5}$$

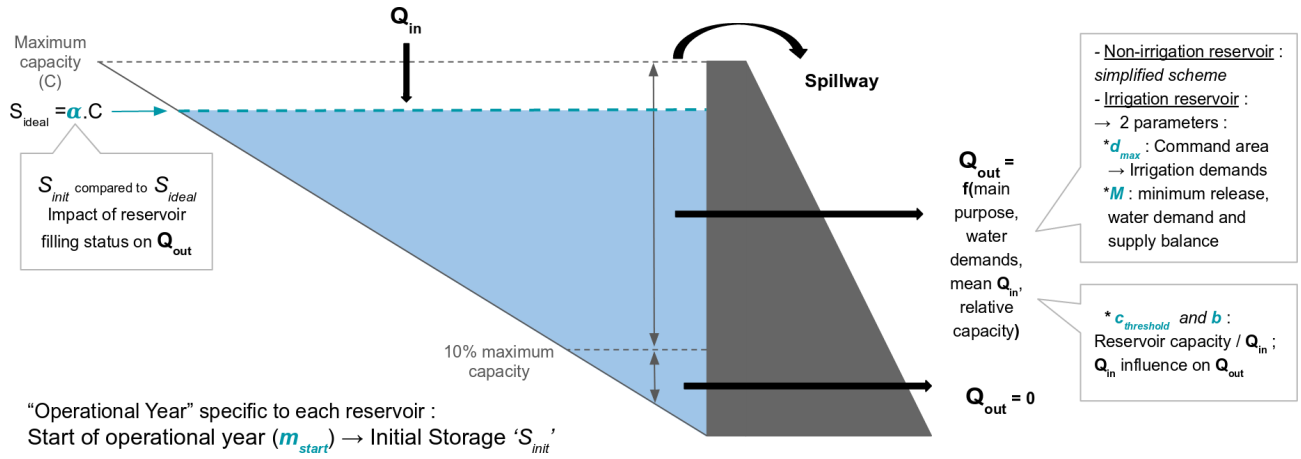

Figure 1. Schematic representation of the DROP model showing its six parameters (in blue): m_{start} defines the start of the reservoir operational year. α sets the ideal filling rate of the reservoir to be reached at each starting month of the year. The remaining four parameters are used in dam release computation: $d_{\max}$ and M, operating only in irrigation reservoirs, set the control area of the reservoir (and therefore irrigation water demands) and the minimum release to be provided, respectively. $c_{\text{threshold}}$ and b, on the other hand, account for inflow pattern influence in reservoirs with low relative storage capacity to inflow (i.e., run-of-river reservoirs).

where d_{m} and $d_{\text{mean,y}}$ are, respectively, monthly and annual mean water demands. DPI (demand per inflow) is, as introduced by Shin et al. (2019), the ratio between $d_{\text{mean,y}}$ and i_{mean}, and M represents the minimum monthly release as a percentage of i_{mean}. It is set to 0.5 by Hanasaki et al. (2006) and Döll et al. (2009) and to 0.1 by Biemans et al. (2011) and Shin et al. (2019).

When the DPI is above the set threshold $(1 - M)$, water needs are considered to be very high and can only be partially fulfilled by the water stored throughout the coming year. The priority is to first ensure a minimum release, $M \times (i_{\text{mean}})$, in order to meet the environmental flow requirements. The remaining part of the annual inflow is released throughout the year on a monthly basis following the sub-annual water demand fluctuation curve. Otherwise, when the DPI is below $(1 - M)$, the reservoir releases all the monthly water demand that is needed.

In this scheme, only irrigation demand is considered. Since dams provide water for the downstream demand within a certain distance, a maximum distance, $d_{\max}$, is a parameter to define, for each reservoir, the irrigated grid cells within the river basin to be supplied and thus delimits a "command area" for each reservoir. In contrast to Hanasaki et al. (2006) (where a crop growth model is considered to calculate the irrigation demand), here the distribution of irrigated areas is based on ECOCLIMAP SG (Calvet and Champeaux, 2020; Druel et al., 2022), which is used by the irrigation module in the ISBA LSM (Druel et al., 2022) to compute irrigation demands for 5×5 km-resolution grid cells (see Sect. 3). The irrigation water demands are aggregated within the command area for each reservoir. Unlike the Hanasaki et al. (2006) scheme, the DROP model entirely separates irrigation from non-irrigation reservoirs and only accounts for irrigation water demands for this category of reservoirs. Moreover, industrial and domestic demands are highly uncertain and hardly accessible. In fact, these consumptions are strongly linked to each country's specific political and economical policies, and extensive records are generally not made public. Some global databases, such as the Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) global information system AQUASTAT (AQUASTAT, 1994), provide estimates of average annual water withdrawals by activity sector and by water resource publicly accessed at the country level. However, such estimates are still limited in terms of temporal and spatial resolution and would consequently add a non-negligible source of error to the model. They are therefore neglected in this study.

In all possible cases, regardless of the reservoir purpose, the water released over the operational year is equivalent to the long-term mean annual inflow.

The release computed so far is provisional. The real monthly release is calculated as follows:

$$r_{\text{m}} = \begin{cases} K_{\text{y}} \times r'_{\text{m}} & \text{if } c \geq c_{\text{threshold}}, \\ (1 - R) \times i_{\text{m}} + R \times K_{\text{y}} \times r'_{\text{m}} & \text{if } 0 \leq c < c_{\text{threshold}}, \end{cases} \tag{6}$$

where c is the relative capacity of a reservoir and is defined as the ratio between storage capacity C and the long-term mean annual inflow water volume ($c = C/I_{\text{mean}}$). The parameter R, as introduced by Shin et al. (2019) (and also parameterized as β by Horan et al., 2021), is a so-called "demand-controlled release ratio". It is parameterized in the current study as

$$R = \left(\frac{c}{c_{\text{threshold}}} \right)^{b}, \tag{7}$$

where R describes the influence of the inflow regime on release for small storage capacity reservoirs. It varies between

0 and 1 and includes two parameters: $c_{\text{threshold}}$ and the b coefficient. In fact, the smaller the reservoir capacity is compared to inflow, the closer it gets to run-of-river dams where release is close to the natural river flow and thus the influence of the inflow annual pattern. Otherwise, when c is above the threshold (large-capacity dams), then $R = 1$ and the release is fully controlled by water demand. $c_{\text{threshold}}$ and b are set, respectively, as 0.5 and 2 in both Hanasaki et al. (2006) and Biemans et al. (2011). Shin et al. (2019), on the other hand, proposed an analytical formula to compute R, which is reproduced in this study, and set $c_{\text{threshold}}$ and b, respectively, to $1/\alpha$ and 1. The monthly releases are also weighted by the annual coefficient, K_{y} from Eq. (3), which is calculated at the beginning of the operational year and describes how full the reservoir is relative to the ideal rate. Reservoir releases can therefore be revised upwards or downwards depending on whether the reservoir had more or less water storage than the ideal rate.

The modifications brought to the model from the previous version of Hanasaki et al. (2006) and the Shin et al. (2019) parameterization can be summarized in the following list.

- The starting month of the operational year, which was calculated in previous versions at the level of each reservoir based on observed inflows and dam releases, is considered in this model version as a parameter, denoted as m_{start}. This overcomes the challenge faced by the old versions when applying the model in ungauged basins. Within our version, m_{start} is to be set separately for irrigation and non-irrigation reservoirs.

- The same applies to $d_{\max}$, initially set to a constant value depending on the spatial resolution of the river routing model in which the scheme is being implemented in each study. Here, $d_{\max}$ is defined as a parameter to be set for reservoir command area delimitation.

- d_{m} and $d_{\text{mean,y}}$ in Eq. (5) are monthly and annual mean irrigation water demands, respectively. Industrial and domestic water demands are not taken into account, unlike in Hanasaki et al. (2006).

- M, set to 0.1 in the Biemans et al. (2011) and Shin et al. (2019) schemes and 0.5 in Hanasaki et al. (2006), is considered as a parameter in this version, keeping the same notation used in Shin et al. (2019).

- A more explicit parameterization of the demand-controlled release ratio R is provided here compared to what is proposed in Shin et al. (2019). The generalized formulation of R in Eq. (7) highlights the last two parameters of the present model version. This enables one to distinguish the dual role of $c_{\text{threshold}}$ in Eq. (6) from that of the coefficient b, which only describes the transition made between a demand-controlled reservoir and an input-controlled reservoir. Hanasaki et al. (2006) and Shin et al. (2019) have set ($c_{\text{threshold}}$, b) to (0.5,2) and ($1/\alpha$,1), respectively.

A description of the reservoir model parameters is given in Table 1.

The reservoir volume is derived at each time step from the water balance. Boundary conditions are defined considering two possible scenarios: (i) if the reservoir is full, the excess water is spilled. (ii) When reservoir storage falls below 10 % of the capacity, the reservoir reaches the dead storage zone and water release is prevented.

In order to run the model, reservoir characteristics, such as the storage capacity and main purpose, are needed. The model also requires continuous time series of inflow and water demands to compute releases. In the current study, all of the modeled reservoirs are located in Spain, where the physical characteristics, in situ observations of natural and anthropized flows, and storage volumes are publicly available. Section 3 describes the global and local datasets used herein.

2.2 Sensitivity analysis: Sobol's method

The Sobol sensitivity analysis method (Sobol, 1993) has been widely used in hydrological models in order to identify the parameters that contribute the most to the model output uncertainty. It is a global variance-based approach where, for a chosen variable of interest Y, the total variance is decomposed into fractions attributed to each individual input as well as the interactions between them. If $Y = f(X)$ is a goodness-of-fit metric of the model with X representing the set of parameters $X_1, X_2, \ldots X_p$ of size p, the total variance of Y, $D(Y)$, is decomposed as follows (Zhang et al., 2013):

$$D(Y) = \sum_i D_i + \sum_{i<j} D_{ij} + \sum_{i<j<k} D_{ijk} + \ldots + D_{12..p}, \quad (8)$$

where D_i is the amount of variance due to a parameter X_i alone, D_{ij} is the amount of variance arising from the interaction between the parameters X_i and X_j, and so on. Equation (8) is known as Hoeffding decomposition (Hoeffding, 1992).

The sensitivity indices, called Sobol indices, are computed as ratios between the component variances and total variance in order to measure the contribution of each single parameter and each parameter interaction. The first-order Sobol index, $S1$, captures the sensitivity of Y to each input parameter X_i taken alone. The second-, $S2$, and higher-order indices describe the contribution of the multiple interactions between parameters. A model with p parameters requires $2^p - 1$ indices to be evaluated, which rapidly becomes computationally challenging for high values of p. The total-order index, ST, measures the full influence of a parameter by including all of the variance caused by its interactions with the rest of the parameters, all orders included. The first-, second- and

Table 1. Description of the DROP model parameters.

Parameter	Description
α	Refers to the ideal filling rate of the reservoir
$d_{\max}$ (km)	Defines the control area of the reservoir
m_{start}	Refers to the first month of the operational year
M	Defines the minimum release to be provided for environmental requirements
$c_{\text{threshold}}$	Threshold of the relative capacity; influence of the inflow pattern on reservoir release
b	Influence of the inflow pattern on reservoir release

total-order Sobol sensitivity measure formulas are

$$S1_i = \frac{D_i}{D}, \tag{9}$$

$$S2_{ij} = \frac{D_{ij}}{D}, \tag{10}$$

$$\mathrm{ST}_i = 1 - \frac{D_{\sim i}}{D}, \tag{11}$$

where $D_{\sim i}$ is the amount of variance due to all of the parameters except for X_i.

Model parameter sampling and Sobol index estimation are performed here using the open-source Python library *SALib* (Herman, 2017). The parameter samples are generated following quasi-random sequences (Saltelli, 2002) in order to scatter the sample points as uniformly as possible over the parameter space. Following the theorem, the different orders of Sobol indices are estimated from a total number of model runs of $N \times (2 \times d + 2)$, where N and d are, respectively, the sample size and the number of parameters. The package also provides confidence intervals of the index estimates at the 95 % confidence level.

3 Study area and data

3.1 Spain river basins description

Spain has an estimated area of 505 983 km^2 (INE, 2022), representing more than 85 % of the Iberian Peninsula (estimated area 583 254 km^2, Lorenzo-Lacruz et al., 2012). It has river basins with sizes ranging from a few square kilometers to more than 80 000 km^2 (i.e., the Ebro basin). The five largest river basins are the Ebro, flowing into the Mediterranean Sea, and the Duero, Tajo, Guardiana and Guadalquivir, flowing into the Atlantic Ocean. They also represent the river basins where the natural river flow pattern is the most significantly altered in the country, with high degrees of regulation resulting from extensive reservoir construction. These different rivers have a Mediterranean hydrological pattern, which is characterized by high flows during the wet season (i.e., fall and winter) and low flows during its dry season (i.e., late spring, summer). This seasonality explains the strong anthropization of the Spanish hydrographic basins and, in particular, the construction of more than 1200 dams mainly in the second half of the 20th century. They are essential for retaining enough water to meet irrigation and domestic water demands as well as for hydropower production, which represents $\sim$ 13 % of Spanish electricity generation (IEA, 2022, in 2020,).

3.2 Dataset

The data series required as inputs to the model and the ones used to validate the outputs are taken from the Spain database. Reservoir characteristics are taken from the global GRanD database. Irrigation demands are simulated by the ISBA irrigation module. The needed input data are detailed below.

- Local (Spain) database. In situ observations of natural and anthropized flow and volume data are made publicly available by the Center for Hydrographic Studies of Spain (CEDEX, Ministry of Public Works and Ministry for Ecological Transition, Spain). The national database includes the location and daily time series of discharge for 1119 gauge stations and outflows from 347 reservoirs over the period 1900–2014.

- The Global Reservoir and Dam (GRanD) database, from which the general characteristics of dams are taken (Lehner et al., 2011). Version 1.3 published in 2019 includes 7320 reservoirs and provides the geographical locations of dams as well as attribute information such as the construction year, maximum storage capacity, surface area and set of purposes of reservoirs; 263 of the reservoirs listed in GRanD are located in Spain. Most of them were built from 1955 to 2000, reaching a total storage capacity of 56 480 hm^3 in 2016, which exceeds the mean annual streamflow of the eight major rivers of the Iberian Peninsula (55 850 hm^3 yr^{-1}) (Lorenzo-Lacruz et al., 2012). Irrigation and hydroelectricity are the most identified purposes of more than half the reservoirs, and water supply comes third. In this paper, all management purposes different from irrigation are grouped in the "other purposes" category.

- Simulated irrigation demands. The irrigation water demands are simulated by the new irrigation scheme implemented in the ISBA LSM (Druel et al., 2022). It

uses the ECOCLIMAP-SG land cover classification to identify the areas within the grid cell that can be irrigated. The three main parameters are set in the model to control, respectively, the irrigation triggering (when the plant reaches the wilting point), the period of crop growth where irrigation is possible (between emergence and harvest) and the amount of water used for irrigation. In the default configuration, a predefined amount of water of 30 mm is set for each irrigation and a 7 d minimum return period is fixed between two irrigation operations. These parameters can be user-defined for each vegetation type and in each grid cell. To generate irrigation demands over Spain, we used the 5 km resolution SAFRAN-based meteorological datasets for that country (Quintana-Seguí et al., 2017) that were available over the period 1979–2014 to force the ISBA land surface model. Set to the default configuration, the irrigation module within the LSM computed daily irrigation demands for each grid cell over that time period. At the input of the reservoir model, $d_{\max}$ is set beforehand and delimits for each reservoir a command area made up of a selection of grid cells within the same basin at a lower altitude. The equivalent amount of irrigation water requested from a reservoir in a given month corresponds to the aggregated daily irrigation demands of all crop types within the retained grid cells.

3.3 Model setup: pre-processing steps

3.3.1 Cross-referencing global and local datasets

Out of the 263 reservoirs listed in GRanD, only 216 were kept after cross-referencing the two databases and for which both the characteristics and time series of release and volume could be identified. In fact, two reservoirs were doubly identified in GRanD v1.3 (the IDs were 2882 and 2844) because they were rebuilt and/or renamed; their most recent characteristics are those retained. The 45 remaining reservoirs, located mainly in the northwest and south of Spain, were not identified in the Spanish database since they were built after 2014.

The maximum storage capacity of the chosen reservoirs goes from 9.5 (the San Lorenzo Mongay dam, located on the Segre River in the Ebro basin) to 3200 hm^3 (the La Serena dam on the Zujar River in the Gardiana basin), with a mean of 236 hm^3 and a standard deviation of 441 hm^3. Using the latitude and longitude information, the chosen reservoirs were located on the new $1/12°$-resolution river network derived from the CTRIP river routing model (Munier and Decharme, 2022). Dam locations were adjusted so as to have comparable drainage surfaces between those given by the GRanD database and those estimated by CTRIP.

An initial analysis conducted on observed river flows upstream and downstream of the reservoirs has identified a common seasonal behavior among those with irrigation, which is that the peak dam release is shifted in time from the natural inflow. This is due to the typical operating mode of these reservoirs, which are designed to retain water arriving upstream during winter (wet season) and release it during summer (dry season) to meet irrigation needs.

3.3.2 Reconstructing inflow

The reservoir scheme requires reservoir net inflows and water demands as inputs to estimate volume variations and outflows. In existing studies, water demands are estimated and net inflows are either modeled by a river routing scheme or estimated from gauge observations in rivers and tributaries upstream the reservoir. Reservoir abstraction is also sometimes accounted for in the reservoir water balance. However, some processes are usually neglected, such as precipitation interception, direct runoff, evaporation or groundwater exchanges. This introduces a bias into the water budget and consequently increases the model uncertainties, especially when inflows are derived from land surface and river routing models (see, e.g., Vanderkelen et al., 2022). In this study, the water balance (Eq. 2) is used in a first step to derive the result of all these components (net inflow) from observations of reservoir volume and outflow, as described below. The advantage compared to previous studies is that it removes the uncertainties related to each of these components, enabling the analysis of the model uncertainties themselves and the capacity of the model to reproduce the reservoir behavior alone, without additional uncertainties or potential compensations between the components of the water budget and the model parameters.

Note that, in a future work, the DROP model aims to be coupled to a series of models that can represent these different processes. In the ISBA-CTRIP land surface–river routing model, for example (Decharme et al., 2019), evaporation is computed by FLake, a module representing energy balance in lakes (Le Moigne et al., 2016), direct runoff is derived from the ISBA land surface model, and inflows from tributaries as well as groundwater exchanges are computed by the CTRIP river routing model (Munier and Decharme, 2022).

For each of the selected reservoirs, the longest continuous common periods of daily observed outflows and volumes were first determined. At this stage, only reservoirs with more than 3-year time series were retained, which leaves 215 reservoirs to be simulated. The net inflows were then derived from outflows and volume variations at the daily scale (Eq. 1). The computed net inflows were then corrected by removing outliers in two steps: first, all peak flows were selected when their maximum value exceeded 5 times the long-term mean. Among the peak values, outliers are then identified when the relative difference of slopes before and after peak flow is less than 10 %. Both thresholds were set empirically. This step differentiates the outliers from the hydraulic behavior of a river in flood recession periods. The outlier is replaced by a linearly interpolated value. The length of the

corrected time series goes from 3.5 to 34 years with a median of 23 years. The main purposes, simulation period lengths and relative capacities of the 215 reservoirs simulated are shown in Fig. 2.

We note a good distribution of management purposes and relative inflow capacities in the final selected reservoirs. Overall, half the reservoirs are primarily used for irrigation, which is mainly due to the semi-arid climate of the Iberian Peninsula and the high needs of irrigation in the country. The rest of the reservoirs are allocated to hydropower generation, water supply and different other purposes with respective percentages of 29 %, 16 % and 5 % and are grouped in the non-irrigation reservoir category.

3.4 Sensitivity analysis implementation

A sensitivity analysis with respect to the six parameters was conducted on the performance of a Nash–Sutcliffe efficiency (NSE, Nash and Sutcliffe, 1970) bounded version, called C_{2M} (Mathevet et al., 2006), on outflows using the Sobol method. In fact, the NSE values in some reservoirs were highly negative for some simulations, and thus this metric was not suitable for a variance-based sensitivity analysis method like Sobol's. C_{2M} is used instead as it is a normalized version of NSE that varies between -1 and 1 and where all negative values are bounded between 0 and -1. Parameter default values, bounds and distributions are listed in Table 2. The parameter distributions were all considered uniform except for relative capacity, for which the distribution is logarithmic to align with the observed pattern on the modeled reservoirs (Fig. 2).

The default values for α, M, $c_{\text{threshold}}$ and b are those considered in Hanasaki et al. (2006). α-selected bounds cover a realistic range of ideal reservoir filling rates. The distribution and bound values of the $c_{\text{threshold}}$ parameter are drawn from the relative capacity distribution of the 215 modeled reservoirs (Fig. 2). The b lower limit is 0.5, below which the shift to the demand-controlled state of a reservoir becomes too abrupt once c exceeds $c_{\text{threshold}}$. The upper limit considered for b is 5, beyond which the transition curve between the behavior of a low relative capacity reservoir and a high relative capacity one becomes unchanged, following the sensitivity test run conducted on this parameter. For $d_{\max}$, both the default value and the lower and upper limits were set to be consistent with the sizes of Spanish river basins. The operational year starting month, m_{start}, is set to April for irrigation reservoirs in order to match the beginning of the crop irrigation season considered in the irrigation model. For other reservoirs, m_{start} is chosen empirically to be May as the default value based on the observed filling curves of the reservoirs, which tend to be at the maximum filling level near May.

The sensitivity analysis was performed on each of the 215 reservoirs separately, distinguishing between irrigation and non-irrigation reservoirs since the number of parameters involved depends on the main purpose of the reservoir (six and four, respectively, as $d_{\max}$ and M are only considered in irrigation reservoirs).

Using Saltelli's quasi-random sampling method (Saltelli et al., 2010), a sample size of 4096 was used for this analysis in each category, resulting in $4096 \times (2 \times 6 + 2) = 57\,344$ and $4096 \times (2 \times 4 + 2) = 40\,960$ model runs for each of the 107 irrigation and 108 non-irrigation reservoirs, respectively. By comparing with smaller sample sizes, the confidence intervals estimated by *SALib* show that the Sobol indices converged and that the chosen sample size is sufficient to reliably represent the results.

4 Results

This section presents the main results of this study. First, simulation results of the reservoir releases using the default configuration of the model are displayed. Then, a sensitivity analysis of the model parameters is presented.

4.1 Reproducing the flow seasonal shift in irrigation reservoirs

Using the default parameterization with the parameters listed in Table 2, an operating rule is determined for each of the 215 reservoirs, and both outflows and water storage variations are simulated through complete operational years within the overall period 1979–2014. Figure 3 shows the C_{2M} values at reservoir outlets by evaluating the simulated monthly outflow time series against in situ observations. Panel a shows the results obtained using a reference simulation where rivers are considered in their natural state ($Q_{\text{out}} = Q_{\text{in}}$). Panel b shows the C_{2M} improvement rate when considering the DROP model.

Overall, with DROP, the river flow representation is clearly improved at nearly all the reservoirs' locations. The median C_{2M} index for flows is 0.52, which corresponds to a 43 % improved flow representation when compared to natural river representation. For storage volume representation, the mean correlation is 0.53 with a standard deviation of 0.3. Half of the reservoirs have a correlation greater than 0.63 between observed and simulated storage volumes.

The results reveal the model's positive contribution in representing the seasonal cycle of river flow, specifically for irrigation large-storage capacity reservoirs, as the model reproduces the seasonal shift between inflows and outflows caused by irrigation management rules with reasonable accuracy. For these reservoirs, the correlation between simulated and observed discharge increases from 0.49 (reference simulation) to 0.75 in the median. Regarding storage volumes, correlation reaches 0.74 in the median. As an example, the Gonzalez Lacasa reservoir located in the Ebro basin shows typical results in Fig. 4. In fact, this irrigation reservoir stores incoming water during winter/early spring, which explains a lower outflow than inflow (in blue and orange, respectively,

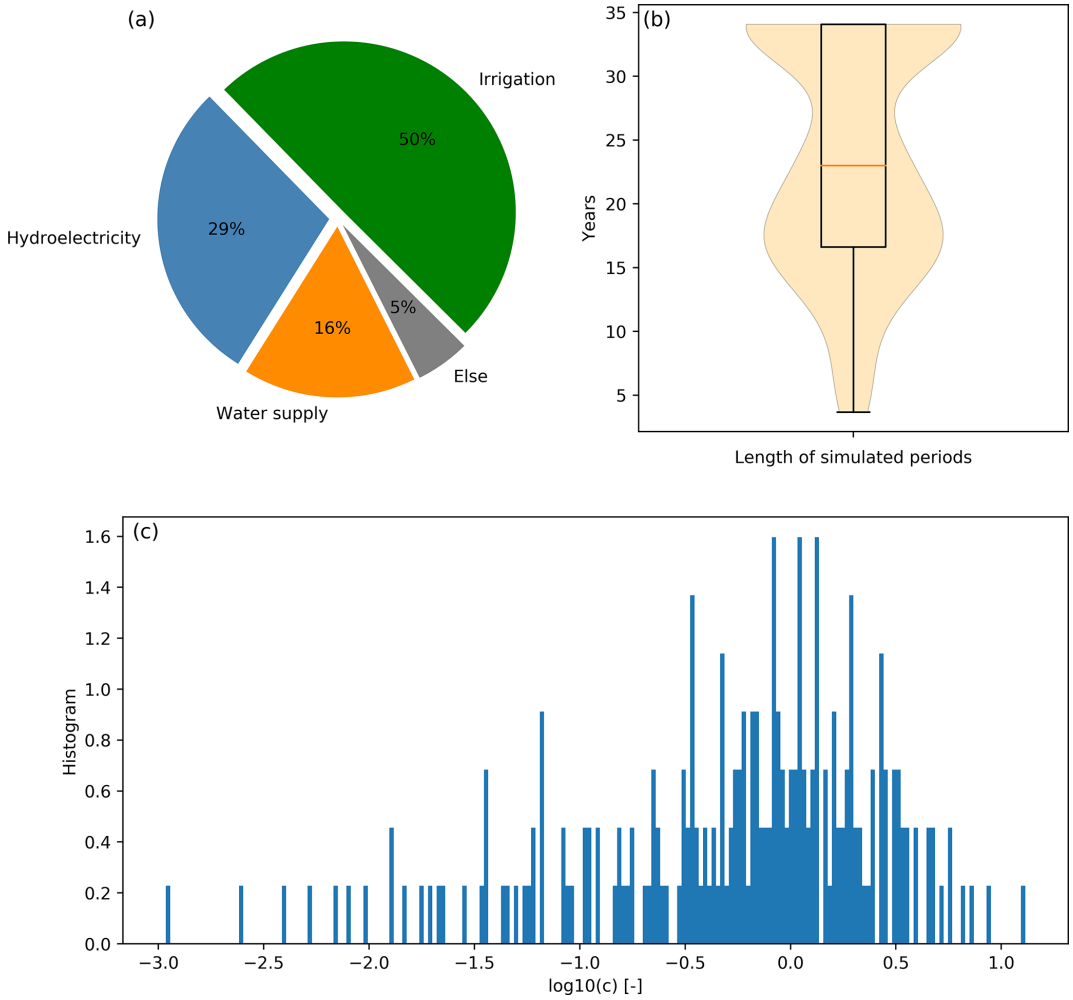

Figure 2. Main characteristics of the chosen reservoirs. **(a)** Classification of their main purpose, **(b)** distribution of simulation period lengths, and **(c)** histogram showing decimal log values of their relative capacity.

Table 2. Summary of the DROP model parameter default values and feasible ranges for the sensitivity analysis.

Parameter	Default value	Min value	Max value	Distribution
α	0.85	0.6	0.95	Uniform
$d_{\max}$ (km)	100	1	250	Uniform
m_{start} (irrigation; other)	4; 5	1	12	Discrete uniform
M	0.5	0	1	Uniform
$c_{\text{threshold}}$	0.5	0.001	20	Logarithmic
b	2	0.5	5	Uniform

for observed discharges, panels (a) and (b) in Fig. 4) between October and March and releases the water in summer when there is insufficient water to supply all crops' irrigation needs. The period of release, from April to September in this case (shown in the annual cycle, Fig. 4c), corresponds to the crop-growing period and therefore to high irrigation water needs. As a result, the discharge seasonal curve is shifted and the maximum monthly discharge, in this example, is reached in July instead of April. This management scheme is well reproduced by the DROP model, as the simulated outflows (shown in red) align well with the observations (in blue), and consequently so do the volume variations.

The improvement of the C_{2M} distribution for each category of dams, in terms of main purpose and relative capacity, is shown in Fig. 5. Note that, for irrigation reservoirs, the improvement rate reaches 80 % in terms of the median and

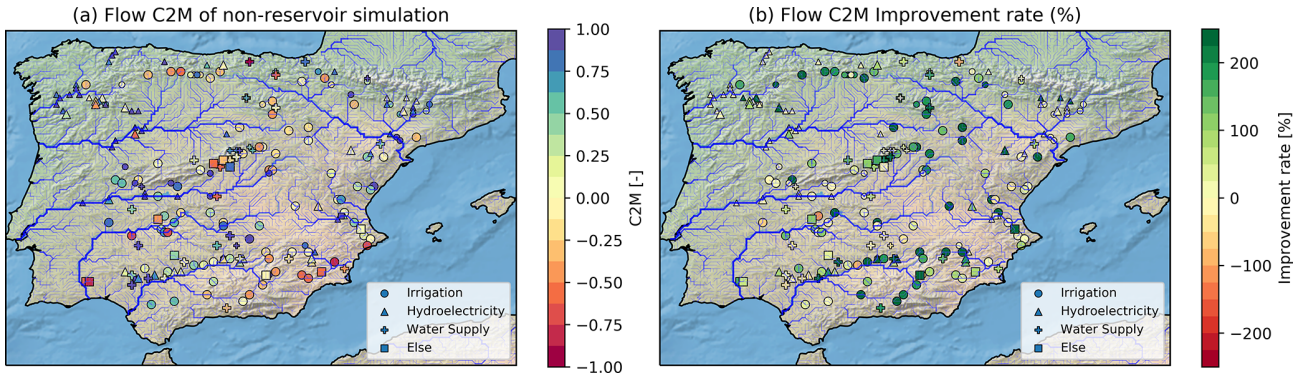

Figure 3. Results of the DROP model contribution (default configuration) in river flow modeling at reservoir outlets: **(a)** C_{2M} performance metrics of non-reservoir simulation (reference simulation where $Q_{out} = Q_{in}$) and **(b)** C_{2M} improvement rates by integrating the reservoir model. Symbols represent the different reservoir management purposes. They come in two different sizes: larger if $c \geq 0.5$ and smaller if $c < 0.5$.

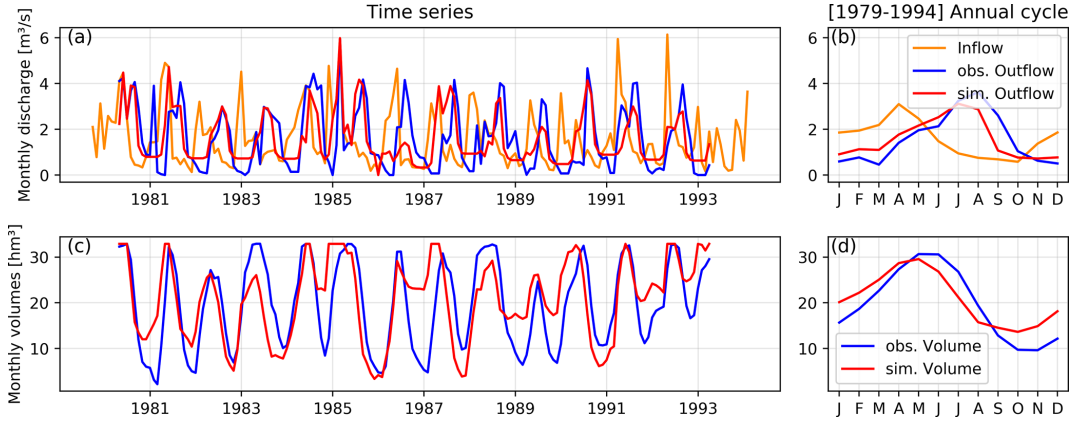

Figure 4. Simulation results for the Gonzalez Lacasa irrigation reservoir within the Ebro River basin over the period [1979–1994]. The monthly time series of dam releases and storage volumes are shown in panels **(a)** and **(c)**, respectively (observations are indicated in blue and simulations in red). Their corresponding mean annual cycles are shown in panels **(b)** and **(d)**, respectively.

123 % for those considered of high relative capacity (here $c \geq 0.5$) and which are fully demand-controlled. The flow improvement rates for the rest of the high relative capacity reservoirs are dispersed but remain positive at the median despite the simplistic approach of DROP. For low relative capacity reservoirs (here $c < 0.5$), and independent of the management purpose, the model's contribution is almost null since the reservoirs are considered "run-of-river" and the influence of the inflow regime is predominant.

4.2 Results of the sensitivity analysis

The distributions of first-order Sobol indices for each parameter calculated at each of the 107 irrigation and 108 non-irrigation reservoirs are shown in Fig. 6 with a box plot. Overall, it emerges from Fig. 6 that the most influential parameter is $c_{threshold}$. In fact, based on the definition of $S1$, ~ 48 % of the total variance in C_{2M} is attributed to $c_{threshold}$ alone within irrigation reservoirs. In non-irrigation reservoirs, this parameter accounts for ~ 74 % of C_{2M} variance. The M parameter is ranked second in irrigation reservoirs and accounts for 15 % alone in the median of all of the variance, followed by d_{max} with an S1 index of 0.03. The parameter controlling the month for which the operational year starts, m_{start}, alone has very little influence on the overall outflow C_{2M} variance, although the effect is slightly more noticeable in the non-irrigation reservoirs. α and b are considered the least influential parameters for most reservoirs.

To better illustrate how each parameter individually affects the model outputs, the Gonzalez Lacasa reservoir (GRanD ID 2699; $c = 0.65$) is set as an example. Given the sensitivity analysis results, a screening step is added on $c_{threshold}$, M and α separately and the rest of the parameters are set to their default values. The means of monthly outflows over the simulation period (1979–1994) are shown in Fig. 7.

Regarding the first parameter and for values of $c_{threshold}$ below the relative capacity of the reservoir (lower than 0.65 for the Gonzalez Lacasa case), the reservoir is considered

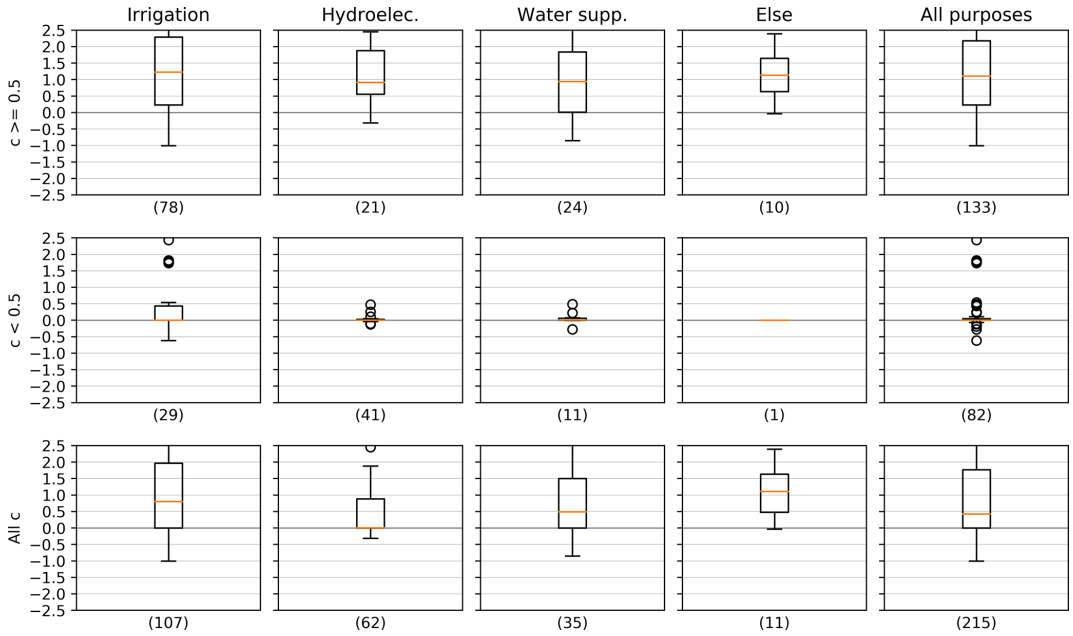

Figure 5. Distribution of river flow, C_{2M}, improvement rates with the DROP model based on their main purpose (columns) and relative capacity (rows). The x-axis labels show the number of reservoirs in each category, and the y axis shows C_{2M} improvement rates.

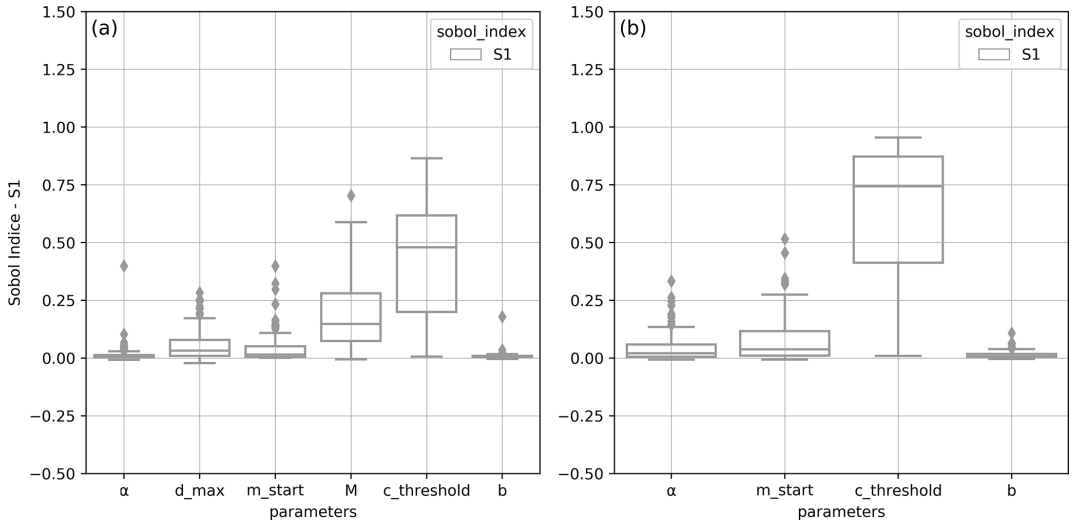

Figure 6. Distribution of first ($S1$)-order Sobol indices in the modeled reservoirs for each parameter: **(a)** in irrigation and **(b)** in non-irrigation reservoirs.

with high storage capacity, and so monthly releases are completely driven by demand, resulting in a seasonal shift between inflow and outflow and a peak of discharge in July in order to meet the irrigation needs. Conversely, when the $c_{\text{threshold}}$ is higher, the dam is considered to have a low storage capacity, which reduces the buffering effect and increasingly aligns the simulated release curve (in red) with the seasonal trend cycle of inflow (in orange), as shown in Fig. 7a. The buffer role of the reservoir is therefore conditioned by the value of the $c_{\text{threshold}}$.

The influence of M on the minimum release is shown in Fig. 7b. The higher the value of M, the greater the part of mean inflow set as minimum release and the lower the remaining part of water dedicated to meeting irrigation needs during peak demand. Since the Gonzalez Lacasa reservoir is considered to have a relatively large storage capacity (with $c_{\text{threshold}} = 0.5$ as the default value) among the considered reservoirs, the outflow will still follow the seasonal curve of water demand, but M will influence the release peak by extending or flattening the outflow curve to maintain a mini-

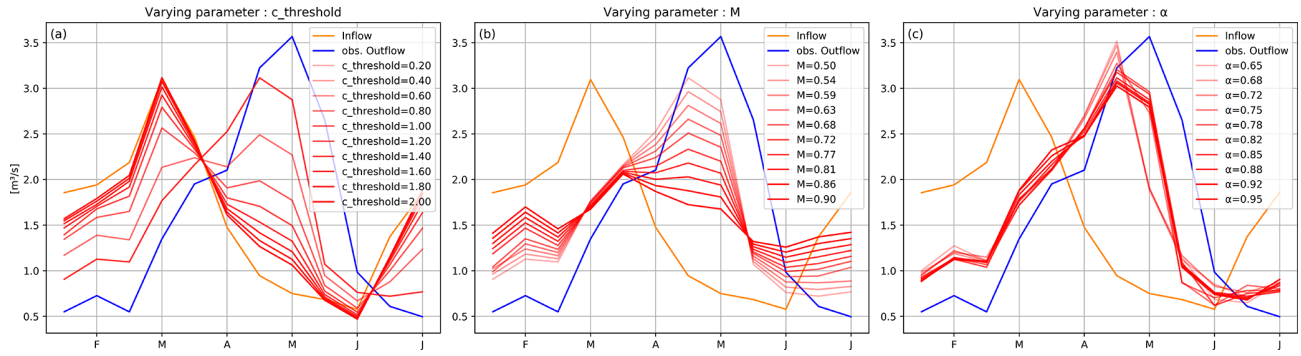

Figure 7. Example of seasonal pattern sensitivity of Gonzalez Lacasa reservoir outflow to three of the DROP model parameters: **(a)** $c_{\text{threshold}}$, **(b)** M and **(c)** α. The remaining parameters were at their default values (see Table 2).

mum release level required through the year. For run-of-river dams, M is irrelevant since the release follows the monthly inflow. $d_{\max}$ also controls the variation of outflows over the year in the same way, but only when the DPI ratio is low. Its impact remains limited beyond the $(1 - M)$ threshold, as the release curve is fixed to maintain the required minimum outflow.

The parameter α, on the other hand, does not affect the long-term mean pattern of release. In fact, α only operates on outflows on an inter-annual basis, through K_{y}, to offset the excess or shortage of stored water from one year to the other, especially when the critical filling zones are reached (reservoir in a dead storage zone or overflowing), in order to bring the reservoir water state to the ideal filling curve over the long term (Fig. 7c). The same behavior is noted for m_{start}, which is not shown in Fig. 7.

The $c_{\text{threshold}}$, α and m_{start} parameters have the same effect on non-irrigation reservoirs. The influence of each of the three parameters on [1979–2013] monthly mean outflows from the "Alcantara II" reservoir (GRanD ID 2800) in the Tagus River basin, which has a relative capacity of 0.6 and is mainly used for electricity generation, is shown in Fig. 8. For this specific reservoir, the simulated period includes several wet years, and there were periods when water flowed over the spillways during winter, which explains the alignment of the outflow with the inflow during this season.

The distributions of total sensitivity indices ST (in grey), alongside $S1$ (in white), of each parameter are shown in Fig. 9. A significant gap is observed between the first- and total-order index distributions. This confirms the non-negligible effect of the parameters' interactions on the output variance involving mainly $c_{\text{threshold}}$. In the median, based on the ST definition, $\sim 62\,\%$ of $C_{2\text{M}}$ variance in irrigation reservoirs and $\sim 87\,\%$ in non-irrigation reservoirs are attributed exclusively to $c_{\text{threshold}}$ and its interactions with other parameters: it is indeed the most important parameter of the DROP model. α and b, on the other hand, were in the median low values, which makes them the least important parameters.

The distributions of second-order Sobol indices for each parameter couple for the irrigation and non-irrigation reservoirs considered separately are shown in Fig. 10. The results reveal that the parameter with the most interactions overall with other parameters is $c_{\text{threshold}}$. This is mainly due to its position at the end of the model chain, where provisional releases are corrected. For the rest of the parameters, the interaction between m_{start} and α is more marked in non-irrigation reservoirs since the scheme is simplistic and the outflow depends mainly on the K_{y} annual coefficient that is driven by both m_{start} and α. In irrigation reservoirs, the coefficients $d_{\max}$ and M interact because they control irrigation water demand and the reservoir water storage allocated to it. As they are both involved in the reservoir water balance, they jointly control the outflow. The b coefficient meanwhile interacts only with $c_{\text{threshold}}$ when computing the demand-controlled release ratio R calculation. The total influence of b, mostly resulting from the interaction with $c_{\text{threshold}}$, is only seen in reservoirs with low relative capacities.

Since c is a defining characteristic of each reservoir and is involved in the outflow computation, the first- and total-order Sobol indices were rearranged according to their reservoir-correspondent c values, here grouped into six ranges to simplify the presentation of the results to better identify the impact on parameter ordering and interactions (Fig. 11).

For low values of c (less than 0.01), $c_{\text{threshold}}$ is the only relevant parameter. The total influence of b, on the other hand, is mostly related to its interaction with $c_{\text{threshold}}$. The remaining parameters are negligible since their first-order Sobol indices are almost zero and the total order is very low. For reservoirs with a medium storage capacity ($0.01 \leq c \leq 1$), a significant part of total variance is due to parameter interactions, apart from b, as all Sobol indices increase significantly from first to total order. This is even more noticeable when $0.1 \leq c \leq 0.3$. Above a relative capacity of 0.3, the M parameter in irrigation reservoirs gains in importance and increases interactions with the $c_{\text{threshold}}$ as c is bigger. For non-irrigation reservoirs of the same category, $c_{\text{threshold}}$ takes on more importance as the storage capacity increases (less

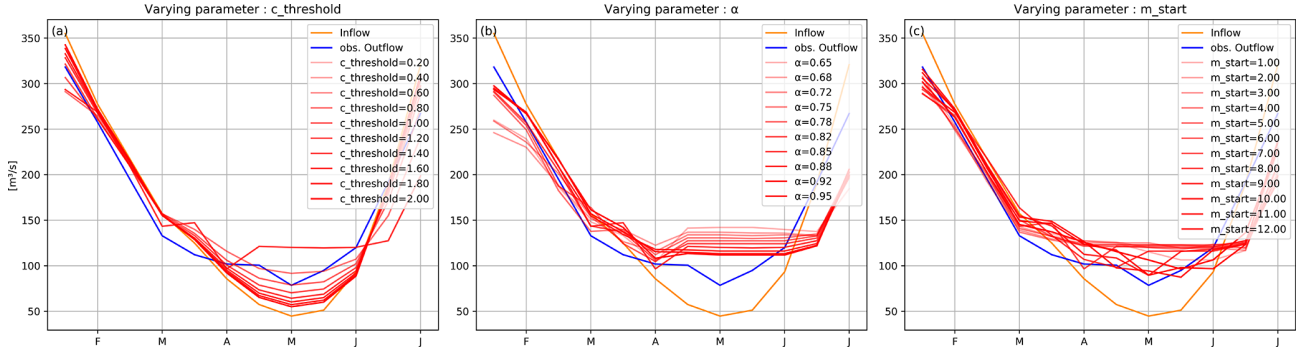

Figure 8. An example of the seasonal pattern sensitivity of the Alcantara II hydroelectricity reservoir outflow to three of the DROP model parameters: **(a)** $c_{\text{threshold}}$, **(b)** α and **(c)** m_{start}. The remaining parameters were set at default values (see Table 2).

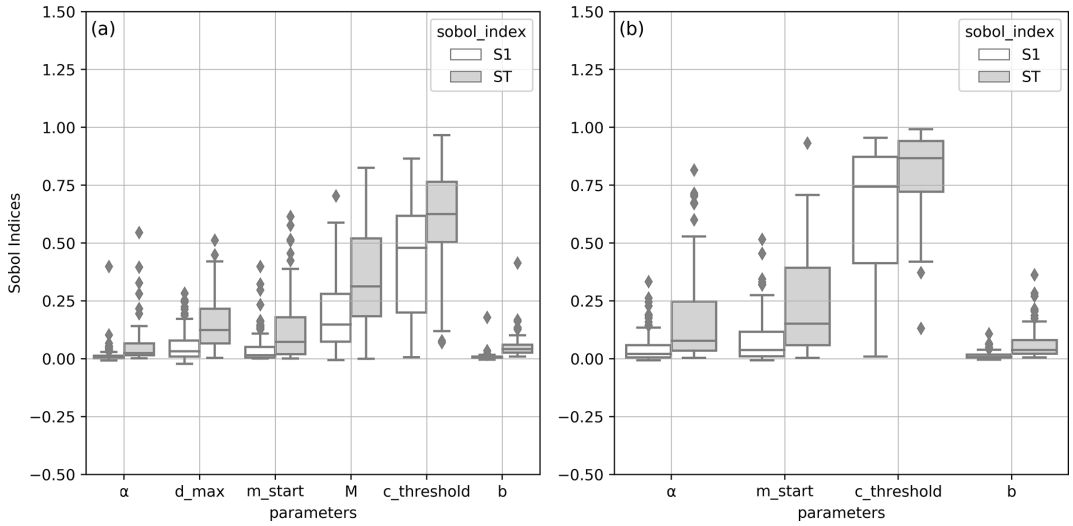

Figure 9. Distribution of first ($S1$)- and total (ST)-order Sobol indices in the modeled reservoirs for each parameter: **(a)** in irrigation and **(b)** in non-irrigation reservoirs.

spreading and very high $S1$). The remaining parameters lose relative importance. For the very high relative capacity values, α and m_{start} are almost irrelevant, regardless of the operating objective. Finally, for nearly all reservoirs combined (except those with very small values of c), the b coefficient has almost no influence and can therefore be set to a nominal value.

When using Sobol indices, the representation of model output uncertainty is limited to the variance only, which is not fully representative of all the statistical characteristics (or moments) of the $C_{2\text{M}}$ distribution. Using the distribution function instead provides a complete description of uncertainty in the model output. Here, we evaluate the sensitivity of parameters by assessing their influence on the entire $C_{2\text{M}}$ distribution without reference to a specific moment of the output (Chun et al., 2000; Borgonovo, 2007, moment-independent methods). This method is used as a validation step for the overall conclusions found with the variance-based Sobol method. The deviation of the $C_{2\text{M}}$ distribution function caused by two different parameters $c_{\text{threshold}}$ and α over the irrigation reservoirs is shown in Fig. 12. Here, the same samples generated for Sobol's index calculation were used. First, the unconditional probability distribution function (PDF) of the model output $C_{2\text{M}}$ is obtained when all input parameters are randomly sampled from their distributions. Then, for each input parameter, conditional PDFs of $C_{2\text{M}}$ are computed following different value ranges from the total parameter distribution: here, five ranges are considered. The importance of each parameter is proportional to the magnitude of the conditional PDF deviation from the unconditional one.

The large dispersion of the conditional PDFs (colored) shows the strong impact of $c_{\text{threshold}}$ in the model outlet in Fig. 12a. All PDFs are nearly aligned for α, and thus the value of this parameter has very little significance for $C_{2\text{M}}$ distribution. Moment-independent sensitivity indicators like "Kolmogorov", "Kuiper" and "Delta" (Borgonovo and Plischke, 2016) were used to measure the deviation from the

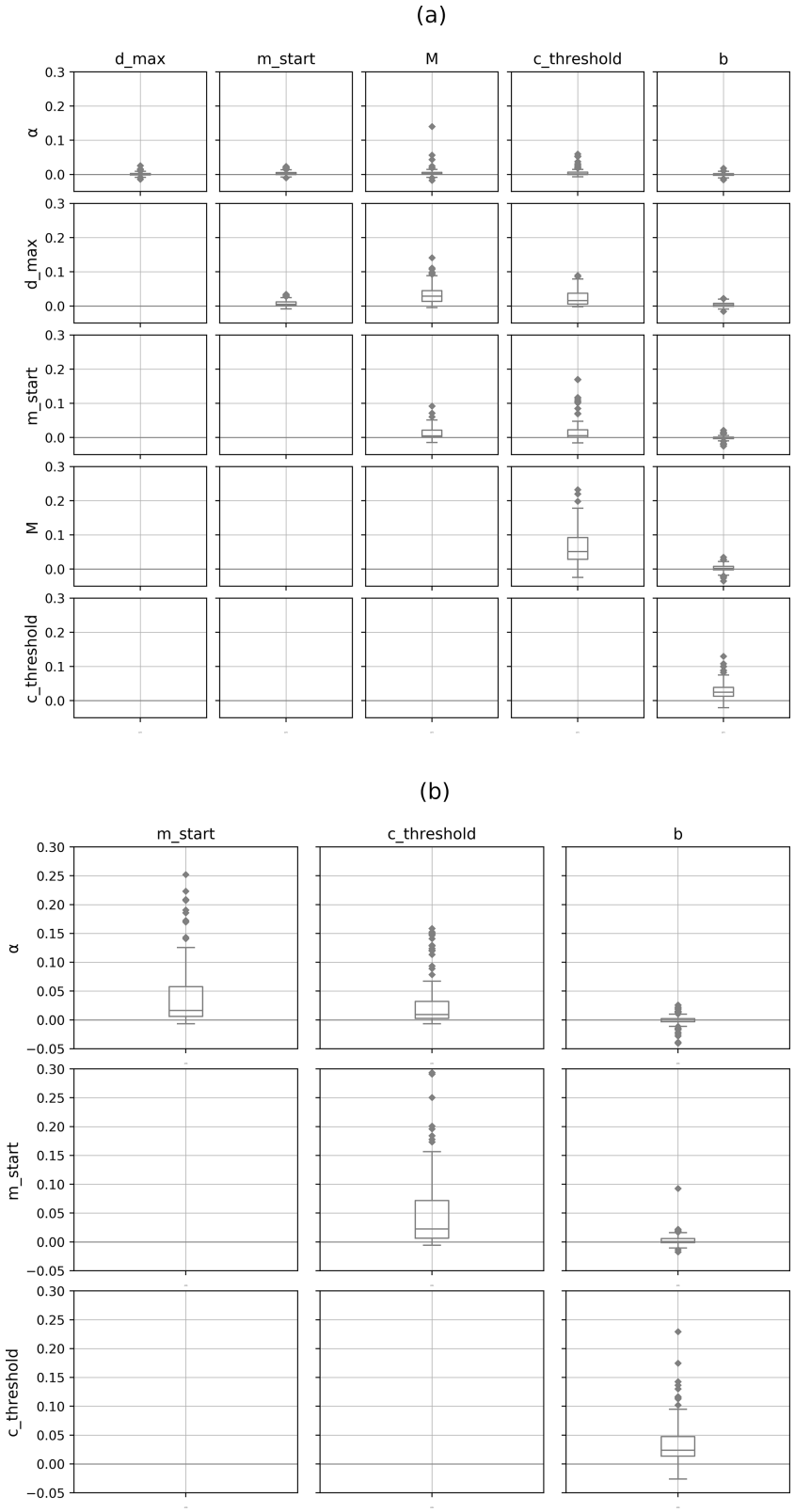

Figure 10. Distribution of second-order Sobol indices ($S2$) in the modeled reservoirs for each pair of parameters: **(a)** in irrigation and **(b)** in non-irrigation reservoirs.

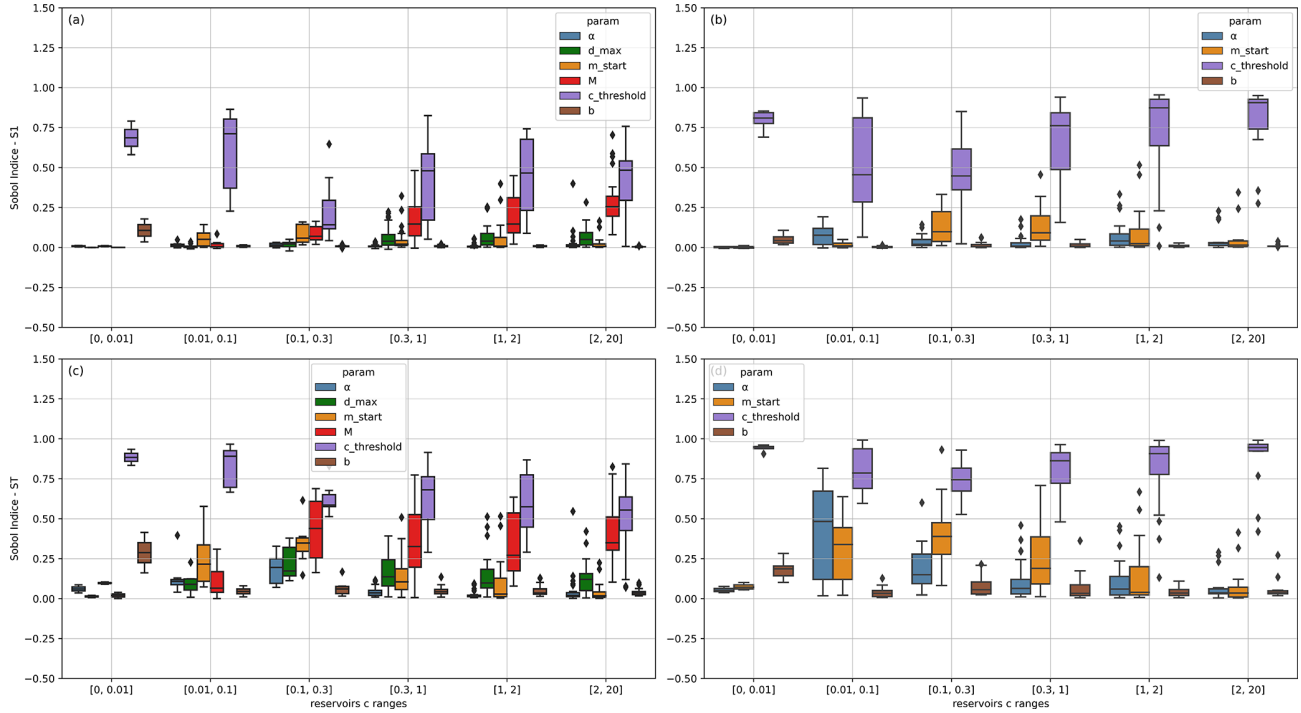

Figure 11. Distribution of first- ("$S1$") and total-order ("ST") Sobol indices of parameters according to relative capacity: **(a, c)** in irrigation and **(b, d)** in non-irrigation reservoirs.

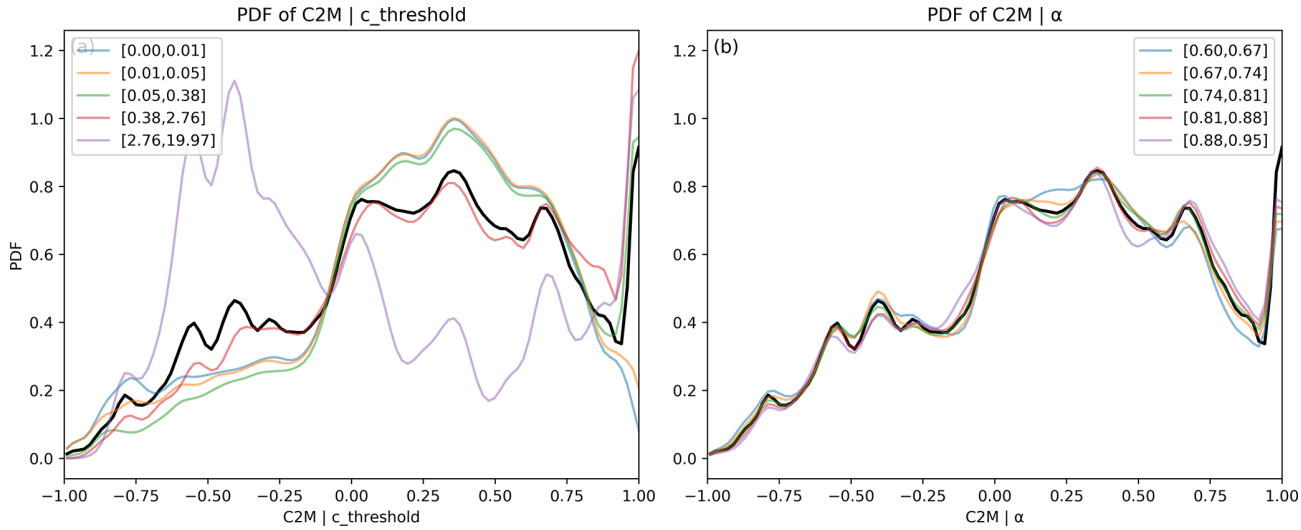

Figure 12. Shifts in C_{2M}' probability distribution function (PDF) depending on $c_{threshold}$ **(a)** and α **(b)** range values, within irrigation reservoirs. The unconditional PDFs of the DROP model output C_{2M}, obtained when all input parameters are randomly sampled, are displayed in black. The conditional PDFs are shown in color depending on the parameter value range.

unconditional PDF, and the results were consistent with the conclusions made with the Sobol index. It is also noted that DROP tends to have very poor performance scores for high values of $c_{threshold}$ (above 2.76) where all the reservoirs are considered run-of-river and the release would be close to the lines alignments with inflow as shown in Fig. 12. This figure indirectly demonstrates the reservoir model contribution in terms of improving river flow representation in anthropized basins where the magnitude and seasonal flow dynamics are significantly altered by large storage capacity reservoirs, especially those for irrigation purposes.

5 Discussion

5.1 Limits of the DROP model scheme

The DROP model outputs are affected by several uncertainties linked to the model inputs and the algorithm. The parameterized model is based on a generic scheme of reservoir operation, which inevitably implies a simplification in terms of water release. Concerning the representation of operational purposes, the algorithm fails to differentiate between other purposes than irrigation and considers that a constant release is expected by the rest of the reservoirs. In addition, only the main objective of the reservoir is represented, and the releases of the multi-purpose reservoirs are not entirely represented since their management rules are more complex to describe. This explains the poor performance of the model at the level of reservoirs that are used for irrigation, though it is not their main objective: DROP is very simplistic for the rest of its possible purposes, so that the seasonal shift in water discharge is not always well reproduced. This is the case of the reservoir "Los Bermejales", for example, a multi-purpose reservoir located in the basin of the Guadalquivir River, southern Spain, which is mainly used for water supply, but it is also used to meet irrigation water demands (Fig. 13).

In addition, the model computes releases independently on each reservoir. The cascades of reservoir operations, which can be coordinated with each other, are thus not captured. More specific studies on multi-objective reservoirs (Wu and Chen, 2012; Wang et al., 2019) and multi-reservoir systems have been conducted (Chang et al., 2014; Tan et al., 2017; Rougé et al., 2021), but they all remain complex and are reservoir-specific. These methods were evaluated only at the local scale and are very difficult to extend to a global scale because they need a significant amount of observed input data and require detailed operating rule knowledge.

Regarding the representation of releases from non-irrigation reservoirs more generally, the scheme remains very simplistic since release policy is not driven by physical processes. In fact, operation rules of these types of reservoirs involve complex socioeconomic and political factors that are different in each country. Simulating other management purposes is mainly based on optimization algorithms, as is the case for hydro-power dam releases, for instance, where the objective functions are economically oriented (i.e., to maximize energy production; Moeini et al., 2011; Feng et al., 2017; Chong et al., 2021). These methods remain very reservoir-specific and are currently deemed to be too complex to be applicable at a large scale.

The model provides a relatively good performance in representing irrigation reservoir operations because of its physical approach that links water releases to crop water demands. However, some simplifications are to be noted which could be improved in the future. The irrigation water demand estimation is based on the irrigation scheme in ISBA LSM, which has its own limitations (Druel et al., 2022). Also, in this version of the reservoir scheme, water demands for each irrigation reservoir are reduced to considering pixels that are downstream of the reservoir at a given maximum distance $d_{\max}$. This creates inconsistencies because water demand is not linked to the reservoir water storage capacity, which leads for some reservoirs to much higher water demands compared to water supply. Moreover, here there is no proportionality rule set between reservoirs with common irrigation grid cells. They are recorded on multiple reservoirs when their command areas are overlapping because the model runs on each reservoir independently. We end up repeatedly counting shared pixels, and this leads to overestimation of water demands at the level of each reservoir. According to results from the sensitivity analysis, parameter $d_{\max}$ alone (ranging from 1 to 250 km) does not have much influence on outflow variance, and this is even more true when irrigation demands are considered excessive compared to inflow (DPI $\geq 1 - M$), because in that case the amount of irrigation demand is not more significant in outflow computing; only the seasonal variation defines the reservoir release curve. Zhou et al. (2021) suggested an efficient way to overcome this issue by defining a least-cost adduction network, based on Portoghese et al. (2013) and Neverre et al. (2016), to connect each irrigation grid cell to a unique abstraction point, either a river or a reservoir, by using topographic information, distance and upstream areas of the river abstraction points. This approach has the advantage of considering not only the downstream grid cells, but all the surrounding ones. Most importantly, it ensures that reservoir command areas do not overlap anymore and that each pixel irrigation demand is only counted once. The method is implemented in the routing model of ORCHIDEE (ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms; Nguyen-Quang et al., 2018) and can be easily implemented in other routing models. It is also interesting at this stage to account for all possible sources of water withdrawals, including underground water, canals, but also the abstractions made directly from the reservoirs' storage, in order to have a more realistic representation of reservoir releases.

Another aspect which is not explicitly simulated in the model is water abstraction. In this study, abstractions are taken into account indirectly since the inflow is reconstructed from observations at the inlet of each reservoir. However, once the DROP model is implemented in a hydrological model, the tributary inflows will correspond to river flows simulated by the routing model, and therefore there should be a deterioration of the performance index on discharge with an error spreading along the anthropized rivers. However, by coupling the above with a model that takes irrigation into account, such as the new version of the ISBA land surface model, for example (Druel et al., 2022), the water releases from the reservoir model can be linked to crop irrigation needs, and thus river water withdrawals can be represented as well as those taken directly from the reservoirs.

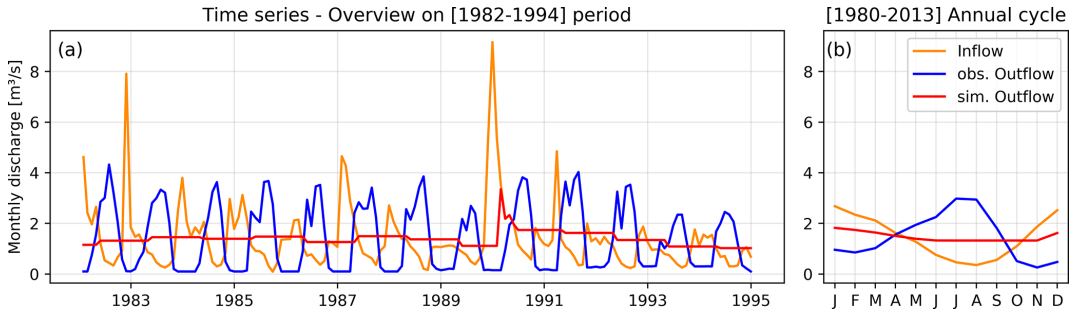

Figure 13. Example of time series **(a)** and monthly means **(b)** of simulated releases from Los Bermejales reservoir, a multi-purpose reservoir primarily used for water supply and which also operates to meet irrigation water demands. The reservoir model failed to reproduce observed irrigation releases as it does not consider secondary objectives.

5.2 Contributions of the sensitivity analysis to a clearer understanding of the DROP model

The sensitivity analysis has revealed the most influential parameters and those that can be set using predefined values without impacting the model output uncertainty distribution. It emerged that $c_{\text{threshold}}$ is the most influential parameter in representing reservoir releases, and this result is consistent with the analysis of Shin et al. (2019) on the role of the release ratio R where $c_{\text{threshold}}$ is involved. Indeed, the aforementioned study showed the positive contribution of this formulation to the R ratio ($R = \alpha\, c$, i.e., $c_{\text{threshold}} = 1/\alpha$) and its optimization in improving the representation of release and stabilizing water storage in the simulated reservoirs, especially those with $0.21 \leq c \leq 1.18$ (the values of c for which $4c^2 = \alpha\, c$ and $c = 1/\alpha$, α being set at 0.85).

Hanasaki et al. (2006) conducted a sensitivity test on the α parameter for a case study of a large relative capacity hydroelectric reservoir ($c = 2.28$). The model was tested with four different values of α (0.65, 0.75, 0.85, and 0.95) and found that this parameter had a low impact on the simulated release but a high impact on the simulated storage, except when the reservoir is full. α showed high sensitivity to releases when events with water passing over spillways were more frequent. Their conclusions concerning the sensitivity to outflows are also in line with the results found here.

Actually, the sensitivity analysis undertaken in this study focused on the model sensitivity in the average representation of releases rather than on the filling levels of reservoirs since the focus of the study is on flow representation and the effect of anthropogenic factors in altering the flow dynamics along the rivers. If we were to focus on water resource availability and water management issues, the sensitivity analysis should also focus on the uncertainty in representing water storage levels in the reservoirs, considering the $C_{2\text{M}}$ over volumes as the variable of interest. In this configuration, as shown in Fig. 14, the parameters α and m_{start}, alongside $c_{\text{threshold}}$, will emerge as the most influential parameters with significantly high sensitivity indices of both first and total orders.

Both α and m_{start} directly affect the bias in the filling curve representation. In the ideal case where the reservoir state is not on the boundary conditions, the filling curve is vertically shifted following the value of α and the chosen month in order to bring the reservoir volume at the beginning of each operating year in line with the ideal filling rate $\alpha\, C$, as shown in Fig. 15, without changing the seasonal release pattern. The larger the seasonality of reservoir water levels, the greater the effect of both parameters, which is very noticeable in large-storage capacity reservoirs used for water supply and hence explains the two parameters' interaction with $c_{\text{threshold}}$.

6 Conclusions

In this paper, a global parameterized model, DROP, was reconstructed based on the Hanasaki et al. (2006) generic scheme to represent reservoir releases in Spain. Results reveal the positive contribution of the model in representing the seasonal cycle of discharge and storage variation, specifically for irrigation large-storage capacity reservoirs, as the model succeeds in reproducing the seasonal shift between inflows and outflows, improving river flow representation ($C_{2\text{M}}$ improvement rate) by 123 % in the median. The results also provide a further validation of the Hanasaki et al. (2006) formulation on 215 reservoirs in Spain where reliable observed data are readily accessible. While Spain represented an idealized case study in terms of data availability, different remote sensing data will allow the extension of the model to any other river basin over the globe, more specifically to those which are ungauged, since the reservoir model relies only on the GRanD reservoir database (which is global). This work is in preparation for the upcoming SWOT wide-swath altimetry mission (Biancamaria et al., 2016), which will provide the data necessary to make improved global-scale river and reservoir storage and flow estimates. Furthermore, the results highlight the importance of incorporating reservoir operations into large-scale hydrological models for a more realistic representation of river flows and thus the water mass exchange with oceans and the atmosphere. The

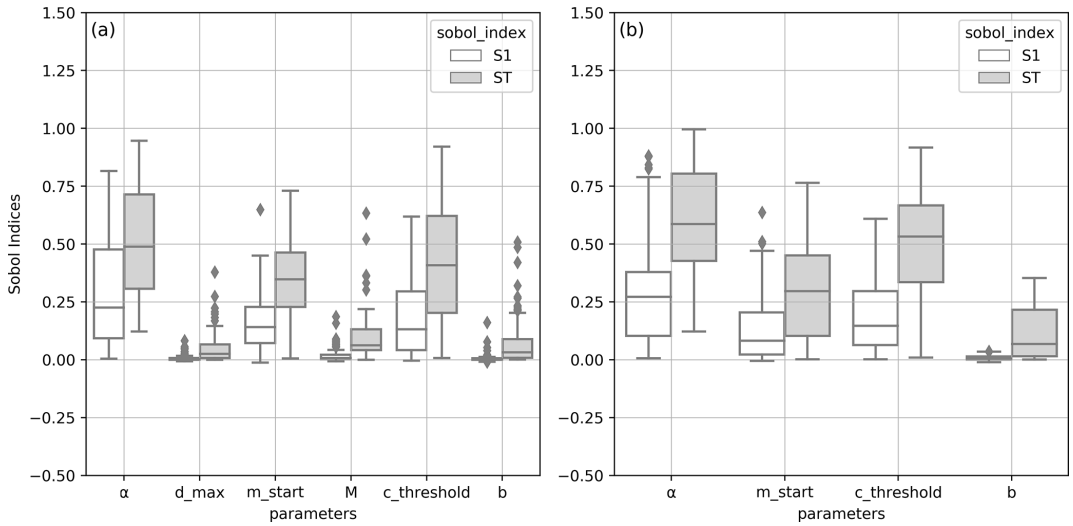

Figure 14. Distribution of first- ("$S1$") and total-order ("ST") Sobol indices of parameters based on C_{2M} variance over volumes: **(a, c)** in irrigation and **(b, d)** in non-irrigation reservoirs.

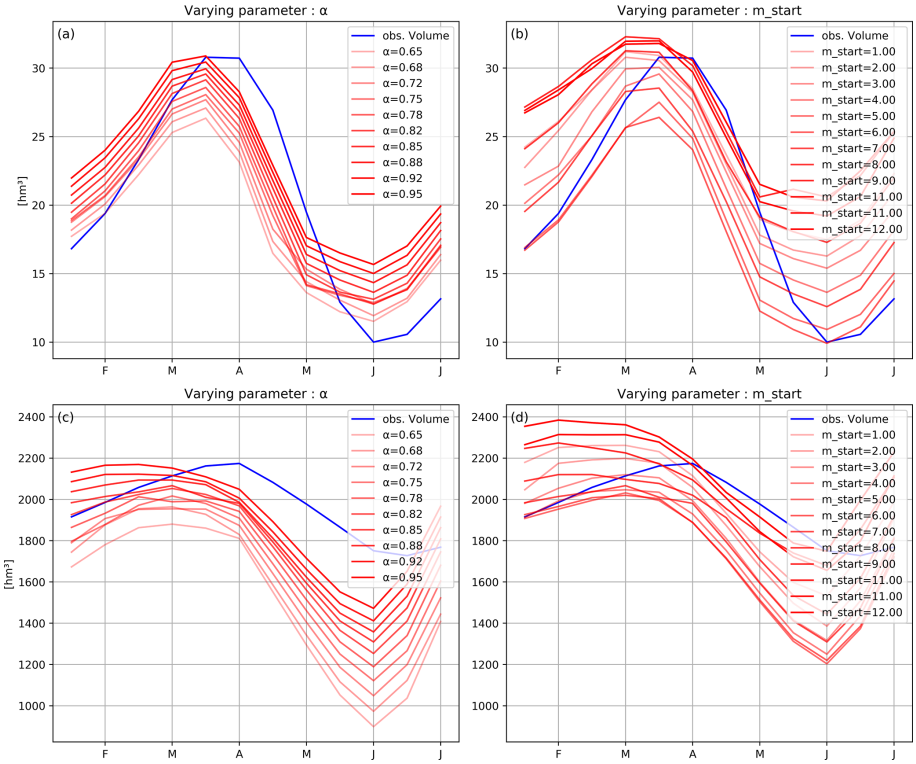

Figure 15. Example of seasonal pattern sensitivity of Gonzalez Lacasa **(a, b)** and Alcantara II **(c, d)** reservoir volumes to two of the DROP model parameters: **(a, c)** α and **(b, d)** m_{start}. The remaining parameters were set at default values (see Table 2).

physical approach of DROP is consistent with that of the ISBA-CTRIP LSM RRM (land surface–river routing model): irrigation demands used as input to the reservoir model can be simulated by the irrigation module recently integrated into ISBA (Druel et al., 2022), and CTRIP already includes a lake model, "MLake" (Guinaldo et al., 2021), that a priori models inland water bodies at a global scale, calculates mass balance and lake outflow at the global scale, and provides the foundation for integrating human reservoir operations. The next step is to implement the DROP model in MLake and create a link between the two anthropization models by coupling the new versions of ISBA (irrigation) and CTRIP (reservoirs).

The sensitivity analysis, based on Sobol's method, was conducted on the C_{2M} representation of the mean seasonal outflow patterns. The results show that the most important parameter overall is $c_{\text{threshold}}$. M and $d_{\max}$ are ranked second, in the median, in terms of irrigation reservoir release representation, and their importance is linked to the reservoir relative capacity. α and m_{start} have less influence on both types of reservoir outflow seasonal dynamics but are important if the focus is on reservoir water storage values. It has also been proven that the significance of the model's parameters varies according to the range of reservoir relative capacities being studied. The results represent an essential step to further improve either river flow modeling or reservoir water storage, through calibration schemes and assimilation of new remote sensing products, by targeting the most influential reservoir model parameters. A supplementary application of this work is provided as a calibration study of the model over Spain (see Supplement). This work provides future studies with a fully generalized parameterization of the reservoir scheme along with a deeper insight into the way each of the parameters influences the model outputs and how their importance changes depending on the reservoir characteristics and the output variable of interest.

Overall, integrating this reservoir model into LSM RRMs, which are in turn coupled to climate and Earth system models (such as the CNRM-CM and CNRM-ESM; Voldoire et al., 2019; Séférian et al., 2019), will provide a major advance in understanding past climate reanalysis and will enable a more realistic representation of future scenarios under climate change.

Code and data availability. The DROP model and the sensitivity analysis codes are available on Zenodo. Post-processing codes are also available. All information can be found in the following repository: https://doi.org/10.5281/zenodo.6389405 (Sadki, 2022).

Supplement. The supplement related to this article is available online at: https://doi.org/10.5194/gmd-16-427-2023-supplement.

Author contributions. MS, SM, AB and SR designed the study and determined the methodology. MS and SM developed the reservoir model and the sensitivity analysis algorithm. MS performed the analysis and wrote the original draft. All the authors contributed to the editing and review of the paper.

Competing interests. The contact author has declared that none of the authors has any competing interests.

Disclaimer. Publisher's note: Copernicus Publications remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Acknowledgements. We would like to thank Pere Quintana-Segui from Ebro Observatory for providing the SAFRAN-based meteorological dataset for Spain which was used to force the ISBA LSM and compute irrigation demands. We also thank him for providing pre-processed products of the in situ natural and anthropized flow and volume observations over Spain.

Financial support. This study is part of Malak Sadki's thesis work, co-funded by the French National Center for Space Studies (CNES) and the Occitania Region in France.

Review statement. This paper was edited by Min-Hui Lo and reviewed by three anonymous referees.

References

Abdolghafoorian, A. and Farhadi, L.: Uncertainty quantification in land surface hydrologic modeling: Toward an integrated variational data assimilation framework, IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs., 9, 2628–2637, https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2553444, 2016.

AQUASTAT: FAO's Global Information System on Water and Agriculture, https://www.fao.org/aquastat/ (last access: 16 February 2022), 1994.

Batalla, R. J., Gomez, C. M., and Kondolf, G. M.: Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain), J. Hydrol., 290, 117–136, 2004.

Baumgartner, A. and Reichel, E.: The world water balance: mean annual global, continental and maritime precipitation and runoff, Elsevier, CRID 1573668924526185088, 1975.

Biancamaria, S., Lettenmaier, D. P., and Pavelsky, T. M.: The SWOT mission and its capabilities for land hydrology, in: Remote sensing and water resources, Springer International Publishing, 117–147, https://doi.org/10.1007/978-3-319-32449-4_6, 2016.

Biemans, H., Haddeland, I., Kabat, P., Ludwig, F., Hutjes, R., Heinke, J., von Bloh, W., and Gerten, D.: Impact of reservoirs on river discharge and irrigation water supply during the 20th century, Water Resour. Res., 47, https://doi.org/10.1029/2009WR008929, 2011.

Borgonovo, E.: A new uncertainty importance measure, Reliab. Eng. Syst. Safe., 92, 771–784, 2007.

Borgonovo, E. and Plischke, E.: Sensitivity analysis: a review of recent advances, Eur. J. Oper. Res., 248, 869–887, 2016.

Calvet, J.-C. and Champeaux, J.-L.: L'apport de la télédétection spatiale à la modélisation des surfaces continentales, La Météorologie, 2020, 52–58, 2020.

Chang, J., Meng, X., Wang, Z., Wang, X., and Huang, Q.: Optimized cascade reservoir operation considering ice flood control and power generation, J. Hydrol., 519, 1042–1051, 2014.

Chao, B. F., Wu, Y.-H., and Li, Y.: Impact of artificial reservoir water impoundment on global sea level, Science, 320, 212–214, 2008.

Chong, K. L., Lai, S. H., Ahmed, A. N., Jaafar, W. Z. W., and El-Shafie, A.: Optimization of hydropower reservoir operation based on hedging policy using Jaya algorithm, Appl. Soft Com-

put., 106, 107325, https://doi.org/10.1016/j.asoc.2021.107325, 2021.

Chun, M.-H., Han, S.-J., and Tak, N.-I.: An uncertainty importance measure using a distance metric for the change in a cumulative distribution function, Reliab. Eng. Syst. Safe., 70, 313–321, 2000.

Coerver, H. M., Rutten, M. M., and van de Giesen, N. C.: Deduction of reservoir operating rules for application in global hydrological models, Hydrol. Earth Syst. Sci., 22, 831–851, https://doi.org/10.5194/hess-22-831-2018, 2018.

Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J.-P., Alias, A., Saint-Martin, D., Séférian, R., Sénési, S., and Voldoire, A.: Recent changes in the ISBA-CTRIP land surface system for use in the CNRM-CM6 climate model and in global off-line hydrological applications, J. Adv. Model. Earth Sy., 11, 1207–1252, 2019.

Döll, P., Fiedler, K., and Zhang, J.: Global-scale analysis of river flow alterations due to water withdrawals and reservoirs, Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 2413–2432, https://doi.org/10.5194/hess-13-2413-2009, 2009.

Downing, J. A., Prairie, Y. T., Cole, J. J., Duarte, C. M., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., McDowell, W. H., Kortelainen, P., Caraco, N. F., Melack, J. M., and Middelburg, J. J.: The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments, Limnol. Oceanogr., 51, 2388–2397, 2006.

Druel, A., Munier, S., Mucia, A., Albergel, C., and Calvet, J.-C.: Implementation of a new crop phenology and irrigation scheme in the ISBA land surface model using SURFEX_v8.1, Geosci. Model Dev., 15, 8453–8471, https://doi.org/10.5194/gmd-15-8453-2022, 2022.

Dynesius, M. and Nilsson, C.: Fragmentation and flow regulation of river systems in the northern third of the world, Science, 266, 753–762, 1994.

Ehsani, N., Fekete, B. M., Vörösmarty, C. J., and Tessler, Z. D.: A neural network based general reservoir operation scheme, Stoch. Env. Res. Risk A., 30, 1151–1166, 2016.

Feng, M., Liu, P., Guo, S., Shi, L., Deng, C., and Ming, B.: Deriving adaptive operating rules of hydropower reservoirs using time-varying parameters generated by the E n KF, Water Resour. Res., 53, 6885–6907, 2017.

Frederikse, T., Landerer, F., Caron, L., Adhikari, S., Parkes, D., Humphrey, V. W., Dangendorf, S., Hogarth, P., Zanna, L., Cheng, L., and Wu, Y.-H.: The causes of sea-level rise since 1900, Nature, 584, 393–397, 2020.

Grill, G., Lehner, B., Lumsdon, A. E., MacDonald, G. K., Zarfl, C., and Liermann, C. R.: An index-based framework for assessing patterns and trends in river fragmentation and flow regulation by global dams at multiple scales, Environ. Res. Lett., 10, 015001, https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/1/015001, 2015.

Grill, G., Lehner, B., Thieme, M., Geenen, B., Tickner, D., Antonelli, F., Babu, S., Borrelli, P., Cheng, L., Crochetiere, H., Ehalt Macedo, H., Filgueiras, R., Goichot, M., Higgins, J., Hogan, Z., Lip, B., McClain, M. E., Meng, J., Mulligan, M., Nilsson, C., Olden, J. D., Opperman, J. J., Petry, P., Reidy Liermann, C., Sáenz, L., Salinas-Rodríguez, S., Schelle, P., Schmitt, R. J. P., Snider, J., Tan, F., Tockner, K., Valdujo, P. H., van Soesbergen, A., and Zarfl, C.: Mapping the world's free-flowing rivers, Nature, 569, 215–221, 2019.

Guinaldo, T., Munier, S., Le Moigne, P., Boone, A., Decharme, B., Choulga, M., and Leroux, D. J.: Parametrization of a lake water dynamics model MLake in the ISBA-CTRIP land surface system (SURFEX v8.1), Geosci. Model Dev., 14, 1309–1344, https://doi.org/10.5194/gmd-14-1309-2021, 2021.

Gutenson, J. L., Tavakoly, A. A., Wahl, M. D., and Follum, M. L.: Comparison of generalized non-data-driven lake and reservoir routing models for global-scale hydrologic forecasting of reservoir outflow at diurnal time steps, Hydrol. Earth Syst. Sci., 24, 2711–2729, https://doi.org/10.5194/hess-24-2711-2020, 2020.

Haddeland, I., Skaugen, T., and Lettenmaier, D. P.: Anthropogenic impacts on continental surface water fluxes, Geophys. Res. Lett., 33, https://doi.org/10.1029/2006GL026047, 2006.

Hanasaki, N., Kanae, S., and Oki, T.: A reservoir operation scheme for global river routing models, J. Hydrol., 327, 22–41, 2006.

Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., and Tanaka, K.: An integrated model for the assessment of global water resources – Part 1: Model description and input meteorological forcing, Hydrol. Earth Syst. Sci., 12, 1007–1025, https://doi.org/10.5194/hess-12-1007-2008, 2008.

Herman, J.: Usher W, SALib: An open-source Python library for Sensitivity Analysis, JOSS, 2, 97, https://doi.org/10.21105/joss.00097, 2017.

Herrera, P. A., Marazuela, M. A., and Hofmann, T.: Parameter estimation and uncertainty analysis in hydrological modeling, Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 9, e1569, https://doi.org/10.1002/wat2.1569, 2022.

Hoeffding, W.: A class of statistics with asymptotically normal distribution, in: Breakthroughs in statistics, Springer, New York, NY, 308–334, 1992.

Horan, R., Rickards, N. J., Kaelin, A., Baron, H. E., Thomas, T., Keller, V. D. J., Mishra, P. K., Nema, M. K., Muddu, S., Garg, K. K., Pathak, R., Houghton-Carr, H. A., Dixon, H., Jain, S. K., and Rees, G.: Extending a large-scale model to better represent water resources without increasing the model's complexity, Water, 13, 3067, https://doi.org/10.3390/w13213067, 2021.

Huang, C., Tong, J., and Ye, M.: Global sensitivity analysis for a prediction model of soil solute transfer into surface runoff, J. Hydrol., 599, 126342, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126342, 2021.

ICOLD: International Commission of Large Dams (ICOLD) (2020), World Register of Dams, Int. Comm. Large Dams, Paris, France, https://www.icold-cigb.org/ (last access: 25 January 2022), 2020.

IEA: International Energy Agency, https://www.iea.org/data-and-statistics/data-tables?country=SPAIN&energy=Electricity&year=2020, last access: 31 January 2022.

INE: Instituto Nacional de Estadística. España, https://www.ine.es/explica/explica_infografias.htm, last access: 31 January 2022.

Lehner, B., Liermann, C. R., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P., Endejan, M., Frenken, K., Magome, J., et al.: High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management, Front. Ecol. Environ., 9, 494–502, 2011.

Le Moigne, P., Colin, J., and Decharme, B.: Impact of lake surface temperatures simulated by the FLake scheme in the CNRM-CM5 climate model, Tellus A, 68, 31274, https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.31274, 2016.

Liu, Y. and Gupta, H. V.: Uncertainty in hydrologic modeling: Toward an integrated data assimilation framework, Water Resour. Res., 43, https://doi.org/10.1029/2006WR005756, 2007.

López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., García-Ruiz, J. M., Portela, M. M., and Almeida, A.: Dam effects on droughts magnitude and duration in a transboundary basin: The Lower River Tagus, Spain and Portugal, Water Resour. Res., 45, https://doi.org/10.1029/2008WR007198, 2009.

Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S. M., López-Moreno, J. I., Beguería, S., García-Ruiz, J. M., and Cuadrat, J. M.: The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus River (central Spain), J. Hydrol., 386, 13–26, 2010.

Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S. M., López-Moreno, J. I., Morán-Tejeda, E., and Zabalza, J.: Recent trends in Iberian streamflows (1945–2005), J. Hydrol., 414, 463–475, 2012.

Maier, H. R. and Dandy, G. C.: Neural networks for the prediction and forecasting of water resources variables: a review of modelling issues and applications, Environ. Model. Softw., 15, 101–124, 2000.

Mathevet, T., Michel, C., Andréassian, V., and Perrin, C.: A bounded version of the Nash-Sutcliffe criterion for better model assessment on large sets of basins, in: Large sample basin experiments for hydrological model parameterisation: Results of the Model Parameter Experiment – MOPEX, edited by: Andréassian, V., Hall, A., Chahinian, N., and Schaake, J., IAHS Red Books Series no. 307, IAHS, Wallingford, UK, 211–219, 2006.

Moeini, R., Afshar, A., and Afshar, M.: Fuzzy rule-based model for hydropower reservoirs operation, Int. J. Elec. Power, 33, 171–178, 2011.

Munier, S. and Decharme, B.: River network and hydro-geomorphological parameters at $1/12^{\circ}$ resolution for global hydrological and climate studies, Earth Syst. Sci. Data, 14, 2239–2258, https://doi.org/10.5194/essd-14-2239-2022, 2022.

Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles, J. Hydrol., 10, 282–290, 1970.

Neverre, N., Dumas, P., and Nassopoulos, H.: Large-scale water scarcity assessment under global changes: insights from a hydroeconomic framework, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. [preprint], https://doi.org/10.5194/hess-2015-502, in review, 2016.

Nguyen-Quang, T., Polcher, J., Ducharne, A., Arsouze, T., Zhou, X., Schneider, A., and Fita, L.: ORCHIDEE-ROUTING: revising the river routing scheme using a high-resolution hydrological database, Geosci. Model Dev., 11, 4965–4985, https://doi.org/10.5194/gmd-11-4965-2018, 2018.

Oki, T. and Kanae, S.: Global hydrological cycles and world water resources, Science, 313, 1068–1072, 2006.

Pheulpin, L., Bertrand, N., and Bacchi, V.: Uncertainty quantification and global sensitivity analysis with dependent inputs parameters: Application to a basic 2D-hydraulic model, LHB, 108, 2015 265, 2022.

Pianosi, F., Beven, K., Freer, J., Hall, J. W., Rougier, J., Stephenson, D. B., and Wagener, T.: Sensitivity analysis of environmental models: A systematic review with practical workflow, Environ. Model. Softw., 79, 214–232, 2016.

Pokhrel, Y. N., Hanasaki, N., Yeh, P. J., Yamada, T. J., Kanae, S., and Oki, T.: Model estimates of sea-level change due to anthropogenic impacts on terrestrial water storage, Nat. Geosci., 5, 389–392, 2012.

Portoghese, I., Bruno, E., Dumas, P., Guyennon, N., Hallegatte, S., Hourcade, J.-C., Nassopoulos, H., Pisacane, G., Struglia, M. V., and Vurro, M.: Impacts of climate change on freshwater bodies: quantitative aspects, in: Regional Assessment of Climate Change in the Mediterranean, Advances in Global Change Research, vol. 50, Springer, Dordrecht, 241–306, https://doi.org/10.1007/978-94-007-5781-3_9, 2013.

Quintana-Seguí, P., Turco, M., Herrera, S., and Miguez-Macho, G.: Validation of a new SAFRAN-based gridded precipitation product for Spain and comparisons to Spain02 and ERA-Interim, Hydrol. Earth Syst. Sci., 21, 2187–2201, https://doi.org/10.5194/hess-21-2187-2017, 2017.

Raman, H. and Chandramouli, V.: Deriving a general operating policy for reservoirs using neural network, J. Water Resour. Plan. Manag., 122, 342–347, 1996.

Razavi, S. and Karamouz, M.: Adaptive neural networks for flood routing in river systems, Water Int., 32, 360–375, 2007.

Revenga, C., Campbell, I., Abell, R., De Villiers, P., and Bryer, M.: Prospects for monitoring freshwater ecosystems towards the 2010 targets, Philos. T. Roy. Soc. B, 360, 397–413, 2005.

Rougé, C., Reed, P. M., Grogan, D. S., Zuidema, S., Prusevich, A., Glidden, S., Lamontagne, J. R., and Lammers, R. B.: Coordination and control – limits in standard representations of multi-reservoir operations in hydrological modeling, Hydrol. Earth Syst. Sci., 25, 1365–1388, https://doi.org/10.5194/hess-25-1365-2021, 2021.

Sadki, M.: Implementation and sensitivity analysis of a Dam-Reservoir OPeration model (DROP v1.0) over Spain – Supplement, Zenodo [code], https://doi.org/10.5281/zenodo.6389405, 2022.

Saltelli, A.: Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices, Comput. Phys. Commun., 145, 280–297, 2002.

Saltelli, A.: The cautious modeller: craftsmanship without wizardry. Preface to "Analyse de sensibilité et exploration de modèles. Applications aux modèles environnementaux", edited by: Faivre, R., Iooss, B., Mahévas, S., Makowski, D., and Monod, H., Edition QUAE, 352 p., Collection Savoir-Faire, ISBN 978-2-7592-1906-3, 2013.

Saltelli, A. and Annoni, P.: How to avoid a perfunctory sensitivity analysis, Environ. Model. Softw., 25, 1508–1517, 2010.

Saltelli, A., Ratto, M., Andres, T., Campolongo, F., Cariboni, J., Gatelli, D., Saisana, M., and Tarantola, S.: Global sensitivity analysis: the primer, John Wiley & Sons, ISBN 9780470725177, 2008.

Saltelli, A., Annoni, P., Azzini, I., Campolongo, F., Ratto, M., and Tarantola, S.: Variance based sensitivity analysis of model output. Design and estimator for the total sensitivity index, Comput. Phys. Commun., 181, 259–270, 2010.

Séférian, R., Nabat, P., Michou, M., Saint-Martin, D., Voldoire, A., Colin, J., Decharme, B., Delire, C., Berthet, S., Chevallier, M., Sénési, S., Franchisteguy, L., Vial, J., Mallet, M., Joetzjer, E., Geoffroy, O., Guérémy, J.-F., Moine, M.-P., Msadek, R., Ribes, A., Rocher, M., Roehrig, R., Salas-y-Mélia, D., Sanchez, E., Terray, L., Valcke, S., Waldman, R., Aumont, O., Bopp, L., Deshayes, J., Éthé, C., and Madec, G.: Evaluation of CNRM earth system model, CNRM-ESM2-1: Role of earth system processes

in present-day and future climate, J. Adv. Model. Earth Sy., 11, 4182–4227, 2019.

Shin, M.-J. and Jung, Y.: Using a global sensitivity analysis to estimate the appropriate length of calibration period in the presence of high hydrological model uncertainty, J. Hydrol., 607, 127546, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127546, 2022.

Shin, S., Pokhrel, Y., and Miguez-Macho, G.: High-resolution modeling of reservoir release and storage dynamics at the continental scale, Water Resour. Res., 55, 787–810, 2019.

Sobol, I. M.: Sensitivity analysis for non-linear mathematical models, Mathematical modelling and computational experiment, Mathematical modelling and computational experiment, 1, 407–414, 1993.

Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Chambers, D. P., Willis, J. K., and Hilburn, K.: Satellite-based global-ocean mass balance estimates of interannual variability and emerging trends in continental freshwater discharge, P. Natl. Acad. Sci. USA, 107, 17916–17921, 2010.

Tan, Q.-f., Wang, X., Wang, H., Wang, C., Lei, X.-h., Xiong, Y.-S., and Zhang, W.: Derivation of optimal joint operating rules for multi-purpose multi-reservoir water-supply system, J. Hydrol., 551, 253–264, 2017.

Tang, Y., Reed, P., Van Werkhoven, K., and Wagener, T.: Advancing the identification and evaluation of distributed rainfall-runoff models using global sensitivity analysis, Water Resour. Res., 43, https://doi.org/10.1029/2006WR005813, 2007a.

Tang, Y., Reed, P., Wagener, T., and van Werkhoven, K.: Comparing sensitivity analysis methods to advance lumped watershed model identification and evaluation, Hydrol. Earth Syst. Sci., 11, 793–817, https://doi.org/10.5194/hess-11-793-2007, 2007b.

Van Beek, L., Wada, Y., and Bierkens, M. F.: Global monthly water stress: 1. Water balance and water availability, Water Resour. Res., 47, https://doi.org/10.1029/2010WR009791, 2011.

Vanderkelen, I., Gharari, S., Mizukami, N., Clark, M. P., Lawrence, D. M., Swenson, S., Pokhrel, Y., Hanasaki, N., van Griensven, A., and Thiery, W.: Evaluating a reservoir parametrization in the vector-based global routing model mizuRoute (v2.0.1) for Earth system model coupling, Geosci. Model Dev., 15, 4163–4192, https://doi.org/10.5194/gmd-15-4163-2022, 2022.

Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J.-F., Michou, M., Moine, M.-P., Nabat, P., Roehrig, R., Salas y Mélia, D., Séférian, R., Valcke, S., Beau, I., Belamari, S., Berthet, S., Cassou, C., Cattiaux, J., Deshayes, J., Douville, H., Ethé, C., Franchistéguy, L., Geoffroy, O., Lévy, C., Madec, G., Meurdesoif, Y., Msadek, R., Ribes, A., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., and Waldman, R.: Evaluation of CMIP6 deck experiments with CNRM-CM6-1, J. Adv. Model. Earth Sy., 11, 2177–2213, 2019.

Vörösmarty, C. J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., and Syvitski, J. P.: Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments, Global Planet. Change, 39, 169–190, 2003.

Wada, Y., de Graaf, I. E., and van Beek, L. P.: High-resolution modeling of human and climate impacts on global water resources, J. Adv. Model. Earth Sy., 8, 735–763, 2016.

Wang, K., Shi, H., Chen, J., and Li, T.: An improved operation-based reservoir scheme integrated with Variable Infiltration Capacity model for multiyear and multipurpose reservoirs, J. Hydrol., 571, 365–375, 2019.

Wu, Y. and Chen, J.: An operation-based scheme for a multiyear and multipurpose reservoir to enhance macroscale hydrologic models, J. Hydrometeorol., 13, 270–283, 2012.

Yassin, F., Razavi, S., Elshamy, M., Davison, B., Sapriza-Azuri, G., and Wheater, H.: Representation and improved parameterization of reservoir operation in hydrological and land-surface models, Hydrol. Earth Syst. Sci., 23, 3735–3764, https://doi.org/10.5194/hess-23-3735-2019, 2019.

Young Jr., G. K.: Finding reservoir operating rules, J. Hydraul. Div., 93, 297–322, 1967.

Zamanian, S., Hur, J., and Shafieezadeh, A.: Significant variables for leakage and collapse of buried concrete sewer pipes: A global sensitivity analysis via Bayesian additive regression trees and Sobol'indices, Struct. Infrastruct. E., 17, 676–688, 2021.

Zhang, C., Chu, J., and Fu, G.: Sobol''s sensitivity analysis for a distributed hydrological model of Yichun River Basin, China, J. Hydrol., 480, 58–68, 2013.

Zhao, T., Yang, D., Cai, X., Zhao, J., and Wang, H.: Identifying effective forecast horizon for real-time reservoir operation under a limited inflow forecast, Water Resour. Res., 48, https://doi.org/10.1029/2011WR010623, 2012.

Zhou, X., Polcher, J., and Dumas, P.: Representing human water management in a land surface model using a supply/demand approach, Water Resour. Res., 57, e2020WR028133, https://doi.org/10.1029/2020WR028133, 2021.

Zouhri, W., Homri, L., and Dantan, J.-Y.: Handling the impact of feature uncertainties on SVM: a robust approach based on Sobol sensitivity analysis, Expert Syst. Appl., 189, 115691, https://doi.org/10.1016/j.eswa.2021.115691, 2022.

Bibliographie

CNES SWOT Hydrology Toolbox. 2022. Last accessed 29 December 2022 ; `https://github.com/CNES/swot-hydrology-toolbox`. (Cité en page 116.)

Uncertainty quantification in land surface hydrologic modeling : Toward an integrated variational data assimilation framework. // . 2016. 9, 6. 2628–2637. (Cité en page 92.)

Abramopoulos F, Rosenzweig C, Choudhury B. Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs) : Soil water movement and evapotranspiration // Journal of Climate. 1988. 921–941. (Cité en pages 6 et 29.)

Adam Jennifer C, Haddeland Ingjerd, Su Fengge, Lettenmaier Dennis P. Simulation of reservoir influences on annual and seasonal streamflow changes for the Lena, Yenisei, and Ob'rivers // Journal of Geophysical Research : Atmospheres. 2007. 112, D24. (Cité en page 44.)

Alsdorf Douglas E, Rodríguez Ernesto, Lettenmaier Dennis P. Measuring surface water from space // Reviews of Geophysics. 2007. 45, 2. (Cité en page 113.)

Anh Dinh Thi Lan, Aires Filipe. River discharge estimation based on satellite water extent and topography : An application over the Amazon // Journal of Hydrometeorology. 2019. 20, 9. 1851–1866. (Cité en page 5.)

Arora Vivek, Seglenieks Frank, Kouwen Nick, Soulis Eric. Scaling aspects of river flow routing // Hydrological processes. 2001. 15, 3. 461–477. (Cité en page 25.)

Arora Vivek K, Boer George J. A variable velocity flow routing algorithm for GCMs // Journal of Geophysical Research : Atmospheres. 1999. 104, D24. 30965–30979. (Cité en pages 25 et 32.)

Baratelli Fulvia, Flipo Nicolas, Rivière Agnès, Biancamaria Sylvain. Retrieving river baseflow from SWOT spaceborne mission // Remote Sensing of Environment. 2018. 218. 44–54. (Cité en page 116.)

Batalla Ramon J, Gomez Carlos M, Kondolf G Mathias. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain) // Journal of hydrology. 2004. 290, 1-2. 117–136. (Cité en page 59.)

Baumgartner Albert, Reichel Eberhard. The world water balance : mean annual global, continental and maritime precipitation and run-off. 1975. (Cité en pages 7 et 37.)

Best Jim. Anthropogenic stresses on the world's big rivers // Nature Geoscience. 2019. 12, 1. 7–21. (Cité en page 6.)

Betts Alan K, Ball John H, Beljaars Anton CM, Miller Martin J, Viterbo Pedro A. The land surface-atmosphere interaction : A review based on observational and global modeling perspectives // Journal of Geophysical Research : Atmospheres. 1996. 101, D3. 7209–7225. (Cité en page 20.)

Bhaskar Nageshwar R, Whitlatch Jr Elbert E. Derivation of monthly reservoir release policies // Water Resources Research. 1980. 16, 6. 987–993. (Cité en page 43.)

Bhumralkar Chandrakant M. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 1975. 14, 7. 1246–1258. (Cité en page 21.)

Biancamaria Sylvain. Variabilité du cycle hydrologique des grands bassins fluviaux. 2020. (Cité en page 113.)

Biancamaria Sylvain, Andreadis Kostas M, Durand Michael, Clark Elizabeth A, Rodriguez Ernesto, Mognard Nelly M, Alsdorf Doug E, Lettenmaier Dennis P, Oudin Yannick. Preliminary characterization of SWOT hydrology error budget and global capabilities // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2009. 3, 1. 6–19. (Cité en page 115.)

Biancamaria Sylvain, Frappart Frédéric, Leleu A-S, Marieu V, Blumstein D, Desjonquères Jean-Damien, Boy F, Sottolichio A, Valle-Levinson A. Satellite radar altimetry water elevations performance over a 200 m wide river : Evaluation over the Garonne River // Advances in Space Research. 2017. 59, 1. 128–146. (Cité en page 113.)

Biancamaria Sylvain, Hossain Faiçal, Lettenmaier Denis P. Forecasting transboundary river water elevations from space // Geophysical Research Letters. 2011. 38, 11. (Cité en page 113.)

Biancamaria Sylvain, Lettenmaier Dennis P, Pavelsky Tamlin M. The SWOT mission and its capabilities for land hydrology // Remote sensing and water resources. 2016. 117–147. (Cité en pages 9, 114 et 115.)

Biemans H, Haddeland I, Kabat P, Ludwig F, Hutjes RWA, Heinke J, Bloh Werner von, Gerten Dieter. Impact of reservoirs on river discharge and irrigation water supply during the 20th century // Water Resources Research. 2011. 47, 3. (Cité en pages 8, 39, 40, 45, 48, 50, 105, 106, 110 et 137.)

Bierkens Marc FP. Global hydrology 2015 : State, trends, and directions // Water Resources Research. 2015. 51, 7. 4923–4947. (Cité en page 42.)

Birkett Charon M. Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands // Water Resources Research. 1998. 34, 5. 1223–1239. (Cité en page 113.)

Birkinshaw SJ, Moore P, Kilsby CG, O'donnell GM, Hardy AJ, Berry PAM. Daily discharge estimation at ungauged river sites using remote sensing // Hydrological Processes. 2014. 28, 3. 1043–1054. (Cité en page 5.)

Blackadar A.K. Modeling the nocturnal boundary layer. // American Meteorological Society. 1976. 46–49. (Cité en page 21.)

Bonnema Matthew, Hossain Faisal. Assessing the potential of the surface water and ocean topography mission for reservoir monitoring in the Mekong River Basin // Water Resources Research. 2019. 55, 1. 444–461. (Cité en pages 117 et 118.)

Bonnema Matthew, Sikder Safat, Miao Yabin, Chen Xiaodong, Hossain Faisal, Ara Pervin Ismat, Mahbubur Rahman SM, Lee Hyongki. Understanding satellite-based monthly-to-seasonal reservoir outflow estimation as a function of hydrologic controls // Water Resources Research. 2016. 52, 5. 4095–4115. (Cité en page 44.)

Boone Aaron, Calvet Jean-Christophe, Noilhan Joël. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force–restore method // Journal of Applied Meteorology. 1999. 38, 11. 1611–1630. (Cité en pages 29 et 31.)

Boone Aaron, Etchevers Pierre. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an Alpine site // Journal of Hydrometeorology. 2001. 2, 4. 374–394. (Cité en pages 6, 30 et 31.)

Boone Aaron, Masson V, Meyers T, Noilhan J. The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme // Journal of Applied Meteorology. 2000. 39, 9. 1544–1569. (Cité en pages 21, 22, 29 et 31.)

Boone Aaron, Samuelsson Patrick, Gollvik Stefan, Napoly Adrien, Jarlan Lionel, Brun Eric, Decharme Bertrand. The interactions between soil–biosphere–atmosphere land surface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8–Part 1 : Model description // Geoscientific Model Development. 2017. 10, 2. 843–872. (Cité en pages 30 et 31.)

Borgonovo Emanuele. A new uncertainty importance measure // Reliability Engineering & System Safety. 2007. 92, 6. 771–784. (Cité en page 100.)

Borgonovo Emanuele, Plischke Elmar. Sensitivity analysis : a review of recent advances // European Journal of Operational Research. 2016. 248, 3. 869–887. (Cité en page 101.)

Bowling Laura C, Lettenmaier Dennis P. Modeling the effects of lakes and wetlands on the water balance of Arctic environments // Journal of Hydrometeorology. 2010. 11, 2. 276–295. (Cité en page 35.)

LISFLOOD distributed water balance and flood simulation model. Revised user manual. // . 2013. (Cité en pages 25 et 43.)

Burek Peter, Satoh Yusuke, Kahil Taher, Tang Ting, Greve Peter, Smilovic Mikhail, Guillaumot Luca, Zhao Fang, Wada Yoshihide. Development of the Community Water Model (CWatM v1. 04)–a high-resolution hydrological model for global and regional assessment of integrated water resources management // Geoscientific Model Development. 2020. 13, 7. 3267–3298. (Cité en page 43.)

Busker Tim, Roo Ad de, Gelati Emiliano, Schwatke Christian, Adamovic Marko, Bisselink Berny, Pekel Jean-Francois, Cottam Andrew. A global lake and reservoir volume analysis using a surface water dataset and satellite altimetry // Hydrology and Earth System Sciences. 2019. 23, 2. 669–690. (Cité en page 5.)

Calmant Stéphane, Seyler Frédérique. Continental surface waters from satellite altimetry // Comptes Rendus Geoscience. 2006. 338, 14-15. 1113–1122. (Cité en page 113.)

Calvet Jean-Christophe, Champeaux Jean-Louis. L'apport de la télédétection spatiale à la modélisation des surfaces continentales // La Météorologie. 2020a. 2020, 108. 52–58. (Cité en page 49.)

Calvet Jean-Christophe, Champeaux Jean-Louis. L'apport de la télédétection spatiale à la modélisation des surfaces continentales // La Météorologie. 2020b. 108. 52–58. (Cité en page 30.)

Calvet Jean-Christophe, Noilhan Joël, Roujean Jean-Louis, Bessemoulin Pierre, Cabelguenne Maurice, Olioso Albert, Wigneron Jean-Pierre. An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites // Agricultural and Forest Meteorology. 1998. 92, 2. 73–95. (Cité en pages 22, 30 et 31.)

Calvet Jean-Christophe, Soussana Jean-François. Modelling CO2-enrichment effects using an interactive vegetation SVAT scheme // Agricultural and forest meteorology. 2001. 108, 2. 129–152. (Cité en pages 30 et 31.)

Casafont Luis Berga. Presas y embalses en la España del siglo XX // Revista de Obras Públicas : Organo profesional de los ingenieros de caminos, canales y puertos. 2003. 3438. 37–40. (Cité en page 59.)

Chang Jianxia, Meng Xuejiao, Wang ZongZhi, Wang Xuebin, Huang Qiang. Optimized cascade reservoir operation considering ice flood control and power generation // Journal of Hydrology. 2014. 519. 1042–1051. (Cité en page 86.)

Chao Benjamin F, Wu Yun-Hao, Li YS. Impact of artificial reservoir water impoundment on global sea level // science. 2008. 320, 5873. 212–214. (Cité en pages 6, 8, 37 et 42.)

Chawla Ila, Karthikeyan L, Mishra Ashok K. A review of remote sensing applications for water security : Quantity, quality, and extremes // Journal of Hydrology. 2020. 585. 124826. (Cité en page 4.)

Chong Kai Lun, Lai Sai Hin, Ahmed Ali Najah, Jaafar Wan Zurina Wan, El-Shafie Ahmed. Optimization of hydropower reservoir operation based on hedging policy using Jaya algorithm // Applied Soft Computing. 2021. 106. 107325. (Cité en page 86.)

Chun Moon-Hyun, Han Seok-Jung, Tak Nam-IL. An uncertainty importance measure using a distance metric for the change in a cumulative distribution function // Reliability Engineering & System Safety. 2000. 70, 3. 313–321. (Cité en page 100.)

Coe Michael T. A linked global model of terrestrial hydrologic processes : Simulation of modern rivers, lakes, and wetlands // Journal of Geophysical Research : Atmospheres. 1998. 103, D8. 8885–8899. (Cité en pages 25 et 44.)

Coerver Hubertus M, Rutten Martine M, Van De Giesen Nick C. Deduction of reservoir operating rules for application in global hydrological models // Hydrology and Earth System Sciences. 2018. 22, 1. 831–851. (Cité en page 43.)

Cortés-Salazar Nicolás, Vásquez Nicolás, Mizukami Naoki, Mendoza Pablo, Vargas Ximena. To what extent does river routing matter in hydrological modeling? // Hydrology and Earth System Sciences Discussions. 2022. 1–33. (Cité en page 25.)

Crétaux Jean-François, Biancamaria Sylvain, Arsen Adalbert, Bergé-Nguyen Muriel, Becker Mélanie. Global surveys of reservoirs and lakes from satellites and regional application to the Syrdarya river basin // Environmental Research Letters. 2015. 10, 1. 015002. (Cité en page 113.)

Crétaux Jean-François, Birkett Charon. Lake studies from satellite radar altimetry // Comptes Rendus Geoscience. 2006. 338, 14-15. 1098–1112. (Cité en page 113.)

Crist Eileen, Mora Camilo, Engelman Robert. The interaction of human population, food production, and biodiversity protection // Science. 2017. 356, 6335. 260–264. (Cité en page 38.)

Dams World Commission on. Dams and development : A new framework for decision-making : The report of the world commission on dams. 2000. (Cité en page 37.)

Dang Thanh Duc, Vu Dung Trung, Chowdhury AFM Kamal, Galelli Stefano. A software package for the representation and optimization of water reservoir operations in the VIC hydrologic model // Environmental Modelling & Software. 2020. 126. 104673. (Cité en page 43.)

David Cédric H, Habets Florence, Maidment David R, Yang Zong-Liang. RAPID applied to the SIM-France model // Hydrological Processes. 2011. 25, 22. 3412–3425. (Cité en page 25.)

Deardorff James W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation // Journal of Geophysical Research : Oceans. 1978. 83, C4. 1889–1903. (Cité en pages 6, 21 et 29.)

Deardorff JeW. A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models // Journal of Applied Meteorology (1962-1982). 1977. 1182–1185. (Cité en page 21.)

Decharme B, Alkama R, Douville H, Becker M, Cazenave Anny. Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrological system. Part II : Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage // Journal of Hydrometeorology. 2010. 11, 3. 601–617. (Cité en pages 25, 32 et 33.)

Decharme B, Alkama R, Papa Fabrice, Faroux S, Douville H, Prigent Christophe. Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model // Climate Dynamics. 2012. 38, 7. 1389–1412. (Cité en page 33.)

Decharme B, Boone A, Delire C, Noilhan J. Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions // Journal of Geophysical Research : Atmospheres. 2011. 116, D20. (Cité en pages 30 et 31.)

Decharme B, Douville H. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model // Climate dynamics. 2006. 26, 1. 65–78. (Cité en page 29.)

Decharme Bertrand, Brun Eric, Boone Aaron, Delire Christine, Le Moigne Patrick, Morin Samuel. Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model // The Cryosphere. 2016. 10, 2. 853–877. (Cité en pages 30 et 31.)

Decharme Bertrand, Delire Christine, Minvielle Marie, Colin Jeanne, Vergnes Jean-Pierre, Alias Antoinette, Saint-Martin David, Séférian Roland, Sénési Stéphane, Voldoire Aurore. Recent changes in the ISBA-CTRIP land surface system for use in the CNRM-CM6 climate model and in global off-line hydrological applications // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2019. 11, 5. 1207–1252. (Cité en pages 6, 8, 23, 25, 26, 30, 33, 34 et 137.)

Decharme Bertrand, Douville Hervé. Global validation of the ISBA sub-grid hydrology // Climate Dynamics. 2007. 29, 1. 21–37. (Cité en page 31.)

Degu Ahmed Mohamed, Hossain Faisal, Niyogi Dev, Pielke Sr Roger, Shepherd J Marshall, Voisin Nathalie, Chronis Themis. The influence of large dams on surrounding climate and precipitation patterns // Geophysical Research Letters. 2011. 38, 4. (Cité en page 41.)

Delhoume M. Monitoring of reservoir surfaces, altitudes and volumes using Sentinel-2 and Jason-3 satellite data, and future trends with SWOT : case of the Lacs de Seine reservoirs

(France). (4th Hydrospace-GEOGloWS, 7-11 June 2021). 2021. Last accessed 29 December 2022; https://az659834.vo.msecnd.net/eventsairwesteuprod/production-nikal-public/caf126cac6084114a4b13bb90e3d57fc. (Cité en page 116.)

Desai S. Surface Water and Ocean Topography Mission Project Science Requirements Document // Jet Propuls. Lab. 2018. (Cité en page 117.)

Status, Results, and Plans for Development of GPS Buoys : Potential for SWOT In-situ CALVAL. // . 2018. (Cité en page 115.)

Desrochers Nicolas M, Trudel Mélanie, Biancamaria Sylvain, Siles Gabriela, Desroches Damien, Carbonne Denis, Leconte Robert. Effects of Aquatic and Emergent Riparian Vegetation on SWOT Mission Capability in Detecting Surface Water Extent // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2021. 14. 12467–12478. (Cité en page 120.)

Dickinson Robert Earl. Biosphere/atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model // Technical report, NCAR. 1986. (Cité en pages 6 et 21.)

Döll Petra, Fiedler Kristina, Zhang Jing. Global-scale analysis of river flow alterations due to water withdrawals and reservoirs // Hydrology and Earth System Sciences. 2009. 13, 12. 2413–2432. (Cité en pages 8, 39, 40, 45, 48 et 137.)

Döll Petra, Hoffmann-Dobrev Heike, Portmann Felix T, Siebert Stefan, Eicker Annette, Rodell Matthew, Strassberg Gil, Scanlon BR. Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations // Journal of Geodynamics. 2012. 59. 143–156. (Cité en page 4.)

Döll Petra, Kaspar Frank, Lehner Bernhard. A global hydrological model for deriving water availability indicators : model tuning and validation // Journal of Hydrology. 2003. 270, 1-2. 105–134. (Cité en page 44.)

Douville H, Planton S, Royer J-F, Stephenson DB, Tyteca S, Kergoat L, Lafont S, Betts RA. Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO2 climate experiments // Journal of Geophysical Research : Atmospheres. 2000. 105, D11. 14841–14861. (Cité en page 22.)

Douville Hervé. La neige et sa paramétrisation dans les simulations climatiques. 1995. (Cité en pages 22, 30 et 31.)

Downing John A, Prairie YT, Cole JJ, Duarte CM, Tranvik LJ, Striegl Robert G, McDowell WH, Kortelainen Pirkko, Caraco NF, Melack JM, others . The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments // Limnology and Oceanography. 2006. 51, 5. 2388–2397. (Cité en pages 6 et 37.)

Droppers Bram, Franssen Wietse HP, Van Vliet Michelle TH, Nijssen Bart, Ludwig Fulco. Simulating human impacts on global water resources using VIC-5 // Geoscientific Model Development. 2020. 13, 10. 5029–5052. (Cité en pages 42, 45 et 49.)

Druel Arsène, Munier Simon, Mucia Anthony, Albergel Clément, Calvet Jean-Christophe. Implementation of a new crop phenology and irrigation scheme in the ISBA land surface model using SURFEX_v8. 1 // Geoscientific Model Development. 2022. 15, 22. 8453–8471. (Cité en pages 8, 27, 32, 49, 55, 62, 80, 87 et 138.)

Ducharne Agnès, Golaz Catherine, Leblois Etienne, Laval Katia, Polcher Jan, Ledoux Emmanuel, Marsily Ghislain de. Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM // Journal of Hydrology. 2003. 280, 1-4. 207–228. (Cité en pages 6 et 25.)

Ducoudré Nathalie I, Laval Katia, Perrier Alain. SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model // Journal of Climate. 1993. 248–273. (Cité en page 6.)

Durand Michael, Fu Lee-Lueng, Lettenmaier Dennis P, Alsdorf Douglas E, Rodriguez Ernesto, Esteban-Fernandez Daniel. The surface water and ocean topography mission : Observing terrestrial surface water and oceanic submesoscale eddies // Proceedings of the IEEE. 2010. 98, 5. 766–779. (Cité en pages 9 et 114.)

Durand Michael, Gleason CJ, Garambois Pierre-André, Bjerklie David, Smith LC, Roux Hélène, Rodriguez Elizandro, Bates Paul D, Pavelsky Tamlin M, Monnier Jerome, others . An intercomparison of remote sensing river discharge estimation algorithms from measurements of river height, width, and slope // Water Resources Research. 2016. 52, 6. 4527–4549. (Cité en page 116.)

Dynesius Mats, Nilsson Christer. Fragmentation and flow regulation of river systems in the northern third of the world // Science. 1994. 266, 5186. 753–762. (Cité en pages 7 et 38.)

ESTD, FAO : Water for Sustainable Food and Agriculture. // . 2017. (Cité en page 41.)

Ehsani Nima, Fekete Balazs M, Vörösmarty Charles J, Tessler Zachary D. A neural network based general reservoir operation scheme // Stochastic environmental research and risk assessment. 2016. 30, 4. 1151–1166. (Cité en page 43.)

Emery Charlotte Marie, Biancamaria Sylvain, Boone Aaron, Ricci Sophie, Rochoux Mélanie C, Pedinotti Vanessa, David Cédric H. Assimilation of wide-swath altimetry water elevation anomalies to correct large-scale river routing model parameters // Hydrology and Earth System Sciences. 2020. 24, 5. 2207–2233. (Cité en pages 9, 113, 116 et 142.)

Emery Charlotte Marie, Paris Adrien, Biancamaria Sylvain, Boone Aaron, Calmant Stéphane, Garambois Pierre-André, Silva Joecila Santos da. Large-scale hydrological model river storage and discharge correction using a satellite altimetry-based discharge product // Hydrology and Earth System Sciences. 2018. 22, 4. 2135–2162. (Cité en page 5.)

Engman Edwin T, Gurney Robert J. Recent advances and future implications of remote sensing for hydrologic modeling // Recent advances in the modeling of hydrologic systems. 1991. 471–495. (Cité en page 4.)

Essery RLH, Best MJ, Betts RA, Cox Peter M, Taylor Christopher M. Explicit representation of subgrid heterogeneity in a GCM land surface scheme // Journal of Hydrometeorology. 2003. 4, 3. 530–543. (Cité en page 6.)

Euzen Agathe, Jeandel Catherine, Mosseri Rémy, others . L'eau à découvert. 2017. (Cité en pages 2 et 3.)

Eyring Veronika, Bony Sandrine, Meehl Gerald A, Senior Catherine A, Stevens Bjorn, Stouffer Ronald J, Taylor Karl E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geoscientific Model Development. 2016. 9, 5. 1937–1958. (Cité en page 26.)

Famiglietti JS, Wood Eric F. Evapotranspiration and runoff from large land areas : Land surface hydrology for atmospheric general circulation models // Surveys in Geophysics. 1991. 12, 1. 179–204. (Cité en page 6.)

Faroux S, Kaptué Tchuenté AT, Roujean J-L, Masson V, Martin E, Le Moigne P. 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 // Geoscientific Model Development. 2013. 6, 2. 563–582. (Cité en pages 27 et 29.)

Farquhar Graham D, Caemmerer S von von, Berry Joe A. A biochemical model of photosynthetic CO2 assimilation in leaves of C3 species // planta. 1980. 149, 1. 78–90. (Cité en page 22.)

Fekete Balázs M, Wisser Dominik, Kroeze Carolien, Mayorga Emilio, Bouwman Lex, Wollheim Wilfred M, Vörösmarty Charles. Millennium ecosystem assessment scenario drivers (1970–2050) : climate and hydrological alterations // Global Biogeochemical Cycles. 2010. 24, 4. (Cité en page 7.)

Feng Maoyuan, Liu Pan, Guo Shenglian, Shi Liangsheng, Deng Chao, Ming Bo. Deriving adaptive operating rules of hydropower reservoirs using time-varying parameters generated by the E n KF // Water Resources Research. 2017. 53, 8. 6885–6907. (Cité en page 86.)

Fisher Rosie A, Koven Charles D. Perspectives on the future of land surface models and the challenges of representing complex terrestrial systems // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2020. 12, 4. e2018MS001453. (Cité en page 22.)

Frasson Renato Prata de Moraes, Durand Michael T, Larnier Kevin, Gleason Colin, Andreadis Konstantinos M, Hagemann Mark, Dudley Robert, Bjerklie David, Oubanas Hind, Garambois Pierre-André, others . Exploring the factors controlling the error characteristics of the Surface Water and Ocean Topography mission discharge estimates // Water Resources Research. 2021. 57, 6. e2020WR028519. (Cité en page 116.)

Frederikse Thomas, Landerer Felix, Caron Lambert, Adhikari Surendra, Parkes David, Humphrey Vincent W, Dangendorf Sönke, Hogarth Peter, Zanna Laure, Cheng Lijing, others . The causes of sea-level rise since 1900 // Nature. 2020a. 584, 7821. 393–397. (Cité en pages 8 et 42.)

Frederikse Thomas, Landerer Felix, Caron Lambert, Adhikari Surendra, Parkes David, Humphrey Vincent W, Dangendorf Sönke, Hogarth Peter, Zanna Laure, Cheng Lijing, others . The causes of sea-level rise since 1900 // Nature. 2020b. 584, 7821. 393–397. (Cité en page 42.)

Fu Lee-Lueng, Alsdorf Douglas, Morrow Rosemary, Rodriguez Ernesto, Mognard Nelly. SWOT : the Surface Water and Ocean Topography Mission : wide-swath altimetric elevation on Earth. 2012. (Cité en pages 9 et 114.)

GIEC . Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. 2022. Last accessed 18 October 2022 ; `https://www.ipcc.ch/`. (Cité en page 4.)

GMTED . Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010. 2010. Last accessed 29 May 2023 ; https://topotools.cr.usgs.gov/gmted_viewer/. (Cité en page 33.)

GRDC . Global Runoff Data Center. 2020. Last accessed 18 October 2022 ; https://www.bafg.de/GRDC/. (Cité en pages 3, 4 et 19.)

Gao Huilin, Birkett Charon, Lettenmaier Dennis P. Global monitoring of large reservoir storage from satellite remote sensing // Water Resources Research. 2012. 48, 9. (Cité en page 113.)

Gaspar Philippe, Grégoris Yves, Lefevre Jean-Michel. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : Tests at station Papa and Long-Term Upper Ocean Study site // Journal of Geophysical Research : Oceans. 1990. 95, C9. 16179–16193. (Cité en page 27.)

Gibelin Anne-Laure, Calvet Jean-Christophe, Viovy Nicolas. Modelling energy and CO2 fluxes with an interactive vegetation land surface model-Evaluation at high and middle latitudes // Agricultural and forest meteorology. 2008. 148, 10. 1611–1628. (Cité en pages 30 et 31.)

Gong L, Widen-Nilsson E, Halldin S, Xu C-Y. Large-scale runoff routing with an aggregated network-response function // Journal of Hydrology. 2009. 368, 1-4. 237–250. (Cité en page 25.)

Grill Günther, Lehner B, Thieme Michele, Geenen B, Tickner D, Antonelli F, Babu S, Borrelli Pasquale, Cheng L, Crochetiere H, others . Mapping the world's free-flowing rivers // Nature. 2019. 569, 7755. 215–221. (Cité en pages 6, 7, 38, 39 et 51.)

Grill Günther, Lehner Bernhard, Lumsdon Alexander E, MacDonald Graham K, Zarfl Christiane, Liermann Catherine Reidy. An index-based framework for assessing patterns and trends in river fragmentation and flow regulation by global dams at multiple scales // Environmental Research Letters. 2015. 10, 1. 015001. (Cité en pages 7 et 38.)

Grippa Manuela, Rouzies Cyprien, Biancamaria Sylvain, Blumstein Denis, Cretaux Jean-Francois, Gal Laetitia, Robert Elodie, Gosset Marielle, Kergoat Laurent. Potential of SWOT for monitoring water volumes in Sahelian ponds and lakes // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2019. 12, 7. 2541–2549. (Cité en page 117.)

Guinaldo Thibault, Munier Simon, Le Moigne Patrick, Boone Aaron, Decharme Bertrand, Choulga Margarita, Leroux Delphine J. Parametrization of a lake water dynamics model MLake in the ISBA-CTRIP land surface system (SURFEX v8. 1) // Geoscientific Model Development. 2021. 14, 3. 1309–1344. (Cité en pages 6, 8, 34, 35, 36, 55 et 80.)

Gupta Hoshin V, Kling Harald, Yilmaz Koray K, Martinez Guillermo F. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling // Journal of hydrology. 2009. 377, 1-2. 80–91. (Cité en pages 81 et 148.)

Gutenson Joseph L, Tavakoly Ahmad A, Wahl Mark D, Follum Michael L. Comparison of generalized non-data-driven lake and reservoir routing models for global-scale hydrologic forecasting of reservoir outflow at diurnal time steps // Hydrology and Earth System Sciences. 2020. 24, 5. 2711–2729. (Cité en pages 8, 42, 44 et 137.)

Habets F, Noilhan J, Golaz C, Goutorbe JP, Lacarrere P, Leblois Etienne, Ledoux E, Martin E, Ottle Catherine, Vidal-Madjar D. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area : Part I : Model and database // Journal of Hydrology. 1999. 217, 1-2. 75–96. (Cité en pages 24, 29 et 31.)

Haddeland Ingjerd, Heinke Jens, Biemans Hester, Eisner Stephanie, Flörke Martina, Hanasaki Naota, Konzmann Markus, Ludwig Fulco, Masaki Yoshimitsu, Schewe Jacob, others . Global water resources affected by human interventions and climate change // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2014. 111, 9. 3251–3256. (Cité en page 7.)

Haddeland Ingjerd, Skaugen Thomas, Lettenmaier Dennis P. Anthropogenic impacts on continental surface water fluxes // Geophysical Research Letters. 2006. 33, 8. (Cité en pages 8, 44, 45 et 137.)

Hagemann Stefan, Dümenil Lydia. A parametrization of the lateral waterflow for the global scale // Climate dynamics. 1997. 14, 1. 17–31. (Cité en page 25.)

Documentation for the hydrological discharge model. // . 1998. (Cité en page 25.)

Hanasaki N, Kanae S, Oki T, Masuda K, Motoya K, Shirakawa N, Shen Y, Tanaka K. An integrated model for the assessment of global water resources–Part 1 : Model description and input meteorological forcing // Hydrology and Earth System Sciences. 2008. 12, 4. 1007–1025. (Cité en page 45.)

Hanasaki Naota, Inuzuka Toshiyuki, Kanae Shinjiro, Oki Taikan. An estimation of global virtual water flow and sources of water withdrawal for major crops and livestock products using a global hydrological model // Journal of Hydrology. 2010. 384, 3-4. 232–244. (Cité en page 42.)

Hanasaki Naota, Kanae Shinjiro, Oki Taikan. A reservoir operation scheme for global river routing models // Journal of Hydrology. 2006. 327, 1-2. 22–41. (Cité en pages 8, 25, 39, 40, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 52, 55, 57, 61, 65, 66, 74, 88, 93, 102, 105, 106, 110, 134, 137, 138 et 139.)

Herman J. Usher W // SALib : An open-source Python library for Sensitivity Analysis. JOSS. 2017. 2. 97. (Cité en page 94.)

Herrera Paulo A, Marazuela Miguel Angel, Hofmann Thilo. Parameter estimation and uncertainty analysis in hydrological modeling // Wiley Interdisciplinary Reviews : Water. 2022. 9, 1. e1569. (Cité en page 92.)

Hoeffding Wassily. class of statistics with asymptotically normaldistribution // The annals of mathematical statistics. 1948. 293–325. (Cité en page 93.)

Horan Robyn, Rickards Nathan J, Kaelin Alexandra, Baron Helen E, Thomas Thomas, Keller Virginie DJ, Mishra Prabhas K, Nema Manish K, Muddu Sekhar, Garg Kaushal K, others . Extending a large-scale model to better represent water resources without increasing the model's complexity // Water. 2021. 13, 21. 3067. (Cité en page 49.)

Houghton John Theodore, Jenkins Geoffrey J, Ephraums Jim J. Climate change : the IPCC scientific assessment // American Scientist ;(United States). 1990. 80, 6. (Cité en page 22.)

Huang Chen, Tong Juxiu, Ye Ming. Global sensitivity analysis for a prediction model of soil solute transfer into surface runoff // Journal of Hydrology. 2021. 599. 126342. (Cité en page 92.)

Hydro MERIT. MERIT Hydro. 2023. Last accessed 29 May 2023 ; http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamadai/MERIT_Hydro/. (Cité en page 33.)

HydroPortail . HydroPortail. 2022. Last accessed 18 October 2022 ; http://www.hydro.eaufrance.fr/. (Cité en page 4.)

ICOLD . International Commission of Large Dams (ICOLD) (2020), World Register of Dams, Int. Comm. Large Dams, Paris, France. 2020. Last accessed 25 January 2022, https://www.icold-cigb.org/. (Cité en pages 6, 37, 41 et 51.)

IEA . International Energy Agency. 2022. Last accessed 31 January 2022, https://www.iea.org/data-and-statistics/data-tables?country=SPAIN&energy=Electricity&year=2020. (Cité en page 59.)

INE . Instituto Nacional de Estadística. España. 2022. Last accessed 31 January 2022 ; https://www.ine.es/explica/explica_infografias.htm. (Cité en pages 58 et 59.)

Ishitsuka Yuta, Gleason Colin J, Hagemann Mark W, Beighley Edward, Allen George H, Feng Dongmei, Lin Peirong, Pan Ming, Andreadis Konstantinos, Pavelsky Tamlin M. Combining optical remote sensing, MetroMan discharge estimation, global hydrologic modeling, and data assimilation to improve daily discharge estimates across an entire large watershed // Water Resources Research. 2021. 57, 3. e2020WR027794. (Cité en page 5.)

JPL . JPL RiverObs tool. 2022. Last accessed 29 December 2022 ; https://github.com/SWOTAlgorithms/RiverObs. (Cité en page 116.)

Jacobs Cornelis Maria Johannes. Direct impact of atmospheric CO 2 enrichment on regional transpiration. 1994. (Cité en page 22.)

Jacobson Michael, Charlson Robert J, Rodhe Henning, Orians Gordon H. Earth System Science : from biogeochemical cycles to global changes. 2000. (Cité en page 1.)

Jalón Silvestre García de, Del Tánago Marta González, Jalón Diego García de. A new approach for assessing natural patterns of flow variability and hydrological alterations : The case of the Spanish rivers // Journal of environmental management. 2019. 233. 200–210. (Cité en page 59.)

Jarvis PG. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences. 1976. 273, 927. 593–610. (Cité en page 29.)

Karamouz Mohammad, Houck Mark H. Annual and monthly reservoir operating rules generated by deterministic optimization // Water Resources Research. 1982. 18, 5. 1337–1344. (Cité en page 43.)

Khandelwal Ankush, Karpatne Anuj, Marlier Miriam E, Kim Jongyoun, Lettenmaier Dennis P, Kumar Vipin. An approach for global monitoring of surface water extent variations in reservoirs using MODIS data // Remote sensing of Environment. 2017. 202. 113–128. (Cité en page 113.)

Khazaei Bahram, Read Laura K, Casali Matthew, Sampson Kevin M, Yates David N. GLOBathy, the global lakes bathymetry dataset // Scientific data. 2022. 9, 1. 1–10. (Cité en page 117.)

Kling Harald, Fuchs Martin, Paulin Maria. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenario // Journal of Hydrology. 2012. 424-425. 264 – 277. (Cité en pages 81 et 148.)

Koster Randal D, Suarez Max J. Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands // Journal of Geophysical Research : Atmospheres. 1992. 97, D3. 2697–2715. (Cité en page 6.)

Kumar Sujay V, Reichle Rolf H, Koster Randal D, Crow Wade T, Peters-Lidard Christa D. Role of subsurface physics in the assimilation of surface soil moisture observations // Journal of hydrometeorology. 2009. 10, 6. 1534–1547. (Cité en pages 84 et 149.)

Lam A, Karssenberg D, Hurk BJJM Van den, Bierkens MFP. Spatial and temporal connections in groundwater contribution to evaporation // Hydrology and Earth System Sciences. 2011. 15, 8. 2621–2630. (Cité en pages 6 et 25.)

Le Moigne Patrick, Colin Jeanne, Decharme Bertrand. Impact of lake surface temperatures simulated by the FLake scheme in the CNRM-CM5 climate model // Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography. 2016. 68, 1. 31274. (Cité en page 80.)

Lee Hyongki, Durand Michael, Jung Hahn Chul, Alsdorf Doug, Shum CK, Sheng Yongwei. Characterization of surface water storage changes in Arctic lakes using simulated SWOT measurements // International Journal of Remote Sensing. 2010. 31, 14. 3931–3953. (Cité en page 117.)

Lehner Bernhard, Liermann Catherine Reidy, Revenga Carmen, Vörösmarty Charles, Fekete Balazs, Crouzet Philippe, Döll Petra, Endejan Marcel, Frenken Karen, Magome Jun, others . High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management // Frontiers in Ecology and the Environment. 2011a. 9, 9. 494–502. (Cité en pages 6, 7, 37, 38, 41, 45, 51 et 60.)

Lehner Bernhard, Liermann Catherine Reidy, Revenga Carmen, Vörösmarty Charles, Fekete Balazs, Crouzet Philippe, Döll Petra, Endejan Marcel, Frenken Karen, Magome Jun, others . High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management // Frontiers in Ecology and the Environment. 2011b. 9, 9. 494–502. (Cité en page 121.)

Leuning Ray. A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C3 plants // Plant, Cell & Environment. 1995. 18, 4. 339–355. (Cité en page 22.)

Li Bailing, Rodell Matthew, Kumar Sujay, Beaudoing Hiroko Kato, Getirana Augusto, Zaitchik Benjamin F, Goncalves Luis Gustavo de, Cossetin Camila, Bhanja Soumendra, Mukherjee Abhijit, others . Global GRACE data assimilation for groundwater and drought monitoring : Advances and challenges // Water Resources Research. 2019. 55, 9. 7564–7586. (Cité en page 4.)

Liang Xu, Lettenmaier Dennis P, Wood Eric F, Burges Stephen J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models // Journal of Geophysical Research : Atmospheres. 1994. 99, D7. 14415–14428. (Cité en page 6.)

Liston GE, Sud YC, Wood Eric F. Evaluating GCM land surface hydrology parameterizations by computing river discharges using a runoff routing model : Application to the Mississippi Basin // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 1994. 33, 3. 394–405. (Cité en page 25.)

Liu Yuqiong, Gupta Hoshin V. Uncertainty in hydrologic modeling : Toward an integrated data assimilation framework // Water resources research. 2007. 43, 7. (Cité en page 92.)

Lohmann DAG, NOLTE-HOLUBE RALPH, Raschke Ehrhard. A large-scale horizontal routing model to be coupled to land surface parametrization schemes // Tellus A. 1996. 48, 5. 708–721. (Cité en page 25.)

Lohmann Dag, Raschke Ehrhard, Nijssen Bart, Lettenmaier DP. Regional scale hydrology : II. Application of the VIC-2L model to the Weser River, Germany // Hydrological sciences journal. 1998. 43, 1. 143–158. (Cité en page 25.)

Lorenzo-Lacruz Jorge, Vicente-Serrano Sergio M, López-Moreno J Ignacio, Morán-Tejeda Enrique, Zabalza Javier. Recent trends in Iberian streamflows (1945–2005) // Journal of Hydrology. 2012. 414. 463–475. (Cité en pages 58 et 61.)

Lucas-Picher Philippe, Arora Vivek K, Caya Daniel, Laprise René. Implementation of a large-scale variable velocity river flow routing algorithm in the Canadian Regional Climate Model (CRCM) // Atmosphere-ocean. 2003. 41, 2. 139–153. (Cité en page 6.)

Mahfouf J-F, Noilhan J. Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force–restore method // Journal of Applied Meteorology (1988-2005). 1996. 987–992. (Cité en pages 21 et 29.)

Maier Holger R, Dandy Graeme C. Neural networks for the prediction and forecasting of water resources variables : a review of modelling issues and applications // Environmental modelling & software. 2000. 15, 1. 101–124. (Cité en page 43.)

Manabe Syukuro. Climate and the ocean circulation : I. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface // Monthly weather review. 1969. 97, 11. 739–774. (Cité en pages 5 et 20.)

Martinec Jaroslav, Rango Albert. Merits of statistical criteria for the performance of hydrological models 1 // JAWRA Journal of the American Water Resources Association. 1989. 25, 2. 421–432. (Cité en page 147.)

Masaki Yoshimitsu, Hanasaki Naota, Biemans Hester, Schmied Hannes Müller, Tang Qiuhong, Wada Yoshihide, Gosling Simon N, Takahashi Kiyoshi, Hijioka Yasuaki. Intercomparison of global river discharge simulations focusing on dam operation—multiple models analysis in two case-study river basins, Missouri–Mississippi and Green–Colorado // Environmental Research Letters. 2017. 12, 5. 055002. (Cité en page 44.)

Masson V, Le Moigne P, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R, Belamari S, Barbu A, Boone A, Bouyssel F, others . The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes // Geoscientific Model Development. 2013. 6, 4. 929–960. (Cité en page 26.)

Masson Valéry. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models // Boundary-layer meteorology. 2000. 94, 3. 357–397. (Cité en page 27.)

Masson Valéry, Champeaux Jean-Louis, Chauvin Fabrice, Meriguet Christelle, Lacaze Roselyne. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models // Journal of climate. 2003. 16, 9. 1261–1282. (Cité en page 27.)

Mathevet THIBAULT, Michel CLAUDE, Andreassian Vazken, Perrin Charles, others . A bounded version of the Nash-Sutcliffe criterion for better model assessment on large sets of basins // IAHS PUBLICATION. 2006. 307. 211. (Cité en pages 68, 147 et 148.)

McCabe Matthew F, Rodell Matthew, Alsdorf Douglas E, Miralles Diego G, Uijlenhoet Remko, Wagner Wolfgang, Lucieer Arko, Houborg Rasmus, Verhoest Niko EC, Franz Trenton E, others . The future of Earth observation in hydrology // Hydrology and earth system sciences. 2017. 21, 7. 3879–3914. (Cité en page 4.)

Meigh JR, McKenzie AA, Sene KJ. A grid-based approach to water scarcity estimates for eastern and southern Africa // Water Resources Management. 1999. 13, 2. 85–115. (Cité en page 44.)

Messager Mathis Loïc, Lehner Bernhard, Grill Günther, Nedeva Irena, Schmitt Oliver. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach // Nature communications. 2016. 7, 1. 1–11. (Cité en page 38.)

Mezger Gabriel, Tánago Marta González del, De Stefano Lucia. Environmental flows and the mitigation of hydrological alteration downstream from dams : The Spanish case // Journal of Hydrology. 2021. 598. 125732. (Cité en page 59.)

Milano Marianne, Ruelland Denis, Dezetter Alain, Fabre Julie, Ardoin-Bardin Sandra, Servat Eric. Modeling the current and future capacity of water resources to meet water demands in the Ebro basin // Journal of Hydrology. 2013. 500. 114–126. (Cité en page 59.)

Miller James R, Russell Gary L, Caliri Guilherme. Continental-scale river flow in climate models // Journal of Climate. 1994. 7, 6. 914–928. (Cité en page 25.)

Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. // . 2010. (Cité en page 27.)

Mishra Vimal, Cherkauer Keith A, Bowling Laura C. Parameterization of lakes and wetlands for energy and water balance studies in the great lakes region // Journal of Hydrometeorology. 2010. 11, 5. 1057–1082. (Cité en page 35.)

Moeini R, Afshar Afshar, Afshar MH. Fuzzy rule-based model for hydropower reservoirs operation // International Journal of Electrical Power & Energy Systems. 2011. 33, 2. 171–178. (Cité en page 86.)

Montaner Salas María Elena. El Libro Blanco Del Agua. 1999. (Cité en page 59.)

Mulligan Mark, Soesbergen Arnout van, Sáenz Leonardo. GOODD, a global dataset of more than 38,000 georeferenced dams // Scientific Data. 2020. 7, 1. 1–8. (Cité en page 38.)

Munier Simon, Decharme Bertrand. River network and hydro-geomorphology parametrization for global river routing modelling at 1/12° resolution // Earth System Science Data Discussions. 2021. 1–28. (Cité en pages 6, 8, 64 et 80.)

Munier Simon, Decharme Bertrand. River network and hydro-geomorphological parameters at 1/ 12° resolution for global hydrological and climate studies // Earth System Science Data. 2022. 14, 5. 2239–2258. (Cité en pages 33 et 34.)

Munier Simon, Polebistki Austin, Brown Casey, Belaud Gilles, Lettenmaier Dennis P. SWOT data assimilation for operational reservoir management on the upper N iger R iver B asin // Water Resources Research. 2015. 51, 1. 554–575. (Cité en page 115.)

Musy André, Higy Christophe. Hydrologie : Une science de la nature. 21. 2004. (Cité en page 17.)

NASA JPL. SWOT. 2022. Last accessed 18 October 2022 ; `https://swot.jpl.nasa.gov/`. (Cité en pages 5 et 113.)

Nair Akhilesh S, Kumar Nitish, Indu J, Vivek B. Monitoring Lake Levels From Space : Preliminary Analysis With SWOT // Frontiers in Water. 2021. 161. (Cité en page 117.)

Nair Akhilesh S, Verma Kaushlendra, Karmakar Subhankar, Ghosh Subimal, Indu J. Exploring the potential of SWOT mission for reservoir monitoring in Mahanadi basin // Advances in Space Research. 2022. 69, 3. 1481–1493. (Cité en page 117.)

Napoly Adrien, Boone Aaron, Samuelsson Patrick, Gollvik Stefan, Martin Eric, Seferian Roland, Carrer Dominique, Decharme Bertrand, Jarlan Lionel. The interactions between soil–biosphere–atmosphere (ISBA) land surface model multi-energy balance (MEB) option in SURFEXv8–Part 2 : Introduction of a litter formulation and model evaluation for local-scale forest sites // Geoscientific Model Development. 2017. 10, 4. 1621–1644. (Cité en pages 30 et 31.)

Napoly Adrien, Boone Aaron, Welfringer Théo. ISBA-MEB (SURFEX v8. 1) : model snow evaluation for local-scale forest sites // Geoscientific Model Development. 2020. 13, 12. 6523–6545. (Cité en page 6.)

Nash J Eamonn, Sutcliffe Jonh V. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles // Journal of hydrology. 1970. 10, 3. 282–290. (Cité en page 68.)

Nazemi Ali, Wheater Howard S. On inclusion of water resource management in Earth system models–Part 2 : Representation of water supply and allocation and opportunities for improved modeling // Hydrology and Earth System Sciences. 2015. 19, 1. 63–90. (Cité en page 24.)

Neverre Noémie, Dumas Patrice, Nassopoulos Hypatia. Large-scale water scarcity assessment under global changes : insights from a hydroeconomic framework // Hydrology and Earth System Sciences Discussions. 2016. 1–26. (Cité en page 87.)

Nguyen-Quang Trung, Polcher Jan, Ducharne Agnès, Arsouze Thomas, Zhou Xudong, Schneider Ana, Fita Lluís. ORCHIDEE-ROUTING : revising the river routing scheme using a high-resolution hydrological database // Geoscientific Model Development. 2018. 11, 12. 4965–4985. (Cité en pages 87 et 142.)

Nickles Cassandra, Beighley Edward, Feng Dongmei. The Applicability of SWOT's Non-Uniform Space–Time Sampling in Hydrologic Model Calibration // Remote Sensing. 2020. 12, 19. 3241. (Cité en page 115.)

Nilsson Christer, Reidy Catherine A, Dynesius Mats, Revenga Carmen. Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems // science. 2005. 308, 5720. 405–408. (Cité en pages 38 et 39.)

Noilhan J, Planton S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models // Monthly weather review. 1989. 117, 3. 536–549. (Cité en pages 6, 21, 26, 29, 30 et 31.)

Oke Timothy R. Boundary layer climates. 2002. (Cité en page 27.)

Oki Taikan, Entekhabi Dara, Harrold Timothy Ives. The global water cycle // Global energy and water cycles. 1999. 10. 27. (Cité en page 7.)

Oki Taikan, Kanae Shinjiro. Global hydrological cycles and world water resources // science. 2006. 313, 5790. 1068–1072. (Cité en pages 7 et 38.)

Oki Taikan, Sud YC. Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A global river channel network // Earth interactions. 1998. 2, 1. 1–37. (Cité en pages 25 et 32.)

Ottle Catherine, Bernus Anthony, Verbeke Thomas, Petrus Karine, Yin Zun, Biancamaria Sylvain, Jost Anne, Desroches Damien, Pottier Claire, Perrin Charles, others . Characterization of SWOT water level errors on Seine reservoirs and La Bassée gravel pits : Impacts on water surface energy budget modeling // Remote Sensing. 2020. 12, 18. 2911. (Cité en page 117.)

Padiyedath Gopalan Saritha, Champathong Adisorn, Sukhapunnaphan Thada, Nakamura Shinichiro, Hanasaki Naota. Inclusion of flood diversion canal operation in the H08 hydrological model with a case study from the Chao Phraya River basin : model development and validation // Hydrology and Earth System Sciences. 2022. 26, 9. 2541–2560. (Cité en page 142.)

Pearson Karl. VII. Note on regression and inheritance in the case of two parents // proceedings of the royal society of London. 1895. 58, 347-352. 240–242. (Cité en page 148.)

Pedinotti V, Boone A, Ricci S, Biancamaria Sylvain, Mognard N. Assimilation of satellite data to optimize large-scale hydrological model parameters : a case study for the SWOT mission // Hydrology and Earth System Sciences. 2014. 18, 11. 4485–4507. (Cité en pages 9 et 116.)

Peñas Francisco J, Barquín José. Assessment of large-scale patterns of hydrological alteration caused by dams // Journal of Hydrology. 2019. 572. 706–718. (Cité en page 59.)

Peral Eva, Esteban-Fernandez Daniel. SWOT mission performance and error budget // IGARSS 2018-2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. 2018. 8625–8628. (Cité en pages 115 et 120.)

Pheulpin Lucie, Bertrand Nathalie, Bacchi Vito. Uncertainty quantification and global sensitivity analysis with dependent inputs parameters : Application to a basic 2D-hydraulic model // LHB. 2022. 108, 1. 2015265. (Cité en page 92.)

Pianosi Francesca, Beven Keith, Freer Jim, Hall Jim W, Rougier Jonathan, Stephenson David B, Wagener Thorsten. Sensitivity analysis of environmental models : A systematic review with practical workflow // Environmental Modelling & Software. 2016. 79. 214–232. (Cité en page 92.)

Pielke Roger A, Avissar Ronl, Raupach Michael, Dolman A Johannes, Zeng Xubin, Denning A Scott. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems : influence on weather and climate // Global change biology. 1998. 4, 5. 461–475. (Cité en page 20.)

Pietroniro A, Fortin V, Kouwen N, Neal C, Turcotte R, Davison B, Verseghy D, Soulis ED, Caldwell R, Evora N, others . Development of the MESH modelling system for hydrological ensemble forecasting of

the Laurentian Great Lakes at the regional scale // Hydrology and Earth System Sciences. 2007. 11, 4. 1279–1294. (Cité en page 44.)

Piqué Gemma, Batalla Ramon J, Sabater Sergi. Hydrological characterization of dammed rivers in the NW Mediterranean region // Hydrological Processes. 2016. 30, 11. 1691–1707. (Cité en page 59.)

Pokhrel Yadu, Shin Sanghoon, Lin Zihan, Yamazaki Dai, Qi Jiaguo. potential disruption of flood dynamics in the Lower Mekong River basin due to upstream flow regulation // Scientific reports. 2018. 8, 1. 1–13. (Cité en page 8.)

Pokhrel Yadu N, Felfelani Farshid, Shin Sanghoon, Yamada Tomohito J, Satoh Yusuke. Modeling large-scale human alteration of land surface hydrology and climate // Geoscience Letters. 2017. 4, 1. 1–13. (Cité en page 42.)

Pokhrel Yadu N, Hanasaki Naota, Wada Yoshihide, Kim Hyungjun. Recent progresses in incorporating human land–water management into global land surface models toward their integration into Earth system models // Wiley Interdisciplinary Reviews : Water. 2016. 3, 4. 548–574. (Cité en pages 6 et 36.)

Pokhrel Yadu N, Hanasaki Naota, Yeh Pat JF, Yamada Tomohito J, Kanae Shinjiro, Oki Taikan. Model estimates of sea-level change due to anthropogenic impacts on terrestrial water storage // Nature Geoscience. 2012. 5, 6. 389–392. (Cité en pages 8, 41 et 45.)

Portoghese Ivan, Bruno Emanuela, Dumas Patrice, Guyennon Nicolas, Hallegatte Stéphane, Hourcade Jean-Charles, Nassopoulos Hypatia, Pisacane Giovanna, Struglia Maria Vittoria, Vurro Michele. Impacts of climate change on freshwater bodies : quantitative aspects // Regional Assessment of Climate Change in the Mediterranean. 2013. 241–306. (Cité en page 87.)

Quintana-Seguí Pere, Turco Marco, Herrera Sixto, Miguez-Macho Gonzalo. Validation of a new SAFRAN-based gridded precipitation product for Spain and comparisons to Spain02 and ERA-Interim // Hydrology and Earth System Sciences. 2017. 21, 4. 2187–2201. (Cité en page 62.)

Raman H, Chandramouli V. Deriving a general operating policy for reservoirs using neural network // Journal of Water Resources Planning and Management. 1996. 122, 5. 342–347. (Cité en page 43.)

Razavi Saman, Karamouz Mohammad. Adaptive neural networks for flood routing in river systems // Water International. 2007. 32, 3. 360–375. (Cité en page 43.)

Revenga C, Campbell I, Abell R, De Villiers P, Bryer M. Prospects for monitoring freshwater ecosystems towards the 2010 targets // Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences. 2005. 360, 1454. 397–413. (Cité en pages 7 et 38.)

Revilla-Romero Beatriz, Wanders Niko, Burek Peter, Salamon Peter, Roo Ad de. Integrating remotely sensed surface water extent into continental scale hydrology // Journal of hydrology. 2016. 543. 659–670. (Cité en page 5.)

Rodriguez E, Callahan PS. Surface Water and Ocean Topography Mission (SWOT) Project Science Requirements Document // JPL D-61923. 2016. (Cité en pages 9, 114 et 115.)

Rost Stefanie, Gerten Dieter, Bondeau Alberte, Lucht Wolfgang, Rohwer Janine, Schaphoff Sibyll. Agricultural green and blue water consumption and its influence on the global water system // Water Resources Research. 2008. 44, 9. (Cité en page 44.)

Rougé Charles, Reed Patrick M, Grogan Danielle S, Zuidema Shan, Prusevich Alexander, Glidden Stanley, Lamontagne Jonathan R, Lammers Richard B. Coordination and control–limits in standard representations of multi-reservoir operations in hydrological modeling // Hydrology and Earth System Sciences. 2021a. 25, 3. 1365–1388. (Cité en page 43.)

Rougé Charles, Reed Patrick M, Grogan Danielle S, Zuidema Shan, Prusevich Alexander, Glidden Stanley, Lamontagne Jonathan R, Lammers Richard B. Coordination and control–limits in standard representations of multi-reservoir operations in hydrological modeling // Hydrology and Earth System Sciences. 2021b. 25, 3. 1365–1388. (Cité en page 86.)

Sadki Malak, Munier Simon, Boone Aaron, Ricci Sophie. Implementation and sensitivity analysis of the Dam-Reservoir OPeration model (DROP v1. 0) over Spain // Geoscientific Model Development. 2023. 16, 2. 427–448. (Cité en pages 47, 101, 106, 139 et 140.)

Saltelli A. The cautious modeller : craftsmanship without wizardry. Preface to 'Analyse de sensibilité et exploration de modèles. Applications aux modèles environnementaux', Robert Faivre, Bertrand Iooss, Stéphanie Mahévas, David Makowski, and Hervé Monod Editors. 2013. (Cité en page 92.)

Saltelli Andrea. Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices // Computer physics communications. 2002. 145, 2. 280–297. (Cité en page 94.)

Saltelli Andrea, Annoni Paola. How to avoid a perfunctory sensitivity analysis // Environmental Modelling & Software. 2010. 25, 12. 1508–1517. (Cité en page 93.)

Saltelli Andrea, Annoni Paola, Azzini Ivano, Campolongo Francesca, Ratto Marco, Tarantola Stefano. Variance based sensitivity analysis of model output. Design and estimator for the total sensitivity index // Computer physics communications. 2010a. 181, 2. 259–270. (Cité en page 95.)

Saltelli Andrea, Annoni Paola, Azzini Ivano, Campolongo Francesca, Ratto Marco, Tarantola Stefano. Variance based sensitivity analysis of model output. Design and estimator for the total sensitivity index // Computer physics communications. 2010b. 181, 2. 259–270. (Cité en pages 134 et 139.)

Saltelli Andrea, Ratto Marco, Andres Terry, Campolongo Francesca, Cariboni Jessica, Gatelli Debora, Saisana Michaela, Tarantola Stefano. Global sensitivity analysis : the primer. 2008. (Cité en page 92.)

SciPy . scipy.optimize.differentialevolution. 2022. Last accessed 19 August 2022, `https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.optimize.differential_evolution.html`. (Cité en page 104.)

Séférian Roland, Nabat Pierre, Michou Martine, Saint-Martin David, Voldoire Aurore, Colin Jeanne, Decharme Bertrand, Delire Christine, Berthet Sarah, Chevallier Matthieu, others . Evaluation of CNRM earth system model, CNRM-ESM2-1 : Role of earth system processes in present-day and future climate // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2019. 11, 12. 4182–4227. (Cité en page 142.)

Sellers PJ, Dickinson RE, Randall DA, Betts AK, Hall FG, Berry JA, Collatz GJ, Denning AS, Mooney HA, Nobre CA, others . Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere // Science. 1997. 275, 5299. 502–509. (Cité en page 20.)

Sellers PJ, Mintz YCSY, Sud YC e al, Dalcher A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models // Journal of the atmospheric sciences. 1986a. 43, 6. 505–531. (Cité en page 6.)

Sellers PJ, Mintz YCSY, Sud YC e al, Dalcher A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models // Journal of the atmospheric sciences. 1986b. 43, 6. 505–531. (Cité en page 21.)

Sheng Yongwei, Song Chunqiao, Wang Jida, Lyons Evan A, Knox Benjamin R, Cox Joshua S, Gao Feng. Representative lake water extent mapping at continental scales using multi-temporal Landsat-8 imagery // Remote Sensing of Environment. 2016. 185. 129–141. (Cité en page 5.)

Shiklomanov IA, Rodda John C. World water resources at the beginning of the 21st century. International hydrology series. 2003. (Cité en pages 2 et 3.)

Shin Mun-Ju, Jung Yong. Using a global sensitivity analysis to estimate the appropriate length of calibration period in the presence of high hydrological model uncertainty // Journal of Hydrology. 2022. 607. 127546. (Cité en page 92.)

Shin Sanghoon, Pokhrel Yadu, Miguez-Macho Gonzalo. High-resolution modeling of reservoir release and storage dynamics at the continental scale // Water Resources Research. 2019. 55, 1. 787–810. (Cité en pages 8, 45, 48, 49, 50, 93, 102, 105, 106, 108, 110, 134 et 137.)

Smith Martin. CROPWAT : A computer program for irrigation planning and management. 1992. (Cité en page 62.)

A history of dams. // . 1971. (Cité en page 37.)

Sobol Ilya M. Sensitivity analysis for non-linear mathematical models // Mathematical modelling and computational experiment. 1993. 1. 407–414. (Cité en pages 92 et 93.)

Solander Kurt C, Reager John T, Famiglietti James S. How well will the S urface W ater and O cean T opography (SWOT) mission observe global reservoirs ? // Water Resources Research. 2016a. 52, 3. 2123–2140. (Cité en page 115.)

Solander Kurt C, Reager John T, Famiglietti James S. How well will the S urface W ater and O cean T opography (SWOT) mission observe global reservoirs ? // Water Resources Research. 2016b. 52, 3. 2123–2140. (Cité en page 117.)

Sterl Sebastian, Devillers Albertine, Chawanda Celray James, Van Griensven Ann, Thiery Wim, Russo Daniel. A spatiotemporal atlas of hydropower in Africa for energy modelling purposes // Open Research Europe. 2022. 1. 29. (Cité en page 8.)

Sterl Sebastian, Vanderkelen Inne, Chawanda Celray James, Russo Daniel, Brecha Robert J, Van Griensven Ann, Lipzig Nicole PM van, Thiery Wim. Smart renewable electricity portfolios in West Africa // Nature sustainability. 2020. 3, 9. 710–719. (Cité en page 8.)

Syed Tajdarul H, Famiglietti James S, Chambers Don P, Willis Josh K, Hilburn Kyle. Satellite-based global-ocean mass balance estimates of interannual variability and emerging trends in continental freshwater discharge // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2010. 107, 42. 17916–17921. (Cité en pages 7 et 38.)

Tan Qiao-feng, Wang Xu, Wang Hao, Wang Chao, Lei Xiao-hui, Xiong Yi-song, Zhang Wei. Derivation of optimal joint operating rules for multi-purpose multi-reservoir water-supply system // Journal of Hydrology. 2017. 551. 253–264. (Cité en page 86.)

Tang Qiuhong, Gao Huilin, Lu Hui, Lettenmaier Dennis P. Remote sensing : hydrology // Progress in Physical Geography. 2009. 33, 4. 490–509. (Cité en page 4.)

Tang Y, Reed P, Van Werkhoven K, Wagener T. Advancing the identification and evaluation of distributed rainfall-runoff models using global sensitivity analysis // Water Resources Research. 2007a. 43, 6. (Cité en page 92.)

Tang Yong, Reed Patrick, Wagener Thibaut, Van Werkhoven K. Comparing sensitivity analysis methods to advance lumped watershed model identification and evaluation // Hydrology and Earth System Sciences. 2007b. 11, 2. 793–817. (Cité en page 92.)

Tansicion ECOlogica) MITECO (MInisterio para la. The Water Governance System of Spain. 2014. (Cité en pages 58 et 59.)

Tansicion ECOlogica) MITECO (MInisterio para la. Inventario nacional de presas Y embalses. 2022. Last accessed 22 November 2022 ; `https://sig.mapama.gob.es/snczi/`. (Cité en page 58.)

Thober Stephan, Cuntz Matthias, Kelbling Matthias, Kumar Rohini, Mai Juliane, Samaniego Luis. The multiscale routing model mRM v1. 0 : Simple river routing at resolutions from 1 to 50 km // Geoscientific Model Development. 2019. 12, 6. 2501–2521. (Cité en page 25.)

Trenberth Kevin E, Fasullo John T, Kiehl Jeffrey. Earth's global energy budget // Bulletin of the American Meteorological Society. 2009. 90, 3. 311–324. (Cité en page 13.)

Trenberth Kevin E, Smith Lesley, Qian Taotao, Dai Aiguo, Fasullo John. Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data // Journal of Hydrometeorology. 2007. 8, 4. 758–769. (Cité en pages 2, 3 et 19.)

USGS . U.S. Geological Survey. 1879. Last accessed 18 October 2022 ; `https://www.usgs.gov/`. (Cité en page 3.)

Valcke S. The OASIS3 coupler : a European climate modelling community software // Geoscientific Model Development. 2013. 6, 2. 373–388. (Cité en pages 28 et 33.)

Van Beek LPH, Wada Yoshihide, Bierkens Marc FP. Global monthly water stress : 1. Water balance and water availability // Water Resources Research. 2011. 47, 7. (Cité en pages 44 et 45.)

Vanderkelen Inne, Gharari Shervan, Mizukami Naoki, Clark Martyn P, Lawrence David M, Swenson Sean, Pokhrel Yadu, Hanasaki Naota, Van Griensven Ann, Thiery Wim. Evaluating a reservoir parametrization in the vector-based global routing model mizuRoute (v2. 0.1) for Earth system model coupling // Geoscientific Model Development. 2022. 15, 10. 4163–4192. (Cité en pages 26, 42, 45 et 65.)

Veldkamp TIE, Wada Y, Aerts JCJH, Döll P, Gosling Simon N, Liu J, Masaki Y, Oki T, Ostberg Sebastian, Pokhrel Y, others . Water scarcity hotspots travel downstream due to human interventions in the 20th and 21st century // Nature communications. 2017. 8, 1. 1–12. (Cité en pages 8, 42 et 137.)

Vergnes J-P, Decharme B, Alkama R, Martin E, Habets Florence, Douville H. A simple groundwater scheme for hydrological and climate applications : Description and offline evaluation over France // Journal of Hydrometeorology. 2012. 13, 4. 1149–1171. (Cité en page 33.)

Verma Kaushlendra. Effect of satellite altimetry sampling error in estimating reservoir storage and outflow // Geocarto International. 2021. 1–11. (Cité en page 115.)

Vicente-Serrano Sergio M, Zabalza-Martínez Javier, Borràs G, López-Moreno Juan I, Pla Eduard, Pascual D, Savé R, Biel C, Funes I, Azorin-Molina César, others . Extreme hydrological events and the influence of reservoirs in a highly regulated river basin of northeastern Spain // Journal of Hydrology : Regional Studies. 2017. 12. 13–32. (Cité en page 59.)

Voisin Nathalie, Li Hongyi, Ward D, Huang Maoyi, Wigmosta M, Leung LR. On an improved sub-regional water resources management representation for integration into earth system models // Hydrology and Earth System Sciences. 2013. 17, 9. 3605–3622. (Cité en page 45.)

Voldoire Aurore, Saint-Martin David, Sénési Stéphane, Decharme B, Alias A, Chevallier Matthieu, Colin Jeanne, Guérémy J-F, Michou M, Moine M-P, others . Evaluation of CMIP6 deck experiments with CNRM-CM6-1 // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2019. 11, 7. 2177–2213. (Cité en page 142.)

Vörösmarty Charles J. sediment transport by the global network of // Human impact on erosion and sedimentation. 1997. 245. 261. (Cité en pages 7 et 38.)

Vörösmarty Charles J, Meybeck Michel, Fekete Balázs, Sharma Keshav, Green Pamela, Syvitski James PM. Anthropogenic sediment retention : major global impact from registered river impoundments // Global and planetary change. 2003. 39, 1-2. 169–190. (Cité en pages 6 et 37.)

Vörösmarty Charles J, Moore III Berrien, Grace Annette L, Gildea M Patricia, Melillo Jerry M, Peterson Bruce J, Rastetter Edward B, Steudler Paul A. Continental scale models of water balance and fluvial transport : An application to South America // Global biogeochemical cycles. 1989. 3, 3. 241–265. (Cité en page 25.)

Vu Dung Trung, Dang Thanh Duc, Galelli Stefano, Hossain Faisal. Satellite observations reveal 13 years of reservoir filling strategies, operating rules, and hydrological alterations in the Upper Mekong River basin // Hydrology and Earth System Sciences. 2022. 26, 9. 2345–2364. (Cité en page 113.)

Wada Yoshihide, Graaf Inge EM de, Beek Ludovicus PH van. High-resolution modeling of human and climate impacts on global water resources // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2016. 8, 2. 735–763. (Cité en page 8.)

Wada Yoshihide, Van Beek LPH, Bierkens Marc FP. Modelling global water stress of the recent past : on the relative importance of trends in water demand and climate variability // Hydrology and Earth System Sciences. 2011. 15, 12. 3785–3808. (Cité en page 44.)

Wada Yoshihide, Wisser Dominik, Bierkens Marc FP. Global modeling of withdrawal, allocation and consumptive use of surface water and groundwater resources // Earth System Dynamics. 2014. 5, 1. 15–40. (Cité en pages 4 et 42.)

Wanders Niko, Vliet Michelle TH van, Wada Yoshihide, Bierkens Marc FP, Beek Ludovicus PH van. High-resolution global water temperature modeling // Water Resources Research. 2019. 55, 4. 2760–2778. (Cité en page 42.)

Wang Keyi, Shi Haiyun, Chen Ji, Li Tiejian. An improved operation-based reservoir scheme integrated with Variable Infiltration Capacity model for multiyear and multipurpose reservoirs // Journal of Hydrology. 2019. 571. 365–375. (Cité en page 86.)

Wetzel Peter J, Boone Aaron. A Parameterization for Land–Atmosphere-Cloud Exchange (PLACE) : Documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land // Journal of Climate. 1995. 8, 7. 1810–1837. (Cité en page 29.)

Winemiller Kirk O, McIntyre Peter B, Castello Leandro, Fluet-Chouinard Etienne, Giarrizzo Tommaso, Nam S, Baird Ian G, Darwall William, Lujan Nathan K, Harrison I, others . Balancing hydropower and biodiversity in the Amazon, Congo, and Mekong // Science. 2016. 351, 6269. 128–129. (Cité en page 8.)

Wisser Dominik, Fekete Balazs M, Vörösmarty CJ, Schumann AH. Reconstructing 20th century global hydrography : a contribution to the Global Terrestrial Network-Hydrology (GTN-H) // Hydrology and Earth System Sciences. 2010. 14, 1. 1–24. (Cité en page 39.)

Woldemichael Abel T, Hossain Faisal, Pielke Sr Roger, Beltrán-Przekurat Adriana. Understanding the impact of dam-triggered land use/land cover change on the modification of extreme precipitation // Water Resources Research. 2012. 48, 9. (Cité en page 41.)

Wood Eric F, Lettenmaier Dennis P, Zartarian Valerie G. A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models // Journal of Geophysical Research : Atmospheres. 1992. 97, D3. 2717–2728. (Cité en page 21.)

Wu Yiping, Chen Ji. An operation-based scheme for a multiyear and multipurpose reservoir to enhance macroscale hydrologic models // Journal of Hydrometeorology. 2012. 13, 1. 270–283. (Cité en page 86.)

Yamazaki Dai, Kanae Shinjiro, Kim Hyungjun, Oki Taikan. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model // Water Resources Research. 2011. 47, 4. (Cité en pages 25 et 26.)

Yassin Fuad, Razavi Saman, Elshamy Mohamed, Davison Bruce, Sapriza-Azuri Gonzalo, Wheater Howard. Representation and improved parameterization of reservoir operation in hydrological and land-surface models // Hydrology and Earth System Sciences. 2019. 23, 9. 3735–3764. (Cité en pages 42 et 43.)

Ye Aizhong, Duan Qingyun, Zhan Chesheng, Liu Zhaofei, Mao Yuna. Improving kinematic wave routing scheme in Community Land Model // Hydrology Research. 2013. 44, 5. 886–903. (Cité en page 25.)

Yoon Yeosang, Beighley Edward, Lee Hyongki, Pavelsky Tamlin, Allen George. Estimating flood discharges in reservoir-regulated river basins by integrating synthetic SWOT satellite observations and hydrologic modeling // Journal of Hydrologic Engineering. 2016. 21, 4. 05015030. (Cité en pages 44 et 117.)

Young Jr George K. Finding reservoir operating rules // Journal of the Hydraulics Division. 1967. 93, 6. 297–322. (Cité en page 43.)

Zajac Zuzanna, Revilla-Romero Beatriz, Salamon Peter, Burek Peter, Hirpa Feyera A, Beck Hylke. The impact of lake and reservoir parameterization on global streamflow simulation // Journal of hydrology. 2017. 548. 552–568. (Cité en pages 6 et 43.)

Zamanian Soroush, Hur Jieun, Shafieezadeh Abdollah. Significant variables for leakage and collapse of buried concrete sewer pipes : A global sensitivity analysis via Bayesian additive regression trees and Sobol'indices // Structure and infrastructure engineering. 2021. 17, 5. 676–688. (Cité en page 92.)

Zarfl Christiane, Berlekamp Jürgen, He Fengzhi, Jähnig Sonja C, Darwall William, Tockner Klement. Future large hydropower dams impact global freshwater megafauna // Scientific reports. 2019. 9, 1. 1–10. (Cité en page 38.)

Zarfl Christiane, Lumsdon Alexander E, Berlekamp Jürgen, Tydecks Laura, Tockner Klement. A global boom in hydropower dam construction // Aquatic Sciences. 2015. 77, 1. 161–170. (Cité en pages 8 et 38.)

Zhang Chi, Chu Jinggang, Fu Guangtao. Sobol's sensitivity analysis for a distributed hydrological model of Yichun River Basin, China // Journal of hydrology. 2013. 480. 58–68. (Cité en pages 92 et 93.)

Zhao Gang, Gao Huilin, Naz Bibi S, Kao Shih-Chieh, Voisin Nathalie. Integrating a reservoir regulation scheme into a spatially distributed hydrological model // Advances in Water Resources. 2016. 98. 16–31. (Cité en page 43.)

Zhao Tongtiegang, Yang Dawen, Cai Ximing, Zhao Jianshi, Wang Hao. Identifying effective forecast horizon for real-time reservoir operation under a limited inflow forecast // Water Resources Research. 2012. 48, 1. (Cité en page 8.)

Zhong Ruida, Zhao Tongtiegang, Chen Xiaohong. Hydrological model calibration for dammed basins using satellite altimetry information // Water Resources Research. 2020. 56, 8. e2020WR027442. (Cité en page 43.)

Zhou Tian, Leung L Ruby, Leng Guoyong, Voisin Nathalie, Li Hong-Yi, Craig Anthony P, Tesfa Teklu, Mao Yuna. Global irrigation characteristics and effects simulated by fully coupled land surface, river, and water management models in E3SM // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2020. 12, 10. e2020MS002069. (Cité en pages 40 et 42.)

Zhou Wenyu, Wang Linying, Li Dan, Leung L Ruby. Spatial pattern of lake evaporation increases under global warming linked to regional hydroclimate change // Communications Earth & Environment. 2021a. 2, 1. 1–10. (Cité en page 42.)

Zhou Xudong, Polcher Jan, Dumas Patrice. Representing human water management in a land surface model using a supply/demand approach // Water Resources Research. 2021b. 57, 4. e2020WR028133. (Cité en pages 87 et 141.)

Zouhri Wahb, Homri Lazhar, Dantan Jean-Yves. Handling the impact of feature uncertainties on SVM : a robust approach based on Sobol sensitivity analysis // Expert Systems with Applications. 2022. 189. 115691. (Cité en page 92.)

cnrm . SURFEX. 2022. Last accessed 29 October 2022, https://www.umr-cnrm.fr/surfex. (Cité en page 28.)

eaufrance . eaufrance : Le service public d'information sur l'eau. 2022. Last accessed 18 October 2022; https://www.eaufrance.fr/. (Cité en pages 3 et 17.)

gesteau . gesteau. 2014. Last accessed 07 November 2022; https://www.gesteau.fr/. (Cité en page 48.)

l'Espagne Gouvernement de. Loi sur le plan hydrologique national (Ley 11/2005, de 22 de junio, por la que se modifica la Ley 10/2001, de 5 de julio, del Plan Hidrológico Nacional). 2005. https://www.boe.es/buscar/doc.php?id=BOE-A-2005-10622. (Cité en page 59.)