



HAL
open science

Intégration du changement climatique dans la gestion de la ressource en eau : exemple du bassin rennais

Ronan Abhervé

► To cite this version:

Ronan Abhervé. Intégration du changement climatique dans la gestion de la ressource en eau : exemple du bassin rennais. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2022. Français. NNT : 2022REN1B067 . tel-04088598

HAL Id: tel-04088598

<https://theses.hal.science/tel-04088598>

Submitted on 4 May 2023

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

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

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1

ECOLE DOCTORALE N° 600

Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par

Ronan ABHERVÉ

Intégration du changement climatique dans la gestion de la ressource en eau : exemple du bassin rennais

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 12/12/2022

Unité de recherche : UMR 6118 Géosciences Rennes

Rapporteurs avant soutenance :

John Molson Professeur, Université Laval
Agnès Ducharne Directrice de recherche CNRS, Sorbonne Université

Composition du Jury :

<u>Président</u> :	René Lefebvre	Professeur, INRS
<u>Examineurs</u> :	John Molson Agnès Ducharne René Lefebvre Ophélie Fovet Claire Magand	Professeur, Université Laval Directrice de recherche CNRS, Sorbonne Université Professeur, INRS Chargée de recherche, INRAE Chargée de recherche, OFB
<u>Dir. de thèse</u> :	Luc Aquilina	Professeur, Université de Rennes 1
<u>Co-dir. de thèse</u> :	Jean-Raynald de Dreuzy Stéphane Louaisil	Directeur de recherche CNRS, ENS Rennes Responsable du pôle production, Eau du Bassin Rennais
<u>Invité</u> :	Clément Roques	Chercheur associé, Université de Neuchâtel

REMERCIEMENTS

Merci à mes directeurs de thèse, Luc Aquilina et Jean-Raynald de Dreuzy, de m'avoir permis de m'épanouir dans le monde de la recherche depuis quelques années déjà. Luc, merci pour ton enseignement, ta bienveillance, et ta vision de la Science. C'est très inspirant. Jean-Raynald, tu auras réussi à me faire aimer la modélisation et me faire écrire des milliers de lignes de code, sans même me le demander ! Une prouesse, tant je préfère mettre mes bottes et me balader dans les ruisseaux. Merci de m'avoir laissé le temps de me former et pour votre confiance.

Merci à Clément Roques. Tu n'étais pas officiellement un de mes directeurs de thèse, et pourtant, tu as largement rempli ce rôle. Merci pour ces nombreuses « visio COVID », cette géniale escapade sur le Lasset, et plus généralement pour le (précieux) temps que tu as consacré tout au long de la thèse. Tu m'as beaucoup appris et je suis très heureux de te retrouver - en présentiel ! - à Neuchâtel.

Merci à Eau du Bassin Rennais (Collectivité et Société Publique Locale) et Rennes Métropole. C'était un vrai plaisir d'échanger avec l'ensemble des personnes qui ont participé de près ou de loin aux travaux de la thèse. Sans citer tout le monde, je pense notamment à Laurent Geneau, Jean-Yves Gaubert, Benoit Têtu, Boris Gueguen et Stéphane Louaisil. Je remercie aussi les élus pour leur confiance et d'avoir attentivement suivi l'évolution des travaux.

Merci à la Fondation Rennes 1 et à l'ensemble de son personnel très sympathique, toujours présent et réactif.

Merci aux membres de mon comité de suivi individuel de m'avoir accompagné et aux membres du jury de thèse d'avoir évalué mes travaux. Je garde un très bon souvenir des riches échanges scientifiques à l'issue de la soutenance de thèse.

Merci à toute l'équipe de Géosciences Rennes, les chercheurs et ingénieurs, les stagiaires, les post-doctorants et doctorants. Quelle belle ambiance, que de beaux moments dans Rennes ou ailleurs, je ne garde que de bons souvenirs. Profitez bien de la nouvelle salle de convivialité !

Merci aux collègues de l'équipe avec qui j'ai pu travailler pendant la thèse. Merci à toute l'équipe "cycle hydro", pour ces discussions toujours intéressantes. Je pense aussi à la "team datation", Thierry, Eliot et Virginie, qui sont toujours là pour rendre service et qui datent les eaux plus vite que leur ombre. Merci à Camille de m'avoir permis de mettre un orteil dans la recherche dès le master, tu m'as tout de suite fait aimer cet univers.

Merci aux collègues de bureau pour ces discussions passionnantes, et nos réflexions autour du changement climatique, ou plutôt global ! C'était une vraie chance de vous avoir à proximité et d'évoluer avec vous pendant ces 3 ans. Merci à Alexandre Gauvain, sans qui je serais encore en train de développer mon premier modèle hydrogéologique ahah ! C'était un vrai plaisir d'échanger et de travailler avec toi sur de multiples sujets, et vive HydroModPy !

Merci aux amis de la côte ouest, sans les citer toutes et tous, merci d'être là depuis tout ce temps ! Vous êtes géniaux ! Merci aux copains avec qui j'ai pu partager ma licence et mon master, vous m'avez appris que l'on peut faire des géosciences, tout en ayant des crampes aux zygomatiques. L'important, c'est de prendre plaisir !

Merci à toute la famille. Mention spéciale à Mamie, je crois bien que tu m'as transmis ta curiosité pour l'histoire et ta passion des beaux livres – indispensable pour aimer les Sciences ! Merci pour ton ouverture d'esprit et d'être toujours là pour nous.

Merci aux parents, au grand, et au petit frère. Maman, relectrice de la famille Abhervé, tu donnes beaucoup de ton temps et de ton énergie pour nous, merci ! Un grand merci à vous de nous avoir naturellement inculqué l'idée de toujours faire de notre mieux. Merci de toujours nous aider sans compter et de toujours nous soutenir.

Merci !

« Le temps a sur la peau le pouvoir de l'eau sur la terre.

Il creuse en s'écoulant. »

Sylvain Tesson, *Dans les forêts de Sibérie*

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	I
TABLE DES MATIÈRES	V
LISTE DES FIGURES	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XV
LISTE DES ANNEXES.....	XVII
AVANT-PROPOS.....	XIX
1 INTRODUCTION	1
1.1 CONTEXTE DES RESSOURCES EN EAU DE LA BRETAGNE	1
1.1.1 <i>Climat tempéré et océanique</i>	1
1.1.2 <i>Géologie de socle peu capacitive</i>	3
1.1.3 <i>Interactions de la nappe avec la surface</i>	6
1.1.4 <i>Disponibilité et usages de l'eau</i>	7
1.2 PERTURBATIONS DU CYCLE DE L'EAU PAR LE CHANGEMENT CLIMATIQUE	8
1.2.1 <i>Aperçu du dérèglement climatique global</i>	8
1.2.2 <i>Sécheresses et diminution des stocks d'eau souterraine</i>	10
1.3 APPUI SCIENTIFIQUE A LA GESTION QUANTITATIVE DE LA RESSOURCE EN EAU	13
1.3.1 <i>Enjeux de l'approvisionnement en eau potable du bassin rennais</i>	13
1.3.2 <i>Co-construction du projet avec les acteurs du territoire</i>	14
1.3.3 <i>Des questions de recherche aux problématiques locales</i>	14
1.4 APPORTS DE LA MODELISATION HYDRO(GEO)LOGIQUE	16
1.4.1 <i>Comment comprendre et projeter l'évolution des ressources en eau ?</i>	16
1.4.2 <i>Choix du type de modèle hydrologique développé</i>	17
1.4.3 <i>Étapes classiques de la modélisation</i>	18
1.5 RECAPITULATIF DE LA DEMARCHE GENERALE DU PROJET.....	19
2 EVOLUTION HYDRO(GEO)CLIMATIQUE DU BASSIN RENNAIS : MIEUX COMPRENDRE LE PASSE POUR ANTICIPER LE FUTUR	21
2.1 SYSTEME D'APPROVISIONNEMENT EN EAU POTABLE DU BASSIN RENNAIS	21
2.1.1 <i>Caractéristiques des bassins-versants majeurs sources d'eau potable</i>	21
2.1.2 <i>Site d'étude pilote : bassin versant du Meu et retenues de la Chèze-Canut</i>	24
2.1.3 <i>Évolution des niveaux d'eau du barrage de la Chèze</i>	26
2.2 ANALYSE RETROSPECTIVE DES COMPOSANTES PRINCIPALES DU BILAN HYDROLOGIQUE	31
2.2.1 <i>Climat : maîtriser les forçages du modèle hydro(géo)logique</i>	31
2.2.2 <i>Hydrologie : comprendre la dynamique à l'échelle du bassin-versant</i>	38
2.2.3 <i>Relation recharge-stock-débit : lier le souterrain avec la surface</i>	44
2.3 APPROCHE DE MODELISATION NUMERIQUE DEVELOPPEE A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT	47
2.3.1 <i>Modèle conceptuel : de la recharge aux zones de résurgence</i>	47
2.3.2 <i>Les propriétés hydrauliques caractérisent le milieu souterrain</i>	48
2.3.3 <i>Simulation du processus d'écoulement d'eau souterraine</i>	50

2.3.4	<i>Stratégie de développement numérique et hypothèses</i>	51
2.3.5	<i>Analyses de sensibilité des paramètres du modèle</i>	52
2.3.6	<i>Calibration à partir d'informations hydrologiques de surface</i>	53
2.3.7	<i>Article : "HydroModPy: a Python toolkit to automatically develop surface-constrained groundwater flow at the watershed scale from multi-source data"</i>	55
3	CALIBRATION A PARTIR DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE : ESTIMER LES PROPRIETES HYDRAULIQUES DE LA SUBSURFACE	67
3.1	PREAMBULE : CONCEPTUALISATION DES RELATIONS SUBSURFACE-SURFACE	67
3.1.1	<i>Organisation des zones de résurgence en surface</i>	67
3.1.2	<i>Peut-on exploiter le réseau hydrographique pour caractériser le souterrain ?</i>	68
3.2	ARTICLE : "CALIBRATION OF GROUNDWATER SEEPAGE ON THE SPATIAL DISTRIBUTION OF THE STREAM NETWORK TO ASSESS CATCHMENT-SCALE HYDRAULIC PROPERTIES"	69
3.2.1	<i>Article en cours de review pour publication</i>	69
3.2.2	<i>Travaux complémentaires de l'article</i>	99
4	MODELISATION DE L'INTERMITTENCE DES COURS D'EAU : CONTRÔLES HYDROGEOLOGIQUES ET PROJECTIONS	101
4.1	PREAMBULE : POURQUOI S'INTERESSER AUX COURS D'EAU INTERMITTENTS ?	101
4.1.1	<i>Peu considérés malgré leur prévalence croissante</i>	101
4.1.2	<i>Contrôles hydrologiques entre le souterrain et la surface</i>	102
4.1.3	<i>Problématiques étroitement liées aux écosystèmes</i>	103
4.1.4	<i>Vers la projection future de l'assèchement des cours d'eau</i>	104
4.2	ARTICLE : "MODELING HYDROGEOLOGICAL CONTROLS ON HEADWATER STREAM INTERMITTENCY IN SHALLOW BASEMENT AQUIFERS"	106
4.2.1	<i>Article en cours de préparation pour publication</i>	106
4.2.2	<i>Travaux complémentaires de l'article</i>	127
4.2.3	<i>Travaux en perspectives de l'article</i>	129
5	APPLICATION AUX BASSINS-VERSANTS D'ALIMENTATION EN EAU POTABLE : BILAN DES PROJECTIONS HYDRO(GEO)LOGIQUES	135
5.1	STRATEGIES DE CALIBRATION SPECIFIQUES AUX BASSINS-VERSANTS MODELISES	135
5.1.1	<i>Données disponibles et contraintes des modèles</i>	135
5.1.2	<i>Résultats d'optimisation des propriétés hydrauliques</i>	138
5.1.3	<i>Pistes d'amélioration des modèles et de la calibration</i>	141
5.2	INTEGRATION DES PROJECTIONS HYDROCLIMATIQUES AUX MODELES HYDROGEOLOGIQUES	142
5.2.1	<i>Modèles climatiques et origine des données utilisées</i>	142
5.2.2	<i>Des scénarios d'émissions à la projection des débits : une cascade d'incertitudes</i>	146
5.2.3	<i>Quelle stratégie adopter pour se projeter l'avenir des ressources en eau ?</i>	149
5.2.4	<i>Analyse des projections climatiques pour la partie orientale de la Bretagne</i>	151
5.3	PROJECTIONS DE L'EVOLUTION QUANTITATIVE DES RESSOURCES EN EAU DU BASSIN RENNAIS	155
5.3.1	<i>Livrable de projections hydrologiques pour chaque aire d'alimentation</i>	155
5.3.2	<i>Probabilité d'occurrence d'années de sécheresses consécutives</i>	159

5.3.3	<i>Projection des volumes d'eau disponible dans barrage de la Chèze</i>	160
5.3.4	<i>Modélisation des étiages et des assecs en amont de stations d'épuration</i>	161
5.3.5	<i>Modification de la dynamique d'intermittence des cours d'eau</i>	162
5.4	REFLEXION AUTOUR DE L'AVENIR DU SYSTEME D'ALIMENTATION EN EAU POTABLE	169
5.4.1	<i>Résilience des bassins-versants : capacité de transfert et de stockage</i>	169
5.4.2	<i>Coupler les processus hydrologiques aux scénarios socio-économiques locaux</i>	170
5.4.3	<i>Vers la mise en place de stratégies adaptatives et de transformation</i>	173
6	PISTES DE TRAVAUX COMPLÉMENTAIRES ET PERSPECTIVES	177
6.1	DEPLOIEMENT REGIONAL DES METHODES D'ANALYSES ET NUMERIQUES DEVELOPPEES.....	177
6.2	EFFETS DE L'HETEROGENEITE SUR LES RESURGENCES DE NAPPE ET LES TEMPS DE RESIDENCE.....	179
6.3	INSTRUMENTATION DES SITES POUR MIEUX LES CARACTERISER ET CALER LES MODELES	181
6.4	COUPLAGE NUMERIQUE ENTRE L'AQUIFERE ET LA GESTION DU BARRAGE DE LA CHEZE	183
6.5	APPROPRIATION DES OUTILS DEVELOPPES PAR LES PARTENAIRES ET ACCES AU GRAND PUBLIC	186
7	CONCLUSION	187
8	ANNEXES	189
9	REFERENCES	203
	RESUME	213

LISTE DES FIGURES

Section 1

FIGURE 1.1.	CLASSIFICATION CLIMATIQUE DE KÖPPEN-GEIGER A L'ECHELLE MONDIALE. MODIFIE D'APRES (BECK ET AL., 2018).....	1
FIGURE 1.2.	A) CARTE DES PRECIPITATIONS A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN POUR LA PERIODE (1960-2019). SOURCE DES DONNEES : METEO-FRANCE. B) DIAGRAMME CLIMATIQUE DES MOYENNES INTERMENSUELLES A L'ECHELLE DU CADRE DE LA ZONE D'ETUDE DU BASSIN RENNAIS. SOURCE DES DONNEES : REANALYSE METEOROLOGIQUE SAFRAN (CF. SECTION 2.2.1).	2
FIGURE 1.3.	A) CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE AU 1 : 1 000 000. SOURCE DES DONNEES : BRGM. B) RELIEF DU MASSIF ARMORICAIN. SOURCE DES DONNEES : (IGN, 2021), BD ALTI 75 M. C) CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA PARTIE OUEST DU MASSIF ARMORICAIN. MODIFIE D'APRES (PARIS, 2017). D) PRINCIPALES ETAPES DE L'EDIFICATION DU SOCLE GEOLOGIQUE DE LA BRETAGNE. MODIFIE D'APRES (PARIS, 2017).	4
FIGURE 1.4.	SCHEMA CONCEPTUEL DES AQUIFERES DE SOCLE RENCONTRES EN BRETAGNE ET SPECIFIQUEMENT A L'ECHELLE DU BASSIN RENNAIS. SOURCE (BRGM, 2022) ET MODIFIE D'APRES (WYNS ET AL., 2004).	5
FIGURE 1.5	VERSION SIMPLIFIEE D'UNE CARTE MONDIALE DES RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE, METTANT EN EVIDENCE L'EMPLACEMENT DES SYSTEMES AQUIFERES REGIONAUX. SOURCE : MODIFIE D'APRES (TAYLOR ET AL., 2013).	5
FIGURE 1.6.	A) REGIME D'ECOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES CLASSIQUEMENT RENCONTRE EN BRETAGNE. MODIFIE D'APRES (FOSTER ET AL., 2006). B) SCHEMA DU TYPE D'ECHANGE PREFERENTIEL DE LA NAPPE VERS LA RIVIERE. MODIFIE D'APRES (WINTER, 1999).	6
FIGURE 1.7.	A) SCHEMA CONCEPTUEL DU CYCLE DE L'EAU. SOURCE : (BRGM, 2022). B) ESTIMATION DE LA REPARTITION A L'ECHELLE GLOBALE DE L'EAU. SOURCE DES DONNEES : (SHIKLOMANOV'S, 1993).	7
FIGURE 1.8.	RELATION ENTRE L'EMISSION DU DIOXYDE DE CARBONE DANS L'ATMOSPHERE ET L'AUGMENTATION DES TEMPERATURES. SOURCE : (IPCC, 2021).	9
FIGURE 1.9.	A) CHANGEMENT DES PRECIPITATIONS (%), ET B) CHANGEMENT DE L'HUMIDITE TOTALE DU SOL (ECART TYPE DE LA VARIABILITE INTERANNUELLE) A DES NIVEAUX DE RECHAUFFEMENT GLOBAL DE 2°C (CHANGEMENT DE LA TEMPERATURE MOYENNE GLOBALE DE SURFACE SUR 20 ANS PAR RAPPORT A 1850-1900). LES CHANGEMENTS SIMULES CORRESPONDENT AU CHANGEMENT MOYEN MULTI-MODELES DE LA PHASE 6 DU PROJET D'INTERCOMPARAISON DES MODELES COUPLES (CMIP6) (EYRING ET AL., 2016). MODIFIE D'APRES (IPCC, 2021).	9
FIGURE 1.10.	FACTEURS DE CONTROLE AFFECTANT LES REPONSES DIVERGENTES DES EAUX SOUTERRAINES. MODIFIE D'APRES (WU ET AL., 2020).	10
FIGURE 1.11.	A) CARTE DES ARRETES SECHERESSE POUR LA RESTRICTION DES USAGES DE L'EAU A L'ECHELLE DE LA FRANCE METROPOLITAINE AU 26 AOUT 2022. SOURCE : PROPLUVIA. B) COMPARAISON DES IMAGES SATELLITE DE LA BRETAGNE FIN JUILLET 2020 ET FIN JUILLET 2022. SOURCE DES DONNEES : SATELLITE SENTINEL-2.	12
FIGURE 1.12.	SCHEMA GENERAL DU SYSTEME D'ALIMENTATION EN EAU POTABLE D'EAU DU BASSIN RENNAIS. SOURCE : CEBR 2021.	13
FIGURE 1.13.	QUESTIONS OPERATIONNELLES POSEES PAR LES PARTENAIRES ET QUESTIONS DE RECHERCHE QUI EN DECOULENT SELON LES PROBLEMATIQUES IDENTIFIEES SUR LE TERRITOIRE.	15
FIGURE 1.14.	LES TROIS PRINCIPALES ETAPES GENERALEMENT SUIVIES POUR L'EVALUATION DE L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR L'HYDROLOGIE : (1) MODELISATION CLIMATIQUE (GLOBALE ET REGIONALE) ; (2) ADAPTATION ET MODELISATION HYDROLOGIQUE ; (3) EVALUATION DE L'IMPACT. SOURCE : (OLSSON ET AL., 2016).....	17
FIGURE 1.15.	ÉTAPES CLASSIQUES DE LA MODELISATION NUMERIQUE HYDRO(GEO)LOGIQUE. SOURCE : INSPIRE DE (ANDERSON ET AL., 2015).....	19
FIGURE 1.16.	AXES PRINCIPAUX DEVELOPPES DANS CES TRAVAUX DE THESE DANS LE CADRE DE LA CHAIRE EAUX ET TERRITOIRES, UN PROJET MENE EN CO-CONSTRUCTION ET INTERDISCIPLINAIRE.	20

Section 2

FIGURE 2.1.	LOCALISATION DES STATIONS DE MESURES DES DONNEES HYDROLOGIQUES DISPONIBLES POUR LES BASSINS-VERSANTS D'ALIMENTATION EN EAU POTABLE PRINCIPAUX D'EAU DU BASSIN RENNAIS. EN ARRIERE-PLAN, LES CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DU MILIEU : A) TOPOGRAPHIE (SOURCES DES DONNEES : IGN, BD ALTI 75M), B) GEOLOGIE (SOURCE DES DONNEES : BRGM, CARTE AU 1 : 1 000 000), C) OCCUPATION DU SOL (SOURCES DES DONNEES : CORINE LAND COVER 2018).	23
FIGURE 2.2.	SCHEMA CONCEPTUEL DU SYSTEME D'APPROVISIONNEMENT EN EAU POTABLE MEU-CHEZE-CANUT.	24
FIGURE 2.3.	COMPARAISON DES PAYSAGES DU BASSIN-VERSANT DU MEU ET DE LA CHEZE-CANUT A PARTIR D'UN SCHEMA CONCEPTUEL ET EVOLUTION PAYSAGERE OBSERVEE A PARTIR DE PHOTOS AERIENNES PRISES EN 1950 ET 2012. SOURCE DES DONNEES : (DEPARTEMENT D'ILLE-ET-VILAINE, 2022).	25
FIGURE 2.4.	A) BASSIN-VERSANT DE LA RETENUE DE LA CHEZE ET SON RESEAU HYDROGRAPHIQUE. SOURCE DES DONNEES : IGN, BD TOPO 2022. B) COUPE TOPOGRAPHIQUE DE LA RETENUE ENTRE LE POINT A ET B SUR LA CARTE. SOURCE DES DONNEES : IGN, RGE 5 M. C) ABAQUE DES VOLUMES D'EAU EN FONCTION DES HAUTEURS D'EAU MEASUREES AU NIVEAU DU BARRAGE, AU POINT B SUR LA CARTE. SOURCE DES DONNEES : CEBR.	26
FIGURE 2.5.	A) SCHEMA CONCEPTUEL DU BARRAGE DE LA CHEZE ET COMPOSANTES DU BILAN DES FLUX ENTRANTS ET SORTANTS. B) BILAN ANNUEL DES ENTREES EN FONCTION DES SORTIES OBSERVEES DE 2003 A 2019, SANS PRENDRE EN COMPTE LES POTENTIELS ECHANGES AVEC LE MILIEU SOUTERRAIN. SOURCE DES DONNEES : REANALYSE METEOROLOGIQUE SAFRAN (METEO-FRANCE), RESEAU DE STATION HYDROMETRIQUE SCHAPI, ET CEBR.	26
FIGURE 2.6.	VOLUMES D'EAU MENSUELS MOYENS MESURES DANS LA RETENUE DE LA CHEZE POUR LES ANNEES HYDROLOGIQUES (OCT. A SEPT.) DE 2004 A 2019, CORRIGES : A) DES PRECIPITATIONS ET DE L'EVAPORATION, B) DES AJOUTS DE LA RIVIERE LE MEU ET DE LA RETENUE DU CANUT, C) DES PRELEVEMENTS D'EAU ET DU DEBIT DE RESTITUTION, ET D) DE L'ENSEMBLE DES COMPOSANTES DU BILAN (AVEC PRISE EN COMPTE DU DEBIT DES COURS D'EAU OU NON).	28
FIGURE 2.7.	MOYENNE GLISSANTE SUR 5 ANS DE 2003 A 2019 DES VOLUMES D'EAU MOYENS MENSUELS DE LA RETENUE DE LA CHEZE, CORRIGES DES PRECIPITATIONS, DE L'EVAPORATION, DES TRANSFERTS D'EAU, DES PRELEVEMENTS ET DU DEBIT DE RESTITUTION : « FONCTIONNEMENT NATUREL ». RESULTATS A) NON CUMULES ET B) CUMULES A L'ECHELLE DE L'ANNEE HYDROLOGIQUE.	29

FIGURE 2.8.	MOYENNE GLISSANTE SUR 5 ANS DE 1990 A 2021 DES DEBITS MENSUELS MESURES A LA STATION HYDROMETRIQUE SITUÉE EN AMONT DE LA RETENUE DE LA CHEZE. CODE STATION : J736422001.	30
FIGURE 2.9.	ANOMALIES DES TEMPERATURES ET DES PRECIPITATIONS MESUREES A LA STATION METEOROLOGIQUE DE SAINT-JACQUES-DE-LA-LANDE (30 KM AU SUD-OUEST DE RENNES), DE 1950 A 2019 (PERIODE DE REFERENCE 1980-2010). SOURCE DES DONNEES : METEO-FRANCE.	31
FIGURE 2.10.	SCHEMAS CONCEPTUELS RECAPITULATIFS DES PARAMETRES ET PROCESSUS DE SURFEX. MODIFIE D'APRES (V. MASSON ET AL., 2013).	32
FIGURE 2.11.	SPATIALISATION A L'ECHELLE DU BASSIN RENNAIS DE LA MOYENNE ANNUELLE (PERIODE 1960-2019) DES 6 VARIABLES FOURNIES PAR SURFEX (TEMPERATURES, PRECIPITATIONS, EVAPOTRANSPIRATION REELLE, PRECIPITATIONS EFFICACES, RUISSELEMENT DE SURFACE, RECHARGE), FORCE PAR LA REANALYSE SAFRAN..	33
FIGURE 2.12.	BILAN INTERMENSUEL A L'ECHELLE DU BASSIN RENNAIS, SUR LA PERIODE 1960-2019, POUR LES 6 VARIABLES HYDROCLIMATIQUES DE SURFEX, FORCE PAR LA REANALYSE SAFRAN.	34
FIGURE 2.13.	CUMUL DES PRECIPITATIONS EN FONCTION DE LA TEMPERATURE MOYENNE A L'ECHELLE DU BASSIN RENNAIS, DE 1960 A 2019, POUR L'ANNEE HYDROLOGIQUE, LA PERIODE DE HAUTES EAUX ET DE BASSES EAUX. DONNEES ISSUES DE LA REANALYSE SAFRAN.	34
FIGURE 2.14.	A) MOYENNE GLISSANTE INTERMENSUELLE SUR 10 ANS DU CUMUL, A L'ECHELLE DU BASSIN RENNAIS, DES PRECIPITATIONS (A1), DE L'EVAPOTRANSPIRATION (A2) ET DE LA RECHARGE (A3). B) MOYENNE GLISSANTE DU NOMBRE DE JOURS OU CERTAINES CONDITIONS EXTREMES, BASEES SUR LES QUANTILES HISTORIQUES (1980-2010), SONT ATTEINTES POUR LES PRECIPITATIONS (B1), L'EVAPOTRANSPIRATION (B2) ET LA RECHARGE (B3). DONNEES ISSUES DE LA REANALYSE SAFRAN-SURFEX.	35
FIGURE 2.15.	NOMBRE DE JOURS DANS L'ANNEE DE 1960 A 2019 OU A) LES PRECIPITATIONS, B) L'EVAPOTRANSPIRATION ET C) LA RECHARGE, SONT INFÉRIEURES OU SUPÉRIEURES A UNE CONDITION EXTREME EXPRIMEE PAR LES QUANTILES HISTORIQUES CALCULES SUR LA PERIODE 1980-2010.	36
FIGURE 2.16.	A) RECHARGE MENSUELLE DE 1960 A 2019 MOYENNEE A L'ECHELLE DU BASSIN RENNAIS. B) NOMBRE DE JOURS OU LA RECHARGE EST INFÉRIEURE AU 5 ^{EME} QUANTILE HISTORIQUE (PERIODE 1980-2010), CHAQUE ANNEE DE 1960 A 2019, POUR LA PERIODE DE HAUTES EAUX (OCTOBRE A MARS) ET DE BASSES EAUX (AVRIL A SEPTEMBRE).....	37
FIGURE 2.17.	DEFICIENCE D'EVAPORATION ANNUELLE CALCULEE (ANNEE HYDROLOGIQUE ET SAISONS) A L'ECHELLE DU BASSIN RENNAIS DE 1960 A 2019.	38
FIGURE 2.18.	DONNEES DES DEBITS OBSERVES DISPONIBLES POUR LES 10 STATIONS HYDROMETRIQUES D'INTERETS QUI DRAINENT UNE PARTIE OU L'ENSEMBLE D'UN DES BASSINS-VERSANTS D'INTERETS POUR L'ALIMENTATION EN EAU POTABLE D'EAU DU BASSIN RENNAIS. LES NUMEROS DANS LES CERCLES FONT REFERENCES AUX LABELS DE LA FIGURE 2.1. LES STATIONS SONT REPARTIES SELON LES LITHOLOGIES DOMINANTES DES BASSINS DRAINES.	39
FIGURE 2.19.	SCHEMA CONCEPTUEL D'UN HYDROGRAMME DE CRUE OU UNE PARTIE DE LA RESSION DU DEBIT PERMET DE DEFINIR LE TEMPS DE REPOSE DU MILIEU SOUTERRAIN. MODIFIE D'APRES (LALUET, 2019).	40
FIGURE 2.20.	MOYENNES ET COEFFICIENTS DE VARIATION DES TEMPS DE REPONSES ESTIMES, A PARTIR DE L'ANALYSE DE RESSION DES DEBITS MESURES, POUR L'ENSEMBLE DES STATIONS HYDROMETRIQUES DU BASSIN VERSANT DU MEU ET DU CANUT.	41
FIGURE 2.21.	A) DONNEES D'OBSERVATIONS VISUELLES SUR L'ETAT D'ECOULEMENT DES COURS D'EAU (RESEAU ONDE) PENDANT LA PERIODE DE BASSES EAUX, POUR L'ENSEMBLE DES STATIONS LOCALISEES SUR LES BASSINS-VERSANTS ETUDIES. NUMERO DE BV A RETROUVER SUR LA FIGURE 2.1. B) POUR L'ENSEMBLE DES OBSERVATIONS DES STATIONS, FREQUENCE EN [%] DU TYPE D'ECOULEMENT OBSERVE EN FONCTION DE LA LITHOLOGIE DOMINANTE DU BASSIN-VERSANT. ...	43
FIGURE 2.22.	DONNEES DU PIEZOMETRE DE BOISGERVILLY (BASSIN-VERSANT DU MEU). A) CHRONIQUES QUOTIDIENNES ET ANNUELLES EN « METERS BELOW GROUND SURFACE » [MBGS], DE 2006 A 2022. B) STATISTIQUES A L'ECHELLE ANNUELLE SUR L'ENSEMBLE DE LA CHRONIQUE ET REPRESENTATION D'UNE ANNEE PLUTOT HUMIDE (2020) ET SECHE (2017).	44
FIGURE 2.23.	BOUCLES D'HYSTERESIS ANTIHORAIRE DE LA RELATION PRECIPITATION - EVAPOTRANSPIRATION - DEBIT. A) RELATION ENTRE LES PRECIPITATIONS EN FONCTION DU DEBIT QUOTIDIEN MESURE SUR 34 ANNEES A UNE STATION D'OBSERVATION DU BASSIN DE NARAYANI (NEPAL, HIMALAYA). SOURCE : (ANDERMANN ET AL., 2012). B) SCHEMA CONCEPTUEL DE QUELQUES INDICATEURS PERTINENTS POUR CARACTERISER UNE BOUCLE D'HYSTERESIS DE LA RELATION PRECIPITATION – EVAPOTRANSPIRATION – DEBIT. SOURCE : (SCHMIDT ET AL., 2020).....	45
FIGURE 2.24.	RELATIONS DES PRECIPITATIONS EFFICACES (P-E) AVEC LE DEBIT SPECIFIQUE (Q/A) POUR 3 STATIONS HYDROMETRIQUES AUX BASSINS VERSANTS DE TYPES LITHOLOGIQUES DIFFERENTS (CHEZE : TYPE GRES ET SCHISTE, MONFORT : TYPE SCHISTE, NANÇON : TYPE GRANITE). A1 A A3) BOUCLES D'HYSTERESIS OBSERVEES. B1 A B3) VARIATION DANS LE TEMPS (DELTA Δ) DE LA RELATION. C1 A C3) MOYENNE GLISSANTE SUR 10 ANS DES BOUCLES D'HYSTERESIS INTERMENSUELLES DE 1990 A 2019.	46
FIGURE 2.25.	SCHEMA CONCEPTUEL DE LA STRATEGIE DE MODELISATION GENERALE ADOPTEE DANS CES TRAVAUX. BLOC-DIAGRAMME REPRIS DE (ROQUES, 2014). LA PARTIE DE GAUCHE CORRESPOND CONCEPTUELLEMENT AUX CONDITIONS DE RECHARGE (R) HISTORIQUES (OU EN HAUTES EAUX), ET LA PARTIE DE DROITE, A DE POTENTIELLES CONDITIONS FUTURES (OU EN BASSES EAUX).	48
FIGURE 2.26.	A) GAMMES DES PROPRIETES HYDRAULIQUES (CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE ET POROSITE EFFICACE) DES DIFFERENTS TYPES DE LITHOLOGIES. MODIFIE D'APRES (FREEZE & CHERRY, 1979) ET (SINGHAL & GUPTA, 2010). B) ILLUSTRATION DE L'HETEROGENEITE D'UN PROFIL DE SOL D'UN AQUIFERE DE SOCLE ET DES VARIATIONS DE PROPRIETES HYDRAULIQUES. MODIFIE D'APRES (CHILTON & FOSTER, 1995).....	49
FIGURE 2.27.	SCHEMAS CONCEPTUELS A) DU CAS DE REFERENCE MODELISE DANS CES TRAVAUX ET B) DES CAS PLUS COMPLEXES QU'IL EST POSSIBLE DE TESTER A PARTIR DES OUTILS DEVELOPPES.	53

Section 3

FIGURE 3.1.	A) LES DIFFERENTS TYPES DE SOURCES D'EAU SOUTERRAINE PRINCIPALEMENT RENCONTRES DANS LES AQUIFERES DE SOCLE (DEPRESSION, FAILLES, FRACTURES). MODIFIE D'APRES : (KLØVE ET AL., 2011), INSPIRE DE (FETTER, 2001). B) SCHEMA CONCEPTUEL EN 2D COUPE ILLUSTRANT DES CAS D'AFFLEUREMENTS DE NAPPE POUR DIFFERENTES VALEURS DU RATIO R/K, C'EST-A-DIRE DE LA RECHARGE R SUR LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE K. MODIFIE D'APRES (BRESCIANI ET AL., 2016). C) SCHEMA CONCEPTUEL RAPPELANT LES LIENS ENTRE LES ECOULEMENTS SOUTERRAINS EN 3D ET LES COURS D'EAU. MODIFIE D'APRES (GLEESON & MANNING, 2008).....	67
FIGURE 3.2.	SCHEMA CONCEPTUEL ILLUSTRANT L'IDEE DE CALIBRER LES ZONES DE SEEPAGE SIMULEES PAR UN MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN LE COMPARANT A UN RESEAU HYDROGRAPHIQUE OBSERVE.....	68
FIGURE 3.3.	RELATION ENTRE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE ESTIMEE K_{OPTIM} ET L'AIRE DES BASSINS-VERSANTS (A GAUCHE), ET AVEC LA DENSITE DE DRAINAGE DU RESEAU DE COURS D'EAU OBSERVE (A DROITE).	99

Section 4

FIGURE 4.1.	DISTRIBUTION MONDIALE DES COURS D'EAU NON PERENNES. L'INTERMITTENCE EST DEFINIE COMME L'ARRET DU DEBIT PENDANT AU MOINS UN JOUR PAR AN EN MOYENNE. LE SEUIL DE PROBABILITE MEDIAN DE 0,5 A ETE UTILISE POUR DETERMINER L'INTERMITTENCE. SOURCE : (MESSENGER ET AL., 2021).	102
FIGURE 4.2.	A) SCHEMAS CONCEPTUELS DE L'EXPANSION CONTRACTION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE CONTROLES PAR LE NIVEAU DE LA NAPPE, FONCTIONNEMENT POUR DES REGIONS PLUTOT ARIDE ET HUMIDE. B) HIERARCHIE SPATIO-TEMPORELLE DES CARACTERISTIQUES METEOROLOGIQUES, GEOLOGIQUES ET DE LA COUVERTURE TERRESTRE QUI CONTROLERENT LES REGIMES D'ECOULEMENT, PLUTOT INTERMITTENT OU PERMANENT. SOURCE : (COSTIGAN ET AL., 2016).	103
FIGURE 4.3.	MODELE CONCEPTUEL DE LA CIRCULATION DES EAUX SOUTERRAINES PROFONDES SOUS (A1) DES TAUX DE RECHARGE ELEVES ET (A2) DES TAUX DE RECHARGE FAIBLES. SOURCE : (GODERNIAUX ET AL., 2013). B) REPONSES ECOLOGIQUES AUX DIMINUTIONS DE LA DISPONIBILITE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LES SYSTEMES DE VEGETATION TERRESTRE ET D'EAUX DE SURFACE INTERCONNECTEES. MODIFIE D'APRES : (ROHDE ET AL., 2017; UNITED NATIONS, 2022). ..	104
FIGURE 4.4.	A) EVOLUTION DU DEBIT MOYEN A L'ECHELLE DE LA FRANCE A L'HORIZON 2050-2070, PAR RAPPORT A LA PERIODE DE REFERENCE 1960-1990, ISSUE DES PROJECTIONS HYDROLOGIQUES SUR LA BASE DU SCENARIO D'EMISSION DE GAZ A EFFET DE SERRE « A1B » (SCENARIO COMPARABLE AU RCP 6.0). SOURCE : (EXPLORE 2070, 2012). B) MOYENNES A LONG TERME DE LA PROBABILITE D'ASSECHEMENT DES COURS D'EAU DE JUIN A NOVEMBRE POUR L'HORIZON 2071-2100 CALCULEES SUR LA BASE DU SCENARIO RCP8.5, POUR DIFFERENTES HYDRO-ECOREGIONS A L'ECHELLE DE LA FRANCE. SOURCE : (SAUQUET ET AL., 2021).	105
FIGURE 4.5.	SIMULATION DES DEBITS A PARTIR DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE REPRESENTES EN FONCTION DE LA RECHARGE. POUR CHAQUE CAS, QUELQUES INDICATEURS DE LA BOUCLE D'HYSTERESIS DE LA RELATION RECHARGE-DEBIT SONT CALCULES SUR LA BASE DU SCHEMA CONCEPTUEL EN HAUT A GAUCHE DES RESULTATS.	127
FIGURE 4.6.	SIMULATION DE L'INTERMITTENCE DES COURS D'EAU A PARTIR DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE (BASSIN-VERSANT DU CANUT) POUR LES 9 COUPLES DIFFERENTS DE PROPRIETES HYDRAULIQUES (CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE ET POROSITE) TESTES (SIMULATIONS SIMILAIRES DE LA FIGURE 4.5). LES SIMULATIONS AU PAS DE TEMPS MENSUEL DE 1960 A 2019 ONT ETE FORCEES PAR LA RECHARGE DE LA REANALYSE SURFEX (FORCE PAR LA REANALYSE SAFRAN), LE MNT EST A UNE RESOLUTION DE 75 M ET L'AQUIFERE A EPAISSEUR CONSTANTE DE 30 M. UN PIXEL EST CONSIDERE INTERMITTENT SI CELUI-CI EST AU MOINS 1 MOIS EN ASSEC, SUR TOUTE LA PERIODE SIMULEE. L'INDICATEUR « INTERMIT _{RATIO} » EST LA PROPORTION DE RESEAU INTERMITTENT PAR RAPPORT AU PERMANENT.	128
FIGURE 4.7.	A) SCHEMA CONCEPTUEL LA METHODE DU "HEIGHT ABOVE NEAREST DRAINAGE" (HAND). SOURCE : (SCRIVEN ET AL., 2021). B) CARTOGRAPHIES DES CELLULES ENTIEREMENT SATUREES EN EAU OU NON, BASE SUR L'APPROCHE DU HAND ET LA POROSITE DE L'AQUIFERE, POUR DIFFERENTS TAUX DE RECHARGE.	130
FIGURE 4.8.	A) SIMULATION DE LA PROPORTION D'AIRE SATUREE EN EAU EN SURFACE A_{SAT} (RESEAU HYDROGRAPHIQUE) A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT, POUR LE CANUT ET LE NANÇON, DE 1960 A 2019, ET POUR LES DIFFERENTS MOIS DE L'ANNEE. B) DEBIT MAXIMAL CALCULE A PARTIR DES SIMULATIONS LE LONG DE LA SECTION AMONT-AVAL DES BASSINS-VERSANTS, ET MOYENNE POUR CHAQUE MOIS DE L'ANNEE DE 1960 A 2019.	131
FIGURE 4.9.	A) VARIATION DE LA PROPORTION D'AIRE SATUREE EN EAU A LA SURFACE A_{SAT} (RESEAU HYDROGRAPHIQUE) A L'ECHELLE DU BASSIN-VERSANT EN FONCTION DE LA VARIATION DU STOCKAGE D'EAU SOUTERRAINE (EN MILLIONS DE M ³ D'EAU), POUR LE BASSIN-VERSANT DU CANUT ET DU NANÇON. B) PROPORTION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE INTERMITTENT SUR LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE TOTAL A_{INT} / A_{SAT} , EN FONCTION DU DEBIT Q SIMULE.	132
FIGURE 4.10.	PROPORTION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE INTERMITTENT SUR LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE TOTAL A_{INT} / A_{SAT} , A L'ECHELLE DES BASSINS-VERSANTS DU CANUT ET DU NANÇON, EN FONCTION DES LONGUEURS CARACTERISTIQUES ESTIMEES A) A PARTIR DE LA DIFFUSIVITE ET DES TEMPS DE REPONSE SIMULES, ET B) A PARTIR DU CALCUL DES DISTANCES D'ECOULEMENT ENTRE LES CELLULES DE LA TOPOGRAPHIE DE LA NAPPE SIMULEE, JUSQU' AUX CELLULES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE SIMULE LE PLUS PROCHE.	133
FIGURE 4.11.	DISTRIBUTION A L'ECHELLE PARCELLAIRE DE LA TENEUR EN EAU DANS LE BASSIN DU MEU-CANUT, LE 11 SEPTEMBRE 2019, ESTIMEE PAR LE PRODUIT THEIA DE CES "WATER CONTENT AT VERY HIGH SPATIAL RESOLUTION". CARTE PRODUITE POUR LE PROJET BOSCO, A PARTIR DE DONNEES DU SATELLITE D'IMAGERIE RADAR SENTINEL-1A.	134

Section 5

FIGURE 5.1.	A) HYPOTHESES ET SCHEMA CONCEPTUEL DU CAS DE MODELISATION DE REFERENCE APPLIQUE AUX MODELES. B) DONNEES DISPONIBLES POUR LA CALIBRATION ET LA VALIDATION DES MODELES DES 7 BASSINS-VERSANTS D'ALIMENTATION EN EAU POTABLE.	136
FIGURE 5.2.	POUR LES 8 SOUS-BASSINS-VERSANTS CALIBRES SUR LE DEBIT, RESULTATS DE L'ESTIMATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE A PARTIR DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE OBSERVE : PERMANENT ET COMPLET (PERMANENT ET INTERMITTENT) (BD TOPO, IGN (2022)). LES COULEURS FONT REFERENCES A LA GEOLOGIE DES BASSINS-VERSANTS (FIGURE 5.1).	138
FIGURE 5.3.	EXEMPLE DE PLANCHE DES RESULTATS DE CALIBRATION ET DE VALIDATION DU MODELE ICI PRESENTEE POUR LE BASSIN-VERSANT DU NANÇON.	140
FIGURE 5.4.	A) RESERVOIRS (DANS L'OVALE ROUGE) AVEC LES FLUX (FLECHES ROUGES) REPRESENTES DANS CERTAINS MODELES CLIMATIQUES ACTUELS. SOURCE : (FAN & SCHALLER, 2009). B) SCHEMA CONCEPTUEL DE LA DESCENTE D'ECHELLE DES MODELES CLIMATIQUES GLOBAUX. MODIFIE D'APRES : (VINER, 2012).	143
FIGURE 5.5.	ANOMALIES SAISONNIERES DES TEMPERATURES EN FONCTION DES PRECIPITATIONS POUR LA PERIODE 2071 A 2100 PAR RAPPORT A LA PERIODE DE REFERENCE 1976-2005, POUR L'ENSEMBLE DES MODELES UTILISES DANS LES PROJECTIONS « EXPLORE2-2021-SIM2 », A PARTIR DU SCENARIO RCP8.5. SOURCE : (METEO-FRANCE, 2021).	144
FIGURE 5.6.	CASCADE D'INCERTITUDES CARACTERISTIQUE D'UNE ETUDE DES IMPACTS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE. SOURCE : (BOE, 2007).	147
FIGURE 5.7.	CHANGEMENTS PROJETES DES PRECIPITATIONS ANNUELLES (A GAUCHE) ET ESTIVALES (A DROITE) POUR LA PERIODE 2071-2100 PAR RAPPORT A LA PERIODE DE REFERENCE 1971-2000 POUR LE SCENARIO DE FORÇAGE RCP 8.5. LES RESULTATS SONT BASES SUR LA MOYENNE DE L'ENSEMBLE MULTI-MODELES DES SIMULATIONS RCM DE L'INITIATIVE EURO-CORDEX (JACOB ET AL., 2014). MODIFIE D'APRES : (EEA, 2014).	148
FIGURE 5.8.	A) CARTE DES MODELES HYDROGEOLOGIQUES OPERATIONNELS ET EN COURS DE DEVELOPPEMENT A L'ECHELLE DE LA FRANCE DANS LE CADRE DU PROJET AQUI-FR. SOURCE : (VERGNES ET AL., 2020). B) SCHEMA REPRESENTANT LES PERIODES POSSIBLES A MODELISER AU SEIN DE LA PLATEFORME AQUI-FR. SOURCE : SITE INTERNET AQUI-FR. C) EXEMPLE DE PROJECTION SAISONNIERE DES CHANGEMENTS DE PRECIPITATIONS POUR AOUT A OCTOBRE 2022 PAR RAPPORT A LA NORMALE (1993-2014), SIMULE PAR L'ENSEMBLE MULTI-MODELES C3S. SOURCE : COPERNICUS (2022).	150
FIGURE 5.9.	CLASSIFICATION DE KÖPPEN EN FRANCE A) POUR LA PERIODE 1988-2017, TYPES MOYENS OBSERVES SUR L'ENSEMBLE DE LA PERIODE, ET B) POUR LA PERIODE 2071-2100, TYPES MOYENS PROJETES PAR LE MODELE CLIMATIQUE CRNM-CM5 POUR LE SCENARIO RCP8.5. MODIFIE D'APRES DUBREUIL (2022).	151

FIGURE 5.10.	MOYENNE GLISSANTE SUR 10 ANS DE L'ÉVOLUTION ANNUELLE ET SAISONNIERE, A L'ÉCHELLE DU BASSIN RENNAIS, DES VARIABLES HYDROCLIMATIQUE ISSUES DE L'ENSEMBLE DES PROJECTIONS MULTI-MODELES « DAYON-2015 », AFFICHEE ICI DE 1960 A 2005 POUR LA PARTIE HISTORIQUE, ET DE 2005 A 2100 POUR LES SCENARIOS RCP2.6 ET RCP8.5.....	152
FIGURE 5.11.	BILANS DES PLUIES EFFICACES EN FONCTION DES TEMPERATURES, A L'ÉCHELLE DU BASSIN RENNAIS, POUR L'ENSEMBLE DES PROJECTIONS MULTI-MODELES « DAYON-2015 », SCENARIO RCP8.5, A) POUR LA PERIODE DE HAUTES EAUX ET BASSES EAUX ET B) A L'ÉCHELLE DE L'ANNEE HYDROLOGIQUE.	153
FIGURE 5.12.	PERIODES DE RETOUR EN FONCTION DU NOMBRE DE JOURS OU LA RECHARGE EST INFÉRIEURE AU 5 ^{ÈME} QUANTILE HISTORIQUE (1980-2010) CALCULEES POUR CHAQUE PROJECTION ISSUE DE L'ENSEMBLE MULTI-MODELES « EXPLORE2-SIM2-2021 », ET LA REANALYSE NOMMEE « REA » (SURFEX FORCE PAR SAFRAN), A L'ÉCHELLE DU BASSIN RENNAIS. LES RESULTATS SONT OBTENUS POUR LA PERIODE DE HAUTES EAUX (A1 ET A2) ET DE BASSES EAUX (B1 ET B2), POUR LES SCENARIOS RCP2.6 ET RCP8.5.....	154
FIGURE 5.13	PLANCHE DES RESULTATS DE SIMULATIONS DE MODELE HYDROGEOLOGIQUE PROJETANT L'ÉVOLUTION DES DEBITS ET DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE SOUS L'EFFET DE CONDITIONS CLIMATIQUES FUTURES. CET EXEMPLE EST PRESENTE POUR LE BASSIN-VERSANT DE LA CHEZE EN AMONT DU BARRAGE. LES PROJECTIONS CLIMATIQUES UTILISEES (MULTI-MODELES ET SCENARIOS RCP2.6 ET RCP8.5) PROVIENNENT DU JEU DE DONNEES « DAYON-2015 » (CF. SECTION 5.2.1)	156
FIGURE 5.14.	NOMBRE DE JOURS CHAQUE ANNEE, DE 1975 A 2100, OU LE DEBIT EN AMONT DU BARRAGE DE LA CHEZE EST INFÉRIEUR AU 10 ^{ÈME} QUANTILE HISTORIQUE (1980-2010). LES PROJECTIONS CLIMATIQUES MULTI-MODELES « EXPLORE2-2021-SIM2 », POUR LE SCENARIO RCP8.5 ONT UTILISEES POUR LA SIMULATION FUTURE DU DEBIT. EN ROUGE AU-DESSUS DU GRAPHIQUE, PROBABILITE DE RETROUVER DES ANNEES DE TYPE 1976 (AU MOINS 60 JOURS : CONDITIONS HISTORIQUES OBSERVEES SUR LA FIGURE 2.15), ET EN VERT, LE POTENTIEL D'ANNEES CONSECUTIVES.....	159
FIGURE 5.15.	A) SCHEMA CONCEPTUELLE DES VOLUMES D'EAU EN ENTREE ET EN SORTIE DU BARRAGE DE LA CHEZE. B) MOYENNE INTERMENSUELLE HISTORIQUE DES VOLUMES D'EAU DE LA PARTIE GESTION OPERATIONNELLE DU BARRAGE : AJOUTS, PRELEVEMENTS ET RESTITUTION. PROJECTIONS DES VOLUMES D'EAU DANS LE BARRAGE DE LA CHEZE JUSQU'EN 2040, A PARTIR DES PROJECTIONS CLIMATIQUES C) « DAYON-2015 » ET D) « EXPLORE2-2021-SIM2 ».	160
FIGURE 5.16.	A) QMNA ET LEUR PERIODE DE RETOUR ASSOCIEE A L'EXUTOIRE DU BASSIN-VERSANT DE LA VAUNOISE (NORD-OUEST DE RENNES). B) CARTOGRAPHIE DES COURS D'EAU PERMANENTS ET INTERMITTENTS, ICI A TITRE D'EXEMPLE POUR L'ANNEE 2050. DONNEES CLIMATIQUES UTILISEES : MOYENNE DE L'ENSEMBLE DES PROJECTIONS MULTI-MODELES « DAYON-2015 », SCENARIO RCP2.6 ET RCP8.5.....	162
FIGURE 5.17.	MOYENNE GLISSANTE SUR 10 ANS DE L'ÉVOLUTION ANNUELLE ET SAISONNIERE (E.G. SON : SEPTEMBRE-OCTOBRE-NOVEMBRE) DE LA RECHARGE ISSUE DE L'ENSEMBLE DES PROJECTIONS MULTI-MODELES « EXPLORE2-2021-SIM2 », AFFICHEE ICI DE 1975 A 2005 POUR LA PARTIE HISTORIQUE, ET DE 2005 A 2100 POUR LES SCENARIOS RCP2.6 ET RCP8.5. ECHELLE DU BASSIN RENNAIS.....	163
FIGURE 5.18.	A) REPRESENTATION CONCEPTUELLE DU CHANGEMENT DE FREQUENCE ET DE L'INTENSITE D'UN EVENEMENT A PARTIR D'UNE « CUMULATIVE DISTRIBUTION FUNCTION » (CDF). B) CHANGEMENT DE LA FREQUENCE EN FONCTION DU CHANGEMENT D'INTENSITE DU 25 ^{ÈME} QUANTILE DE LA RECHARGE CALCULE POUR LA PERIODE 2070-2100 PAR RAPPORT A LA PERIODE DE REFERENCE 1980-2010. CALCULS REALISES POUR 8 COUPLES GCM/RCM DES PROJECTIONS HYDROCLIMATIQUES « EXPLORE2-SIM2-2021 » SUR LA BASE DU SCENARIO RCP8.5. C) ANOMALIES DE LA RECHARGE A L'HORIZON 2070-2040 PAR RAPPORT A LA PERIODE 2010-2040, POUR LES 8 MODELES ET LES SCENARIOS RCP2.6 ET RCP8.5, ET SEPARES A L'ÉCHELLE DE L'ANNEE HYDROLOGIQUE (WY), LA PERIODE DE HAUTES EAUX (HW) ET DE BASSES EAUX (LW).	163
FIGURE 5.19.	ANOMALIES INTERMENSUELLES DE LA RECHARGE POUR LES PERIODES 2010-2040, 2040-2070, 2070-2100 PAR RAPPORT A LA PERIODE DE REFERENCE 1980-2010. LES RESULTATS SONT PRESENTES POUR 8 COUPLES GCM/RCM (4 MODELES « HUMIDES » ET 4 MODELES « SECS », VOIR FIGURE 4.9) DES PROJECTIONS HYDROCLIMATIQUES « EXPLORE2-SIM2-2021 » ET POUR LES 2 SCENARIOS RCP2.6 ET RCP8.5.....	164
FIGURE 5.20.	ANOMALIES INTERMENSUELLES DU « PERSISTENCY INDEX » POUR LES PERIODES 2010-2040, 2040-2070, 2070-2100, PAR RAPPORT A LA PERIODE DE REFERENCE 1975-2005. LES BOXPLOTS PRESENTES CORRESPONDENT AUX STATISTIQUES OBTENUES ENTRE LES 4 MODELES « HUMIDES » ET LES 4 MODELES « SECS » (« EXPLORE2-SIM2-2021 », VOIR FIGURE 4.9). LES RESULTATS SONT PRESENTES POUR LE BASSIN-VERSANT DU CANUT ET DU NANÇON, ET POUR LES 2 SCENARIOS RCP2.6 ET RCP8.5.	165
FIGURE 5.21.	CARTOGRAPHIE DE L'ANOMALIE DU « PERSISTENCY INDEX » (PERIODE 2070-2100 VERSUS 1975-2005) CALCULEE POUR CHAQUE MOIS DE L'ANNEE, A PARTIR DES SIMULATIONS UTILISANT LA PROJECTION DU COUPLE GCM/RCM LE PLUS SEC (« ECE-RCA ») ET POUR LE SCENARIO RCP8.5. LES RESULTATS SONT PRESENTES POUR LE BASSIN VERSANT DU CANUT (EN HAUT) ET DU NANÇON (EN BAS).	166
FIGURE 5.22.	A) SCENARIOS DE RECHARGE SYNTHETIQUES TESTES. LE SCENARIO « NORMAL » EST LA MOYENNE INTERMENSUELLE DE 1960 A 2019 REPORTEE CHAQUE ANNEE. LE SCENARIO « 2-YEARS » EST BASE SUR SCENARIO NORMAL AUQUEL SONT AJOUTES UNE SUCCESSION DE 2 ANNEES DE SECHERESSE CONSECUTIVE (MOYENNE INTERMENSUELLE DES ANNEES 1975 ET 1976), INTERCALES DANS LA CHRONIQUE. IDEM POUR LE SCENARIO « 5-YEARS », MAIS AVEC 5 ANNEES CONSECUTIVES. B) AIRE SATUREE EN EAU A_{SAT} (RESEAU HYDROGRAPHIQUE) ET SA PROPORTION INTERMITTENTE A_{INT} / A_{SAT} , POUR LES 3 SCENARIOS DE RECHARGE TESTES SUR LE BASSIN-VERSANT DU CANUT ET DU NANÇON.	168
FIGURE 5.23	LE POTENTIEL DE SYSTEMES DE STOCKAGE DE L'EAU POUR UNE RESILIENCE ACCRUE AUX CONDITIONS CLIMATIQUES FUTURES. SOURCE : COMPILATION (KERRES ET AL., 2020) BASEE SUR (MCCARTNEY, M., & SMAKHITIN, 2010).....	169
FIGURE 5.24.	A) SCHEMA CONCEPTUEL DE LA CHAINE DE MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE DEVELOPPEE DANS CETTE THESE A PARTIR DE MODFLOW. SOURCE : CHAIRE « RESSOURCE EN EAU DU FUTUR » (COCHE, 2022). B) BLOC DIAGRAMME ILLUSTRANT LE MODELE CWATM, CAPABLE DE COUPLER ET SIMULER LES PROCESSUS HYDROLOGIQUES GENERAUX DES EAUX DE SURFACE ET SOUTERRAINES, EN TENANT COMPTE DES ACTIVITES ANTHROPIQUES. SOURCE : (BUREK ET AL., 2020).	171
FIGURE 5.25.	SCHEMA CONCEPTUEL ILLUSTRANT D'HYPOTHETIQUES SITUATIONS DE CRISE RENCONTREES LORSQUE LES COURBES DE DIMINUTION DES RESSOURCES EN EAU DISPONIBLES (SCENARIOS CONCEPTUELS R1 A R3) CROISENT CELLES DE L'AUGMENTATION DE LA DEMANDE EN EAU (SCENARIOS CONCEPTUELS D1 A D3). SELON LES SCENARIOS CONCEPTUELS PLUS OU MOINS PESSIMISTES DESSINES, DES EFFETS DE SEUIL SONT ATTEINTS. DES RETROACTIONS ENTRE DISPONIBILITE ET DEMANDE EXISTENT : LE DEFICIT EN EAU CAUSE PAR LA SECHERESSE PEUT-ÊTRE A L'ORIGINE DE BESOINS ACCRUS EN EAU (IRRIGATION POUR L'AGRICULTURE, USAGES DE L'EAU POTABLE LORS D'ÉPISODES CANICULAIRES, ETC.), EUX-MEMES A L'ORIGINE D'UN DEFICIT EN EAU PLUS IMPORTANT.	172
FIGURE 5.26.	A) LA MARQUE DE TERRITOIRE « TERRES DE SOURCES » PROMEUT LES PRODUITS AGRICOLES ISSUS D'EXPLOITATIONS DU BASSIN RENNAIS S'ENGAGEANT A FAIRE PROGRESSER LEUR MODE DE PRODUCTION POUR PROTEGER LES RESSOURCES EN EAU. SOURCE : CEBR. B) LE PROGRAMME ECODO EST UN PROGRAMME DONT L'OBJECTIF EST D'ECONOMISER DE L'EAU POTABLE A TOUTES LES ETAPES DU CYCLE DE L'EAU. SOURCE : CEBR. C) LES MESURES MNRE SONT DES ACTIONS QUI CONTRIBUENT A RALENTIR L'ÉCOULEMENT DE L'EAU PAR LA RESTAURATION D'ÉCOSYSTEMES OU PAR LA MODIFICATION DE PRATIQUES NOTAMMENT PAR DES SOLUTIONS FONDEES SUR LA NATURE (SfN). SOURCE : (FOUILLET & LE GRUMELEC, 2020).	175

Section 6

FIGURE 6.1.	DEPLOIEMENT DE LA METHODE DE CARACTERISATION DES BOUCLES D'HYSTERESIS DE LA RELATION P-E VERSUS Q/A (PRECIPITATIONS (P), EVAPOTRANSPIRATION REELLE (E), DEBIT (Q), AIRE DU BASSIN-VERSANT (A)). A) CARTE GEOLOGIQUE AU 1 : 1 000 000 (BRGM) ET POINTS DE LOCALISATION DES STATIONS HYDROMETRIQUES UTILISEES COLORES SELON LA LITHOLOGIE DOMINANTE DU BASSIN. B) BOUCLES D'HYSTERESIS OBSERVEES SELON LE TYPE DE LITHOLOGIE. C) ILLUSTRATION DES INDICATEURS CALCULES. SOURCE : (SCHMIDT ET AL., 2020). D) RESULTATS DES INDICATEURS CALCULES ET CARTOGRAPHIES POUR CHAQUE BASSIN-VERSANT ETUDIE. LES BOXPLOTS REPRENNENT L'ENSEMBLE DES RESULTATS SEPARES SELON LE TYPE DE LITHOLOGIE DOMINANT (ROCHES PLUTONIQUES, SCHISTES ET GRES DU PRIMAIRE, SCHISTES DU BRIOVERIEN).....	177
FIGURE 6.2.	DEPLOIEMENT A L'ECHELLE REGIONALE DE LA METHODE D'ESTIMATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE K_{eq} A PARTIR DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE SUR LA BASE DE MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE. A) RESULTATS OBTENUS PAR TYPE DE LITHOLOGIE DOMINANTE ET B) CARTOGRAPHIE DU K/R OPTIMAL ESTIME POUR CHAQUE BASSIN-VERSANT.....	178
FIGURE 6.3.	EFFET DE L'HETEROGENEITE DES PROPRIETES HYDRAULIQUES SUR LES ZONES DE RESURGENCE ET LES TEMPS DE RESIDENCE. A) SCHEMAS CONCEPTUELS DES 5 CAS TESTES. B) CRITERE DE PERFORMANCE CALCULE POUR LES 5 CAS MODELISES OBTENUS A PARTIR LA METHODE DE CALIBRATION SUR RESEAU HYDROGRAPHIQUE. C) EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN CFC ET SF6 DANS L'ATMOSPHERE DEPUIS 1940 PERMETTANT D'ESTIMER L'AGE MOYEN DES EAUX SOUTERRAINES. SOURCE : INSPIRE DE (AYRAUD, 2006; CHATTON, 2017) D) AGE MOYEN DE L'EAU MESURE EN SURFACE AU NIVEAU DES SOURCES D'EAU SOUTERRAINE SUR LE BASSIN-VERSANT DU LASSET (ZONE DE MONTAGNES EN ARIEGE, DANS LES PYRENEES) ET COMPARAISON AVEC LES ESTIMATIONS DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE POUR LE CAS 3. E) « PATHLINES » SIMULEES ET TEMPS DE RESIDENCE ASSOCIEES.	180
FIGURE 6.4.	LOCALISATION DES STATIONS DISPONIBLES ET DES POINTS DE MESURE REALISES LORS DE CAMPAGNES DE TERRAIN A) EN AMONT DU BASSIN-VERSANT DU MEU, LE 23/02/2021 ET B) SUR LE BASSIN-VERSANT DE LA CHEZE-CANUT, LE 24/03/21. SUR LES CARTES, LES CHIFFRES INDICUES DANS LES CERCLES FONT REFERENCE AUX LABELS DU TABLEAU 4.....	182
FIGURE 6.5.	SCHEMA CONCEPTUEL DU FONCTIONNEMENT DU BARRAGE DE LA CHEZE ET REPRESENTATION DES PARAMETRES DU SYSTEME D'EQUATIONS DEVELOPPE POUR LE MODELE A RESERVOIR.	184
FIGURE 6.6.	SCHEMA RECAPITULATIF DE LA DEMARCHE DES TRAVAUX DE THESE REPRENANT LES DIFFERENTS CHAPITRES DU MANUSCRIT ET LES PROPOSITIONS DE STRATEGIE D'APPROPRIATION DES OUTILS PAR LES PARTENAIRES.....	186

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1.	CARACTERISTIQUES DES 8 SOUS-BASSINS VERSANTS CALIBRES ET RESULTATS DE L'OPTIMISATION QUANTITATIVE POUR LE COUPLE DE PARAMETRE K ET θ CHOISIT. L'ÉPAISSEUR DE L'AQUIFERE EST CONSTANTE ET FIXÉE A 30 M.	140
TABLEAU 2.	LISTE DES COUPLES DE GCM/RCM EXPLOITÉS DANS LE CADRE DES SIMULATIONS EXPLORE2-2021-SIM2, DISPONIBLES SUR LE PORTAIL DRIAS. MODIFIÉ D'APRÈS (METEO-FRANCE, 2021).	143
TABLEAU 3.	MODELES (GCM) ISSUS DU CMIP5 ET DISPONIBLES DANS LES PROJECTIONS DAYON-2015 POUR LE BASSIN RENNAIS. LES CHIFFRES CORRESPONDENT AU NOMBRE DE SIMULATIONS DISPONIBLES POUR LA PARTIE HISTORIQUE, FIXÉE DE 1960 A 2005, ET POUR LES SCENARIOS FUTURS RCP2.6 ET RCP8.5. MODIFIÉ D'APRÈS DAYON ET AL. (2015).....	145
TABLEAU 4.	RECAPITULATIF DES RESULTATS DE MESURES PHYSICO-CHIMIQUES ET D'ANALYSE DES GAZ DISSOUS EFFECTUÉES LORS DES 2 CAMPAGNES DE TERRAIN.	183
TABLEAU 5.	SYMBOLES ET DEFINITIONS DES COMPOSANTES DU SYSTEME D'EQUATIONS POUR DEVELOPPER LE MODELE A RESERVOIR DU BARRAGE DE LA CHEZE ET SON COUPLAGE AVEC LE MODELE HYDROGEOLOGIQUE DE L'AQUIFERE.	184

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1.	FIGURES ISSUES DE LA LITTÉRATURE ILLUSTRANT L'EFFET DE PHÉNOMÈNES ATMOSPHÉRIQUES ET OcéANOGRAPHIQUES GLOBAUX SUR LE CLIMAT DE L'EUROPE. SOURCES : D) (SUTTON & BUWEN, 2012) ET E) (SMEED ET AL., 2014).	189
ANNEXE 2.	SCHEMA CONCEPTUEL DU CADRE DE « BUDYKO ». Q : DEBIT, P : PRECIPITATIONS, AET : EVAPOTRANSPIRATION REELLE, PET : EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE. INSPIRE DE (TRANCOSO ET AL., 2016).	189
ANNEXE 3.	GEOGRAPHIE DE LA BRETAGNE. SOURCES : A) HTTPS://WWW.GEOBREIZH.BZH/GEOGRAPHIE-PHYSIQUE/ B) HTTPS://BCD.BZH/BECEDIA/FR/LES-PARTICULARITES-DU-RESEAU-HYDROGRAPHIQUE-BRETON.	190
ANNEXE 4.	REPRESENTATION VISUELLE DES DIFFERENTS TYPES D'AQUIFERE. SOURCE : (BRGM, 2022).	190
ANNEXE 5.	ORGANISATION DE L'ALIMENTATION EN EAU POTABLE DU BASSIN RENNAIS. SOURCE : CEBR.	191
ANNEXE 6.	FICHE SYNTHESE DES DONNEES HYDRO CLIMATIQUES POUR LE BASSIN-VERSANT DE LA CHEZE, EN AMONT DE LA RETENUE D'EAU ET DU BARRAGE. CE TYPE DE PLANCHE EST DISPONIBLE POUR PLUS DE 4000 BASSINS VERSANTS EN FRANCE. SOURCE : INRAE ANTONY, (BRIGODE ET AL., 2020).	191
ANNEXE 7.	PLANCHE DES RESULTATS DE LA CALIBRATION ET VALIDATION DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE DU « GAEL ».	192
ANNEXE 8.	PLANCHE DES RESULTATS DE LA CALIBRATION ET VALIDATION DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE DE LA « VAUOISE ».	192
ANNEXE 9.	PLANCHE DES RESULTATS DE LA CALIBRATION ET VALIDATION DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE DU « NEAL ».	193
ANNEXE 10.	PLANCHE DES RESULTATS DE LA CALIBRATION ET VALIDATION DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE DU « JOUAN ».	193
ANNEXE 11.	PLANCHE DES RESULTATS DE LA CALIBRATION ET VALIDATION DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE DU « MOULIN ».	194
ANNEXE 12.	PLANCHE DES RESULTATS DE LA CALIBRATION ET VALIDATION DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE DU « NANÇON ».	194
ANNEXE 13.	PLANCHE DES RESULTATS DE LA CALIBRATION ET VALIDATION DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE DU « CANUT ».	195
ANNEXE 14.	PLANCHE DES RESULTATS DE LA CALIBRATION ET VALIDATION DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE DE LA « CHEZE ».	195
ANNEXE 15.	A) GEOLOGIE AU 1 : 1 000 000 (BRGM), TOPOGRAPHIE (IGN, BD ALTI 75 M) ET PRECIPITATIONS MOYENNES DE 1960 A 2019 (METEO-FRANCE) A L'ECHELLE DE LA FRANCE. LOCALISATION DES BASSINS-VERSANTS ETUDIES EN B) AFFICHANT L'HYSTERESIS OBSERVE DE LA RELATION P-E VERSUS Q/A.	196
ANNEXE 16.	A) AIRE DE L'HYSTERESIS OBSERVEE DE LA RELATION P-E VERSUS Q/A CALCULEE POUR UNE QUARANTAINE DE BASSINS-VERSANTS. B) AU PREMIER ORDRE, CETTE AIRE D'HYSTERESIS SEMBLE PLUTOT LIEE A LA MOYENNE DE LA PENTE TOPOGRAPHIQUE DU BASSIN-VERSANT. C) CES ANALYSES POURRONT ETRE COMPAREES A L'IDPR, INDICATEUR FORTEMENT LIE A LA DENSITE DE DRAINAGE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE EN SURFACE.	196
ANNEXE 17.	EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP) JOURNALIERE CALCULEE SELON 4 FORMULES EMPIRIQUES. LES DONNEES DE TEMPERATURE NECESSAIRES POUR LE CALCUL DE L'ETP PROVIENNENT DE LA REANALYSE SAFRAN, MOYENNEES A L'ECHELLE DU BASSIN RENNAIS.	197
ANNEXE 18.	MODELE CONCEPTUEL DE L'ECOULEMENT A) DU MILIEU SOUTERRAIN VERS LE BARRAGE ET B) DU BARRAGE VERS LE MILIEU SOUTERRAIN. MODIFIE D'APRES (ROSENBERRY, 2000) ET (WOESSNER, 2020).	197
ANNEXE 19.	MOYENNE GLISSANTE SUR 10 ANS DE L'EVOLUTION ANNUELLE ET SAISONNIERE DES VARIABLES HYDROCLIMATIQUES ISSUES DE L'ENSEMBLE DES PROJECTIONS MULTI-MODELES « EXPLORE2-SIM2-2021 », AFFICHEE ICI DE 1975 A 2005 POUR LA PARTIE HISTORIQUE, ET DE 2005 A 2100 POUR LES SCENARIOS RCP2.6 ET RCP8.5. ECHELLE DU BASSIN RENNAIS.	198
ANNEXE 20.	BILAN DU CUMUL DES PLUIES EFFICACES EN FONCTION DES TEMPERATURES ANNUELLES MOYENNES, ISSUES DE LA MOYENNE DE L'ENSEMBLE DES PROJECTIONS MULTI-MODELES « EXPLORE2-2021-SIM2 », A) POUR LA PERIODE DE HAUTES EAUX ET BASSES EAUX ET B) A L'ECHELLE DE L'ANNEE HYDROLOGIQUE. ECHELLE DU BASSIN RENNAIS.	199
ANNEXE 21.	A) CARACTERISTIQUES GENERALES ET GEOGRAPHIE DU BARRAGE DE LA CHEZE.	199
ANNEXE 22.	PROJECTIONS DES VOLUMES D'EAU DANS LE BARRAGE DE LA CHEZE JUSQU'EN 20100, A PARTIR DES PROJECTIONS CLIMATIQUES A) « DAYON-2015 » ET B) « EXPLORE2-2021-SIM2 ».	200
ANNEXE 23.	POTENTIELS IMPACTS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT, ET PLUS SPECIFIQUEMENT SUR LES RESSOURCES EN EAU. SOURCE : (RESSOURCES NATURELLES CANADA, 2008).	200
ANNEXE 24.	DIAGRAMME ILLUSTRANT LES CAUSES ET CONSEQUENCES DE LA DEFAILLANCE CLIMATIQUE MONDIALE EN CASCADE, AVEC A SA BASE, LA RAREFACTION DES RESSOURCES, ET PRINCIPALEMENT EN EAU. SOURCE : (KEMP ET AL., 2022).	201
ANNEXE 25.	INFOGRAPHIE SUR LES CONSEQUENCES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE ET LES SOLUTIONS POUR L'EUROPE, BASEE SUR LE 6EME RAPPORT DU GIEC (2021). SOURCE : DELTARES.	201

AVANT-PROPOS

En 2019, La Collectivité et la Société Publique Locale « Eau du Bassin Rennais » se sont rapprochées des chercheurs de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes (OSUR) pour répondre à une question à fort enjeu : quel est l'avenir des ressources en eau à l'échelle du bassin rennais dans un contexte de changement climatique ? Pour répondre à cette vaste question, la chaire de recherche et de formation « Eaux et Territoires » est mise en place au sein de la Fondation Rennes 1, avec le financement d'Eau du Bassin Rennais et le soutien de Rennes Métropole.

La chaire « Eaux et Territoires » en quelques mots : « La gestion durable de l'eau est un enjeu majeur, tant au niveau mondial – 2 milliards de personnes n'ont pas accès à l'eau potable – que local. Pour la Bretagne, première région agricole française et première région agroalimentaire en Europe, le défi est d'anticiper les risques et les dangers face à la vulnérabilité quantitative et qualitative des ressources en eau. La chaire entend répondre aux problématiques de demain, en produisant, à l'échelle locale, des outils utiles aux collectivités pour définir leurs politiques futures de l'eau, mais aussi pour les acteurs économiques en charge de la gestion de l'eau potable, ou de la protection des milieux. Les méthodes pourront ainsi être transférées à l'échelle nationale, mais aussi à d'autres régions du monde. »

Les travaux de thèse font partie intégrante de la chaire et ont pour but de répondre aux questions opérationnelles des gestionnaires, tout en développant des axes de recherche innovants pour la communauté scientifique. En gravitant autour des problématiques liées au changement climatique, la thèse vise à optimiser la gestion quantitative des ressources en eau, particulièrement destinées à l'alimentation en eau potable du bassin rennais.

1 INTRODUCTION

1.1 Contexte des ressources en eau de la Bretagne

1.1.1 Climat tempéré et océanique

Le climat caractérise l'ensemble des conditions atmosphériques et météorologiques moyennes (températures, précipitations, ensoleillement, humidité de l'air, vitesse des vents, etc.) pour une région, et une période donnée. Ce climat évolue au cours du temps sous l'effet de processus internes, et de contraintes externes, d'origine naturelles ou anthropiques. Il est influencé par les interactions entre l'ensemble des surfaces de la Terre : océans, continents, atmosphère. Selon la classification de Köppen-Geiger (Peel et al., 2007), basée sur des distributions statistiques de températures et précipitations, le climat de notre planète peut être tropical, désertique, tempéré, continental, polaire. Comme on peut le voir sur la Figure 1.1, la diversité climatique est importante à l'échelle globale.

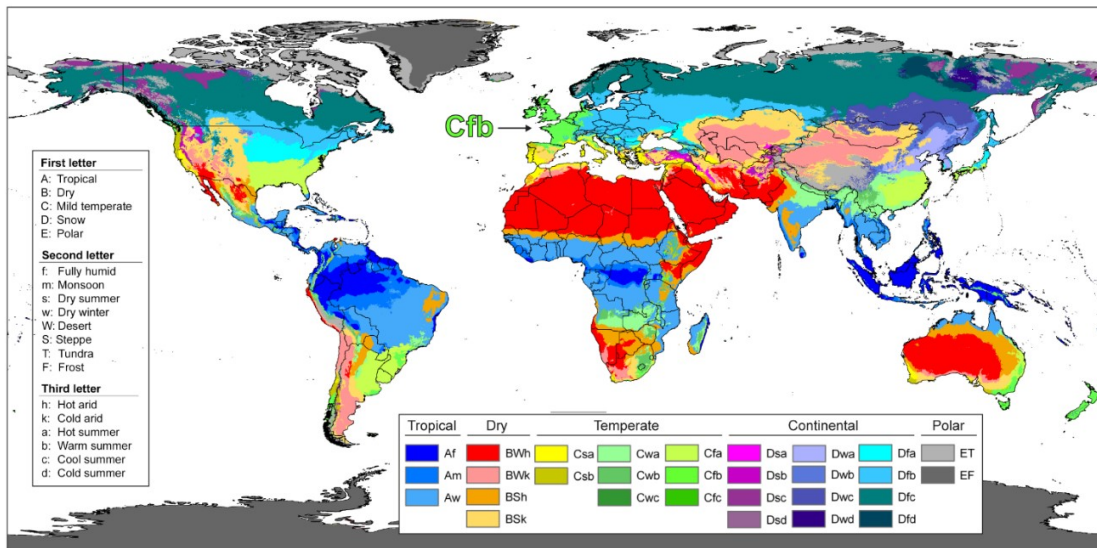


Figure 1.1. Classification climatique de Köppen-Geiger à l'échelle mondiale. Modifié d'après (Beck et al., 2018).

Le climat tempéré et plutôt humide toute l'année « Cfb » domine à l'échelle de la France métropolitaine. Ce climat est spécifiquement retrouvé en Bretagne, une région du nord-ouest de la France. Cette péninsule d'environ 27 000 km², bordée par l'Océan Atlantique et la Manche est particulièrement exposée aux conditions climatiques océaniques. Le climat de la région est particulièrement influencé par des phénomènes de grande échelle, comme l'oscillation nord-atlantique (NAO), l'oscillation atlantique multi-décennale (AMO) et la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC) (Annexe 1). Ainsi, à l'échelle de l'Europe, les précipitations sont bien corrélées aux différences de pression atmosphérique entre le nord et le sud de l'Océan Atlantique (Müller-Plath et al., 2022). Des travaux ont notamment souligné l'effet de ces cycles naturels sur le débit des rivières en France (Boé & Habets, 2014; Bonnet et al., 2020).

Dans la conscience collective, en Bretagne, il pleut, et ce constat est plutôt justifié, puisqu'environ 860 mm de précipitations se déversent sur la région chaque année. Néanmoins, il existe un fort gradient de précipitations – et de températures – entre l'ouest et l'est de la Bretagne (Figure 1.2a). À Brest, il pleut environ 1 200 mm/an, 2 fois plus qu'à Rennes, plutôt autour des 700 mm/an. Cette différence, bien connue et déjà étudiée (Lamy & Dubreuil, 2010), permet de distinguer deux climats au sein de la même région, un climat « océanique franc » pour la partie occidentale et « océanique altéré » pour la partie orientale (Joly et al., 2010). Ces précipitations marquent le départ du cycle de l'eau (Figure 1.7) et conditionnent, initialement, la répartition spatio-temporelle des ressources en eau sur le territoire.

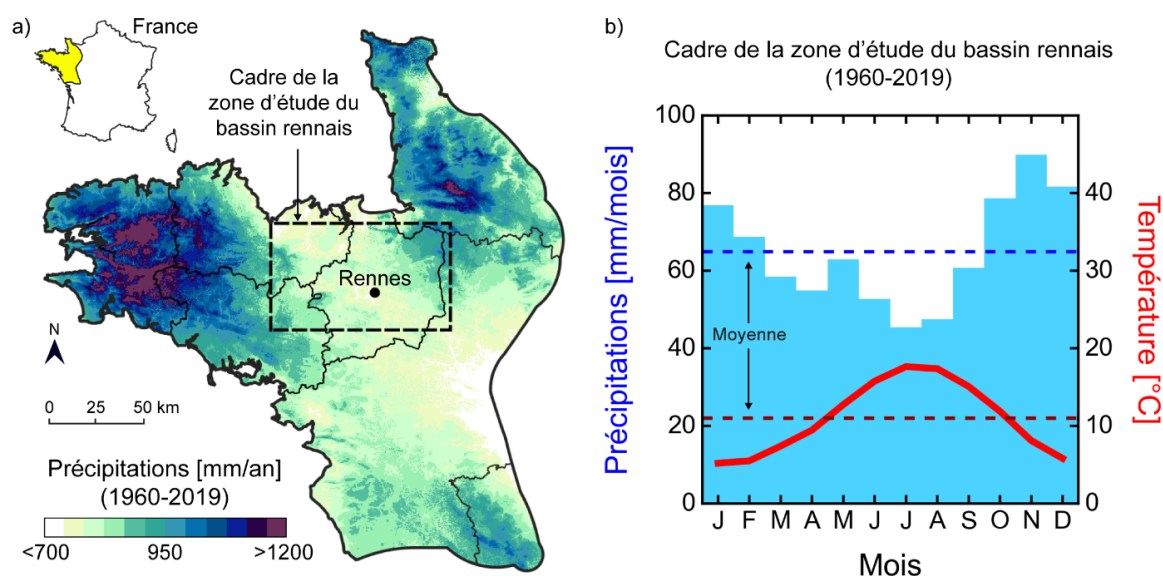


Figure 1.2. a) Carte des précipitations à l'échelle du Massif Armoricain pour la période (1960-2019). Source des données : Météo-France. b) Diagramme climatique des moyennes intermensuelles à l'échelle du cadre de la zone d'étude du bassin rennais. Source des données : réanalyse météorologique SAFRAN (cf. section 2.2.1).

Le cadre de la zone d'étude, englobant le bassin rennais, est grossièrement délimité par un rectangle sur la Figure 1.2. Sur cette zone, avec une moyenne annuelle d'environ 11°C, les hivers sont assez doux, avec des étés plus chauds qu'à l'ouest de la région (Figure 1.2b). Hormis une anomalie au mois de mai, les mois les plus pluvieux sont relevés en hiver et en automne (octobre à février), et les plus secs, en été et au printemps (mars à septembre). Les conditions météorologiques (humidité et température de l'air, pression atmosphérique et vent) ont un effet majeur sur les processus d'évaporation des cours d'eau, des plans d'eau, du sol ou substrat, et sur la transpiration de la végétation. Ensemble, ces processus définissent l'évapotranspiration : quantité d'eau liquide renvoyée dans l'atmosphère sous forme gazeuse – généralement nommée « eau verte ». Elle est de 2 types : l'évapotranspiration potentielle (ETP), définie comme la quantité d'évapotranspiration pouvant se produire en cas d'approvisionnement en eau suffisant, et l'évapotranspiration réelle (ETR), qui correspond à la quantité d'eau rendue vers l'atmosphère dans des conditions réelles (ou

observées) de taux d'humidité, et d'approvisionnement en eau. Le rapport entre évapotranspiration potentielle et réelle, avec les précipitations permet, d'identifier si une zone est plutôt sèche ou humide, conséquence d'un manque d'eau, ou d'énergie ([Annexe 2](#)). De nombreux facteurs physiques, météorologiques, et biologiques, comme le taux et le type de couverture végétale, influencent l'évapotranspiration. En Bretagne, en considérant son climat et son sol principalement occupé par des cultures agricoles (60 % de la superficie totale selon le CORINE Land Cover 2018 ([European Environment Agency, 2018](#))), environ 2/3 des précipitations retournent vers l'atmosphère par évapotranspiration ([OEB, 2022](#)). Le tiers restant ruissèle à la surface vers les cours d'eau ou recharge les nappes d'eau souterraine – ce sont les « eaux bleues ». C'est cette quantité d'eau qui peut être qualifiée de potentiellement disponible pour le prélèvement, par un ouvrage de captage (pompage, retenue, etc.).

1.1.2 Géologie de socle peu capacitive

Traduisant par une longue histoire géologique, la Bretagne constitue une partie du domaine de socle au nord-ouest de la France : le Massif Armoricaire ([Ballèvre et al., 2009](#)) ([Figure 1.3a](#)). D'une surface d'environ 65 000 km², le relief actuel de ce massif ([Figure 1.3b](#)) est le résultat de grands cycles structurants de plissements majeurs contemporains, et suivis de processus d'érosion et d'altération. Le paysage de pénéplaine du bassin Rennais ([Annexe 3](#)), de relativement faible altitude, est bordé à l'ouest par les monts d'Arrée culminant à 387 m, et à l'est, par un ensemble de monts des régions Normandie et Pays de la Loire. Les archives géologiques du bassin Rennais couvrent une période de plus de 2 milliards d'années et impliquent une diversité de roches plutoniques (granitoïdes) et sédimentaires (schistes et grès), plus ou moins métamorphosées, ou non ([Figure 1.3c](#)). Suivant la chronologie de la [Figure 1.3d](#), l'histoire géologique de la zone d'étude se résume comme suit : 1) Le schiste Briovérien (métamorphosé, ou non) se met en place. 2) L'orogénèse (formation de montagnes) cadomienne est à l'origine d'intrusion de granites anciens. 3) Les sédiments à l'origine du grès armoricain et des schistes rouges se déposent. 4) L'orogénèse hercynienne forme une haute chaîne de montagnes et génère de nouvelles intrusions granitiques. Cette dernière orogénèse est à l'origine de décrochements majeurs, dont le CNA (Cisaillement Nord Armoricaire) repéré par les failles majeures d'ouest en est, au centre du cadre de la zone d'étude ([Figure 1.3c](#)). Ce cisaillement sépare le domaine cadomien normarno-breton, au nord, et le domaine varisque de la Bretagne centrale, au sud. Pour résumer, le bassin de Rennes fait partie du vaste plateau de Bretagne centrale, constitué d'un vieux socle d'âge Briovérien (environ 600 millions d'années) et majoritairement composé de schistes. Des différentes couches géologiques déformées et remaniées, il en résulte une succession irrégulière et imprévisible de schistes, où s'intercalent des grès et des granites. Des cartes complémentaires illustrent la géographie du Massif Armoricaire en [Annexe 3](#).

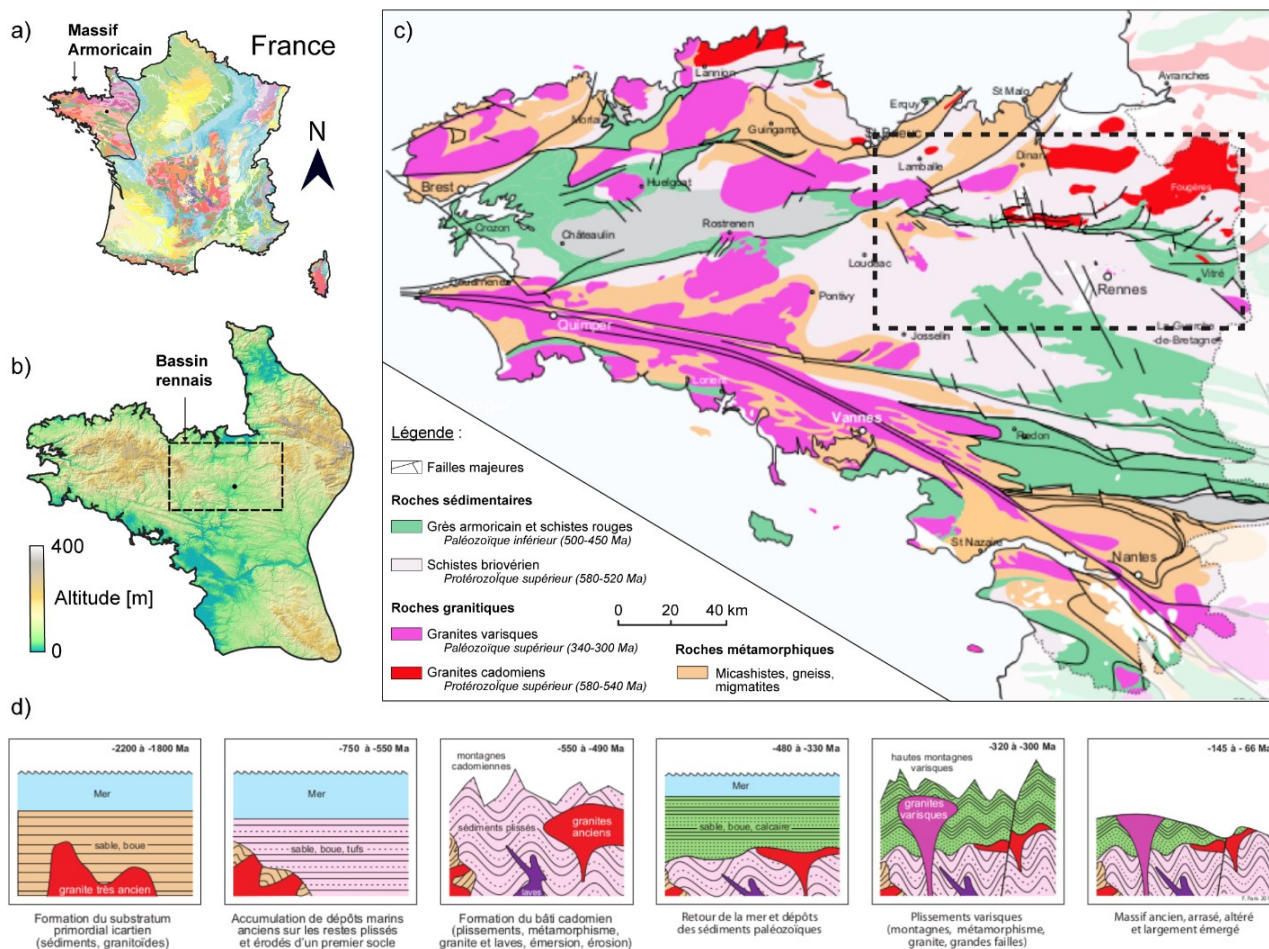


Figure 1.3. a) Carte géologique de la France au 1 : 1 000 000. Source des données : BRGM. b) Relief du Massif Armoricain. Source des données : (IGN, 2021), BD ALTI 75 m. c) Carte géologique simplifiée de la partie ouest du Massif Armoricain. Modifié d'après (Paris, 2017). d) Principales étapes de l'édification du socle géologique de la Bretagne. Modifié d'après (Paris, 2017).

L'écoulement et la capacité de rétention d'eau, dans le sous-sol, dépendent fortement des propriétés hydrauliques des roches. Les domaines de socle cristallin, comme le Massif Armoricain, confèrent des propriétés hydrauliques relativement faibles (Freeze & Cherry, 1979; Gleeson et al., 2014; Huscroft et al., 2018; Singhal & Gupta, 2010). En effet, les types de roches repérés dans ces milieux sont plutôt peu perméables et leurs propriétés hydrauliques découlent d'une succession de processus secondaires tels que l'activité tectonique, l'altération et l'érosion (Clair et al., 2015; Litwin et al., 2022; Luijendijk, 2022). Ces roches susceptibles d'être plus ou moins altérées sur les premiers mètres de profondeur, et/ou fracturées, façonnent l'architecture de la zone critique profonde (Rempe & Dietrich, 2014; Riebe et al., 2017). Ces horizons altérés et fracturés peuvent alors favoriser les écoulements et/ou devenir des zones préférentielles de stock d'eau souterraine. Les aquifères souterrains superficiels et peu profonds qui en résultent, jusqu'à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, permettent le stockage et l'écoulement des eaux souterraines à travers un système stratiforme composé de bas en haut (Figure 1.4) : d'un socle frais peu perméable (à l'exception des fractures), d'un horizon fissuré transmissif et d'une couche d'altérites capacitive (Condon et al., 2020; Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2021; Roques et al., 2016; Wyns et al., 2004).

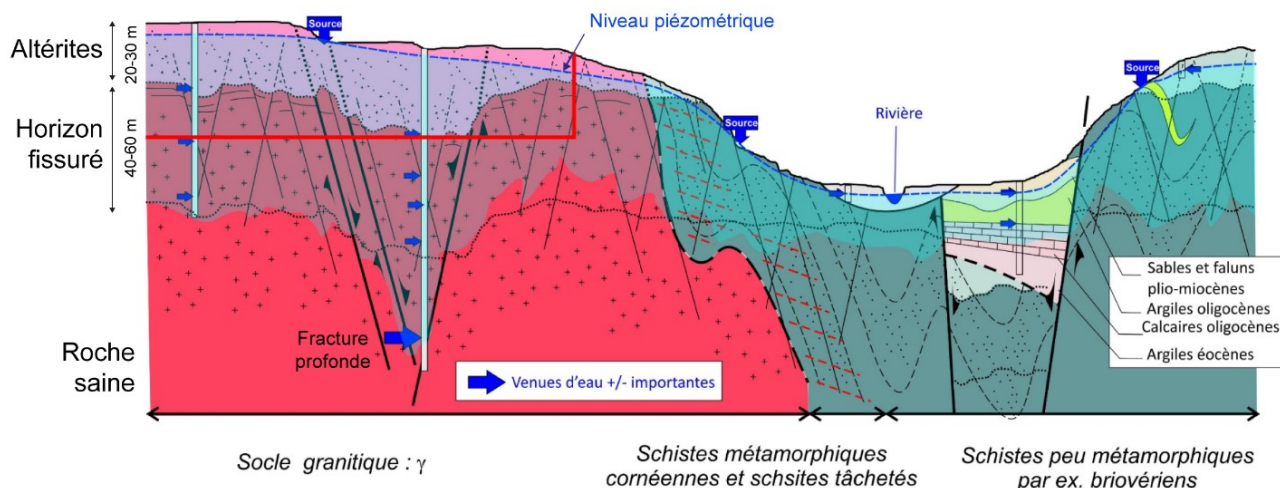


Figure 1.4. Schéma conceptuel des aquifères de socle rencontrés en Bretagne et spécifiquement à l'échelle du bassin rennais. Source (BRGM, 2022) et modifié d'après (Wyns et al., 2004).

En France, les aquifères de socle fracturé sont repérés en Corse, dans le Massif central, les Vosges, les Alpes et les Pyrénées (couleurs rougeâtres sur la Figure 1.3a). Ils sont généralement moins productifs en eau que les bassins sédimentaires comme les nappes profondes du bassin parisien, où des milliards de mètres cubes d'eau sont stockés. À l'échelle mondiale, une vaste superficie des continents repose aussi sur ce type d'aquifères, généralement de faible perméabilité, faible profondeur, et à capacité de transfert/stockage d'eau souterraine relativement faible (Figure 1.5). Bien que le climat diffère entre les régions, les études hydrogéologiques réalisées sur le Massif Armoricain concernent et peuvent ainsi être transposées sur une vaste partie du globe.

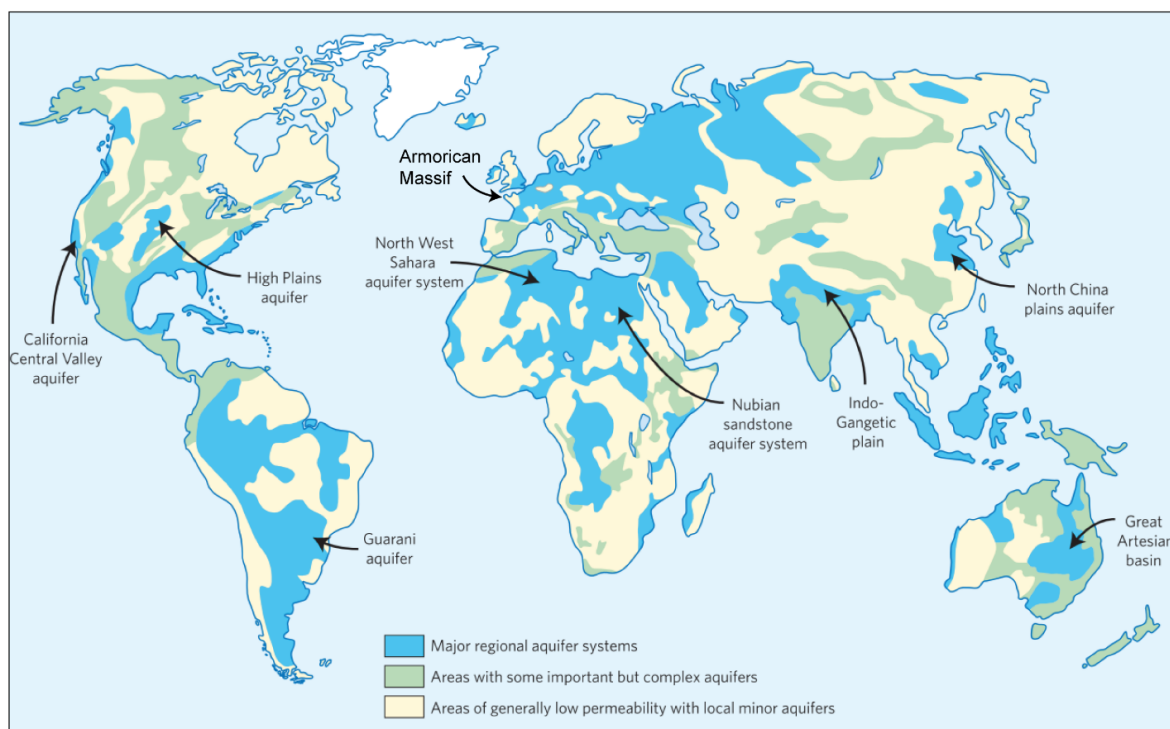


Figure 1.5 Version simplifiée d'une carte mondiale des ressources en eau souterraine, mettant en évidence l'emplacement des systèmes aquifères régionaux. Source : Modifié d'après (Taylor et al., 2013).

Pour résumer, l'eau potentiellement disponible sur un bassin-versant dépend certes de la pluviométrie, mais aussi des conditions de rétention dans le milieu souterrain. Même s'il pleut abondamment sur une région, les contraintes géologiques, pédologiques, et de relief, participent également à la répartition spatio-temporelle de la quantité d'eau sur un territoire.

1.1.3 Interactions de la nappe avec la surface

Le réseau hydrographique de surface est influencé par de nombreux facteurs climatiques, géomorphologiques et géologiques (Day, 1980; Dietrich & Dunne, 1993; Lovill et al., 2018). De plus, les facteurs anthropiques sont susceptibles de modifier le réseau hydrographique : déviation de cours d'eau, assèchement de zones humides, drainage agricole, etc. En Bretagne, couplé aux conditions climatiques, le milieu souterrain composé de roches de socle, plutôt peu perméables, favorise l'expansion d'un dense réseau hydrographique. Souvent dissociés ces dernières décennies (Staudinger et al., 2019), la surface et la subsurface sont pourtant des compartiments connectés hydrologiquement (Figure 1.6). Il existe plusieurs types d'échanges entre la nappe et les cours d'eau (ou plans d'eau), à différentes échelles spatiales et temporelles (Brunner et al., 2017; Flipo et al., 2014; Sophocleous, 2002; Winter, 1999). Pour le Massif Armoricain, le toit de la nappe d'eau souterraine est relativement proche de la surface, et ce sont principalement les eaux souterraines qui alimentent les cours d'eau en surface (Figure 1.6). Une étude a particulièrement mis en évidence l'importante contribution des eaux souterraines au débit des rivières en Bretagne, allant de 35 % jusqu'à 85 % pour certains bassins-versants (Mougin et al., 2008). Les sources et résurgences d'eau souterraines en surface, souvent à l'origine de cours d'eau, sont générées par l'intersection du niveau de la nappe avec la topographie. Plus spécifiquement, selon la littérature, la dynamique spatio-temporelle (expansion/contraction) des cours d'eau, et leur ramification, dépendent de l'eau souterraine (Devauchelle et al., 2012; Godsey & Kirchner, 2014; Pederson, 2001; Vries, 1994).

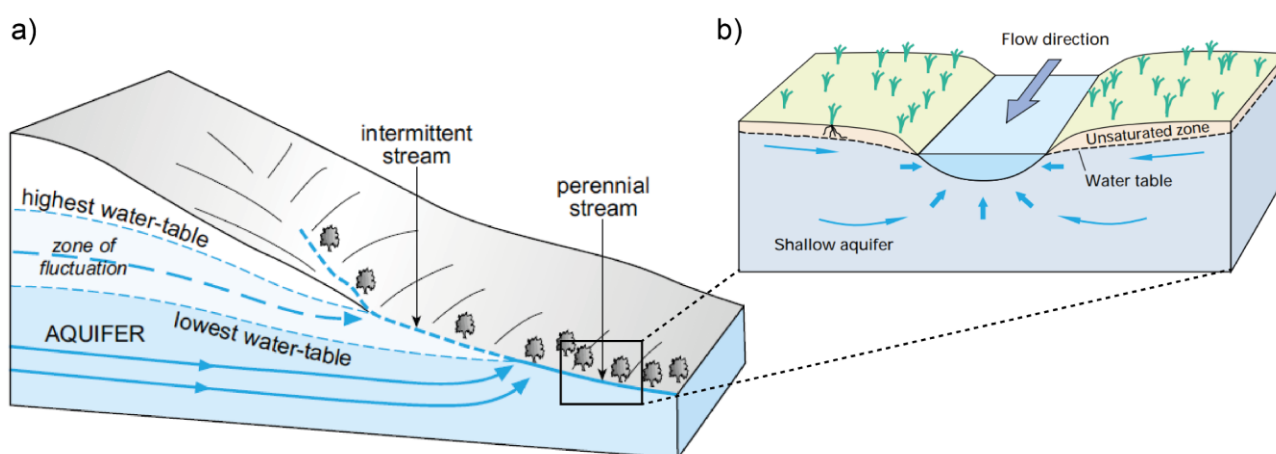


Figure 1.6. a) Régime d'écoulement des eaux souterraines classiquement rencontré en Bretagne. Modifié d'après (Foster et al., 2006). b) Schéma du type d'échange préférentiel de la nappe vers la rivière. Modifié d'après (Winter, 1999).

Un cours d'eau qui présente un écoulement toute l'année, même lors de périodes sans précipitations, alimenté par le milieu souterrain, est dit permanent. Néanmoins, la fluctuation saisonnière du niveau de la nappe est susceptible de générer des cours d'eau intermittents, avec des cycles variables d'écoulement, et d'assec dans l'année (Figure 1.6). Cette dynamique hydrologique étroitement liée entre la surface et la subsurface, conditionne la répartition des masses d'eau à l'échelle du bassin versant. En règle générale, à l'échelle de la Bretagne, les eaux de surface sont soutenues par un ensemble de petites nappes, peu profondes, connectées et proches de la surface.

1.1.4 Disponibilité et usages de l'eau

La répartition du volume des différents types de réservoirs d'eau est bien connue. Seulement 2,5 % de l'eau totale sur Terre est douce, dont 30 % proviennent des eaux souterraines et moins de 1 % des eaux de surface (Figure 1.7b). Le cycle de l'eau (Figure 1.7a), dépendant des conditions météorologiques, des caractéristiques du milieu et des activités anthropiques, répartit inégalement cette eau douce à l'échelle du globe. Cette eau est une ressource naturelle, exploitée par l'Homme, pour répondre à ses besoins (vitaux, économiques et récréatifs). Le type de prélèvement et la quantité des besoins en eau dépendent à la fois, des ressources disponibles, mais aussi de l'activité anthropique des territoires (population, agriculture, etc.). Il est important de noter que plus de 2 milliards d'individus, soit 3 personnes sur 10, n'ont toujours pas accès direct à l'eau potable dans le monde (UNESCO, 2019).

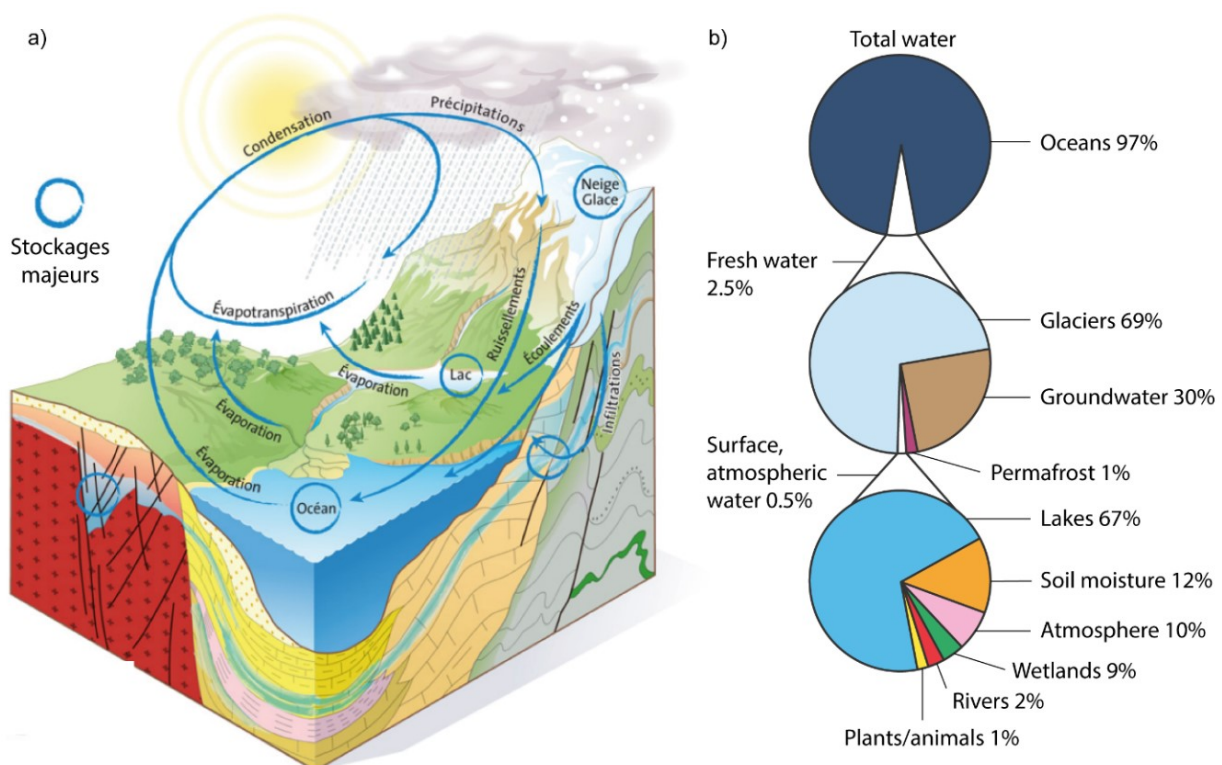


Figure 1.7. a) Schéma conceptuel du cycle de l'eau. Source : (BRGM, 2022). b) Estimation de la répartition à l'échelle globale de l'eau. Source des données : (Shiklomanov's, 1993).

En Bretagne, environ 3% (300 millions de m³) des précipitations totales (26 milliards de m³) sont prélevées chaque année, dont 62 % en eau de surface et 38 % en eau souterraine (BRGM, 2022). Avec une population de 3,3 millions et une consommation journalière d'eau potable moyenne de 121 L par habitant (OEB, 2022), l'approvisionnement en eau potable (AEP) est le premier usage de l'eau, comptabilisant 76 % des prélèvements. L'élevage requiert 7 % des prélèvements, et l'irrigation 4 %, au vu du peu de surface agricole irriguée (moins de 1 % en 2010). La part de l'industrie sur les prélèvements est de 1 %. La réglementation précise qu'en aval de chaque ouvrage hydraulique (barrage, pompage, etc.), les propriétaires ou gestionnaires doivent obligatoirement respecter un débit réservé, c'est-à-dire un débit minimal d'écoulement au cours d'eau pour assurer un bon fonctionnement des écosystèmes. Pour résumer et introduire la section suivante, il faut prendre conscience qu'une modification de la disponibilité des ressources en eau a des répercussions sur l'ensemble de la chaîne des besoins-prélèvements-usages d'un territoire donné.

1.2 Perturbations du cycle de l'eau par le changement climatique

1.2.1 Aperçu du dérèglement climatique global

Depuis plusieurs décennies, le GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) alerte sur le dérèglement climatique. Leur sixième rapport (IPCC, 2021), paru en 2021, dresse un bilan de l'état actuel du climat, projette les futures conditions climatiques potentielles, liste les impacts probables à l'échelle régionale (Annexe 23), tout en proposant un certain nombre de solutions pour limiter le changement climatique. Le rapport commence par cette phrase : « Il est sans équivoque que l'influence humaine a réchauffé l'atmosphère, les océans et les terres. Des changements rapides et généralisés – jamais observés depuis des siècles, voire des milliers d'années – se sont produits dans l'atmosphère, les océans, la cryosphère et la biosphère ». Comme l'indique la Figure 1.8, l'augmentation des émissions de CO₂ est étroitement liée au réchauffement climatique.

Toujours d'après le sixième rapport du GIEC, à l'échelle mondiale, le réchauffement climatique causera : « une augmentation de la fréquence et de l'intensité des chaleurs extrêmes, des pluies diluviennes, de la sécheresse dans certaines régions, des tempêtes tropicales, ainsi qu'une diminution de la glace de mer arctique, de la couverture neigeuse, du pergélisol et des calottes glaciaires, entraînant une élévation du niveau des mers ». Le cycle mondial de l'eau continuera de s'intensifier à mesure que les températures mondiales augmenteront, avec des précipitations et un volume d'eau disponible devenant plus variables à la fois dans l'espace et le temps. Même dans les zones bénéficiant potentiellement d'un volume de précipitations plus important, un climat plus chaud intensifiera les événements climatiques estivaux très secs, à l'origine de potentielles sécheresses. Sur les cartes à l'échelle globale de ce même rapport, une baisse des précipitations par rapport au passé est visible pour l'ensemble du bassin méditerranéen, et la partie sud de la France (Figure 1.9a).

Every tonne of CO₂ emissions adds to global warming

Global surface temperature increase since 1850–1900 (°C) as a function of cumulative CO₂ emissions (GtCO₂)

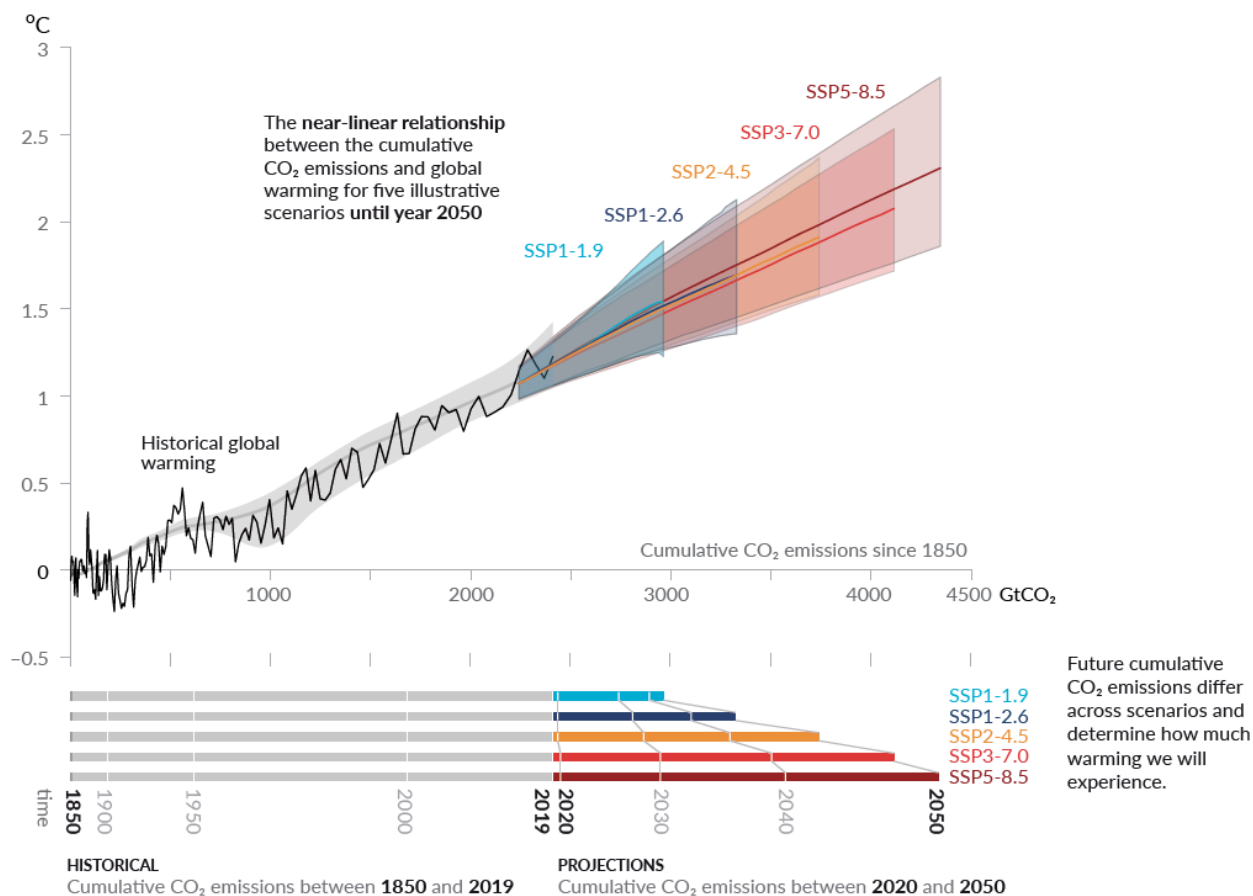


Figure 1.8. Relation entre l'émission du dioxyde de carbone dans l'atmosphère et l'augmentation des températures. Source : (IPCC, 2021).

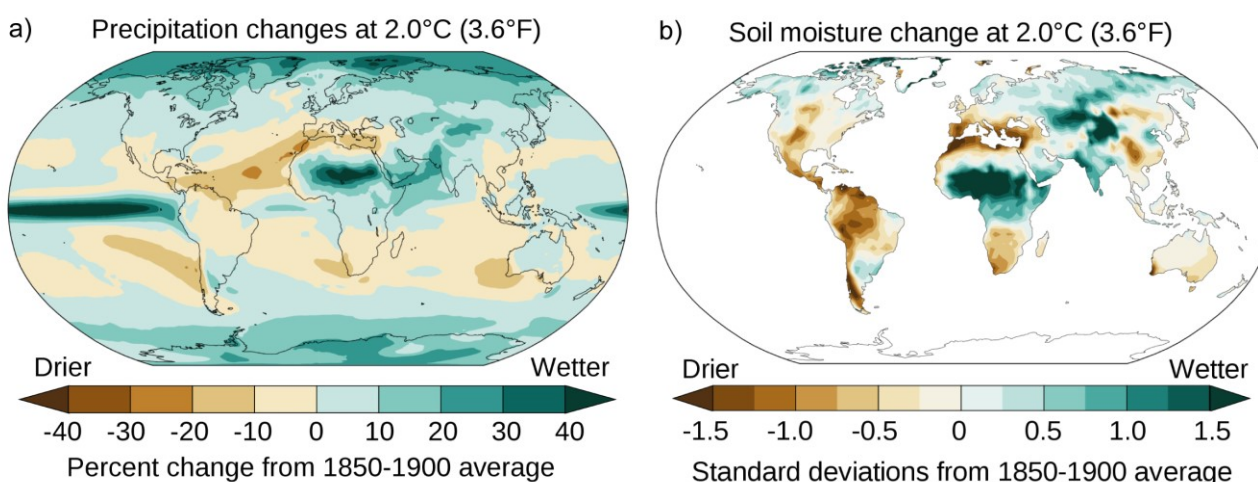


Figure 1.9. a) Changement des précipitations (%), et b) changement de l'humidité totale du sol (écart type de la variabilité interannuelle) à des niveaux de réchauffement global de 2°C (changement de la température moyenne globale de surface sur 20 ans par rapport à 1850-1900). Les changements simulés correspondent au changement moyen multi-modèles de la phase 6 du projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP6) (Eyring et al., 2016). Modifié d'après (IPCC, 2021).

À la lecture des cartes de la [Figure 1.9](#), la Bretagne se situe dans une zone intermédiaire entre l'Europe du nord, avec plus de précipitations prévues, et l'Europe du sud, avec moins de précipitations (cf. section 5.2.2). Bien que la quantité annuelle des précipitations ne devrait pas beaucoup évoluer, les projections prévoient une modification de l'intensité des épisodes pluvieux. Il faut noter qu'il est particulièrement complexe de modéliser l'évolution des précipitations futures (contrairement aux températures) dans cette zone spécifique du nord-ouest de l'Europe, où les incertitudes restent très importantes ([Boé, 2007](#); [Dayon, 2015](#)). De nombreux travaux permettent de mieux distinguer si les événements météorologiques observés sont la conséquence du changement climatique ([Giuntoli et al., 2012](#)). À ce sujet, une étude a montré que le réchauffement climatique participait à l'élargissement de l'anticyclone des Açores (zone de haute pression de l'Atlantique Nord), ciblé comme une des causes majeures des déficits en eau ces dernières années en Europe de l'ouest ([Cresswell-Clay et al., 2022](#)). Aussi, le climat global bouleversé par les forçages anthropiques, modifie la dynamique de certains courants atmosphériques comme le « jet stream » ([Woollings & Blackburn, 2012](#)), à l'origine d'événements météorologiques extrêmes ([Rousi et al., 2022](#)).

1.2.2 Sécheresses et diminution des stocks d'eau souterraine

À l'échelle mondiale, de nombreuses études décrivent l'effet du changement climatique (passé-présent-futur), sur le cycle de l'eau ([Abbott et al., 2019](#)) et plus spécifiquement sur les ressources, notamment souterraines ([Aeschbach-Hertig & Gleeson, 2012](#); [Gleeson et al., 2020](#); [Green et al., 2011](#); [Haddeland et al., 2014](#); [Hartmann et al., 2017](#); [Taylor et al., 2013](#); [Wada et al., 2010](#)). À l'échelle nationale, les études menées projettent une tendance à la baisse du débit des rivières (-30 % en moyenne à l'horizon 2070 par rapport à la période 1960-1990, selon les résultats du projet Explore 2070 ([2012](#))), surtout en période estivale, et une baisse généralisée du niveau des nappes d'eau souterraine ([Habets et al., 2013](#)). À l'échelle régionale, des travaux sur la situation hydrique future du bassin rennais mettent en avant une aggravation du déficit en eau dû à une augmentation des phénomènes météorologiques extrêmes, et des étés chauds et secs de plus en plus fréquents ([Dubreuil et al., 2003](#); [Lamy & Dubreuil, 2010](#)).

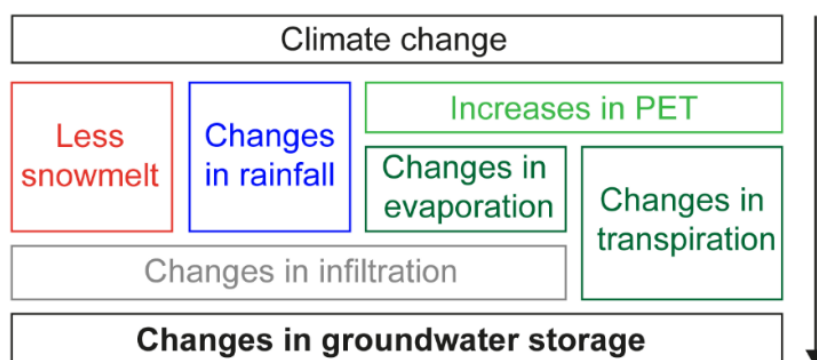


Figure 1.10. Facteurs de contrôle affectant les réponses divergentes des eaux souterraines. Modifié d'après ([Wu et al., 2020](#)).

Selon l'étude de Wu et al. (2020), l'augmentation du déficit en eau dans certaines zones géographiques (dont la France), provoquée par le changement climatique, se traduisant par une diminution des eaux souterraines (Moseki, 2018), ne reflète pas nécessairement la tendance des précipitations, sur le long terme. A contrario cette tendance peut résulter de l'augmentation de l'évapotranspiration et de la réduction de la fonte des neiges (Figure 1.10), conduisant à des réponses divergentes des changements de stockage de l'eau souterraine selon les aquifères. Sur la Bretagne, sans fonte des neiges et sans la prise en compte des pompages anthropiques, ce sont les changements de précipitations couplés à l'augmentation d'évapotranspiration qui modifieront la recharge des nappes d'eau souterraines. Bien qu'il soit complexe de prévoir et projeter l'évolution des précipitations en Bretagne (cf. section 5.2.2), les températures croissantes favorisent l'évapotranspiration, modifiant la potentielle quantité d'eau disponible.

La sécheresse définit un déficit en eau anormal et temporaire sur une région donnée. Le manque d'eau est relatif aux conditions normales et aux besoins spécifiques d'un territoire. En effet, une zone aride n'est pas nécessairement en état de sécheresse. Trois types de sécheresses sont comptabilisés, et surviennent généralement dans cet ordre chronologique : 1) la sécheresse météorologique (déficit prolongé de précipitations), 2) la sécheresse pédologique ou agricole (déficit en eau disponible pour la végétation) et 3) la sécheresse hydrologique (déficit du niveau des nappes d'eau souterraine, du débit des cours d'eau et des plans d'eau ou retenues). Ce dernier type de sécheresse altère le réseau hydrographique en surface et son intermittence, selon l'intensité, la fréquence, et la durée des périodes d'assec. Les écosystèmes aquatiques non adaptés à ces conditions sont les premiers touchés par ces phénomènes (Datry et al., 2014). Au fur et à mesure que la sécheresse s'installe, les activités socio-économiques d'un territoire sont impactées par la diminution des ressources, jusqu'aux pénuries d'eau. Il existe de nombreux indices de caractérisation des sécheresses, comme l'indice de sévérité des sécheresses de Palmer (PDSI) (Wells et al., 2004), le Standardized SWI (SSWI) dépendant de l'indice d'humidité des sols SWI (Soil Wetness Index) (Météo-France, 2019), ou encore le déficit d'évaporation (Lamy & Dubreuil, 2010) (cf. section 2.2.1).

La sécheresse a déjà sévi en Bretagne dans le passé, en 1976, 1989, 1990, 2003, 2005, 2011, (Lamy, 2014), et plus récemment en 2017, 2019, 2020. Année exceptionnelle, au mois d'août 2022, la quasi-totalité de la France est en situation de crise concernant les restrictions d'usages de l'eau (Figure 1.11a). Le déficit hydrique conséquent est même repéré depuis les images satellites (Figure 1.11b). Cet épisode de sécheresse (déjà) historique est dû à une succession d'événements défavorables : 1) des précipitations faibles à l'hiver ne permettant pas la recharge habituelle des retenues d'eau et des nappes d'eau souterraine (bassin rennais : déficit de pluviométrie de 160 mm entre novembre 2021 et mai 2022), 2) un printemps relativement chaud favorisant l'évapotranspiration des précipitations, 3) un été extrêmement déficitaire en eau (mois de juillet à Rennes : 1 mm de précipitations contre 44 mm en année normale dont la période de référence est

1980-2010), combiné à des vagues de chaleur caniculaire successives, en battant un nouveau record de chaleur : 41°C à Rennes (17°C au-dessus des normales des températures maximales pour le mois de juillet). Même si les précipitations reprennent en automne, les débits devraient rester relativement bas jusqu'à la prochaine période de recharge significative, compte tenu de l'inertie des capacités de transferts, et de stockage des compartiments hydrologiques (surface-sol-nappe). Le barrage de la Chèze, principale source d'eau potable de la capitale bretonne, devrait atteindre son plus bas niveau jamais enregistré à la fin de l'année. Les gestionnaires de l'eau potable redoutent le retour d'un hiver relativement sec, qui ne remplirait pas les nappes et les barrages avant le printemps et l'été 2023.

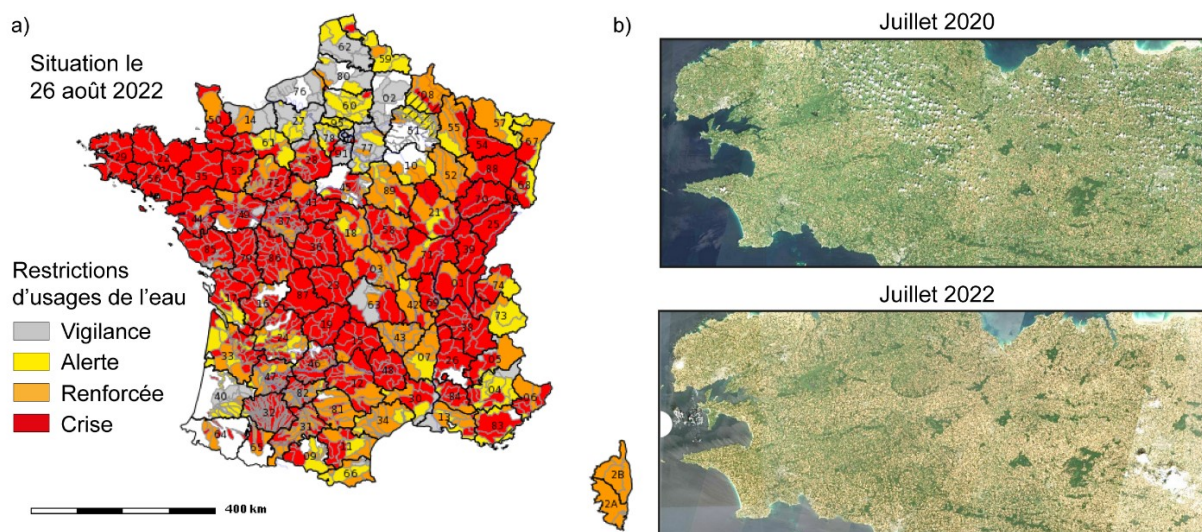


Figure 1.11. a) Carte des arrêtés sécheresse pour la restriction des usages de l'eau à l'échelle de la France Métropolitaine au 26 août 2022. Source : Propluvia. b) Comparaison des images satellite de la Bretagne fin juillet 2020 et fin juillet 2022. Source des données : satellite Sentinel-2.

La sécheresse n'est pas un phénomène nouveau avec le changement climatique, même en Bretagne. Certaines sécheresses extrêmement sévères sont répertoriées depuis des milliers d'années (Wetter et al., 2014). Néanmoins, l'augmentation du nombre d'évènements, déjà observée ces dernières décennies, peut être déjà attribuée au changement climatique (Dai, 2013; Trenberth et al., 2014). Selon plusieurs études, la fréquence d'occurrence et l'intensité des années de sécheresses extrêmes des dernières années pourraient devenir la norme dans le futur (Büntgen et al., 2021).

Les structures de gestion de l'eau potable sont particulièrement sensibles à ces périodes de sécheresses prolongées. L'extension de la durée des périodes sans précipitations induit des sécheresses agricoles et hydrologiques (y compris en hiver), mettant sous pression les systèmes d'alimentation en eau. Ainsi, certains syndicats bretons planifient des coupures d'eau potable : par exemple, en 2022, la Syndicat Mixte de Production d'Eau Potable de la Côte d'Emeraude estime ce risque à 50 %. La hausse des besoins en eau dans le bassin rennais (population, agriculture, industrie, etc.) – amplifiée lors d'épisodes caniculaire – combinée aux situations de manque d'eau de plus en plus fréquentes, incite les acteurs locaux des territoires à comprendre le rôle, et intégrer le changement climatique dans leur système d'approvisionnement en eau potable (AEP).

1.3 Appui scientifique à la gestion quantitative de la ressource en eau

1.3.1 Enjeux de l'approvisionnement en eau potable du bassin rennais

La Collectivité Eau du Bassin Rennais (CEBR) est l'autorité organisatrice du service de l'eau potable sur le Bassin Rennais. Ce syndicat mixte regroupe Rennes Métropole et six communautés de communes. De la source au robinet, la CEBR déploie un programme d'actions dédié à la protection des ressources, la production d'eau potable et sa distribution. Depuis le 1^{er} avril 2015, la Société Publique Locale (SPL) Eau du Bassin Rennais, avec un capital 100 % public, produit l'eau pour l'intégralité des communes de la CEBR et la distribue. L'objectif principal d'Eau du Bassin Rennais (EBR) est de fournir, en continu, une quantité d'eau potable suffisante et de bonne qualité à ses abonnés. Pour assurer la distribution d'eau potable aux 500 000 habitants de son territoire, soit près de la moitié du département d'Ille-et-Vilaine (35), la Collectivité dispose de 11 usines de traitement d'eau potable et de 16 ressources : 2 barrages, 2 captages en rivières, 1 étang et 11 captages souterrains. Chaque année, EBR produit en moyenne 26 Mm³ cube d'eau potable. Les aires d'alimentation de captage ou bassins-versants producteurs d'eau potable sont délimités sur la [Figure 1.12](#), avec une carte complémentaire en [Annexe 5](#).

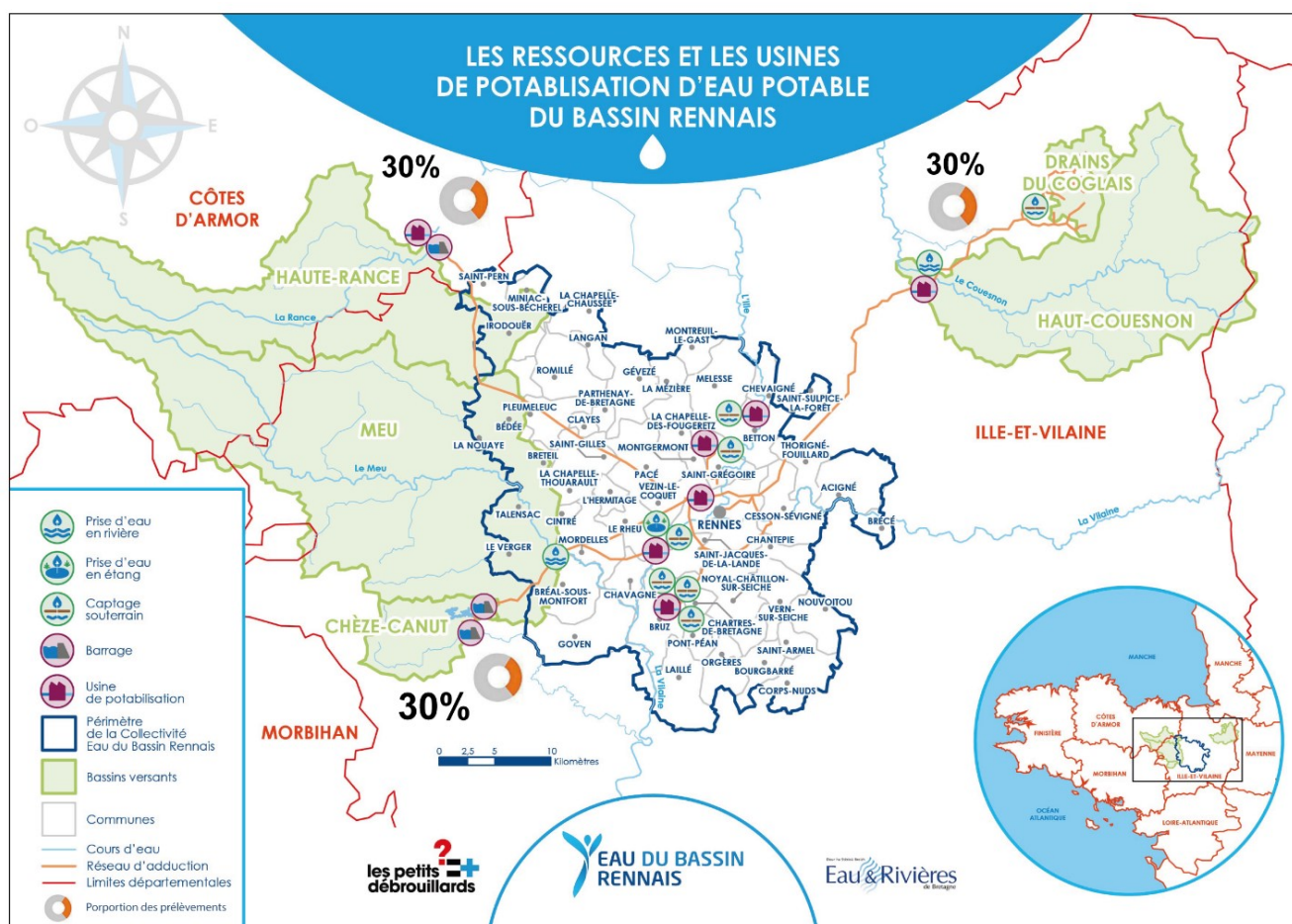


Figure 1.12. Schéma général du système d'alimentation en eau potable d'Eau du Bassin Rennais. Source : CEBR 2021.

EBR dispose de 3 grands systèmes principaux, assurant chacun 30 % de la production totale : 1) le système Meu et Chèze-Canut, 2) le système Haute-Rance, et 3) le système Haut-Couesnon et Drains du Coglès. Ces captages sont situés à plusieurs dizaines de kilomètres de Rennes, et leurs aires d'alimentation s'étendent sur d'autres départements comme les Côtes d'Armor (22). Selon le Président d'EBR, « approvisionner le Bassin de Rennes en eau est un défi historique et permanent ». Le contexte de changement climatique et le développement du territoire posent la question de la vulnérabilité quantitative – et qualitative – future, sur les ressources en eau.

1.3.2 Co-construction du projet avec les acteurs du territoire

La question de l'impact du changement climatique sur la disponibilité quantitative de la ressource en eau est de plus en plus prégnante en Bretagne. Le CRESEB associe des chercheurs, des scientifiques, des institutionnels, des syndicats d'eau potable et acteurs de la gestion intégrée de l'eau bretons au sein d'un groupe de travail dédié : transfert et appropriation des connaissances, stratégie d'observation et apports de la modélisation hydro(géo)logique pour l'aide à la décision, sont parmi les premiers éléments de réponses apportés. Aujourd'hui, de nombreux projets, achevés ou initiés, contribuent ou tentent de répondre à une question commune aux enjeux importants : quelle sera la disponibilité quantitative (captages, réservoirs d'eau, etc.) de la ressource en eau, dans un contexte de changement climatique et d'évolution des besoins (AEP, agriculture, industrie, tourisme, migration, etc.) ? Plus d'informations sont disponibles sur le site du CRESEB disponible via ce lien : <https://www.creseb.fr/animer-le-partage-de-connaissances/changement-climatique/>.

Spécifiquement, la chaire « Eaux et Territoires » offre un cadre particulièrement intéressant pour développer une recherche couplée entre les équipes de scientifiques et les gestionnaires de l'eau du territoire. Cette démarche se rapprochant des principes de la socio-hydrologie (Montanari et al., 2013; Sivapalan et al., 2012) associe les enjeux sociétaux et l'hydro(géo)logie, pour répondre à des problématiques autour de l'eau, comme la durabilité des ressources en eau souterraine (Elshall et al., 2020). Les questions scientifiques traitées dans ces travaux sont développées selon les inquiétudes et les risques déjà identifiés par les acteurs du territoire, en tirant partie de leur connaissance du terrain et de leur expertise. La démarche intégrée mise en place et les travaux de recherche entrepris permettent d'apporter des éléments de réponses aux objectifs opérationnels définis en amont par l'ensemble des parties prenantes.

1.3.3 Des questions de recherche aux problématiques locales

Face aux enjeux du changement climatique, l'objectif général des travaux de thèse, partagé avec les gestionnaires de l'eau, est d'identifier et de comprendre les mécanismes à l'origine de la répartition spatio-temporelle des ressources en eau à l'échelle du territoire, le but étant d'anticiper l'avenir, et optimiser la capacité d'agir. Les questions opérationnelles et de recherche posées dans

ces travaux de thèse ont émergé selon : le contexte des ressources en eau du bassin rennais, les problématiques que génèrent le changement climatique sur ces ressources, et les enjeux autour de l’approvisionnement en eau potable qui en découlent.

En effet, comme décrit plus haut, le climat breton est plutôt humide. Néanmoins, même si les volumes d’eau déversés sont équivalents aux conditions historiques, le régime des précipitations risque d’être modifié à l’avenir. L’évapotranspiration est aussi favorisée par l’augmentation des températures déjà observées ces dernières années. De plus, dans la majorité des cas, les aquifères de socle fracturés, peu profonds, n’offrent pas une forte capacité de stockage, même s’ils jouent un rôle majeur sur la dynamique hydrologique du bassin versant – notamment le débit et les cours d’eau. Ces systèmes complexes sont particulièrement sensibles aux épisodes de déficit en eau, amenés à se répéter dans le futur.

Dans ce contexte, Eau du Bassin Rennais souhaite optimiser l’intégration du changement climatique à leur système d’approvisionnement en eau potable. D’une part, ce défi soulève un certain nombre de questions opérationnelles. D’autre part, ces demandes nécessitent de répondre à un certain nombre de questions de recherche, au croisement de plusieurs communautés scientifiques (hydrogéologie, hydrologie, géomorphologie, écologie, sociologie). Les liens étroits entre les axes de recherche développés et les interrogations opérationnelles sont illustrés sur la [Figure 1.13](#), et décrits ci-dessous.

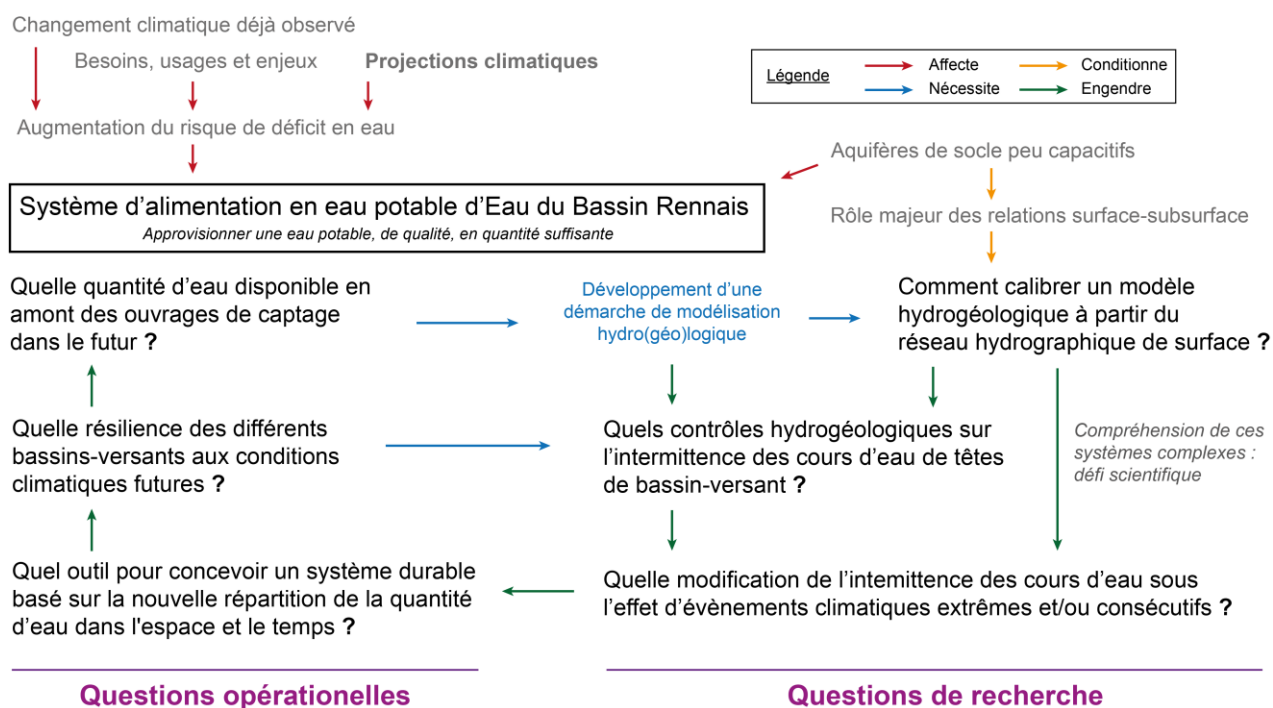


Figure 1.13. Questions opérationnelles posées par les partenaires et questions de recherche qui en découlent selon les problématiques identifiées sur le territoire.

Les gestionnaires de l'eau potable souhaitent prévoir la quantité d'eau disponible, dans le futur, en amont des ouvrages de captage. Cette demande pose la question de la résilience des bassins versants, et de l'ensemble des aires d'alimentation en eau potable, aux nouvelles conditions climatiques. En parallèle du « time of emergence » du climat (Hawkins & Sutton, 2012), existe-t-il une « date de péremption » du système d'exploitation en eau actuel ? Pour y répondre, le besoin d'un outil d'anticipation a très vite été identifié pour optimiser la gestion de l'eau entre les ouvrages.

Pour répondre à ces demandes opérationnelles, il faut tout d'abord comprendre comment le système – naturel et anthropique – fonctionne sur la base d'analyses rétrospectives et de données historiques. Les travaux se sont ensuite logiquement orientés vers le développement d'une démarche de modélisation hydro(géo)logique, indispensable pour répondre aux questions posées. Très vite confronté au manque de données observées sur les sites d'étude, de nouvelles méthodes de calibration (cf. section 1.4.3) des modèles ont été proposées. Étant donné les fortes interactions avec la nappe d'eau souterraine dans les contextes étudiés, les approches proposées s'intéressent particulièrement au réseau hydrographique. Il faut noter que la caractérisation des complexes relations subsurface-surface reste un défi majeur pour la communauté scientifique. À titre d'exemple, les mécanismes à l'origine de l'intermittence des cours d'eau sont encore mal connus. Les modèles hydrogéologiques développés dans le cadre de ces travaux simulent la dynamique spatio-temporelle des cours d'eau intermittents. Cette innovation est exploitée pour améliorer la calibration des modèles à l'échelle des bassins-versants d'alimentation en eau potable. In fine, à partir des modèles calibrés et de projections climatiques futures, nous sommes capables de projeter les évolutions possibles des ressources en eau à l'échelle du territoire pour Eau du Bassin Rennais.

1.4 Apports de la modélisation hydro(géo)logique

1.4.1 Comment comprendre et projeter l'évolution des ressources en eau ?

La finalité d'un modèle est de représenter schématiquement une entité ou un processus réel, dans le but de comprendre et d'expliquer son fonctionnement, mais également, de prévoir son comportement (Anderson et al., 2015). D'une part, les modèles numériques permettent d'identifier le rôle des différents paramètres sur les processus hydrogéologiques simulés. D'autre part, ils peuvent être exploités en tant qu'outil et de projection, par exemple, sous l'effet de conditions climatiques futures. Le schéma présenté en Figure 1.14 résume la démarche appliquée dans ces travaux de thèse, et classiquement suivie pour quantifier l'impact du changement climatique sur les ressources en eau. De nombreuses études ont déjà adopté ce type de démarche à différentes échelles spatiales : continentale (Goderniaux et al., 2009), régionale (Zhang et al., 2019), et locale (Rivard et al., 2014). In fine, les modèles sont susceptibles d'être utilisés en tant qu'outil de gestion ou d'aide à la prise de décisions (Gorelick & Zheng, 2015).

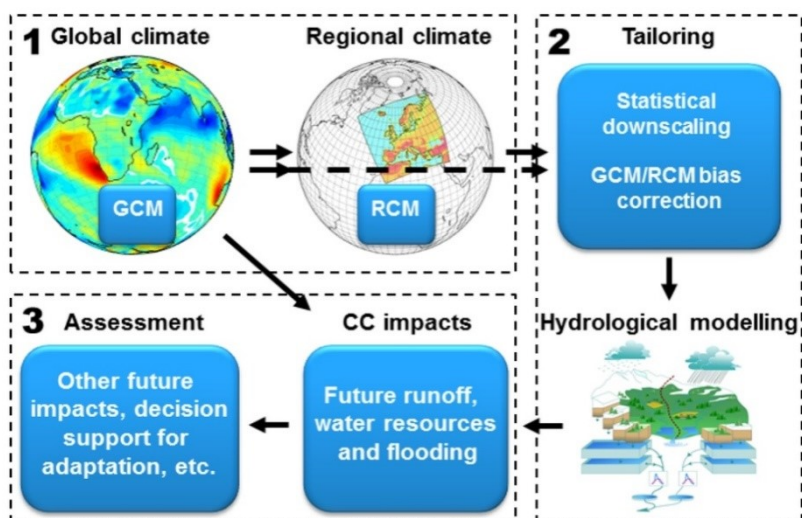


Figure 1.14. Les trois principales étapes généralement suivies pour l'évaluation de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie : (1) modélisation climatique (globale et régionale) ; (2) adaptation et modélisation hydrologique ; (3) évaluation de l'impact. Source : (Olsson et al., 2016).

1.4.2 Choix du type de modèle hydrologique développé

Comme vu précédemment, il existe des liens étroits entre les eaux souterraines, le débit et le linéaire des cours d'eau. Afin de représenter ces relations subsurface-surface, des modèles hydrogéologiques, à base physique et distribués à l'échelle du bassin du versant, ont été développés dans ces travaux. La modélisation numérique des systèmes aquifères, à l'échelle du bassin versant, permet d'analyser et de mieux comprendre la dynamique des eaux souterraines (Anderson et al., 2015), tout en apportant des éléments de réponse aux questions liées à la gestion de la ressource en eau. Cette approche comble des lacunes de connaissances sur le fonctionnement du milieu souterrain en apportant une réponse concrète aux acteurs de la gestion de l'eau.

À partir d'équations physiques, les modèles développés simulent mathématiquement l'écoulement des eaux souterraines. La stratégie de modélisation suivie dans ces travaux a été de développer des modèles simples et parcimonieux. Certains auteurs comme de Marsily et al. (1992) insistent sur le fait que les modèles en hydrogéologie doivent tendre vers des produits finis et la simplicité « élégante » (Schwartz et al., 2017). Cette stratégie nécessite une bonne maîtrise des paramètres et une meilleure compréhension des processus, sans se perdre dans la recherche de la complexité (Hill, 2006), pour in fine, faciliter le déploiement des modèles à d'autres zones d'études.

De nombreux logiciels de modélisation hydrogéologique numérique ont été développés, plus ou moins complexes, avec chacun leurs spécificités, leurs avantages et inconvénients. La complexité de ces logiciels impacte grandement les temps de calculs : certains ne simulent que les processus d'écoulement souterrain (modèle hydrogéologique) alors que d'autres sont couplés à des processus d'écoulement en surface (modèle hydrologique). En général, ces modèles couplés et intégrés (Brunner & Simmons, 2012), nécessitant un nombre important de données d'entrée, sont complexes

à mettre en œuvre, tant en effort de développement qu'en temps de calcul. Dans la littérature, il existe 3 méthodes principales de couplage entre de la subsurface et de la surface (NGWA, 2017) :

1. Modélisation liée manuellement : simulations indépendantes puis calibration
2. Modélisation couplée : simulations séparées puis intégration aux conditions limites
3. Modélisation entièrement intégrée : simulations avec équations résolues simultanément

Les modèles hydrogéologiques développés dans le cadre de cette thèse s'apparentent à la méthode 1. Les données de recharge d'aquifère utilisées en entrées des modèles hydrogéologiques proviennent d'un modèle hydrologique de surface (LSM : Land Surface Model) indépendant à l'échelle de la France, nommé SURFEX (Le Moigne et al., 2020). Pour la génération des cours d'eau à la surface, un routage de surface simplifié (écoulement selon la plus grande pente) est couplé aux sorties des modèles hydrogéologiques une fois les simulations achevées. Selon Anderson (2015), bien que les modèles hydrogéologiques ne puissent pas être aussi détaillés, ni aussi complexes que le système réel, ils sont utiles de multiples façons comme par exemple :

1. Intégrer et assurer la cohérence entre les propriétés des aquifères, la recharge, la décharge et les niveaux des eaux souterraines
2. Estimer les débits et les caractéristiques des aquifères pour lesquels des mesures directes ne sont pas disponibles
3. Simuler la réponse de l'aquifère dans des conditions hypothétiques
4. Identifier les zones sensibles où des informations hydrologiques supplémentaires pourraient améliorer la compréhension

1.4.3 Étapes classiques de la modélisation

Avant d'être un potentiel outil d'aide à la décision, le développement d'un modèle numérique requière de suivre certaines étapes indispensables (Figure 1.15). En effet, selon les objectifs attendus par la modélisation, le choix du modèle conceptuel et du modèle mathématique, la quantité et la qualité des données à collecter, sont très variables. En outre, le développement du modèle (discrétisation, paramétrisation, etc.), sa simulation, et son post-processing dépendent, généralement, du code ou du simulateur numérique. Il est également recommandé d'effectuer une analyse de sensibilité des paramètres avant l'exploitation des résultats.

Le modèle nécessite souvent de passer par une étape de calibration, particulièrement s'il est destiné à devenir un outil de gestion et de prévision, et/ou de projection. Cette étape est la plus complexe et contraignante puisqu'elle a pour objectif – dans la majorité des cas – de caler les paramètres du modèle pour représenter au mieux des données observées. Les modèles hydrogéologiques sont classiquement calés sur des niveaux piézométriques mesurés dans des puits d'observation (Janos et al., 2018) et/ou des débits mesurés en rivière (Cochand et al., 2018). Confrontée au manque de données piézométriques sur la zone d'étude, la majeure partie des travaux de recherche de la thèse s'est focalisée sur le développement de nouvelles méthodes de calibration

des modèles hydrogéologiques. Nous proposons notamment d'estimer les propriétés hydrauliques de l'aquifère à partir du réseau hydrographique observé en surface (cf. article de la section 3.2). Comme souligné précédemment, les modèles calibrés sont utilisés pour projeter l'évolution future des ressources en eau sous l'effet du changement climatique, en amont des ouvrages de captage d'eau potable. Par ailleurs, s'il existe de fortes incertitudes sur les aspects climatiques, il ne faut pas omettre et oublier de critiquer celles liées aux aspects hydrologiques et au fonctionnement des hydrosystèmes simulés (Bredehoeft, 2005; Konikow, 2011; Oreskes et al., 1994). Une citation bien connue et reprise dans la littérature résume bien un des paradigmes de la modélisation : « tous les modèles sont faux, mais certains sont utiles » (Clement, 2011; Nordstrom, 2012; Refsgaard & Henriksen, 2004).

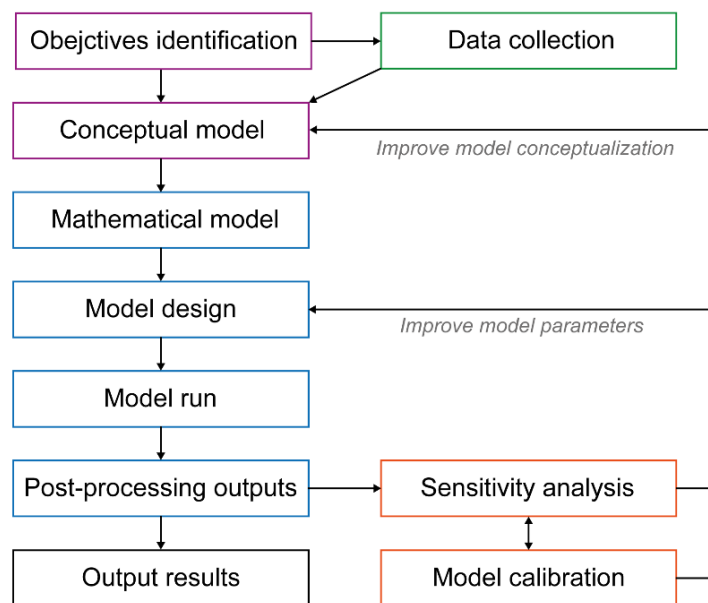


Figure 1.15. Étapes classiques de la modélisation numérique hydro(géo)logique. Source : inspiré de (Anderson et al., 2015).

1.5 Récapitulatif de la démarche générale du projet

L'introduction proposée précédemment a permis d'aborder 4 axes majeurs. Le **premier axe** traite de l'objet autour duquel gravite l'ensemble des travaux de thèse, les ressources en eau et les causes globales de leur répartition dans l'espace et le temps. Le **second axe**, plutôt méthodologique, décrit l'intérêt de la modélisation hydro(géo)logique pour répondre aux problématiques exposées. Le **troisième axe** soulève le problème autour de l'objet étudié, c'est à dire l'implication du changement climatique sur les déficits en eau. Le **quatrième axe** dresse les enjeux autour de l'alimentation en eau potable du bassin rennais et les questions qui en découlent.

Tout au long de la thèse, les travaux de recherche ont permis d'avancer conjointement sur ces 4 axes principaux, reliés entre eux sur la Figure 1.16. L'ensemble des méthodologies développées et les résultats obtenus sont traités dans les sections suivantes du manuscrit.

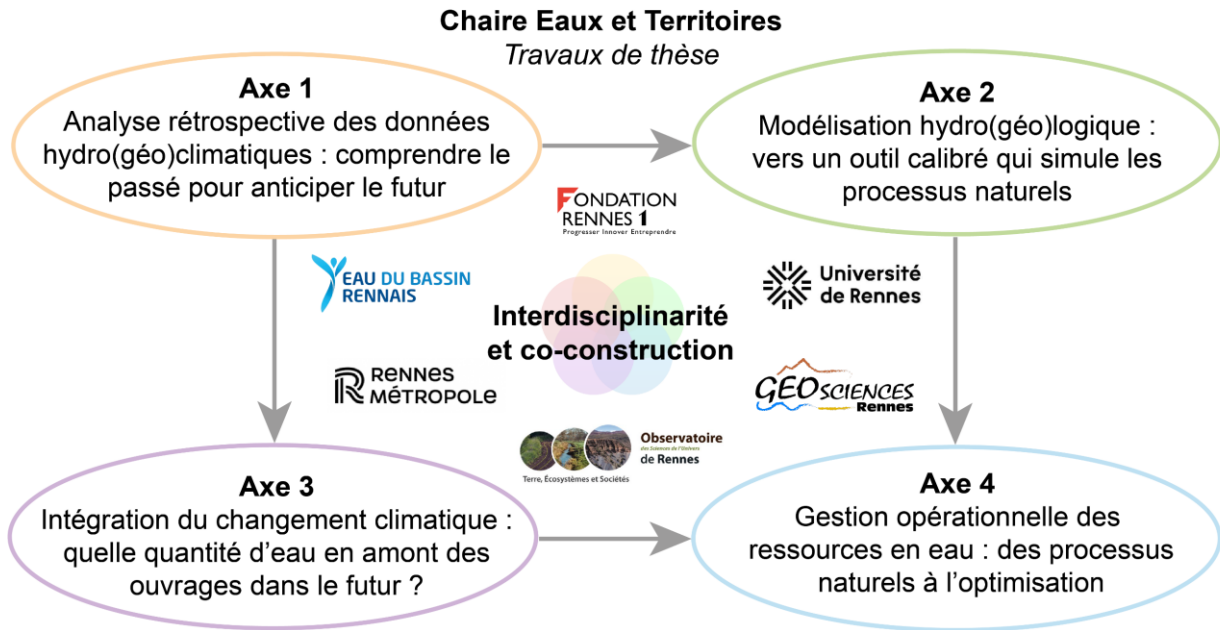


Figure 1.16. Axes principaux développés dans ces travaux de thèse dans le cadre de la chaire Eaux et Territoires, un projet mené en co-construction et interdisciplinaire.

2 EVOLUTION HYDRO(GEO)CLIMATIQUE DU BASSIN RENNAIS : MIEUX COMPRENDRE LE PASSE POUR ANTICIPER LE FUTUR

L'analyse de l'évolution hydro(géo)climatique du bassin rennais se décline en 3 points. Cette partie débute par l'étude rétrospective des données disponibles en amont d'un ouvrage stratégique de captage. Le second point s'intéresse à l'analyse de données climatiques et hydrologiques recueillies sur la zone d'étude, qui ont conditionné l'approche de modélisation développée en section 2.3. Déjà repéré sur la [Figure 1.2](#) et [Figure 1.3](#) de l'introduction, le cadre de la zone d'étude est délimité par un rectangle, dessiné à l'est de la Bretagne, englobant les bassins-versants d'alimentation en eau potable d'Eau du Bassin Rennais ([Figure 2.1](#)).

2.1 Système d'approvisionnement en eau potable du bassin rennais

2.1.1 Caractéristiques des bassins-versants majeurs sources d'eau potable

Le schéma d'approvisionnement en eau potable du bassin rennais repose sur 3 grands systèmes principaux, englobant 6 aires d'alimentation en eau potable, délimitées et numérotées sur la [Figure 2.1](#). Une brève description des différentes aires d'alimentation est proposée ci-dessous.

- Système Chèze-Canut et Meu
 - *Aire d'alimentation de captage de la Chèze et Canut*

Cette aire d'alimentation est un secteur essentiel du système d'approvisionnement d'Eau du Bassin Rennais. Ce territoire est particulièrement stratégique en raison du barrage de la Chèze, construit entre 1973 et 1975, et permettant de stocker un maximum de 14,5 millions de m³ sur une surface d'environ 2 km². La prise d'eau située en aval de la retenue draine un bassin-versant d'environ 30 km² et achemine l'eau vers l'usine de potabilisation de Villejean (à l'ouest de Rennes). Plus au sud et construit en même temps que celui de la Chèze, le barrage du Canut, d'une capacité de stockage de 0.3 millions de m³, draine un bassin versant d'environ 25 km². Une dérivation permet d'acheminer une partie de ses eaux vers la retenue de la Chèze, mais n'est plus utilisée depuis 2017 pour des raisons sanitaires, du fait de ses fortes concentrations en pesticides (métabolites).

- *Aire d'alimentation de captage du Meu*

D'une longueur de plus de 87 kilomètres, la rivière Le Meu prend sa source à Saint-Vran, dans les Côtes d'Armor (22), et se jette dans la Vilaine, un fleuve traversant Rennes. Une station de pompage dans la rivière, située à Mordelles, est mise en service depuis 1975. La mise en œuvre d'une nouvelle filière de traitement des boues de l'usine de Villejean a permis de répondre à la problématique posée par l'eau provenant du Meu : très chargée en matières organiques et en matières en suspension. L'autorisation journalière de pompage est de 75 000 m³. Une partie de l'eau prélevée dans Le Meu peut être refoulée vers le barrage de la Chèze avec une capacité de 800 m³/h.

Cette connexion Meu vers Chèze est activée seulement lors de fortes sécheresses hivernales, ne permettant pas le remplissage naturel du barrage à partir de la Chèze. Néanmoins, cette opération induit un coût important par la consommation électrique : à titre d'exemple, la facture s'était élevée à 130 000 € pour l'hiver 2021-2022.

- *Bassin-versant de la Vaunoise*

Bien qu'il ne soit pas directement exploité pour l'alimentation en eau potable, ce sous-bassin versant, du bassin-versant du Meu, est aussi étudié dans ces travaux. À la demande de Rennes Métropole, il s'agit sur ce sous-bassin d'analyser l'impact des étiages et des assecs sur le rejet des eaux traitées, par les stations d'épurations. Au vu des stations de rejets d'eaux traitées stratégiques dont il dispose, ce bassin est défini en tant que site d'étude pilote, pour apporter des éléments de réponse préliminaires sur cette problématique.

- Système Haute-Rance

- *Aire d'alimentation de captage de la Haute-Rance*

L'eau de ce grand bassin versant d'environ 374 km² est captée (depuis 1963) au niveau du barrage de Rophémel, situé dans les Côtes-d'Armor, puis acheminée vers l'usine de Villejean. La production d'eau potable se situe entre 7 à 10 millions de m³/an. La retenue stocke principalement les eaux du fleuve de la Rance, prenant sa source dans les monts du Mené. Initialement, le barrage a été construit, entre 1931 et 1938, pour la production d'hydroélectricité.

- Système Haut-Couesnon et Drains du Coglais

- *Aire d'alimentation de captage du Haut-Couesnon*

D'une longueur de 98 km, Le Couesnon prend sa source à l'est de la Bretagne et se jette dans la baie du Mont-St-Michel. L'eau, prélevée dans le fleuve, provient d'une aire d'alimentation d'environ 370 km² et alimente l'usine de potabilisation de Mézières-sur-Couesnon. Afin d'assurer le prélèvement, le niveau d'eau dans la rivière est maintenu constant grâce à un petit barrage situé en aval du pompage. Un prélèvement maximal de 15 000 m³/j (750 m³/h) est autorisé dans le Couesnon, sous réserve de respecter un débit réservé minimum de 0,364 m³/s dans la rivière. Le respect de ce débit réservé implique l'arrêt du prélèvement dans le Couesnon durant 2 à 3 mois en année sèche.

- *Aire d'alimentation de captage des Drains du Coglais*

Les drains souterrains du Coglais collectent l'eau stockée dans le sous-sol granitique d'un territoire d'environ 30 km². L'eau puisée est la principale ressource en eau souterraine du département d'Ille-et-Vilaine. Ressource historique du Bassin Rennais, ces captages souterrains mis en service en 1882, sont composés de 13 drains situés entre 5 et 10 mètres de profondeur. Du fait du mode de captage des eaux par simple gravité, les débits journaliers collectés varient très sensiblement entre les étiages sévères (5 000 m³/j) et les périodes de hautes eaux (plus de 20 000 m³/j). L'autorisation totale de prélèvement s'élève à 3 650 000 m³/an. L'eau captée par les drains

rejoint l'aqueduc de la Minette avant d'être acheminée gravitairement jusqu'à l'usine de Mézières-sur-Couesnon pour traitement.

Chacun de ces 3 systèmes produit environ 30 % de l'eau potable, soit environ 8,5 millions de m³. Eau du Bassin Rennais s'appuie aussi sur la production des captages plus petits, dispatchés sur le territoire : dans un étang (Bougrières) et quelques souterrains (Lillion, Noé, La Pavais - La Marionnais - Fenicat, Vau Reuzé). Ils permettent surtout de sécuriser et anticiper d'éventuels problèmes sur le circuit d'eau potable. Par exemple, en septembre 2022, Eau du Bassin Rennais a obtenu l'autorisation de pomper 1,7 million de m³ dans l'étang des Bougrières pour cause de sécheresse.

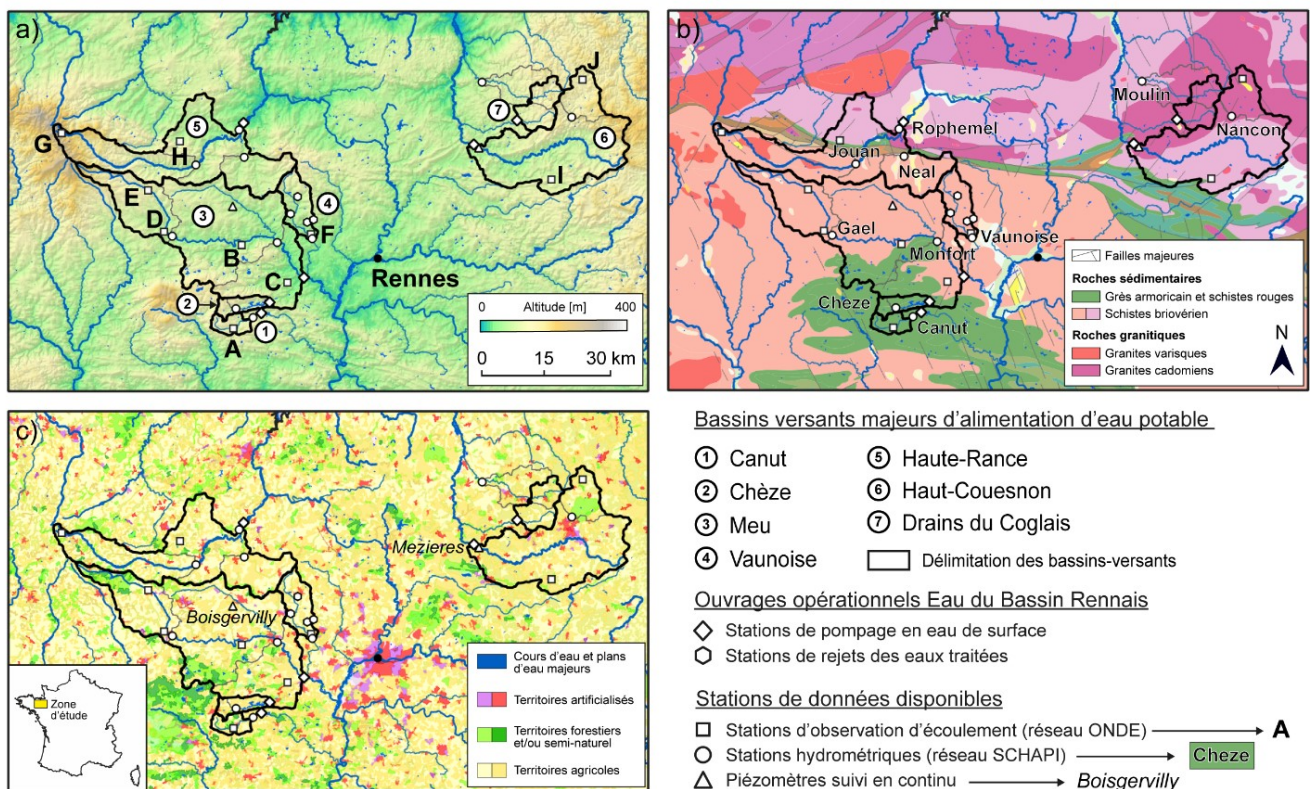


Figure 2.1. Localisation des stations de mesures des données hydrologiques disponibles pour les bassins-versants d'alimentation en eau potable principaux d'Eau du Bassin Rennais. En arrière-plan, les caractéristiques principales du milieu : a) topographie (Sources des données : IGN, BD ALTI 75m), b) géologie (Source des données : BRGM, carte au 1 : 1 000 000), c) occupation du sol (Sources des données : CORINE Land Cover 2018).

Pour chaque site, les objectifs définis en concertation avec les partenaires sont 1) de développer un premier modèle hydrogéologique, 2) de le caler sur un ensemble de données observées, 3) de simuler l'évolution du débit des cours d'eau et du stock d'eau souterraine sous l'effet des projections climatiques futures. Dans cette partie, les différents sites sont brièvement décrits afin d'introduire le cadre général de la zone d'étude. Une description plus détaillée et les résultats produits sont présentés dans la section 5 de ce manuscrit.

2.1.2 Site d'étude pilote : bassin versant du Meu et retenues de la Chèze-Canut

Etant donné l'intérêt stratégique majeur de ces bassins-versants, les travaux se sont initialement portés sur le système Meu-Chèze-Canut. Le bassin versant de la Chèze, à l'inverse du Canut, fait partie intégrante de l'aire d'alimentation de la prise d'eau en rivière de Mordelles, située sur le bassin versant du Meu. Toutefois, ces 3 bassins sont interconnectés par un réseau d'adductions destiné à la gestion de l'eau potable (Figure 2.2). Des transferts d'eau peuvent être effectués pour alimenter la retenue de la Chèze, depuis la retenue du Canut ou depuis la prise d'eau dans Le Meu. Un des objectifs majeurs des gestionnaires de l'eau potable est de veiller à ce que la retenue de la Chèze soit remplie à la fin de chaque hiver (mars/avril). Cette stratégie leur permet de sécuriser l'approvisionnement en eau pour l'été suivant et d'anticiper l'arrêt de la production des autres ressources (quantité d'eau insuffisante, pollution des eaux brutes, problèmes d'installations, etc.).

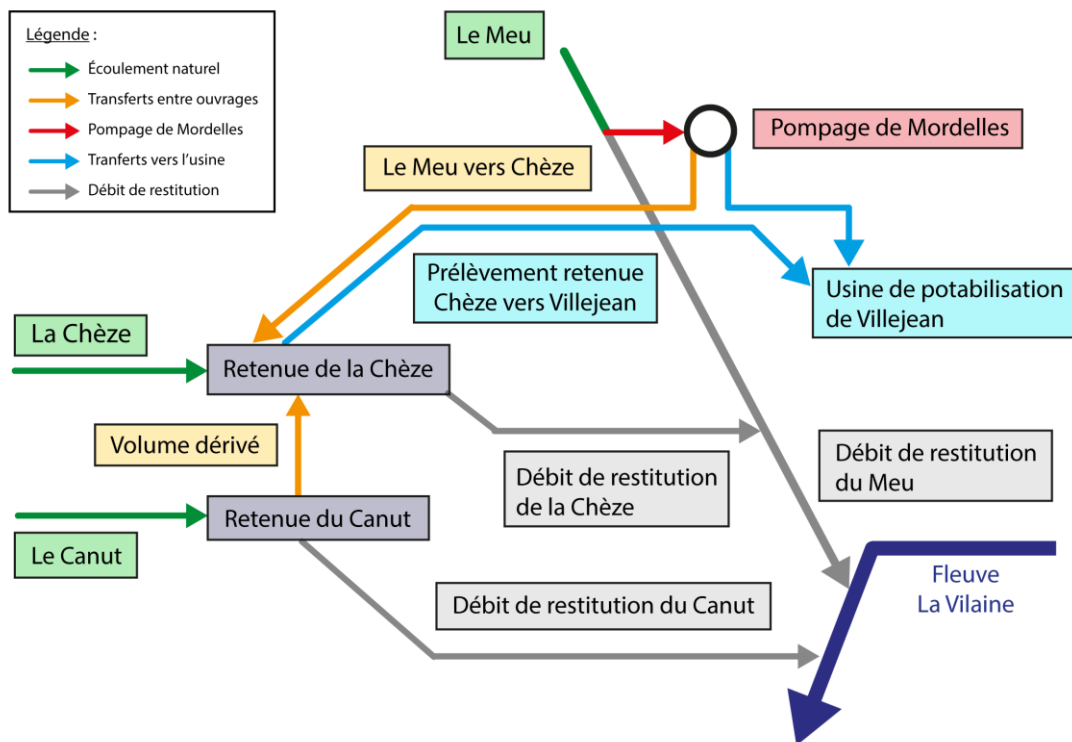


Figure 2.2. Schéma conceptuel du système d'approvisionnement en eau potable Meu-Chèze-Canut.

Le contraste de paysage entre le bassin-versant du Meu et les bassins-versants Chèze-Canut est intéressant pour travailler sur les axes de recherche explorés (section 1.3.3). La rivière Le Meu prend sa source dans les monts du Mené, à environ 250 m d'altitude et son bassin versant est majoritairement composé d'une roche sédimentaire caractéristique du bassin rennais, le schiste briovérien. Ce socle d'environ 600 millions d'années a été altéré sur des épaisseurs qui peuvent atteindre 50 mètres selon l'Atlas des paysages d'Ille-et-Vilaine (2022). D'après le BRGM (Mougin et al., 2008), ces altérites, souvent argileuses et caractérisées comme peu perméables, peuvent effectivement atteindre 40 m et une épaisseur du milieu fissuré utile estimée entre 40 m et 50 m. Au sud de ce bassin versant, une discordance sépare le schiste briovérien (wackes, schistes, grès,

arkoses), du grès armoricain (quartzites, grès, arkoses, schistes) et des schistes rouges (grès, conglomérats, schistes). Cette lithologie recouvre environ 1/3 de la superficie du bassin. Elle caractérise entièrement les bassins-versants de la Chèze et du Canut, qui prennent leur source à environ 150 m d'altitude, aux portes du massif et de la forêt de Paimpont-Brocéliande.

Le relief diffère selon le substrat géologique. Pour le Meu, le socle altéré et les larges dépôts de limons qui le recouvrent tendent à former un plateau assez homogène incisé par des vallées. Le relief des terrains à substrat briovérien est caractérisé par une succession de collines et de vallées généralement peu marquées. Pour les formations gréseuses de la Chèze-Canut, les altitudes sont souvent un peu plus hautes, et les reliefs plus creusés. Bien que la proportion de surfaces agricoles soit relativement similaire, les plaines du bassin-versant du Meu favorisent l'implantation de plus larges parcelles ouvertes que pour les bassins-versants de la Chèze-Canut. Ces derniers sont plutôt escarpés, où les vestiges du bocage (présence de haies, arbres et talus entre les parcelles), subsistent. Ces sites d'étude n'ont pas été épargnés par la transformation des paysages ruraux suite au remembrement agricole (Figure 2.3), très actif entre les années 1955 et 1975, et correspondant à l'accélération de la modernisation de l'agriculture. Cette transformation, caractérisée par une perte massive du bocage, a un impact important sur la dynamique hydrologique des systèmes, mais reste difficile à identifier et quantifier. Ce volet est abordé en section 5.4.3.

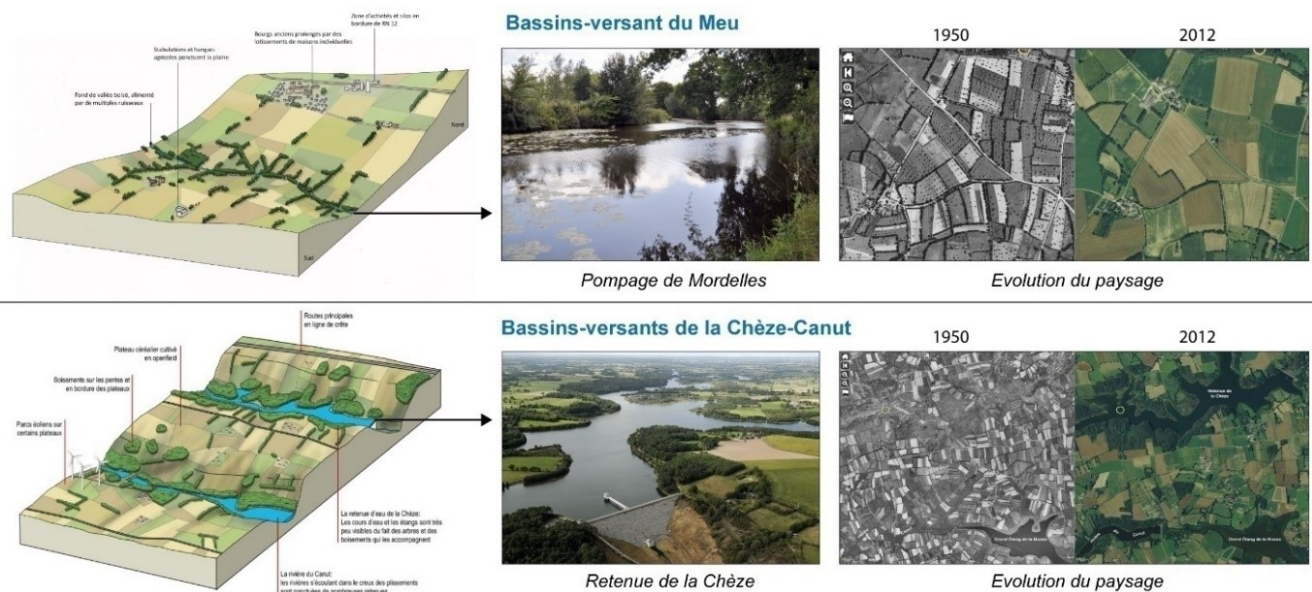


Figure 2.3. Comparaison des paysages du bassin-versant du Meu et de la Chèze-Canut à partir d'un schéma conceptuel et évolution paysagère observé à partir de photos aériennes prises en 1950 et 2012. Source des données : (Département d'Ille-et-Vilaine, 2022).

Pour ce site d'étude, un « Atlas hydrologique et géographique du bassin versant du Meu et de la Chèze-Canut » a été produit. Ce document, composé d'une trentaine de cartes, dresse le portrait de la zone d'étude : géographie, climat, hydrologie, pédologie et hydrogéologie. Ces cartes sont liées à une base de données développée à l'échelle du site. Le format de chacune des cartes est similaire à celui de la Figure 2.20.

2.1.3 Évolution des niveaux d'eau du barrage de la Chèze

Le barrage de la Chèze peut stocker 14,5 Mm³ d'eau sur une surface d'environ 2 km². Il draine un bassin versant d'environ 30 km² (superficie en amont du point B sur la Figure 2.4a). Le volume d'eau du barrage est estimé à partir d'un abaque selon la hauteur d'eau mesurée (Figure 2.4c).

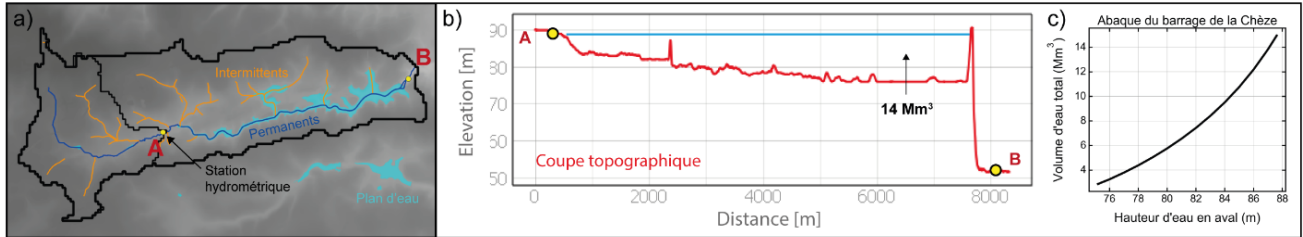


Figure 2.4. a) Bassin-versant de la retenue de la Chèze et son réseau hydrographique. Source des données : IGN, BD TOPO 2022. b) Coupe topographique de la retenue entre le point A et B sur la carte. Source des données : IGN, RGE 5 m. c) Abaque des volumes d'eau en fonction des hauteurs d'eau mesurées au niveau du barrage, au point B sur la carte. Source des données : CEBR.

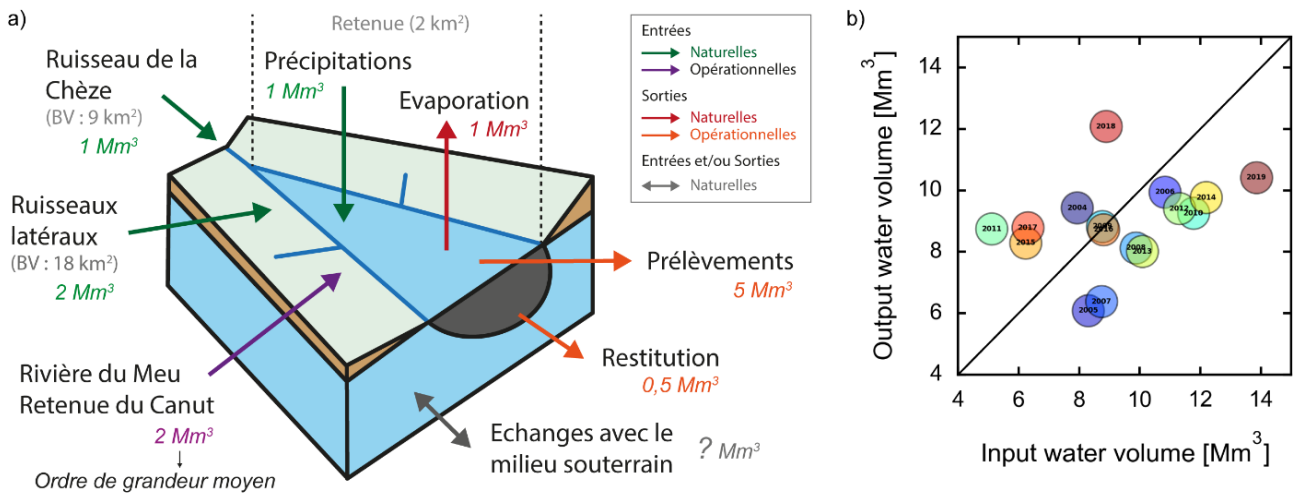


Figure 2.5. a) Schéma conceptuel du barrage de la Chèze et composantes du bilan des flux entrants et sortants. b) Bilan annuel des entrées en fonction des sorties observées de 2003 à 2019, sans prendre en compte les potentiels échanges avec le milieu souterrain. Source des données : réanalyse météorologique SAFRAN (Météo-France), réseau de station hydrométrique SCHAPI, et CEBR.

Plusieurs flux d'entrées et de sorties, d'origine naturelle ou anthropique, contrôlent le volume d'eau dans la retenue. Les composantes du bilan de flux sont illustrées sur la Figure 2.5a. Sur l'équation (1) du bilan reprenant l'ensemble des flux, l'ensemble des composantes sont connues ou estimées, hormis les potentiels échanges avec le milieu souterrain.

$$\frac{dV}{dt} = Q_{chèze} + Q_{ruisseaux} + P - E + T_{meu} + T_{canut} - T_{prélèv} - Q_{resti} \pm GW \quad (1)$$

où dV / dt [L³/T] est la variation du volume d'eau dans la retenue V [L³] dans le temps t [T], $Q_{chèze}$ [L³/T] le débit mesuré à la station hydrométrique en amont de la retenue, $Q_{ruisseaux}$ le débit estimé des ruisseaux latéraux à la retenue, P [L³/T] la quantité d'eau apportée par les précipitations et E [L³/T] la quantité perdue par évaporation, T_{meu} [L³/T] et T_{canut} [L³/T] les ajouts d'eau depuis la rivière Le Meu et la retenue du Canut, $T_{prélèv}$ [L³/T] les prélèvements effectués, Q_{resti} [L³/T] le débit de restitution, et GW [L³/T] les potentiels échanges (apports ou pertes) avec le milieu souterrain.

Tout d'abord, le ruisseau de la Chèze alimente la retenue depuis l'amont à partir d'un sous-bassin versant d'une surface d'environ 9 km². L'exutoire de ce sous-bassin dispose d'une station hydrométrique opérationnelle depuis 1990. D'autres multiples ruisseaux « latéraux » alimentent la retenue sur ses flancs, pour une superficie totale de sous-bassin-versants d'environ 18 km² (Figure 2.4a). Selon cette superficie, une hypothèse peut être émise : l'ensemble de ces petits sous-bassins versants, d'une superficie totale de 18 km² au total, apportent 2 fois la quantité d'eau du sous-bassin versant de 9 km² en amont (où la station hydrométrique fournit des données de débit mesuré). Le bilan des précipitations moins l'évaporation, à l'échelle de la surface de la retenue, modifie naturellement son niveau. Il convient de préciser qu'à ce stade de l'étude, par manque de données observées sur les précipitations à l'échelle locale, les données exploitées sont celles issues de la réanalyse météorologique SAFRAN (cf. section 2.2.1). L'évaporation est calculée à partir de l'équation de Oudin (Oudin et al., 2005), initialement conçue pour calculer l'évapotranspiration (voir explication en Annexe 17). Selon les opérations réalisées par les gestionnaires de l'eau, une certaine quantité d'eau provenant de la rivière Le Meu, et/ou de la retenue du Canut, remplit le barrage de la Chèze. Des flux de sorties opérationnelles constituent les prélèvements et le débit de restitution (autorisation avant 2015 : 700 m³/j de décembre à mars, 400 m³/j les autres mois, depuis 2015 : 2384 m³/j). Enfin, on suppose que des apports ou pertes en eau de la retenue sont possibles à partir d'échanges avec le milieu souterrain.

Les données, pour l'ensemble des variables listées précédemment, sont disponibles de 2003 à 2019. Le bilan annuel du volume d'eau entrée dans le barrage en fonction du volume d'eau sortie a été calculé (Figure 2.5b). Sans prendre en compte les potentiels échanges avec le milieu souterrain, les années affichent un bilan positif ou un bilan négatif. Ce bilan est analysé, pour chaque année, en corrigeant les volumes bruts mesurés par les différents volumes d'entrée et/ou de sortie (Figure 2.6). Pour cela, les volumes cumulés sur une année hydrologique – du mois d'octobre au mois de septembre de l'année suivante – de chaque composante du bilan, sont ajoutés, ou retirés, aux volumes bruts observés dans la retenue. Cette stratégie permet d'estimer le volume d'eau, potentiellement atteint tout au long de l'année, si certains processus ou opérations n'avaient pas eu lieu. En règle générale, la retenue se remplit de novembre-décembre à mars-avril, et se vide le restant de l'année. Les résultats de la Figure 2.6, présentés sous forme de planche, sont décrits ci-dessous en 4 parties :

- Correction des conditions météorologiques sur la retenue (Figure 2.6a)

Précipitations et évaporation (incertitude autour de cette variable discutée en Annexe 17) semblent se compenser à l'échelle annuelle. Comme attendu, l'évaporation principalement contrôlée par les températures engendre une baisse des volumes du barrage lors de la période estivale.

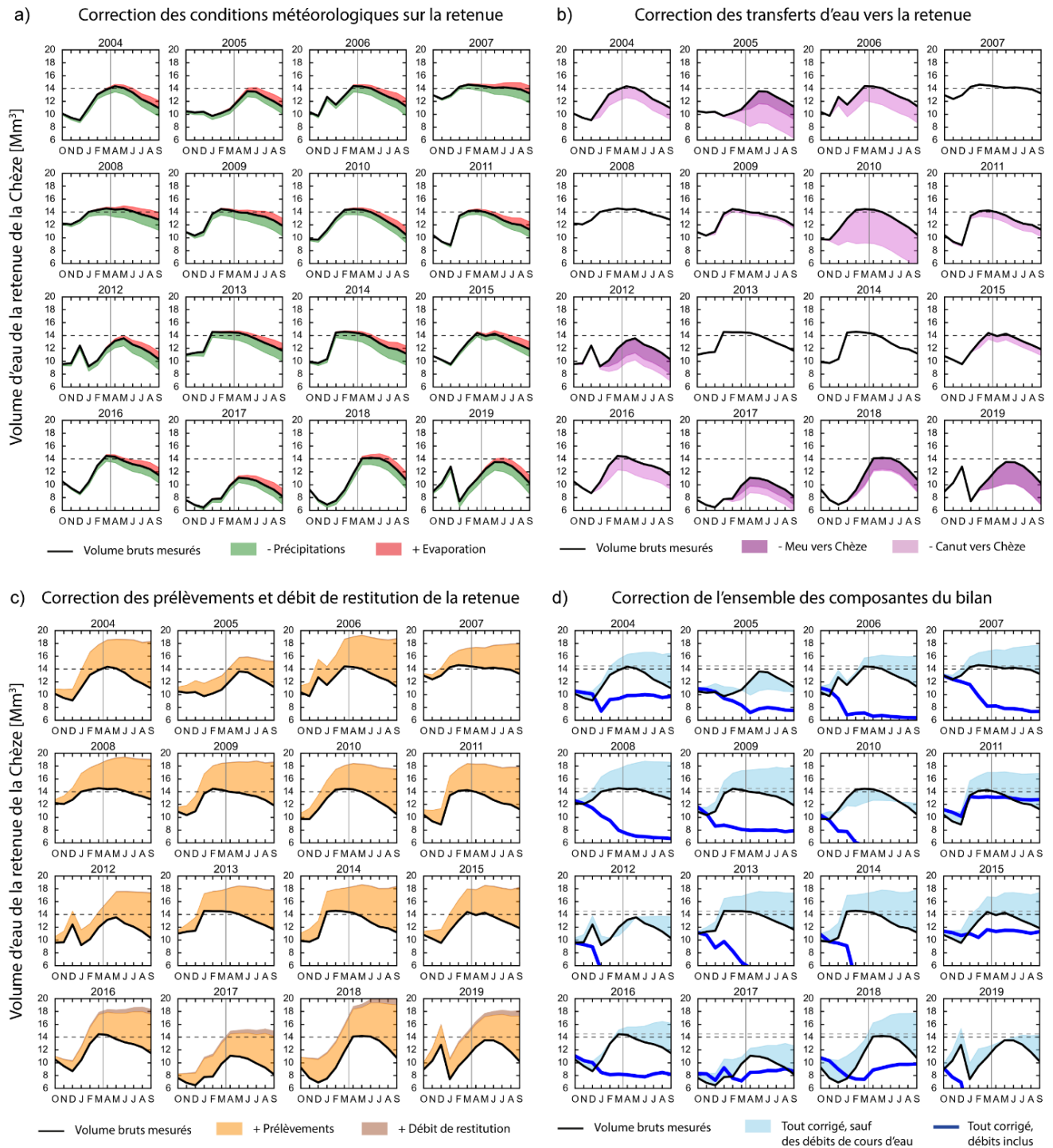


Figure 2.6. Volumes d'eau mensuels moyens mesurés dans la retenue de la Chèze pour les années hydrologiques (oct. à sept.) de 2004 à 2019, corrigés : a) des précipitations et de l'évaporation, b) des ajouts de la rivière Le Meu et de la retenue du Canut, c) des prélèvements d'eau et du débit de restitution, et d) de l'ensemble des composantes du bilan (avec prise en compte du débit des cours d'eau ou non).

- Correction des transferts d'eau vers la retenue (Figure 2.6b)

Les transferts d'eau du Meu et/ou du Canut vers la Chèze ont permis de remplir le barrage certaines années. Par exemple en 2018, sans apport du Meu, du mois de janvier à avril, le barrage n'aurait pas atteint sa capacité optimum (12,5 Mm³ contre 14,5 Mm³).

- Correction des prélèvements et du débit de restitution de la retenue (Figure 2.6c)

Les prélèvements dans le barrage ont un impact majeur sur les niveaux du barrage, à contrario du débit de restitution.

- Correction de l'ensemble des composantes du bilan (Figure 2.6d)

Pour se rapprocher du fonctionnement « hydrologique » du barrage, les volumes bruts du barrage sont corrigés de l'ensemble des variables à disposition. En corrigeant l'ensemble : précipitations, évaporation, transferts d'eau, prélèvements et débit de restitution, et en gardant les données des débits des cours d'eau, les calculs montrent que le barrage ne se serait pas rempli en fin d'hiver certaines années : 2005, 2010, 2012, 2017, 2019. Pour aller plus loin, en corrigeant également les données de débits, les courbes montrent alors l'évolution des volumes d'eau du barrage qui ne seraient contrôlés que par les échanges avec le milieu souterrain. Dans ce cas de figure, un volume qui diminue indiquerait une vidange vers le milieu souterrain, et, à l'inverse, une augmentation indiquerait un apport du milieu souterrain. Une courbe plutôt stable indique que le bilan annuel est bien fermé, il y a plus aucun apports ou pertes, ou autant d'apports que de pertes dans l'année hydrologique considérée.

Il faut noter que ces résultats sont basés sur des données pour lesquelles ils existent des incertitudes, notamment sur les précipitations et l'évaporation à l'échelle de la retenue, mais aussi sur l'estimation des débits pour les ruisseaux « latéraux » à la retenue, en aval de la station hydrométrique. Néanmoins, ces résultats mettent en avant l'influence de chaque composante du bilan sur les variations des volumes d'eau du barrage. Ce travail est nécessaire avant d'entreprendre le développement d'un modèle opérationnel du barrage de la Chèze, et son couplage avec le modèle hydrogéologique, souhaité par Eau du Bassin Rennais (voir la section perspectives 6.4).

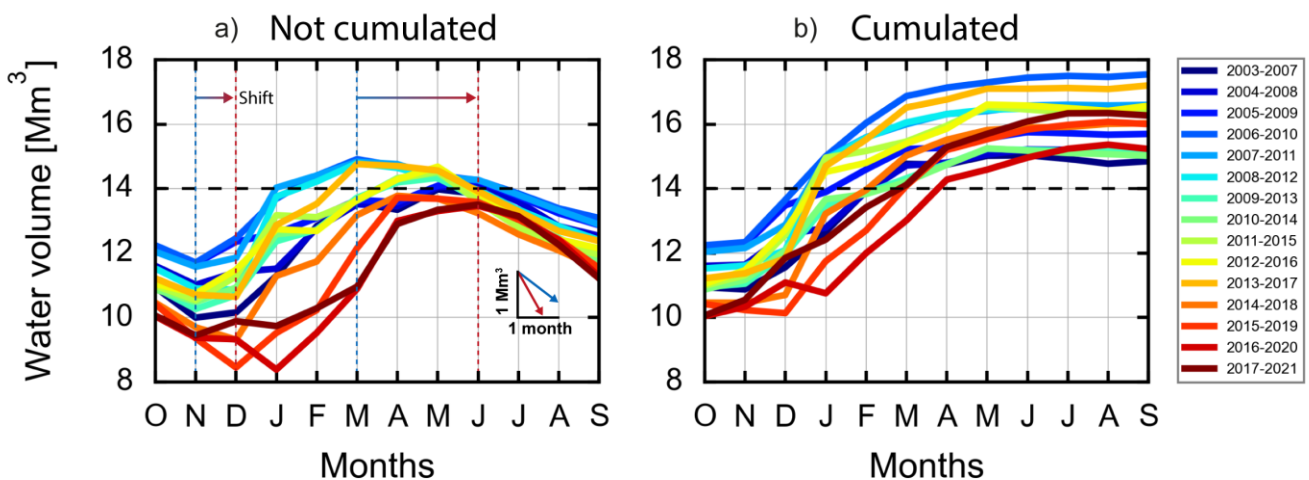


Figure 2.7. Moyenne glissante sur 5 ans de 2003 à 2019 des volumes d'eau moyens mensuels de la retenue de la Chèze, corrigés des précipitations, de l'évaporation, des transferts d'eau, des prélèvements et du débit de restitution : « fonctionnement naturel ». Résultats a) non cumulés et b) cumulés à l'échelle de l'année hydrologique.

Grâce aux bilans annuels analysés précédemment, il a été mis en avant que la dynamique du barrage diffère selon les années. La Figure 2.7 illustre l'évolution des volumes du barrage entièrement corrigés des transferts opérationnels, entrées (transferts du Meu et Canut vers Chèze) et sorties (prélèvements et débit de restitution) ; c'est le fonctionnement « naturel » du barrage. Les volumes non cumulés Figure 2.7a et cumulés Figure 2.7b sont représentés. Analysés à partir de moyenne glissante sur 5 ans depuis 2003, ces dernières années les volumes du barrage tendent à la baisse, et il semble avoir des difficultés à se remplir « naturellement » (Figure 2.7a). De plus, on note une modification sur la dynamique de remplissage et de vidange. En effet, ces dernières années, le barrage continue de se vider jusqu'au mois de décembre, parfois même le mois de janvier/février de l'année suivante. Initialement, le barrage commençait à se remplir dès le mois de novembre. Ce décalage, observé par les gestionnaires, perturbe leur stratégie d'approvisionnement en eau potable.

Principale source d'alimentation en eau du barrage, le débit du ruisseau de la Chèze en amont du barrage a également été analysé. Sur le graphique de la Figure 2.8, la moyenne glissante des débits intermensuels montrent, eux-aussi, une tendance à la baisse ces dernières années, spécifiquement pour les débits d'été (de juin à octobre). De plus, on souligne une diminution significative des débits pour les mois d'octobre à décembre, ce qui expliquerait le décalage dans le temps du début de remplissage du barrage observé ces dernières années.

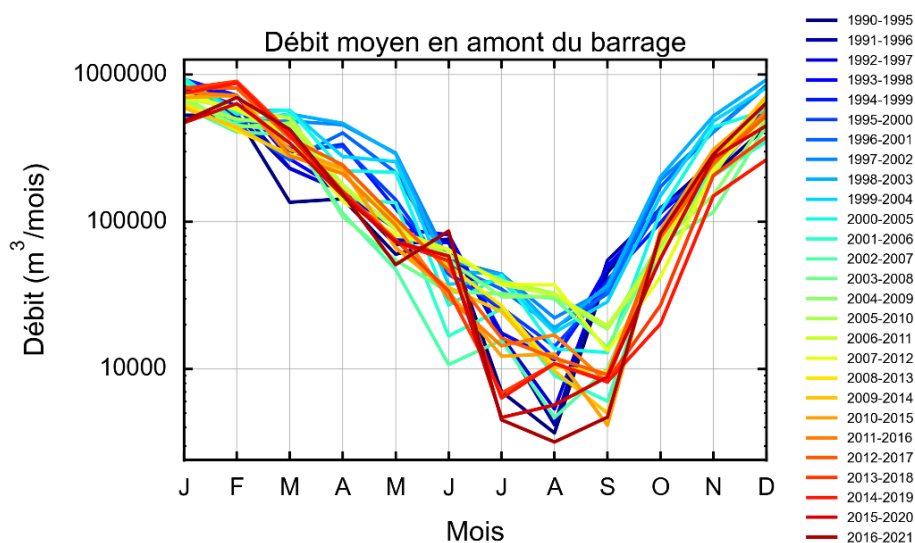


Figure 2.8. Moyenne glissante sur 5 ans de 1990 à 2021 des débits mensuels mesurés à la station hydrométrique située en amont de la retenue de la Chèze. Code station : J736422001.

D'une part, l'analyse rétrospective des volumes d'eau du barrage a permis de mettre en avant et d'identifier les problématiques auxquelles font face les gestionnaires de l'eau potable. D'autre part, des hypothèses ont émergé sur l'origine des tendances observées, aussi bien sur le climat, que sur l'hydrologie observée en surface et ses relations avec le milieu souterrain.

2.2 Analyse rétrospective des composantes principales du bilan hydrologique

2.2.1 Climat : maîtriser les forçages du modèle hydro(géo)logique

Le climat, par les précipitations et le rôle de la température sur l'évapotranspiration, initie le cycle de l'eau sur un territoire. Les données de précipitations et températures de la station météorologique de Rennes-St Jacques, située à une dizaine de kilomètres au sud-ouest de Rennes, ont été analysées. L'interprétation établie à partir du graphique de la Figure 2.9 est très nette, le climat se réchauffe, avec une anomalie de la température moyenne de 2 °C en 2019, par rapport à la période de référence, classiquement définie entre 1980 et 2010 par Météo-France. Il faut noter que les années 2020 et 2021 ont aussi dépassé une anomalie moyenne d'au moins 1,5°C. Depuis les années 1990, d'année en année, des records de température sont, non seulement battus, mais la température moyenne a augmenté d'au moins 1°C. En revanche, l'évolution des précipitations annuelles ne présente pas de tendance évidente (Figure 2.9). Quelques études spécifiques sur le climat breton dressent le même constat (Dubreuil et al., 2009). L'objectif de la thèse n'étant pas de travailler spécifiquement sur les processus météorologiques et climatologiques, les analyses de données climatiques observées sont non exhaustives et ont pour seul but de dresser l'évolution générale du climat passé de la zone d'étude. Elles se focalisent sur les variables du bilan hydrologique, et plus particulièrement sur la recharge des nappes d'eau souterraine.

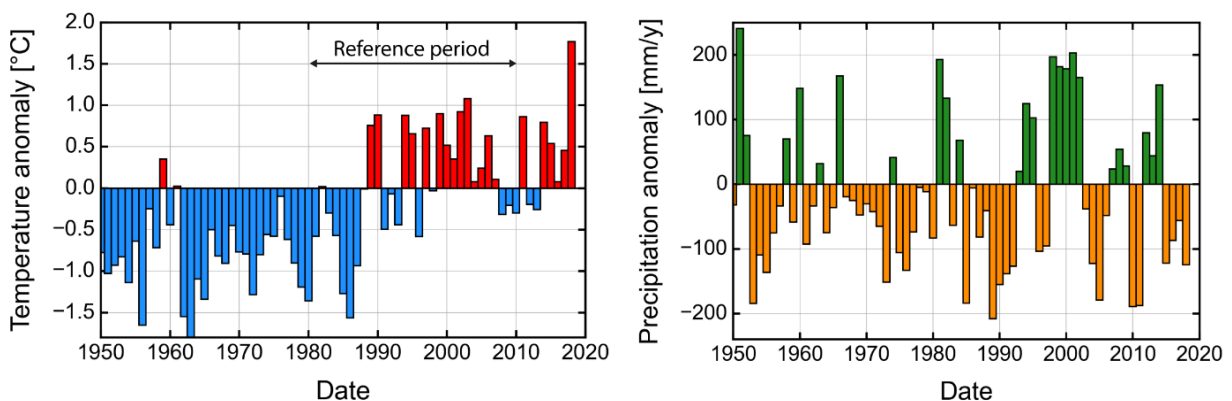


Figure 2.9. Anomalies des températures et des précipitations mesurées à la station météorologique de Saint-Jacques-de-la-Lande (30 km au sud-ouest de Rennes), de 1950 à 2019 (période de référence 1980-2010). Source des données : Météo-France.

Les observations recueillies auprès des stations météorologiques sont intéressantes mais représentent une météorologie locale. Ces données complexes à corriger et interpoler spatialement ne sont pas toujours accessibles. De plus, notre stratégie de modélisation hydrogéologique requiert des données de recharge des nappes d'eau souterraine. Pour pallier ces manques et répondre à nos besoins, le choix s'est porté sur l'utilisation des données produites de la plateforme de modélisation de surface SURFEX (EXternalized SURFace) version 8.1 développée par Météo-France (Le Moigne et al., 2020) (pour des informations plus détaillées : <https://www.umr-cnrm.fr/surfex/>). SURFEX est composé de modèles physiques, principalement ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère

(Noilhan & Mahfouf, 1996)), pour représenter la surface terrestre naturelle les zones urbanisées, les lacs et les océans. La surface occupée est obtenue grâce à la base de données ECOCLIMAP (Masson et al., 2003), qui combine des cartes d'occupation des terres avec de l'information satellite (Figure 2.10). Alimenté par des variables météorologiques, SURFEX calcule les flux d'énergie et d'eau aux interfaces entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Il réalise un partitionnement hydrologique à partir des précipitations. L'infiltration des sols profonds constitue le flux de recharge des nappes, et un ruissellement de surface peut se produire en fonction d'un excès de saturation ou d'un excès d'infiltration (Vergnes et al., 2020). Cette recharge obtenue par SURFEX constitue le forçage d'entrée des modèles hydrogéologiques développés dans ces travaux (section 2.3 et 5.3).

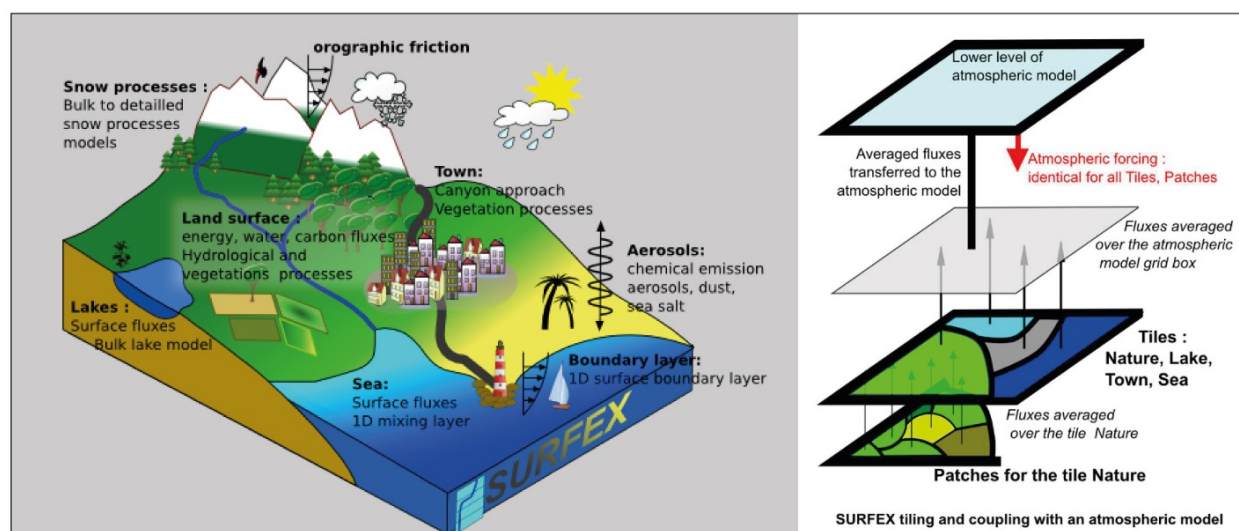


Figure 2.10. Schémas conceptuels récapitulatifs des paramètres et processus de SURFEX. Modifié d'après (V. Masson et al., 2013).

SURFEX a été piloté par la réanalyse météorologique SAFRAN (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010), initialement développé par le CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques), une unité de recherche de Météo-France et du CNRS. Le système d'analyse SAFRAN a été conçu pour fournir des données de forçage atmosphérique. Il est capable de calculer la température de l'air, d'humidité, de vitesse du vent, de nébulosité, de rayonnement solaire et infrarouge, ainsi que les précipitations (liquides et solides). In fine, toutes les données de cette réanalyse sont disponibles, sur la zone métropolitaine française, à une résolution de 8 x 8 km, et au pas de temps horaire. La réanalyse SAFRAN, couplée à SURFEX, permet de fournir des séries temporelles quotidiennes : de la température, des précipitations, de l'évapotranspiration réelle, du ruissellement de surface, et de la recharge des nappes d'eau souterraine. Ces données sont disponibles à une résolution spatiale de 8 x 8 km, allant du 1^{er} août 1958 au 31 juillet 2019. Ce jeu de données constitue une référence historique, tant pour les analyses hydroclimatiques de cette section, que pour la calibration des modèles hydrogéologiques (section 2.3.6 et 5.1). SAFRAN est déjà utilisé dans des chaînes de modélisation comme la suite de modèles hydrométéorologiques SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU) (Habets et al., 2008; Soubeyroux et al., 2008).

Les 6 variables fournies par SURFEX, ici piloté par la réanalyse SAFRAN, sont moyennées sur la période 1960 à 2019 et spatialisées à l'échelle du cadre de la zone d'étude (Figure 2.11). Sur cette figure, les bassins-versants d'intérêt délimités (aires d'alimentation en eau potable de EBR) montrent une certaine hétérogénéité climatique. Par exemple, autour de l'aire urbaine de Rennes, la température est plus élevée, tandis qu'au niveau des hauts topographiques, les températures sont moindres avec des précipitations plus importantes. Le contraste est moins flagrant pour l'évapotranspiration, dépendante de processus supplémentaires, notamment liés à l'occupation du sol. Les cartes montrent que les précipitations efficaces (précipitations moins évapotranspiration réelle), le ruissellement de surface, et la recharge sont logiquement reliés aux précipitations.

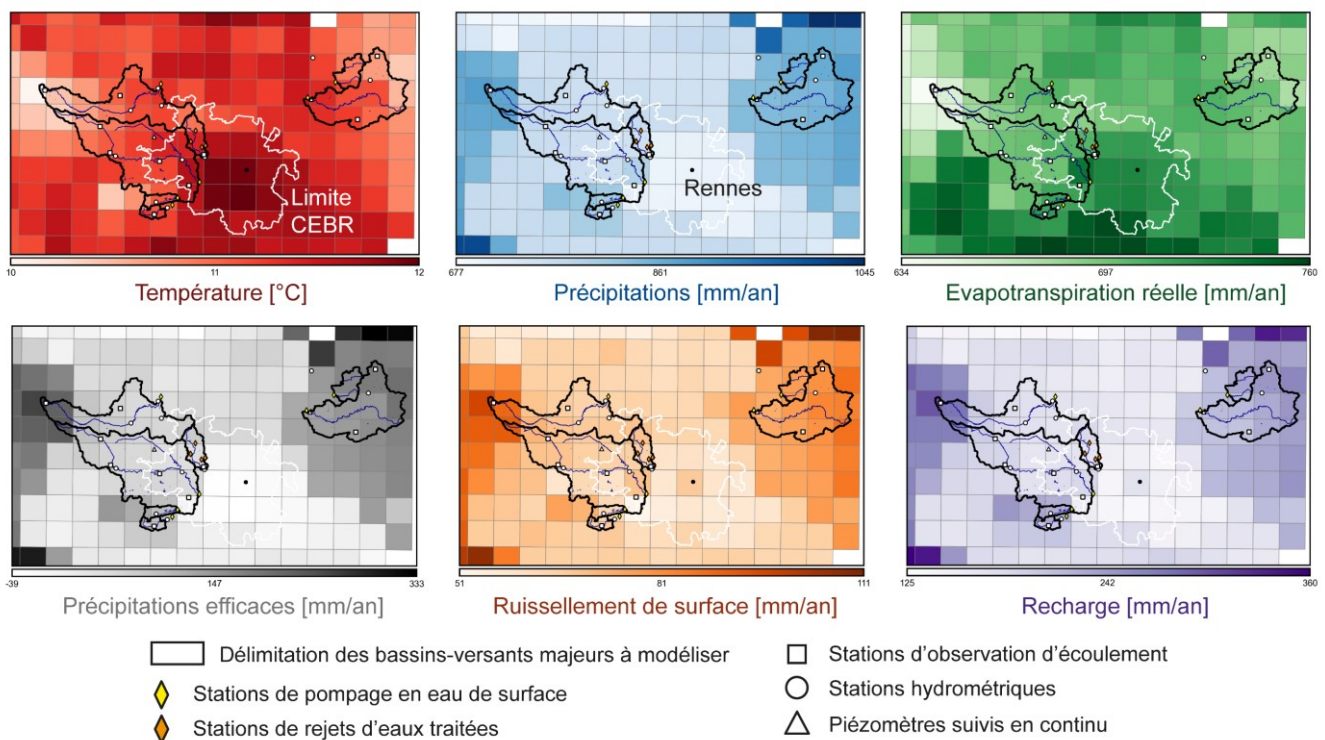


Figure 2.11. Spatialisation à l'échelle du bassin rennais de la moyenne annuelle (période 1960-2019) des 6 variables fournies par SURFEX (températures, précipitations, évapotranspiration réelle, précipitations efficaces, ruissèlement de surface, recharge), forcé par la réanalyse SAFRAN.

Toujours à l'échelle de la zone d'étude, le bilan intermensuel permet de comparer la dynamique des différentes variables hydroclimatiques entre elles (Figure 2.12). Le début de l'année hydrologique est repéré aux alentours des mois de septembre-octobre, lorsque le bilan précipitations (P) moins évapotranspiration réelle (ETR) redevient positif. La période de recharge se termine vers les mois de mars-avril, où ce bilan redevient négatif. Initialement dans SURFEX, la recharge et le ruissèlement de surface proviennent du bilan des précipitations efficaces. Néanmoins, l'inertie observée entre les précipitations efficaces, la recharge, et le ruissèlement de surface, sont provoqués par les processus de diffusion simulés dans les couches de sol de SURFEX.

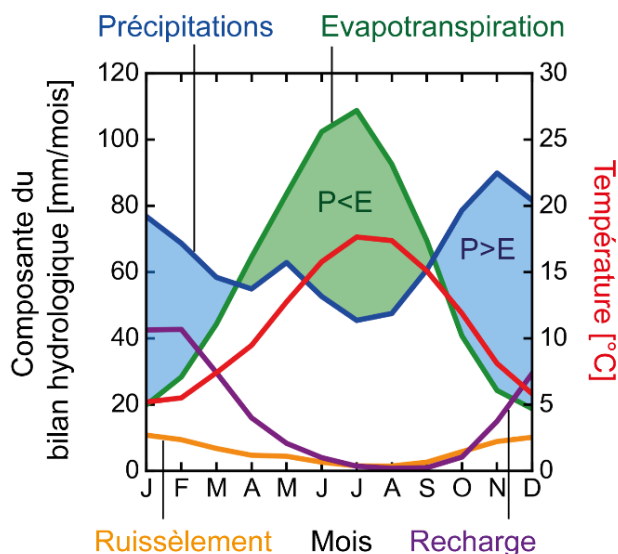


Figure 2.12. Bilan intermensuel à l'échelle du bassin rennais, sur la période 1960-2019, pour les 6 variables hydroclimatiques de SURFEX, forcé par la réanalyse SAFRAN.

Bien que l'évolution des précipitations annuelles n'affiche pas de tendance significative ces dernières années (Figure 2.9), deux régimes différents semblent se dessiner : l'augmentation très nette des températures semble liée à une augmentation des précipitations, en période de hautes eaux (Figure 2.13b), et plutôt une baisse, en période de basses eaux (Figure 2.13c). Dans ce sens, les projections du GIEC (IPCC, 2021), ou encore des études plus locales sur des données historiques comme le projet DEMOCLIM (2022), montrent que le contexte de réchauffement favorise une augmentation des précipitations hivernales en Bretagne, et une diminution en période estivale (cf. section 5.3.1). La Figure 2.13 présente aussi des cumuls de précipitations plus intenses et plus fréquents ces dernières décennies.

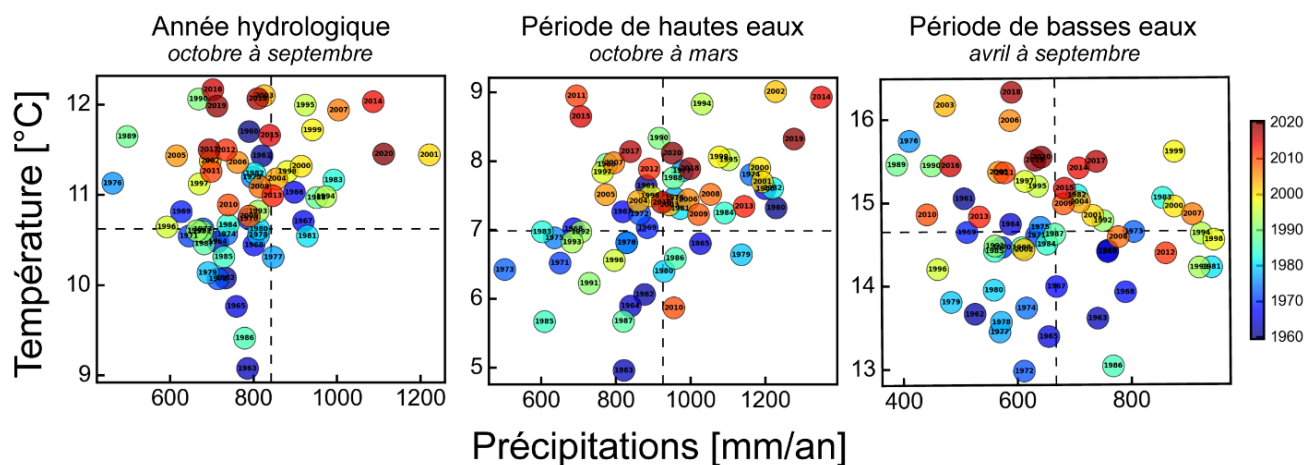


Figure 2.13. Cumul des précipitations en fonction de la température moyenne à l'échelle du bassin rennais, de 1960 à 2019, pour l'année hydrologique, la période de hautes eaux et de basses eaux. Données issues de la réanalyse SAFRAN.

Les précipitations, l'évapotranspiration et la recharge sont analysées dans le détail sur la [Figure 2.14](#). L'objectif est à la fois d'identifier la variabilité saisonnière interannuelle, mais aussi l'évolution de la fréquence d'occurrence d'événements extrêmes (consécutifs ou non).

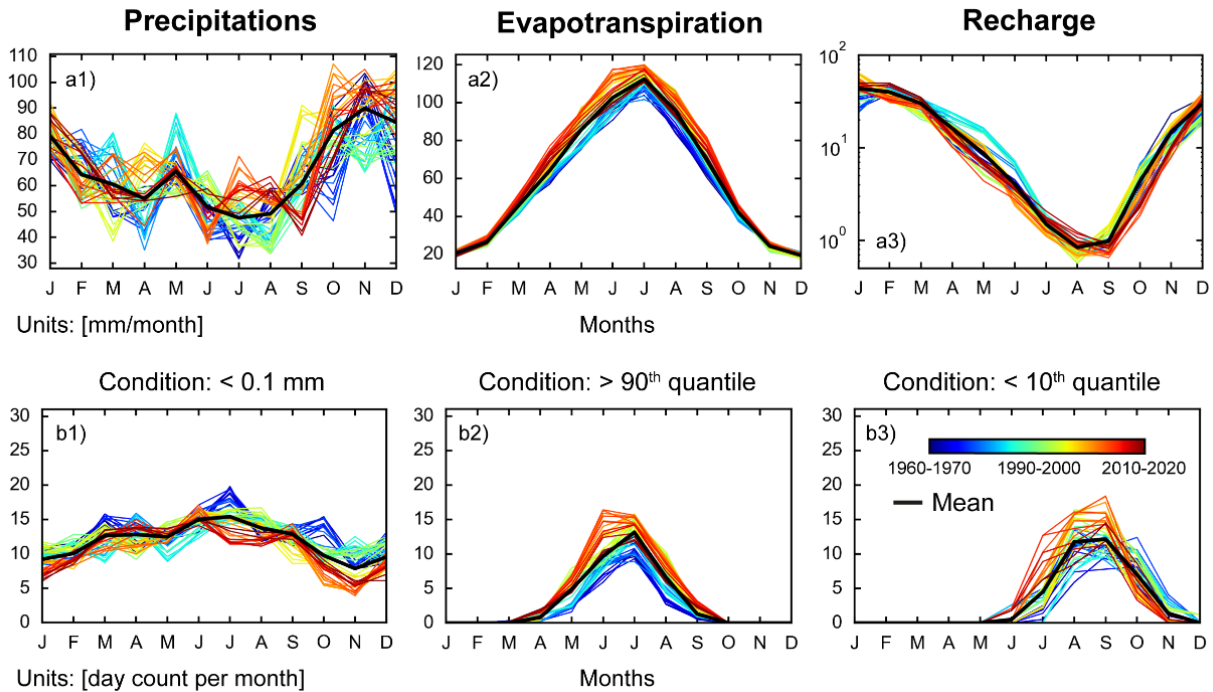


Figure 2.14. a) Moyenne glissante intermensuelle sur 10 ans du cumul, à l'échelle du bassin rennais, des précipitations (a1), de l'évapotranspiration (a2) et de la recharge (a3). b) Moyenne glissante du nombre de jours où certaines conditions extrêmes, basées sur les quantiles historiques (1980-2010), sont atteintes pour les précipitations (b1), l'évapotranspiration (b2) et la recharge (b3). Données issues de la réanalyse SAFRAN-SURFEX.

- Variabilité saisonnière ([Figure 2.14a1, a2, a3](#))

Depuis 1960, les précipitations affichent une forte variabilité. L'évapotranspiration tend à augmenter du printemps à l'automne ces dernières années. La recharge, quant à elle, ne montre pas de variabilité évidente. Néanmoins, ces dernières années, la recharge semble tout de même en dessous de la moyenne (représentée en noir sur le graphique), spécifiquement pour les mois de septembre à décembre.

- Occurrence d'événements extrêmes ([Figure 2.14b1, b2, b3](#))

Ces dernières années, le nombre de jours avec de très faible pluies (inférieur à 0.1 mm, donc proche de l'absence de pluie) est en baisse. Il peut être mis en évidence, en lien avec l'analyse précédente, qu'un faible nombre de jours sans pluie coïncide à une quantité de précipitations plus importantes. Le nombre de jours avec une évapotranspiration importante (supérieur au 90^{ème} quantile), évolue à la hausse ces dernières années, des mois de mars à octobre. Ce phénomène se retrouve dans la recharge affichant une fréquence accrue de jours affichant des valeurs très faibles (inférieur au 10^{ème} quantile).

À l'échelle annuelle, la fréquence des évènements a aussi été étudiée (Figure 2.15). En ce qui concerne les précipitations (Figure 2.15a), on note une très nette diminution du nombre de jours « sans » pluie (10^{ème} quantile sur la période historique 1980 à 2010) depuis la fin du XX^{ème} siècle. Etant donné que le bilan des précipitations ne montre pas de modification significative ces dernières décennies, on suppose que le régime des précipitations est modifié. Ceci a notamment été mis en avant dans les résultats du projet DEMOCLIM (2022). Le nombre de jours avec une relativement forte évapotranspiration affiche une tendance à la hausse depuis les années 1960. On repère particulièrement des pics d'évapotranspiration en 1976, 1989 et 2003, reconnues comme des années de sécheresses extrêmes (cf. section 1.2.2). En lien avec l'augmentation des températures, ce nombre de jours est lui aussi significativement important les 3 dernières années de la chronique : 2017, 2018, 2019. Pour la recharge, 6 années affichent au moins 15 jours avec des valeurs inférieures au 5^{ème} quantile historique (proche de 0 mm) : 1976, 1989, 1990, 1996, 2003, 2010. En 1989, la moitié des jours de l'année a été concernée par une recharge très faible (inférieure au 10^{ème} quantile historique). Ainsi, une augmentation du nombre de jours avec ces faibles valeurs de recharge met en évidence un allongement de la période d'étiage. D'après la connaissance historique des sécheresses en Bretagne (Lamy, 2014), on peut voir en s'appuyant sur la Figure 2.15c qu'une année de sécheresse extrême survient lorsque plus de 30 jours dans l'année affichent une recharge inférieure au 5^{ème} quantile historique. Les années repérées ici concordent avec les situations de crise rencontrées ces dernières années par les gestionnaires de l'eau potable.

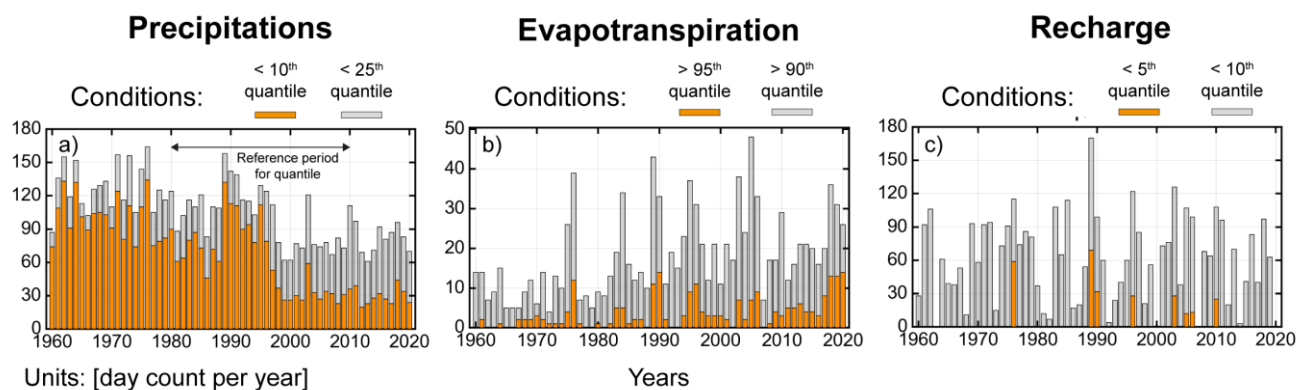


Figure 2.15. Nombre de jours dans l'année de 1960 à 2019 où a) les précipitations, b) l'évapotranspiration et c) la recharge, sont inférieures ou supérieures à une condition extrême exprimée par les quantiles historiques calculés sur la période 1980-2010.

La Figure 2.16b propose une autre manière de représenter les résultats, en séparant la période de hautes eaux, et de basses eaux, où l'on repère les années de sécheresse historique. Ces analyses se confirment par l'observation du cumul de recharge mensuel depuis 1960, représentée sur la Figure 2.16a. Ce graphique permet de visualiser l'extension des épisodes de déficit en eau selon les saisons, et les successions de d'années de sécheresse.

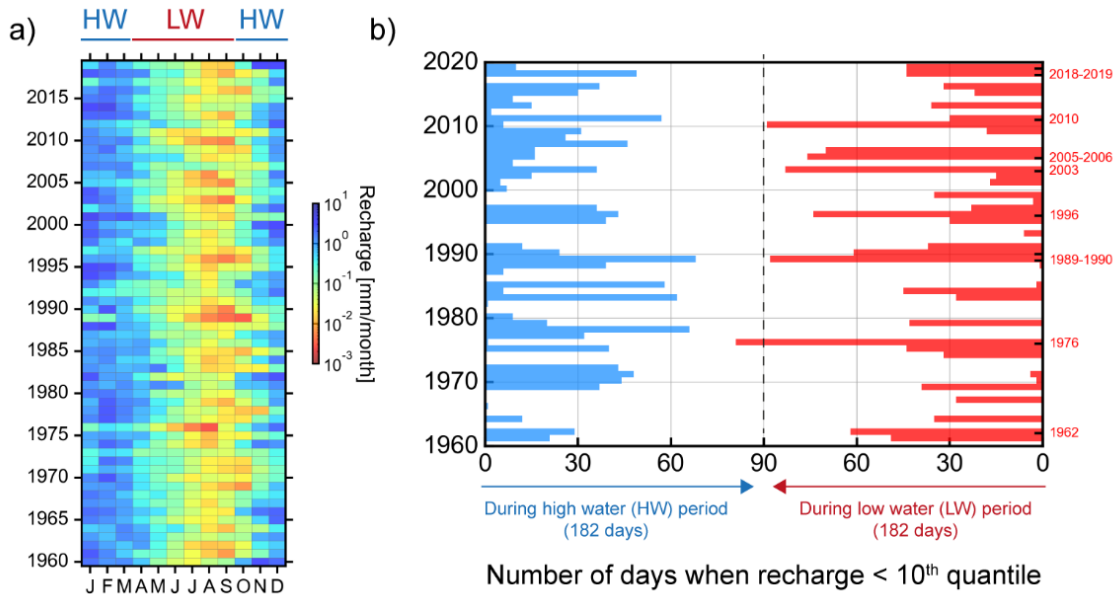


Figure 2.16. a) Recharge mensuelle de 1960 à 2019 moyennée à l'échelle du bassin rennais. b) Nombre de jours où la recharge est inférieure au 5^{ème} quantile historique (période 1980-2010), chaque année de 1960 à 2019, pour la période de hautes eaux (octobre à mars) et de basses eaux (avril à septembre).

Afin de caractériser les années de sécheresses passées, le déficit d'évaporation (DE) est un indicateur pertinent. Il a déjà été utilisé pour des études à l'échelle de la Bretagne, notamment dans les travaux de Lamy & Dubreuil (2010). Celui-ci prend en compte le déficit climatique, la différence de précipitations avec l'évapotranspiration potentielle (ETP), en intégrant l'état pédologique. Son calcul en équation (2) dépend de l'évapotranspiration réelle (ETR) obtenu par calcul du bilan hydrique :

$$DE = ETP - ETR \quad (2)$$

Ce bilan hydrique est calculé en prenant en compte une réserve hydrique du sol (RH). L'évapotranspiration est conditionnée par les précipitations (P), l'eau de la réserve hydrique, mais aussi la transpiration des végétaux. L'ETR est calculée à partir de l'ETP (estimée avec la méthode de Oudin (Oudin et al., 2005)) et des précipitations en fonction de la réserve hydrique disponible. On obtient la réserve hydrique au pas de temps suivant après alimentation de la végétation. Si $P < ETR$, la teneur en eau de la RH diminue, si $P > ETR$, elle augmente. Le calcul de ce bilan hydrique est basé sur une taille de réserve utile (RU), représentant la quantité d'eau maximale que le sol peut contenir et restituer aux racines pour la vie végétale. Généralement, cette RU est fixée à 125 mm en Bretagne (Dubreuil et al., 2009; Lamy & Dubreuil, 2010), valeur cohérente pour le type de sol de la région. En supposant que la réserve utile est remplie à la fin de l'hiver, le calcul du bilan hydrique débute au mois de mars.

Ce déficit d'évaporation est calculé à l'échelle annuelle et saisonnière, de 1960 à 2019 (Figure 2.17). Les résultats identifient les saisons à l'origine des épisodes de sécheresses repérés à l'échelle de l'année hydrologique : 1976, 1990 et 2003. En 1976, un fort déficit d'évaporation est observé au

printemps, alors qu'en 1990, un certain déficit est déjà noté en hiver, précurseur des valeurs élevées constatées en été. Pour l'année 2003, le déficit d'évaporation a suivi la même tendance qu'en 1990. Quant à l'année 2017, qualifiée comme une année de crise par les gestionnaires de l'eau potable (cf. section 1.2.2 et Figure 2.6), il faut noter qu'elle n'est pas identifiée comme une année extrêmement sèche à partir des données exploitées : réanalyse SAFRAN, moyennée à l'échelle du bassin rennais.

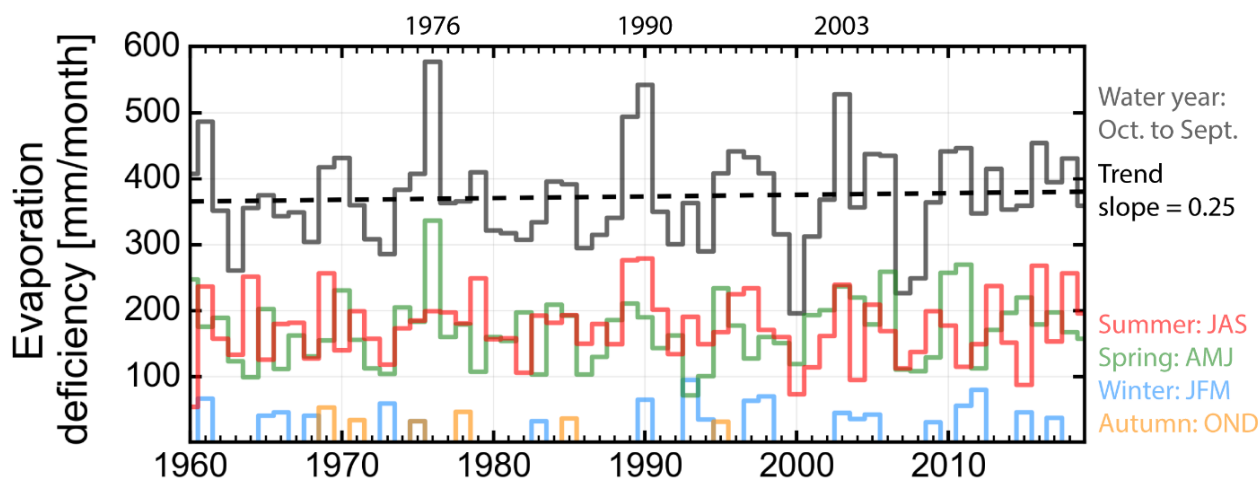


Figure 2.17. Déficit d'évaporation annuelle calculée (année hydrologique et saisons) à l'échelle du bassin rennais de 1960 à 2019.

À la suite de l'analyse de ces données hydroclimatiques, une question émerge : comment le milieu et les caractéristiques du paysage contrôlent et redistribuent cette quantité d'eau à l'échelle du bassin-versant ? Plus spécifiquement : quel est le rôle du milieu souterrain et du temps de réponse (ou temps de vidange/remplissage) des aquifères sur la dynamique hydrologique des bassins-versants étudiés ? Les données hydrologiques explorées dans la section suivante permettent de fournir des premiers éléments de réponse et poser un certain nombre d'hypothèses.

2.2.2 Hydrologie : comprendre la dynamique à l'échelle du bassin-versant

Le débit d'un cours d'eau est une observation prépondérante en hydrologie, puisqu'elle intègre l'ensemble des processus, à l'échelle du bassin versant en amont du point de mesure. Les données de débit des rivières sont publiques et disponibles à l'échelle nationale sur le site HydroPortail (lien vers le site : <https://hydro.eaufrance.fr/>), anciennement Banque HYDRO (Leleu et al., 2014). Sur l'ensemble des sites d'étude définis par les bassins-versants producteurs d'eau potable, 10 stations hydrométriques sont exploitables. Selon la source des données, ces stations ne sont pas significativement influencées par les activités anthropiques (retenues d'eau, pompages significatifs, obstacles à l'écoulement, etc.). Aussi, pour chacune des 10 stations du site d'étude, 2 représentations des débits journaliers sont proposées sur la Figure 2.18. Au total, seules 2 des 10 stations sont fermées et ne sont plus suivies en 2022. Le nom attribué aux stations est noté au-dessus des graphiques (Gael, Monfort, Vaunoise, Chèze, Canut, Jouan, Rophémel, Néal, Moulin, Nançon).

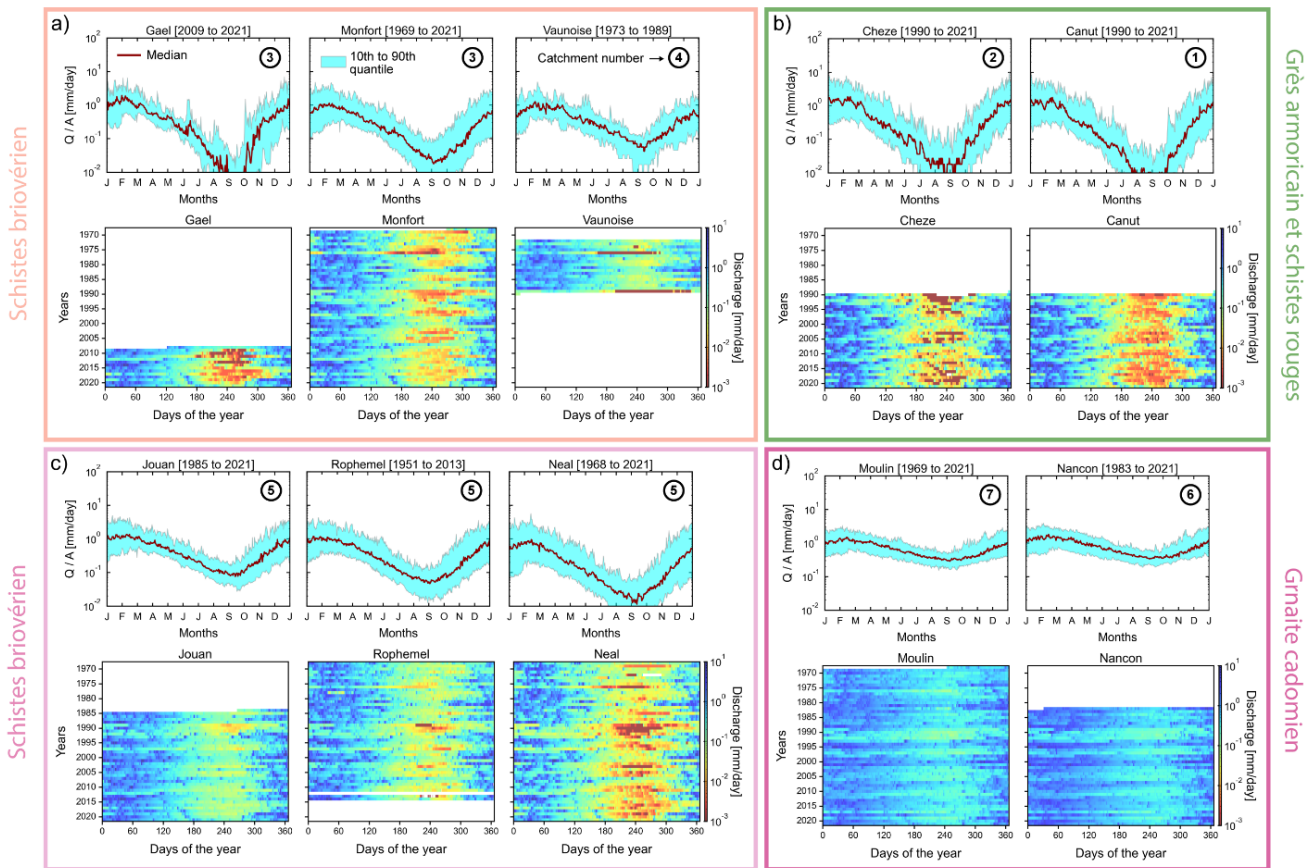


Figure 2.18. Données des débits observés disponibles pour les 10 stations hydrométriques d'intérêts qui drainent une partie ou l'ensemble d'un des bassins-versants d'intérêts pour l'alimentation en eau potable d'Eau du Bassin rennais. Les numéros dans les cercles font références aux labels de la Figure 2.1. Les stations sont réparties selon les lithologies dominantes des bassins drainés.

Le rôle majeur de la lithologie sur les débits a beaucoup été exposé dans la littérature (Carlier et al., 2018), et spécifiquement dans le contexte d'aquifère de socle (Roques et al., 2021) et à l'échelle de bassins-versants bretons (Cornette et al., 2022). Ainsi, les différentes stations sont rassemblées selon la lithologie dominante du bassin versant qu'elles drainent. Le débit (Q) est normalisé par l'aire du bassin-versant (A), c'est le débit spécifique, permettant de comparer les stations entre elles. Dans le cadre de cette analyse préliminaire, le climat est considéré comme relativement homogène entre l'ensemble des bassins-versants, bien que les conditions météorologiques puissent varier entre les sites à l'échelle locale (Figure 2.11). De plus, nous retenons l'hypothèse que le milieu souterrain gouverne la majeure partie des écoulements de surface. Cela est particulièrement vrai pour la période d'étiage, qui nous intéresse particulièrement dans ces travaux.

L'intérêt de cette première analyse (Figure 2.18) n'est pas de décrire l'évolution du débit de chaque station, mais d'une part, de dresser un inventaire des données disponibles, et d'autre part d'appréhender les différences de dynamiques hydrologiques entre les sites, spécifiquement selon les différences de lithologies dominantes. Pour l'ensemble des stations, le régime hydrologique annuel est relativement similaire : baisse des débits de mars à septembre, augmentation d'octobre à février mais avec de fortes variations lors des étiages. En effet, des débits d'étiage très soutenus sont

observés pour les 2 stations (Moulin et Nançon) implantées dans des bassins de géologie granitique. Même lors de périodes extrêmement sèches (années 1976, 1990, 2003), ces stations présentent toujours un écoulement. Pour ces stations, la variabilité des débits est peu marquée. À l'inverse, pour les autres stations, le débit estival, mesuré lors des années référencées sèches, est relativement faible, voire nul. Ce phénomène est particulièrement significatif sur 2 stations aux bassins à la géologie de type grès armoricain et schistes rouges (Chèze et Canut). Depuis 1990, les débits estivaux y sont systématiquement très faibles et les assecs sont fréquents, avec une forte variabilité des débits. Toutefois, même si dans la majorité des stations drainant un bassin de type schiste briovérien, les débits d'étiage sont eux aussi relativement faibles, les débits observés semblent généralement plus soutenus, et moins variables, que la station de la Chèze et du Canut. Il est intéressant de noter que la station du Jouan, avec une dynamique hydrologique qui se rapproche de celle du Moulin et du Nançon, draine un bassin versant aux schistes métamorphisés ponctué de massifs granitiques hercyniens (Figure 2.1b).

Toutes ces observations sur le débit apportent des premières pistes de réflexion sur le rôle du milieu souterrain et la dynamique hydrologique des bassins-versants. Ces données de débits sont classiquement utilisées pour recueillir des informations et estimer le temps de réponse de l'aquifère (Roques et al., 2022), i.e. son temps de vidange et/ou de remplissage (Kirchner, 2009). Sur un hydrogramme (Figure 2.19), de nombreuses et diverses méthodes (Eckhardt, 2008) permettent de séparer la partie écoulement de surface, du débit de base, dont la contribution est essentiellement souterraine.

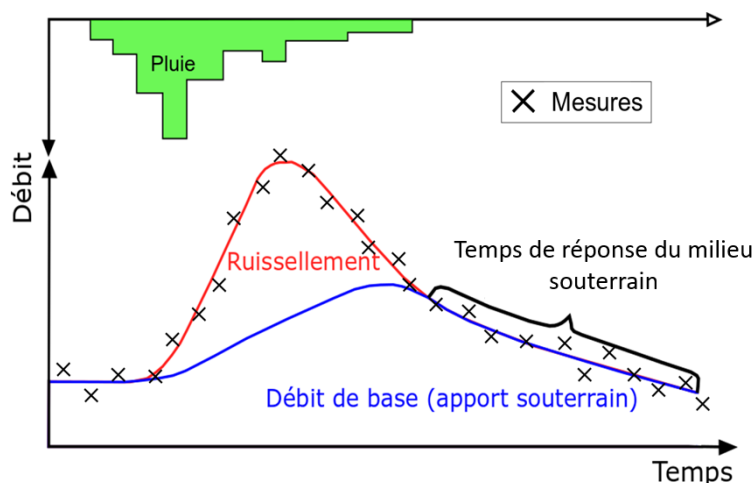


Figure 2.19. Schéma conceptuel d'un hydrogramme de crue où une partie de la récession du débit permet de définir le temps de réponse du milieu souterrain. Modifié d'après (Laluet, 2019).

La récession du débit est influencée par les conditions météorologiques et les caractéristiques du milieu. Lorsque les précipitations s'arrêtent, ce sont les eaux souterraines qui contribuent essentiellement au débit observé en surface. L'analyse de la pente des courbes de récession comme une fonction du débit est suggérée par (Brutsaert & Nieber, 1977), soit l'équation (3) :

$$-\frac{dQ}{dt} = f(Q) \quad (3)$$

où Q est le débit [L^3/T] et t [T] est le temps.

Les auteurs avancent aussi que cette relation peut être approximée par une loi de puissance :

$$-\frac{dQ}{dt} = aQ^b \quad (4)$$

où a est la valeur de $-dQ/dt$ lorsque Q est égal à 1, décrivant les caractéristiques géométriques et hydrodynamiques du bassin versant, et b la pente de l'équation (4), dans un espace log-log, décrivant le régime d'écoulement. a et b sont alors obtenus en calibrant $\log(-dQ/dt) = \log(a) + b \log(Q)$.

Basés sur certaines hypothèses et approximations, ces paramètres permettent d'estimer le temps de réponse de l'aquifère. Nous suivons la méthode proposée dans l'article de Roques et al. (2014). Les temps de réponse ont été estimés sur le site pilote du bassin versant du Meu et de la Chèze-Canut, pour 10 stations hydrométriques. On ne s'intéresse ici qu'aux 5 stations exploitables, non influencées par les activités anthropiques et avec des chroniques assez longues (supérieure à 10 ans), à savoir : Le Pont Perrin, L'Abbaye, Villebrioux, L'Enlevrier, La Botelerais (Figure 2.20). Les temps de réponse moyens estimés sont du même ordre de grandeur, avec une moyenne de 11 jours pour l'ensemble de ces stations. Néanmoins, la moyenne entre les 2 stations sur des bassins de type grès est raccourcie à 8 jours, alors qu'elle atteint 13 jours pour les stations sur des bassins de type schiste briovérien (recouvert par des limons éoliens sur la Figure 2.20).

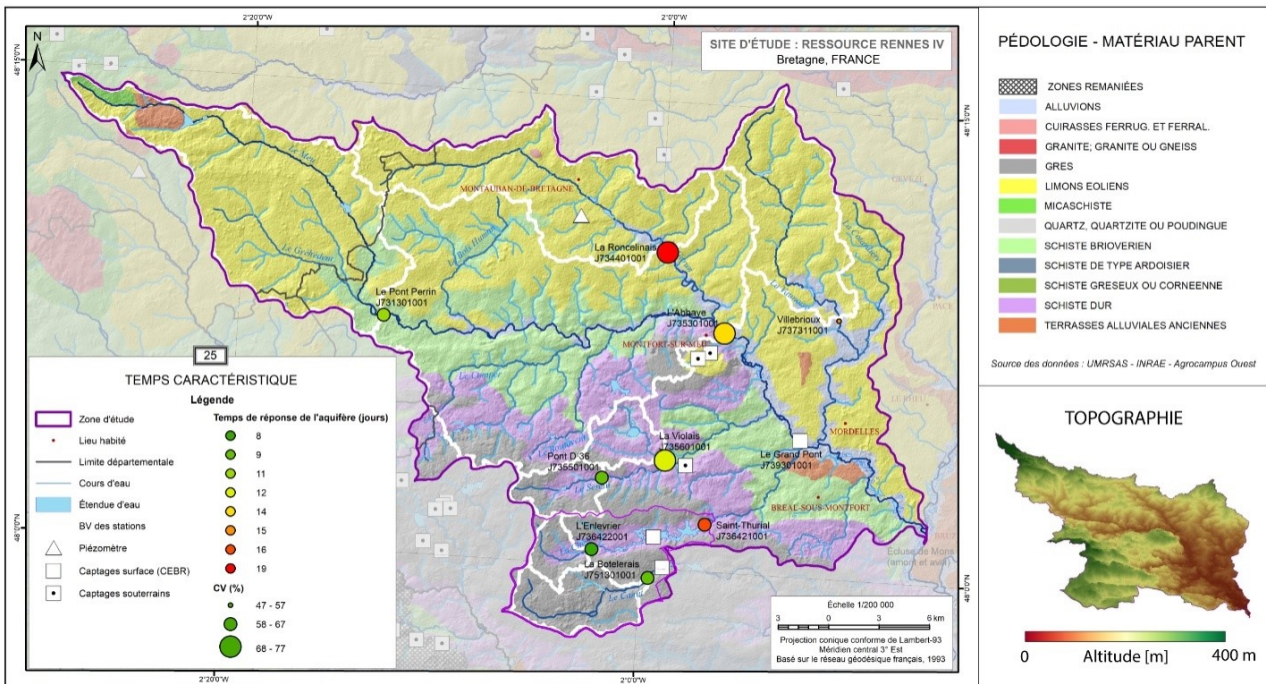


Figure 2.20. Moyennes et coefficients de variation des temps de réponses estimés, à partir de l'analyse de récession des débits mesurés, pour l'ensemble des stations hydrométriques du bassin versant du Meu et du Canut.

Cette nouvelle analyse sur les débits permet d'ajouter quelques éléments de réponse aux hypothèses supposées sur le rôle des écoulements des eaux souterraines et la capacité de stockage du milieu souterrain.

- Stations aux bassins-versants à la géologie de **type grès armoricain et schistes rouges**

Les débits en période d'étiage sont très faibles chaque année, et la variabilité des débits est forte. Les bassins-versants sont très réactifs aux précipitations. Dans le même sens, les faibles temps de réponse estimés sont inférieurs à ceux des stations de bassins schisteux.

- Stations aux bassins-versants à la géologie de **type schistes briovérien**

La dynamique hydrologique se rapproche de celui des bassins-versants de types grès armoricain et schistes rouges, avec des débits à l'étiage plus soutenu. Les bassins-versants sont assez réactifs, mais avec un soutien à l'étiage significatif.

- Stations aux bassins-versants à la géologie de **type granites**

Les débits d'étiage sont soutenus et la variabilité des débits est relativement faible. Les bassins-versants ont une dynamique hydrologique tamponnée.

Une nouvelle source de données, basée sur l'observation visuelle de l'état d'écoulement des cours d'eau, complète les mesures des stations hydrométriques : le réseau ONDE (Observatoire National Des Etiages) (Beaufort et al., 2019; Nowak & Durozoi, 2012). Ce réseau assure la surveillance des étiages, un enjeu fort pour les pouvoirs publics, tant du point de vue de la régulation des usages de l'eau en période de sécheresse que pour la limitation des impacts sur la faune et la flore aquatiques (plus de détails ici : <https://onde.eaufrance.fr/>). Les données fournies sont des observations visuelles, sur l'écoulement des cours d'eau, réalisées par les agents départementaux de l'Office Français de la Biodiversité (OFB), en période estivale. Ces stations situées en amont des têtes de bassins-versants complètent le réseau de stations hydrométriques, généralement plus en aval. Pour chaque station ONDE, le cours d'eau est observé chaque année depuis 2012 (hormis 2013) par du personnel formé, de mai à septembre, au moins 4 mois sur 5, entre le 23^{ème} et le 26^{ème} jour du mois. Les observations sont classées en 5 états d'écoulement (Figure 2.21) :

- Écoulement visible : écoulement continu et permanent
- Écoulement acceptable : écoulement garantissant un bon fonctionnement biologique
- Écoulement faible : écoulement ne garantissant pas un bon fonctionnement biologique
- Écoulement non visible : présence d'eau mais le débit est nul, eau stagnante ou flaques
- Assec : débit nul et sans présence d'eau

Sur l'ensemble des bassins-versants étudiés, au total 10 stations du réseau ONDE sont répertoriées (de A à J sur la Figure 2.1a). À la lecture de la Figure 2.21a, 6 d'entre elles présentent au moins une observation en assec. Ces observations discrètes et qualitatives dépendent fortement

de la superficie du bassin en amont de la station (contrairement au débit qui lui est normalisé), ce qui rend la comparaison entre les stations difficile. Néanmoins, en superposant le résultat des observations avec la lithologie dominante (Figure 2.21b), on s'aperçoit que la fréquence d'assec est bien plus importante pour les bassins-versants à la géologie de type grès armoricain et schistes rouges. En revanche, les bassins-versants granitiques ne présentent aucun assec et affichent un écoulement en eau permanent depuis 2012. Les bassins-versants schisteux se situent entre les deux. Ces observations cohérentes confortent les hypothèses émises précédemment à partir des débits.

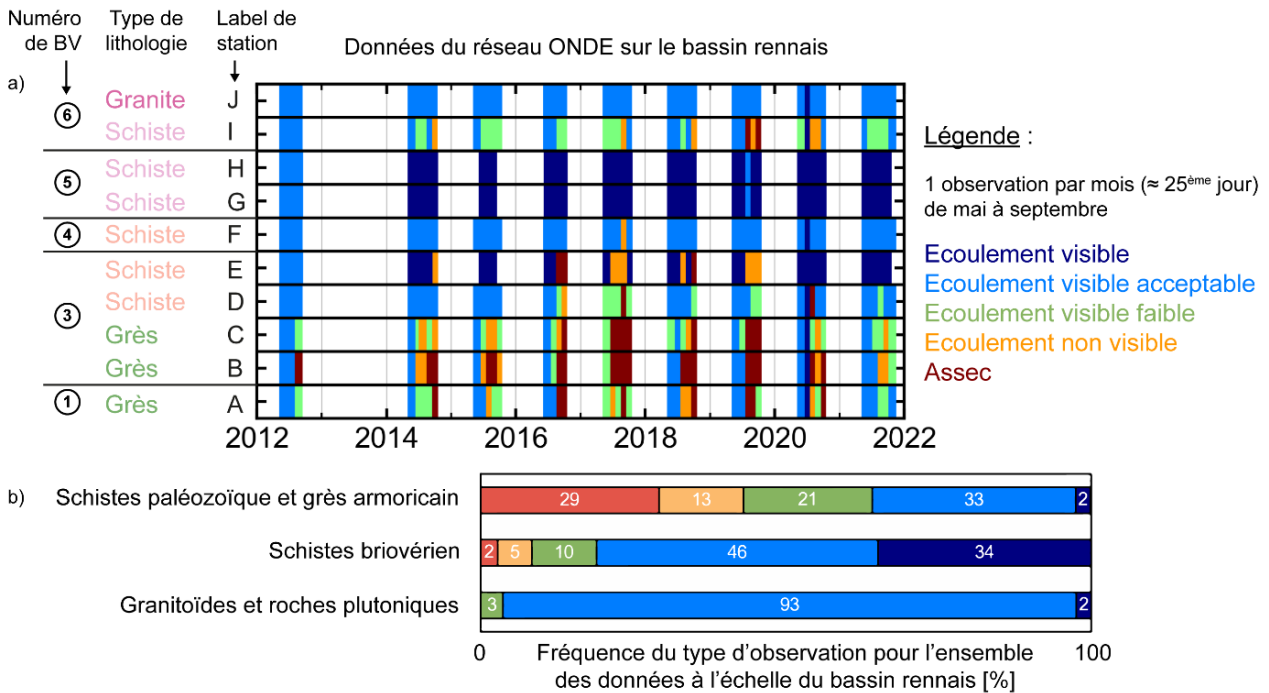


Figure 2.21. a) Données d'observations visuelles sur l'état d'écoulement des cours d'eau (réseau ONDE) pendant la période de basses eaux, pour l'ensemble des stations localisées sur les bassins-versants étudiés. Numéro de BV à retrouver sur la Figure 2.1. b) Pour l'ensemble des observations des stations, fréquence en [%] du type d'écoulement observé en fonction de la lithologie dominante du bassin-versant.

Sur la zone d'étude, 2 piézomètres sont suivis en continu par le BRGM (données disponibles sur le site de l'ADES : <https://ades.eaufrance.fr/>). Toutefois, seul le piézomètre de Boisgervilly (code BSS : BSS000XLMM (03162X0049/PZ)), installé sur le bassin-versant du Meu (Figure 2.1a) est exploitable. Le forage exploité est creusé à partir d'une altitude de 82 m, principalement dans les schistes briovériens fissurés, pour atteindre les arrivées d'eau identifiées à une profondeur d'environ 34 m. L'évolution de la chronique piézométrique disponible depuis 2005 (Figure 2.22a), permet d'identifier les années particulièrement sèches comme 2017, également représentée sur la Figure 2.22b. Le niveau de la nappe est généralement au plus haut entre le mois de février-mars, pour redescendre ensuite, et atteindre un niveau plus bas au mois d'octobre-novembre. Toutefois, une légère augmentation du niveau piézométrique est habituellement constatée au mois de juin, certainement liée à une hausse des précipitations au mois de mai déjà identifiée sur la Figure 1.2b et la Figure 2.13.

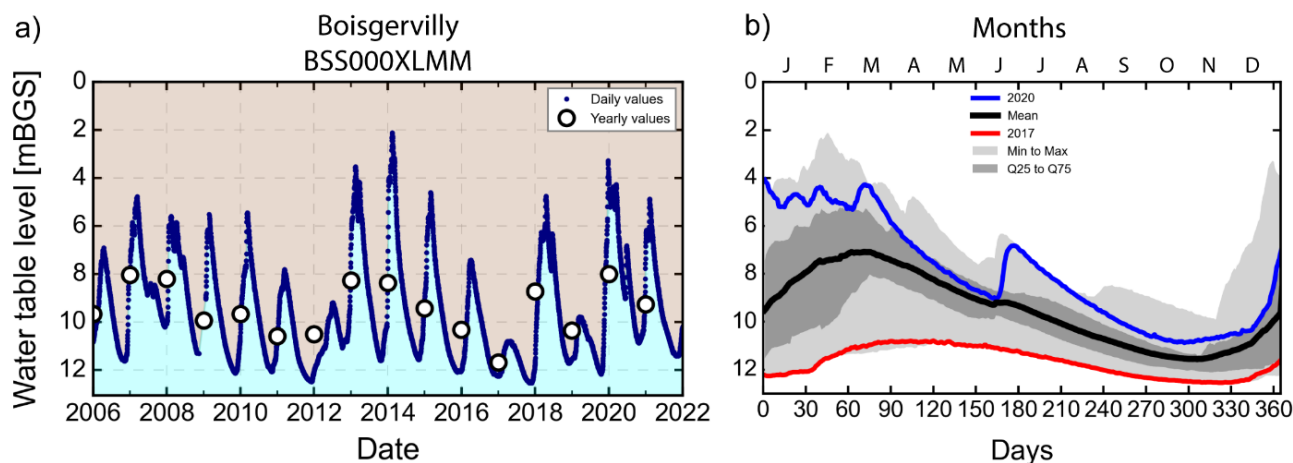


Figure 2.22. Données du piézomètre de Boisgervilly (bassin-versant du Meu). a) Chroniques quotidiennes et annuelles en « meters below ground surface » [mBGS], de 2006 à 2022. b) Statistiques à l'échelle annuelle sur l'ensemble de la chronique et représentation d'une année plutôt humide (2020) et sèche (2017).

2.2.3 Relation recharge-stock-débit : lier le souterrain avec la surface

Au cours du transfert des précipitations vers les rivières, l'eau peut-être temporairement stockée dans des réservoirs, tel que le milieu souterrain, avec des temps de séjour différents. Le rôle de ces eaux souterraines peut être défini en analysant les données de précipitations efficaces en fonction du débit des cours d'eau. La Figure 2.23a illustre la relation non linéaire des précipitations en fonction du débit observé pour des bassins-versants au Népal, en Himalaya (Andermann et al., 2012). Les auteurs mettent en avant l'observation de boucles d'hystérésis annuelles, formées par le décalage temporel entre les précipitations et le débit. Ils en déduisent que l'eau est stockée temporairement dans l'aquifère de type de socle fracturé au temps de réponse caractéristique d'environ 45 jours. Ce type d'analyse a aussi été réalisé en Bretagne, mettant en évidence une dynamique hystérétique annuelle de la relation stockage-débit, déjà observée pour des aquifères de socle fracturé peu profonds (Aubert et al., 2013; O Fovet et al., 2015). Zuecco et al. (2016) et Gharari & Ravazi (2018) proposent des outils pour quantifier ces boucles d'hystérésis à partir d'indicateurs spécifiques, afin de classer les différents types de réponses hydrologiques et d'examiner la dynamique saisonnière de la relation recharge-stock-débit. Schmidt et al. (2020) s'appuient sur la quantification de quelques métriques (Figure 2.23b) pour estimer le stock d'eau souterraine à l'échelle du bassin versant. Les auteurs analysent la position, la forme et la taille des boucles d'hystérésis (normalisée ou non) à travers quelques indicateurs : le « hysteresis index » (O Fovet et al., 2015), le ratio d'excentricité, et l'aire de la boucle. Les caractéristiques de ces boucles d'hystérésis offrent des informations sur le stockage d'eau souterraine. Dans cette section, les analyses des relations observées seront uniquement qualitatives. La quantification des boucles d'hystérésis est abordée dans la section 4.2 et 6.1, en perspectives de ces travaux.

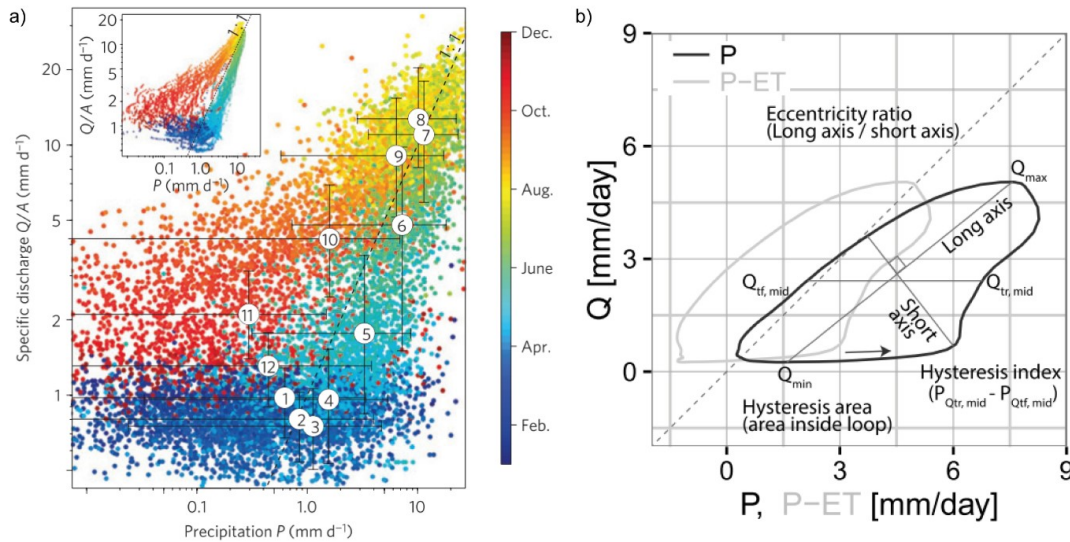


Figure 2.23. Boucles d'hystérésis antihoraires de la relation précipitation - évapotranspiration - débit. a) Relation entre les précipitations en fonction du débit quotidien mesuré sur 34 années à une station d'observation du bassin de Narayani (Népal, Himalaya). Source : (Andermann et al., 2012). b) Schéma conceptuel de quelques indicateurs pertinents pour caractériser une boucle d'hystérésis de la relation précipitation – évapotranspiration – débit. Source : (Schmidt et al., 2020).

Pour l'ensemble des 10 stations hydrométriques à l'échelle du bassin rennais (Figure 2.18), nous analysons la relation précipitation (P), moins l'évapotranspiration réelle (ETR ou E), en fonction du débit spécifique mesuré (Q) (normalisé par l'aire (A)). Le bilan P et E issue de SURFEX, piloté par la réanalyse SAFRAN, est moyenné à l'échelle du bassin versant que draine la station hydrométrique. Étant donné la similarité des résultats entre les stations de même lithologie dominante, seuls les résultats de 3 stations sont représentés sur la Figure 2.24. En effet, chacune des 3 stations sélectionnées représente chacune une lithologie particulière : le grès armoricain et schistes rouges (Chèze), le schiste briovérien (Monfort) et le granite cadomien (Nançon). Une boucle d'hystérésis est bien représentée pour chaque site (Figure 2.24a1 à a3). Cependant, la forme de la boucle et son excentricité sont significativement différentes (à noter que le débit est en log). Pour la Chèze, la boucle est plutôt de forme allongée avec une forte pente, pour Monfort, elle est plutôt arrondie et de pente moyenne, et enfin pour le Nançon, la boucle est plutôt aplatie avec une pente très faible. La déviation des observations par rapport à la droite 1:1 ($x=y$) met en évidence le rôle du milieu souterrain sur la dynamique hydrologique du bassin-versant. Lorsque $P - E > Q/A$, c'est la période de recharge, et à l'inverse lorsque $P - E < Q/A$, c'est la période de vidange de l'aquifère.

Imaginons maintenant un bassin versant totalement imperméable (par exemple entièrement artificialisé à sa surface par du béton), dans ces conditions, et considérant un temps de séjour dans la rivière de seulement quelques heures ou jours, l'ensemble des points serait aligné sur la droite 1:1. On aurait alors $P - E = Q/A$, mais aussi $d(Q/A)/dt = d(P - E)/dt$, avec t le temps (Figure 2.24b1 à b3). Cependant, la relation observée est non-linéaire. La déviation de cette relation linéaire est plus marquée pour le bassin du Nançon (granite), que celui de la Chèze (grès et schistes). Ces hystérésis

soulignent l'existence d'un stockage temporaire d'eau souterraine, qui se recharge et se vide plus ou moins rapidement. Le bassin-versant du Nançon affiche une capacité de stockage plus importante que celui de la Chèze.

Il faut aussi noter que ces boucles d'hystérésis varient dans le temps selon les années et les périodes observées (Figure 2.24c1 à c3). L'analyse des moyennes glissantes sur 10 ans montre une diminution des débits d'étiages ses dernières années. La modification des boucles, depuis 1990, caractérise un changement dans les relations entre le climat, la réponse du stock d'eau souterraine et le débit observé (cf. section 4).

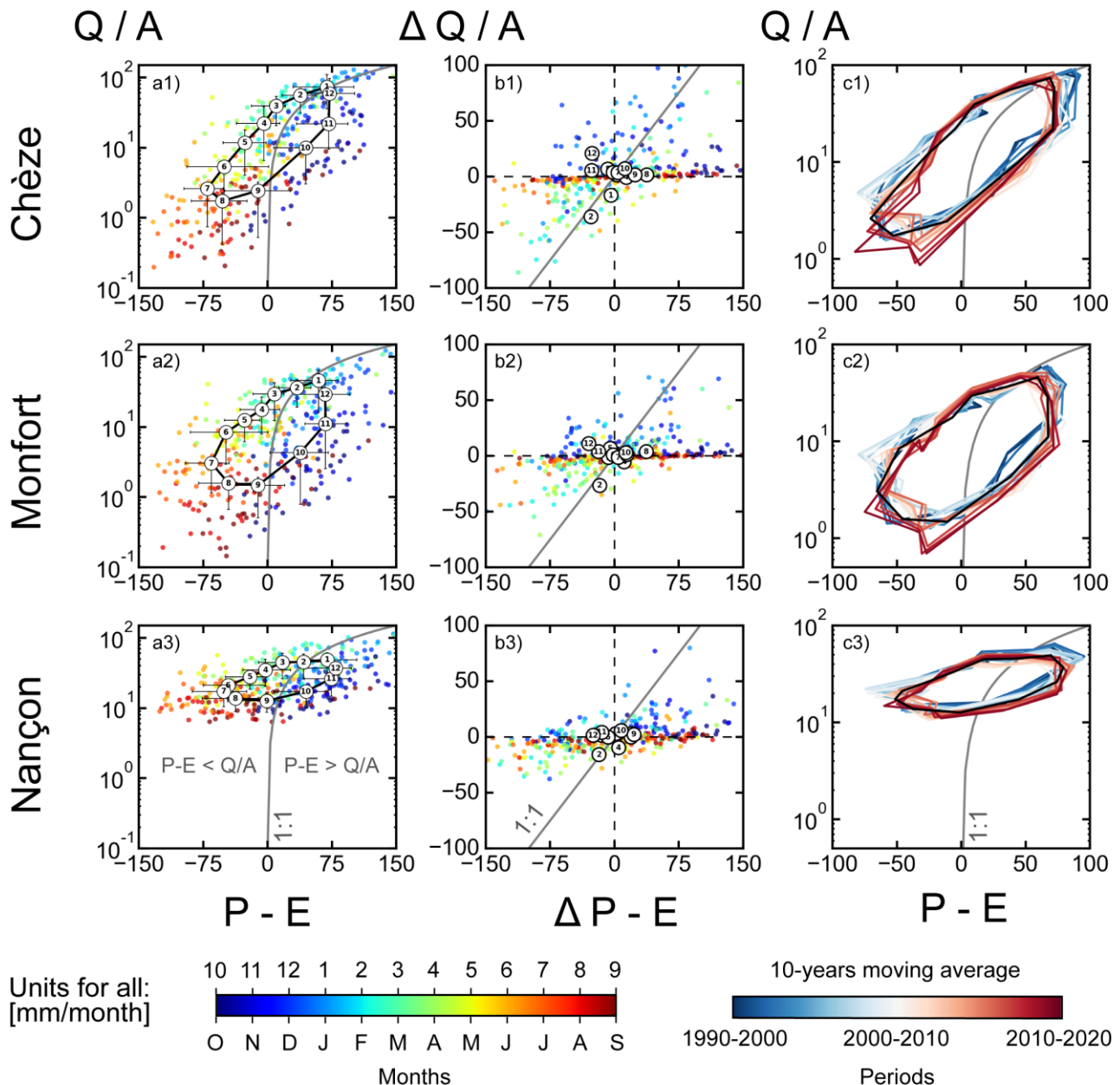


Figure 2.24. Relations des précipitations efficaces ($P-E$) avec le débit spécifique (Q/A) pour 3 stations hydrométriques aux bassins versants de types lithologiques différents (Chèze : type grès et schiste, Monfort : type schiste, Nançon : type granite). a1 à a3) Boucles d'hystérésis observées. b1 à b3) Variation dans le temps (delta Δ) de la relation. c1 à c3) Moyenne glissante sur 10 ans des boucles d'hystérésis intermensuelles de 1990 à 2019.

L'ensemble des analyses précédentes a permis d'appréhender le système hydroclimatique et le rôle des eaux souterraines à l'échelle des bassins-versants. Uniquement basées sur des observations, elles permettent déjà de mettre en avant les liens entre le climat ($P - E$), la lithologie, et la distribution des quantités d'eau (Q / A) sur le territoire. L'utilisation de la modélisation hydrogéologique est requise pour vérifier les hypothèses exposées dans cette section. Elle permettra aussi d'améliorer notre compréhension des hydrosystèmes, avant de projeter l'évolution quantitative des ressources en eau dans des conditions climatiques futures.

2.3 Approche de modélisation numérique développée à l'échelle du bassin versant

2.3.1 Modèle conceptuel : de la recharge aux zones de résurgence

Un modèle hydrogéologique simule le niveau de nappe et les écoulements des eaux souterraines, représentés schématiquement par les boucles de circulations plus ou moins longues sur la [Figure 2.25](#). Précédemment abordés en introduction (section 1.1.3), nous avons mis en évidence les liens entre circulations souterraines et zones de résurgence d'eau souterraine. Comme cela est déjà écrit dans la littérature ([Cuthbert et al., 2019](#); [Fan, 2015](#); [Goderniaux et al., 2013](#); [Havril, 2018](#)), un bas niveau de nappe par rapport à la surface du sol aura tendance à favoriser les écoulements régionaux, avec des boucles de circulations plus longues et un temps de résidence de l'eau plus important (voir section perspectives 6.2 pour plus d'informations sur le sujet). Le niveau de nappe d'eau souterraine dépend à la fois de la recharge, de la topographie, et des propriétés hydrauliques du milieu souterrain ([Haitjema & Mitchell-Bruker, 2005](#)). Dans notre méthodologie, lorsque le niveau de nappe intercepte la topographie, une zone de résurgence est générée en surface. Cette stratégie permet d'exploiter le niveau piézométrique simulé pour dessiner le réseau hydrographique en surface et calculer le débit des cours d'eau.

Un modèle d'écoulement des eaux souterraines dans un aquifère est une représentation mathématique. Afin de résoudre numériquement les équations qui constituent le modèle, il est nécessaire de faire des hypothèses simplificatrices sur l'aquifère et les processus physiques qui régissent l'écoulement des eaux souterraines. Selon les objectifs de modélisation, il est généralement recommandé de développer un modèle très simple et parcimonieux ([de Marsily et al., 1992](#)), avec un minimum de paramètres, puis de le complexifier au fur et à mesure selon les besoins. Dans notre cas, nous manipulons un total de 5 variables :

- La topographie
- La recharge (R)
- L'épaisseur de l'aquifère (d)
- La conductivité hydraulique (K)
- La porosité (θ)

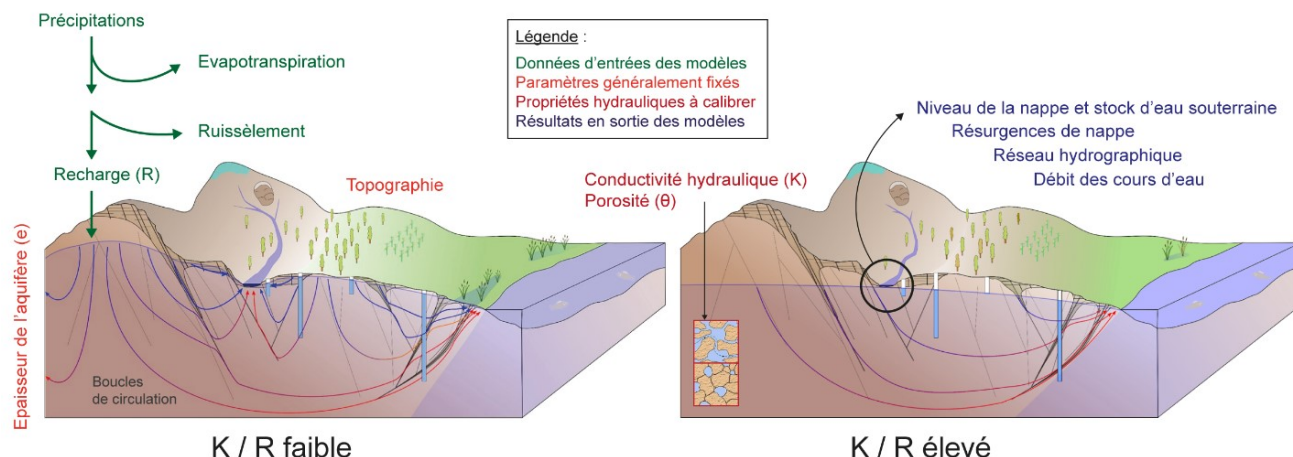


Figure 2.25. Schéma conceptuel de la stratégie de modélisation générale adoptée dans ces travaux. Bloc-diagramme repris de (Roques, 2014). La partie de gauche correspond conceptuellement aux conditions de recharge (R) historiques (ou en hautes eaux), et la partie de droite, à de potentielles conditions futures (ou en basses eaux).

2.3.2 Les propriétés hydrauliques caractérisent le milieu souterrain

Dans le milieu souterrain, les formations géologiques du sous-sol permettent l'écoulement de l'eau et son emmagasinement : ce sont les aquifères. Il existe majoritairement 3 grands types d'aquifères : sédimentaires, karstiques, et fracturés (Annexe 4). Les propriétés hydrauliques d'un aquifère dépendent notamment de sa nature géologique, de la matrice du matériau ou encore de la géométrie des formations rocheuses.

Dans un aquifère, la porosité du milieu représente la proportion d'espaces vides qui peut être occupée par l'eau souterraine. Propriété sans dimension, elle est caractérisée par le rapport du volume de pores sur le volume total de l'aquifère. Lorsque le milieu est saturé, elle est équivalente à la teneur en eau du milieu (cas d'un aquifère confiné par exemple). Toutefois, toute l'eau contenue dans ces pores ne participe pas à l'écoulement souterrain. En effet, en plus des forces d'attraction moléculaire dans la matrice solide, les pores non connectés entre eux limitent les écoulements souterrains. On définit alors le rapport du volume d'eau qui peut circuler par rapport au volume total, c'est la porosité effective. La capacité de stockage des aquifères confinés varie selon les forces capillaires et la pression exercée par la charge hydraulique, comprimant le milieu. Le stockage spécifique S_s [L^{-1}] représente ce processus, qui intégré à l'épaisseur de l'aquifère d [L], devient le coefficient d'emmagasinement sans dimension $S = S_s b$. Les effets de pression sont négligés dans un aquifère non confiné, et la porosité de drainage $S = S_y$ (« specific yield » en anglais) définit le volume d'eau libéré par gravité, par m^2 de surface, dû à l'abaissement de la nappe phréatique. Ainsi, la porosité de drainage est systématiquement inférieure ou égale à la porosité efficace. L'ensemble de ces propriétés de stockage sont comprises entre 0 et 1.

Selon la loi de Darcy (Dupuit, 1863), la circulation de l'eau à travers un milieu poreux est contrôlée par la conductivité hydraulique du milieu saturé en eau et le gradient de charge :

$$q = -Kh \frac{dh}{dx} \quad (5)$$

où q [L^2/T] est le débit s'écoulant à travers un milieu poreux, K [L/T] est la conductivité hydraulique de l'aquifère, h [L] est la charge hydraulique et dh/dx est le gradient de charge.

À noter, la conductivité hydraulique s'exprime en fonction des propriétés intrinsèques du milieu poreux et du fluide :

$$K = \frac{k \rho g}{\mu} \quad (6)$$

où k la perméabilité intrinsèque du milieu poreux [L^2], ρ la masse volumique du fluide [M/L^3], g l'accélération de la pesanteur [L/T^2], μ la viscosité dynamique du fluide [M/LT^2].

D'après la littérature (Freeze & Cherry, 1979), la conductivité hydraulique varie de 10^{-1} à 10^{-16} m/s selon la lithologie (Figure 2.26a).

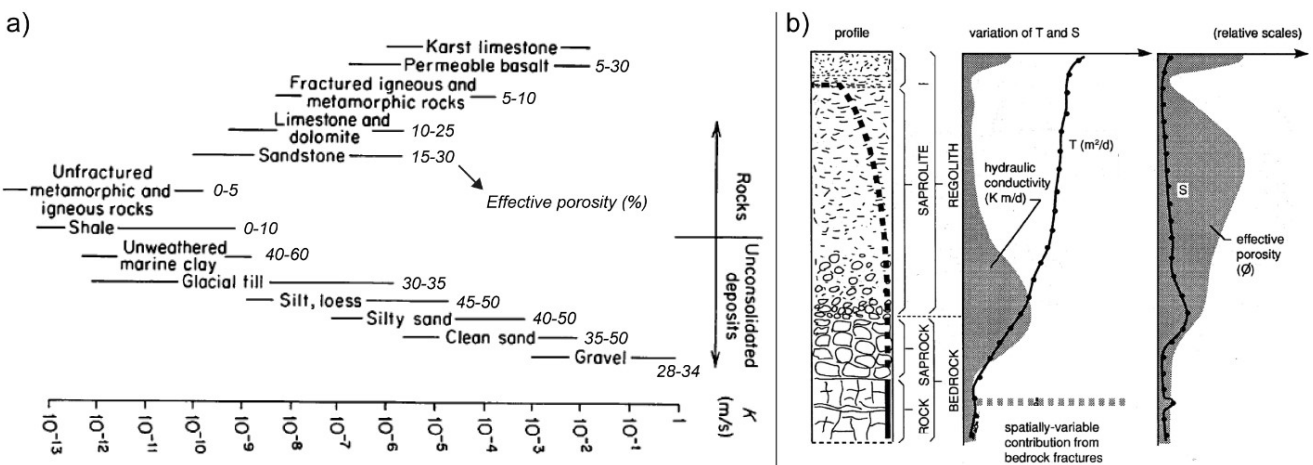


Figure 2.26. a) Gammes des propriétés hydrauliques (conductivité hydraulique et porosité efficace) des différents types de lithologies. Modifié d'après (Freeze & Cherry, 1979) et (Singhal & Gupta, 2010). b) Illustration de l'hétérogénéité d'un profil de sol d'un aquifère de socle et des variations de propriétés hydrauliques. Modifié d'après (Chilton & Foster, 1995).

La conductivité hydraulique exprime l'aptitude d'un milieu poreux à laisser passer un fluide sous l'effet d'un gradient de pression. La circulation des eaux souterraines dans un aquifère dépend aussi de son épaisseur. En intégrant l'épaisseur de la colonne d'eau saturée d_{sat} [L], équivalente à h dans le cas d'un aquifère non confiné, on obtient la transmissivité T [L^2/T] :

$$T = Kh \quad (7)$$

La transmissivité d'un aquifère représente sa capacité à mobiliser l'eau qu'il contient. Dans le cas d'un aquifère avec une conductivité hydraulique homogène, et une épaisseur d [L] constante, on peut simplifier la relation en $T = Kd$. Dans ce cas, on peut qualifier la transmissivité de « maximale ».

La diffusivité hydraulique D [L^2/T] est le rapport de la transmissivité T sur le coefficient d'emmagasinement S (ou la porosité efficace dans le cas d'une nappe libre) caractérisant la vitesse de réaction d'un aquifère à une perturbation :

$$D = \frac{T}{S} \quad (8)$$

2.3.3 Simulation du processus d'écoulement d'eau souterraine

Dans ces travaux, l'écoulement des d'eaux souterraines est résolu par MODFLOW, développé par l'USGS (United States Geological Survey). Plus précisément, nous utilisons la version MODFLOW-NWT (Niswonger et al., 2011), une formulation de Newton-Raphson pour MODFLOW-2005 (Harbaugh, 2005) particulièrement adaptée aux aquifères non confinés. À partir des données d'entrée fournies, la géométrie du système et des propriétés hydrauliques de l'aquifère, le modèle calcule l'évolution de variables inconnues en sortie. L'équation qui gouverne le processus d'écoulement est résolue à l'échelle d'un domaine limité par des conditions limites. La modélisation est conduite en régime permanent ou transitoire. Le modèle permanent représente un état stable, à l'équilibre, tandis que le modèle transitoire représente l'évolution d'un système, dynamique. En régime transitoire, MODFLOW représente la circulation de l'eau souterraine tridimensionnelle à travers un milieu poreux par l'équation aux dérivées partielles suivantes :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[hK_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[hK_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[hK_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] + W = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (9)$$

où x , y , and z sont les axes de coordonnées et W [$L T^{-1}$] est le flux volumétrique par unité de volume représentant les gains et/ou les pertes d'eau. Avec les configurations de MODFLOW utilisées, le « specific storage » S_s renseigné correspond au « specific yield » S_y [-], nommé plus simplement porosité θ dans ces travaux.

La porosité n'intervenant pas en régime permanent dans la simulation de la charge hydraulique, (mais bien utilisée pour calculer les vitesses), l'équation peut se simplifier comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[hK_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[hK_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[hK_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] = W \quad (10)$$

Le logiciel MODPATH (Pollock, 2016) permet de résoudre le processus de transport advectif, assez peu exploité dans ces travaux. Néanmoins, quelques résultats sont présentés en perspectives (section 6.2). L'algorithme de suivi des particules du logiciel MODPATH peut être exploité pour simuler le chemin préférentiel des lignes d'écoulement et estimer le temps de résidence de l'aquifère. L'équation différentielle partielle décrivant la conservation de la masse dans un système d'écoulement souterrain tridimensionnel en régime permanent peut être écrite de cette manière :

$$\frac{\partial}{\partial x} [n v_x] + \frac{\partial}{\partial y} [n v_y] + \frac{\partial}{\partial z} [n v_z] = W \quad (11)$$

où v_x , v_y , et v_z sont les composantes principales du vecteur de vitesse de l'eau souterraine, et n est la porosité.

2.3.4 Stratégie de développement numérique et hypothèses

Pour créer et exécuter les modèles basés sur MODFLOW, nous utilisons le package Python nommé FloPy (documentation disponible en ligne : <https://flopy.readthedocs.io/en/3.3.5/>) (Bakker et al., 2016). Les modèles hydrogéologiques sont développés à l'échelle du bassin-versant, qu'il convient, dans un premier temps, de délimiter. L'extraction du bassin versant est réalisée à partir du traitement géospatial d'un modèle numérique de terrain (MNT). La majorité des modèles développés dans ces travaux sont basés sur le modèle numérique de terrain fourni par la BD ALTI (IGN, 2021), d'une résolution 75 m, disponible à l'échelle de la France et généré par des restitutions photogrammétriques. Une grande partie des étapes de traitement géospatial est effectuée à l'aide de la librairie WhiteBoxTools, disponible sous Python (documentation disponible en ligne : https://www.whiteboxgeo.com/manual/wbt_book/preface.html) (Lindsay, 2016). Pour réduire les potentiels effets de bord, une zone tampon est ajoutée aux limites topographiques du bassin versant, augmentant la surface du domaine modélisé de 10 %, où une limite à flux nul est appliquée. Le domaine du modèle est discrétisé en se basant sur le maillage régulier du modèle numérique de terrain (MNT). Cette stratégie est compatible avec la méthode des différences finies appliquée dans cette version de MODFLOW. Sur l'ensemble des simulations réalisées dans ces travaux, dans la majorité des cas une seule couche numérique verticale est implémentée. Néanmoins, il est tout à fait possible d'ajouter aux modèles une discrétisation verticale plus fine, dont les effets sur les résultats de simulation seront plus ou moins importants selon les conditions topographiques du site d'étude. Représentant un réel défi d'observation, l'épaisseur de l'aquifère reste une donnée difficile à acquérir. En accord avec les observations de terrain dans la région, l'épaisseur du domaine est fixée à une valeur constante de 30 m, représentant la profondeur typique de l'interface entre la zone altérée/fracturée et le substratum (Dewandel et al., 2006; Kolbe et al., 2016; Roques et al., 2016). La conductivité hydraulique K et la porosité θ sont appliquées de manière uniforme et isotrope.

Les résurgences de nappe peuvent être intégrées au modèle hydrogéologique par 2 types de condition limite en surface : par une charge hydraulique imposée ou par un modèle à conductance. Pour éviter de fixer les zones potentielles de résurgence, la condition limite, basée sur un modèle à conductance (selon la K de la maille en surface), est activée sur l'ensemble de la surface. Celle-ci est définie comme un drain dans le modèle MODFLOW (DRAIN package), pour simuler les flux entrants (recharge), et sortants (décharge), dépendants du niveau piézométrique (Harbaugh, 2005).

La recharge s'opère sur chaque maille, tandis que les zones de suintement et la décharge des eaux souterraines ne se produisent que là où la nappe phréatique atteint la surface. Cette recharge provient du partitionnement hydrologique du modèle de surface SURFEX (8 x 8 km de résolution). Elle est moyennée à l'échelle du bassin versant et appliquée uniformément sur chaque maille en surface. Lorsqu'une station hydrométrique est disponible, la recharge est normalisée selon les débits mesurés afin d'assurer une cohérence entre le flux entrant et le flux de sortie (Équation (12)). En effet, il est nécessaire que le flux moyen observé à l'exutoire du bassin versant corresponde au flux entrant, aux variations de stock près. Les débits mesurés sont considérés comme plus probants que les données hydrométéorologiques (SURFEX). La recharge REC_{raw} et le ruissellement de surface RUN_{raw} fournis par SURFEX sont normalisés comme suit :

$$REC(t) = REC_{raw}(t) * F_{norm} \quad \text{avec} \quad F_{norm} = \frac{\overline{Q_{obs}}}{\overline{REC_{raw}} + \overline{RUN_{raw}}} \quad (12)$$

où REC est la recharge normalisée, t le temps, F_{norm} le facteur de normalisation, $\overline{REC_{raw}}$ et $\overline{RUN_{raw}}$ sont respectivement la moyenne de la recharge et du ruissellement de surface calculées à l'échelle du bassin-versant à partir des données SURFEX, et $\overline{Q_{obs}}$ est la moyenne du débit spécifique (normalisé par la superficie du bassin-versant) mesuré à l'exutoire du bassin-versant.

À partir de chaque zone de résurgence simulée, un routage de surface peut être activé pour générer un écoulement jusqu'à l'exutoire du bassin-versant, en suivant la plus grande pente du MNT. Cette procédure permet de passer d'un schéma spatial des zones de résurgence discontinu, à un réseau hydrographique continu simulé. Cette approche suppose que chaque zone de résurgence est susceptible de générer un cours d'eau en aval. En régime transitoire, les simulations sont au pas de temps mensuel afin de se concentrer sur la dynamique saisonnière et interannuelle.

2.3.5 Analyses de sensibilité des paramètres du modèle

L'approche de modélisation se base sur un cas de référence parcimonieux, illustré sur la [Figure 2.27a](#). Comme on l'a vu dans la section précédente, l'épaisseur de l'aquifère est constante, avec un fond parallèle à la topographie. Les propriétés hydrauliques (conductivité hydraulique et porosité) sont supposées homogènes. Pour ce cas de référence, l'effet des propriétés hydrauliques et de l'épaisseur sur les sorties du modèle (niveau de nappe, zones de résurgence et débit des cours d'eau) ont été explorés dans les sections 3 et 4. Pour aller plus loin, la [Figure 2.27b](#) illustre les différentes options testées dans le cadre des travaux : un aquifère plat et/ou l'ajout d'hétérogénéité des propriétés hydrauliques avec l'implémentation latérales et/ou verticales de nouvelles couches géologiques. Quelques résultats concernant ces modélisations plus complexes sont disponibles en perspectives (section 6.2). Les questions autour de l'hétérogénéité des propriétés hydrauliques animent la communauté scientifique et l'outil de modélisation hydrogéologique est capable d'apporter de nouveaux éléments de réponses. Certains travaux de collègues de l'Université de Rennes 1, avec lesquels nous travaillons en étroite collaboration, tentent d'identifier spécifiquement l'impact de

l'hétérogénéité des propriétés hydrauliques sur les écoulements souterrains, et le débit de base des rivières à l'échelle régionale (Cornette et al., 2022).

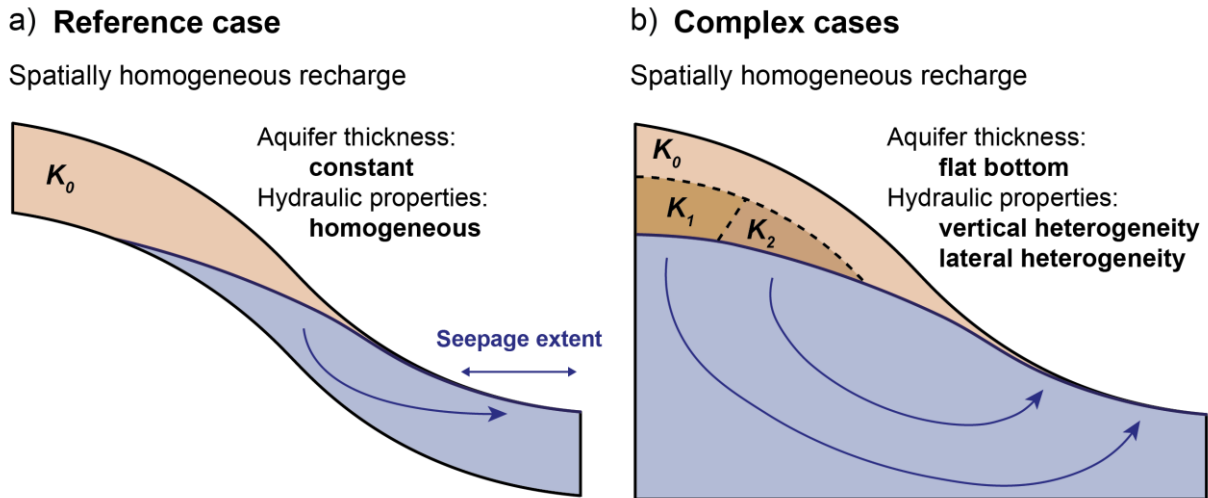


Figure 2.27. Schémas conceptuels a) du cas de référence modélisé dans ces travaux et b) des cas plus complexes qu'il est possible de tester à partir des outils développés.

2.3.6 Calibration à partir d'informations hydrologiques de surface

La démarche de calibration exposée ici est appliquée pour caler les différents modèles de bassins-versants d'alimentation en eau potable (résultats en section 5.1). Les approches et méthodes proposées sont aussi exploitées dans les articles scientifiques des sections 3 et 4. Les 4 étapes principales de calibration sont résumées ci-dessous :

- Estimation de K en régime permanent et à partir du réseau hydrographique

Une des originalités de l'approche de modélisation est la calibration des modèles hydrogéologiques sur des informations de surface. En effet, le manque de piézomètre nous a contraint à développer des méthodes basées sur d'autres types de données, pour calibrer des modèles. C'est pourquoi, une nouvelle méthode de calibration des modèles hydrogéologiques a été développée en se basant sur le réseau hydrographique de surface. La méthode appliquée, en régime permanent, permet d'estimer la conductivité hydraulique effective, à l'échelle du bassin-versant, en calant les zones de résurgence d'eau souterraine simulées, sur un réseau de cours d'eau observé. Ce travail a fait l'objet d'un article scientifique présenté à la section 3.2.1 où le développement de la méthode et ses performances sont détaillées.

- Exploration de K et θ en régime transitoire et calage à partir du débit des cours d'eau

Le débit des cours d'eau mesuré en continu dans les stations hydrométriques est classiquement utilisé pour caler les modèles hydrogéologiques, où les données observées sont comparées au débit simulé en régime transitoire. Le débit simulé correspond ici à la quantité d'eau déchargée par les eaux souterraines à la surface. Étant donné que nous simulons plus spécifiquement les débits de

base, le ruissellement de surface issu de SURFEX, et normalisé selon l'équation (12), est ajouté en sortie aux débits simulés par le modèle hydrogéologique. Cette approche permet de mieux représenter les débits en hautes eaux, difficiles à simuler convenablement sans modèle hydrologique de surface. Dans ce contexte, nous utilisons comme critère d'optimisation la mesure de performance la plus largement utilisée en modélisation hydrologique (Gupta et al., 2009), le critère sans dimension *NSE* (Nash-Sutcliffe Efficiency) (Nash & Sutcliffe, 1970) :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - Q_{sim}^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (13)$$

où $\overline{Q_{obs}}$ est la moyenne des débits observés, Q_{sim}^t est le débit simulé et Q_{obs}^t est le débit observé au temps t .

Afin de se concentrer sur les faibles débits de la période d'étiage, principalement alimentés par l'eau souterraine, le critère est calculé à partir du logarithme des débits, alors nommé NSE_{log} . Un $NSE_{log} = 1$, indique une correspondance parfaite, entre les simulations et les observations. L'efficacité du modèle peut être considérée comme acceptable pour la valeur seuil $NSE_{log} > 0.65$ (Ritter & Muñoz-Carpena, 2013). D'autres indicateurs de performance sont aussi calculés sur le débit : RMSE (Root-Mean-Square Error), KGE (Kling-Gupta efficiency), MAE (Mean Absolute Error), MARE (Mean Absolute Relative Error).

- Contrôle de la saturation en eau en surface à partir de l'intermittence des cours d'eau

Lorsque la nappe intercepte la topographie, les zones de résurgence d'eau souterraine sont repérées en surface. En régime transitoire, cette saturation évolue dans l'espace et le temps. Pour chaque année simulée (au pas de temps mensuel), nous sommes capables d'identifier les mailles et la proportion du réseau hydrographique de type « permanent » (en eau les 12 mois de l'année), et « intermittent » (au moins 1 mois dans l'année sans eau). La BD TOPO, mise à jour en décembre 2022 (IGN and OFB, 2019), fournit une couche de cours d'eau à l'échelle nationale distinguant les cours d'eau permanents et intermittents. Bien qu'il existe des incertitudes sur cette base de données en cours de développement et d'amélioration, elle est utilisée pour vérifier la cohérence des modèles. La différence de longueur du réseau de cours d'eau permanent et intermittent est comparée à l'amplitude de saturation en eau minimale et maximale simulée par le modèle. Cette méthode est une simple validation qualitative de la saturation et mériterait d'être implémentée quantitativement sur la base d'un indicateur de performance qu'il reste à développer.

- Validation à partir d'observations discrètes d'état d'écoulement dans les cours d'eau

Pour valider le modèle à partir de la saturation, nous proposons d'utiliser les observations discrètes du réseau ONDE (voir section 2.2.2). Pour chaque station, ces observations visuelles

(relevées 1 fois par mois de mai à octobre) indiquent l'écoulement ou non du cours d'eau. Van Meerveld et al. (2017) et Seibert & Vis (2016) ont mis en avant l'intérêt de ce type de données, pour caler les modèles hydrologiques. Ces observations du réseau ONDE ont déjà été utilisées pour calibrer des modèles (Beaufort et al., 2018; Sauquet, Beaufort, et al., 2021). Dans notre approche, on extrait la proportion de zones de résurgences simulées à l'échelle du sous-bassin versant en amont de la station ONDE. La validation est basée sur une vérification qualitative entre le type d'écoulement observé à la station ONDE, et la saturation en eau simulée en amont de ce point d'observation. Il serait aussi intéressant de développer un indicateur quantitatif pour cette approche.

La calibration multi-objectifs proposée se base sur 3 types de données et différentes méthodes d'étalonnage pour contraindre les modèles. Cette méthodologie tend vers la recherche d'un compromis entre les différents objectifs, en définissant un ensemble de paramètres optimaux. Nous considérons que l'application de ces 4 étapes permet une calibration suffisamment robuste pour les modèles développés.

2.3.7 Article : “HydroModPy: a Python toolkit to automatically develop surface-constrained groundwater flow at the watershed scale from multi-source data”

L'ensemble des codes Python développés, pour satisfaire les tâches décrites dans les sections précédentes, sont regroupés dans d'un environnement unique d'outils nommé « HydroModPy » (Hydro(geo)logical Modelling in Python). L'objectif principal de cette plateforme « open-access » est de compiler, et d'automatiser, l'ensemble des tâches et exécutions nécessaires à la modélisation : extraction du bassin versant, récupération des données à partir de l'emprise du bassin versant, développement et simulation d'un modèle hydro(géo)logique, optimisation multi-objectifs, exploitation des résultats, etc. La documentation de la version actuelle d'HydroModPy (version 1.0.0, mise à jour le 13 mai 2022) est disponible via ce lien : <https://hydromod.readthedocs.io/>. Cette documentation présente la procédure d'installation, documente l'ensemble des fonctions Python utilisables et propose un exemple de modélisation sur un bassin versant. HydroModPy est téléchargeable via ce lien : <https://gitlab.com/Alex-Gauvain/HydroModPy/>, et cet outil fait l'objet d'une valorisation scientifique en cours de préparation pour le journal “Computers & Geosciences”. Ci-dessous, la dernière version de l'article (mise à jour en juin 2022).

HydroModPy: A Python toolkit to automatically develop surface-constrained groundwater flow at the watershed scale from multi-source data.

5 Alexandre Gauvain^{1,4}, Ronan Abhervé¹, Clément Roques^{1,2}, Laurent Longuevergne¹, Luc Aquilina¹,
Jean-Raynald de Dreuzy¹

¹Univ Rennes, CNRS, Geosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France

²Centre for Hydrology and Geothermics (CHYN), Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Switzerland

10 ⁴Laboratoire de Météorologie Dynamique – IPSL, CNRS, Sorbonne Université, 75005 Paris, France

Correspondence to:

Alexandre Gauvain (alexandre.gauvain.ag@gmail.com)

Abhervé Ronan (ronan.abherve@gmail.com)

15 *Draft version.*

Highlights

- A tool fully developed in Python (from existing libraries).
- 2 challenges: recover and format data and deploy models at regional scale.
- Full modelling approach: construction, calibration, and simulation of models.
- 20 • Focus: groundwater-surface interaction. Informing hydrogeological models using surface data.
- Application: Scientific approach on the scale of several catchment areas.

1 Introduction

25 The current environmental situation requires assessment of future changes in both quality and quantity of water resources from catchment to regional scales (Blöschl et al., 2019). To address this challenging task, it is necessary to implement efficient numerical approaches to explore how the surface and subsurface compartments of the hydrological cycle behave in response to changes in climate, land use and anthropogenic activities. With recent advances in open-source modeling tools, the continuous improvement of computation powers, and with the availability of global databases compiling key climatic and geomorphic information, the implementation of efficient numerical models now becomes possible.

However, setting-up a catchment-scale hydrological model is a complex task. The challenge resides in the discretization of surface and subsurface compartments with relevant hydrodynamics properties that properly capture the dynamics of the coupled processes. Models are usually built within a graphical user interface (GUI) (Trefry & Muffels, 2007; Winston, 2020). GUIs allow a high level of simplicity and intuitiveness to setup a model and have therefore become the standard for building numerical groundwater models. The use of a GUI can quickly show limitations when one aims at performing parameter exploration, sensitivity, and uncertainty analyses across various catchments. These limitations can be remedied through the help of programming languages such as Python or Matlab. Specifically, Python is an interpreted, object-oriented programming language that has gained popularity in the fields of science and engineering (Pérez et al., 2011). Python packages have already been developed to satisfy the increasing need to develop hydrological models (Bakker et al., 2016; Bakker & Kelson, 2009) but a toolbox allowing rapid and reproducible implementation of catchment-scale hydrological model is still missing. This paper aims at moving forward in our capabilities to quantify geomorphic, climatic, and hydrogeological controls on the partitioning of water within a large variability of catchments. We implement a new Python toolkit named HydroModPy that automatically builds, runs, calibrates, and visualizes the results of a catchment-scale hydrological model. In this article, we present the objectives of HydroModPy and develop the typical workflow of this new tool.

45 2 HydroModPy's objectives

The development of HydroModPy started in 2018 to facilitate the deployment of hydrological models in catchments located in the crystalline basement region of Normandy and Brittany in France. HydroModPy aggregates a multitude of open-source packages in a way that can be easily implemented and shared among the scientific communities. Two main objectives have guided the development of this tool. First, HydroModPy is designed to extract and discretize the catchment from a Digital Elevation Model (DEM) and to automatically retrieve from national and global databases all the data required to calibrate the model. The aim is to obtain a standardized procedure to setup and run batch simulations across different catchments with standardized inputs. The second objective is to visualize and compare model results generated by the different modelling programs available in HydroModPy. Finally, the HydroModPy platform provides a tool that can be used for education based on hydrological modelling.

55 **3 Workflow and structure**

HydroModPy can be downloaded at this link: <https://gitlab.com/Alex-Gauvain/HydroModPy>.

This article presents the overall approach of the tool and doesn't specify all options available. The Python functions necessary to use HydroModPy are documented at this link: <https://hydromod.readthedocs.io/en/latest>. In this section, we will first present the global workflow of the tool and the resources that are used. In a second step, we develop
60 each part of the model structure proper to HydroModPy.

3.1 General organization

HydroModPy is organized in 5 distinct parts (Figure 1): 1) the extraction of a catchment area using GIS tools, 2) the data recovery and formatting, 3) the construction and execution of hydrological models, 4) the calibration of the hydrodynamic properties of the models and finally 5) the visualization of the results. As previously mentioned, HydroModPy combines
65 several Python packages. The GIS part is mostly provided by *WhiteBoxTools* (Lindsay, 2016) and complemented by other packages such as *GDAL* (GDAL/OGR contributors, 2022), *geopandas* (Jordahl et al., 2020) or *rasterio* (Gillies & others, 2013). Hydrological and climatic data available in the catchment area is handled by *selenium* (Muthukadan, 2022) allowing direct retrieval from national and global databases. The modelling part is currently handled by the *flopy* package (M. Bakker et al., 2016) supporting the programs Modflow (Harbaugh, 2005; Niswonger et al., 2011) and Modpath (Pollock, 2016). The
70 visualization part is provided by *matplotlib* (Caswell et al., 2021) for 2D visualization and *vedo* (Musy et al., 2022) for 3D visualization. The articulation between these different packages is provided by *numpy* (Harris et al., 2020) and *pandas* (Reback et al., 2022).

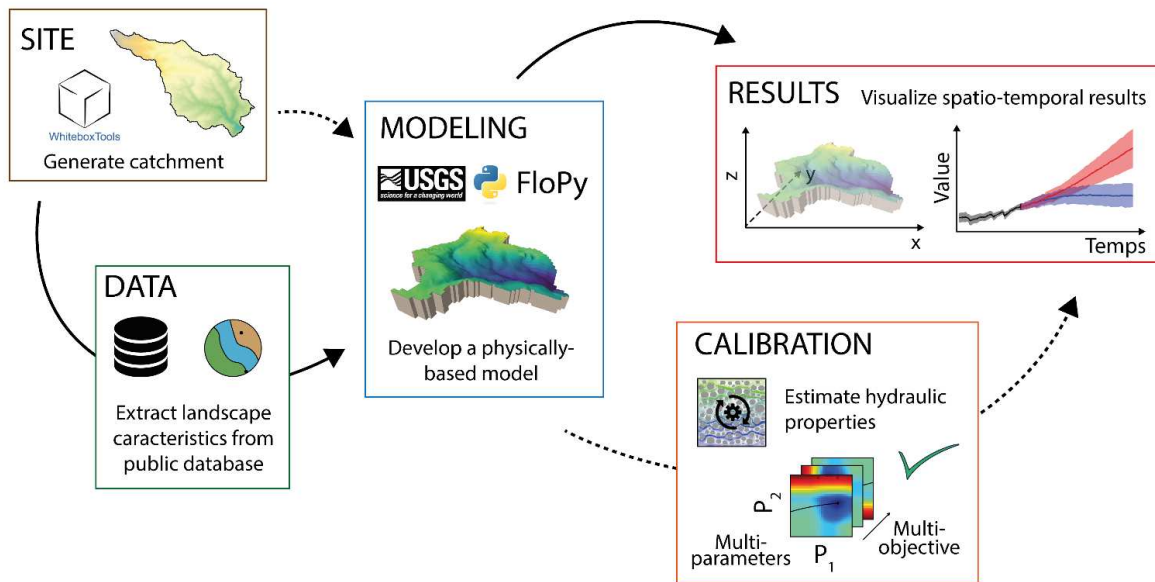


Figure 1. Conceptual workflow of HydroModPy.

For the use of HydroModPy, it is necessary to specify the directory where the files will be saved. The file tree of the files in this location is automated. Each studied watershed generates a folder with its name and is then composed of two subfolders storing the data relative to the catchment area ("results_stable") and the data from the hydrological simulations ("results_simulations"). A "python_object" file stores all the data and its arborescence so that it can be reused without having to extract the watershed and the data again. The aim is to have a file that can be easily exchanged and used by other collaborators.

80 **3.2 Catchment discretization and datasets**

To define the catchment boundary to be considered, a regional DEM and the coordinates of the catchment outlet defined in the same projection system as the DEM are requested. In addition, the operators can choose the maximum distance allowed to shift the outlet (in number of pixels or in unit of the DEM) on the streams generated by the DEM. The choice of the regional DEM is also important because its resolution is used to generate the geometry of the mesh further used in *flopy*.

85 **3.2.1 Watershed extraction from a regional DEM**

From a DEM at a regional scale, geospatial processing is performed using *WhiteBoxTools* (Lindsay, 2016), labelled *WBT* in the following. First, the raw DEM is “corrected b”y filling all depressions and removing flat areas (function *WBT.FillDepressions*) to assure a continuous flow from each grid cell. From the coordinates of the outlet, a vector point shapefile is generated. The outlet point is snapped (function *WBT.SnapPoints*), up to the maximum distance previously set, to the location coinciding with the highest flow accumulation value (function *WBT.D8FlowAccumulation*). A flow direction raster (function *WBT.D8Pointer*) is generated and used to extract the catchment boundaries as a shapefile (function *WBT.Watershed*). The watershed shapefile is then extended by adding a buffer (*geopandas*) using the percentage defined earlier to reduce uncertainties linked to potential flow across topographic boundaries. The distance added to the watershed boundaries is this percentage of the square root of the watershed area. This extension provides the final extracted area.

95 **3.2.2 Compiling climatic and hydrological datasets**

The extraction of the watershed boundaries results in a georeferenced surface that can be cross-referenced with a multitude of data. The tool allows to retrieve piezometry, hydrometry, hydrology, oceanic, climatic, and geological data. These data are retrieved either automatically from national and global databases with the “Selenium package” (Muthukadan, 2022) or by providing a shapefile or text file with geo-referenced data. The automatic extraction requires knowledge of the organization of the download websites to access the data. The automatization is done for the French data at the moment. After import, the dataset is formatted for use in model building, calibration, and visualization.

3.3 Groundwater flow model

HydroModPy aims at aggregating several hydrological modelling tools allowing to compare the results between them. The first ones that have been implemented are the Modflow (Harbaugh, 2005; Niswonger et al., 2011) and Modpath (Pollock, 105 2016) software suite which are used to solve the depth-integrated groundwater flow equation and particle tracking respectively. The FloPy Python package (M. Bakker et al., 2016) is used to set and handle simulations.

3.3.1 Model geometry

The geometry of the hydrogeological model is imposed by the buffered extracted area. The discretization of the model mesh is defined by the resolution of the watershed DEM, which defines the upper boundary of the model. A drain package is added 110 at the topography to discharge resurgent groundwater flows. The discharge occurs when the water table head reaches the surface topography. The lower boundary can be specified in two ways. By specifying a constant aquifer thickness throughout the model or by specifying a flat bottom and the thickness becomes the lowest thickness that can be observed within the model. The total thickness of the model can be discretized into several layers with constant thickness. A layer is considered to be confined if the overlying layer contains groundwater. In the opposite case, it is considered unconfined.

115 3.3.2 Climatic data and recharge function

The forcings applied to hydrological models can be of different types. One of the most important is the recharge of the aquifer. The recharge is assumed uniform over the watershed and operates on each cell of the model. It is the recharge chronicle that will determine the resolution state of the model. If the recharge corresponds to a single value, the model is solved in steady state. If the recharge chronicle has more than one value, then it is solved in a transient state. In this configuration, the first 120 period is solved in steady state by taking the average recharge of the chronicle in order to have a relatively acceptable initial state. In some specific cases, other forcings are needed such as coastal watersheds where the ocean forcing is considered as a constant hydraulic head in the models.

3.3.3 Subsurface hydrodynamic properties

With the topography, aquifer thickness and recharge fixed, the water table elevation and groundwater flow will be calculated 125 from the hydrodynamic properties. The hydrodynamic properties required are hydraulic conductivity and porosity of the aquifer. Hydraulic conductivity and porosity can be implemented in a homogeneous way on the whole model mesh or in a heterogeneous way by specifying a mask like geological data for example. The possibility to apply vertical heterogeneity is also possible by applying a value per layer of the model. The definition of these properties is important because it conditions the output results of the hydrological models.

130 **3.3.4 Saturation excess overland flow and runoff**

The hydrological models each have their own specificities with inputs and outputs in different forms. Passage functions between the watershed data and the model inputs have been developed to allow automation of the process. Similarly, the formatting of the model output is a key point to be able to perform the processes of calibration of hydrodynamic properties and visualization of the results. The output data is formatted and stored either globally (e.g. the outlet flow of the watershed area) or spatially and locally (e.g. watertable elevation per grid cell).

135 **3.4 Model calibration**

The calibration is the process of optimizing a model against reference data in order to obtain accurate behavior when using it. To perform the calibration, HydroModPy proposes several methods that can be used alone or in combination. These methods are based on the comparison of piezometric data (RMSE), river discharge data (Nash & Sutcliffe, 1970) and streams mapping (Abhervé et al., in prep.). Calibration on heterogeneous models, which considerably increases the number of parameters to be calibrated, is also possible using resolution methods such as Simplex (Nelder & Mead, 1965) or Metropolis-Hasting (Metropolis & Ulam, 1949) methods.

140 **3.5 Postprocessing and results visualization**

Visualization of the models is crucial to validate visually that the model is performing well but also to highlight the results of the models. In HydroModPy, we offer two types of visualization. First, a set of figures with a 2D visualization have been parameterized to represent the output of the models. These figures are created using the packages matplotlib (Caswell et al., 2021) for the organization of the figures and the visual aspect, *geopandas* (Jordahl et al., 2020) to manage the shapefiles and *rasterio* (Gillies & others, 2013) to manage the rasters. Secondly, the models are generated as .vtk files (Montoya, 2018) allowing a 3D visualization of the models using the *vedo* package (Musy et al., 2022).

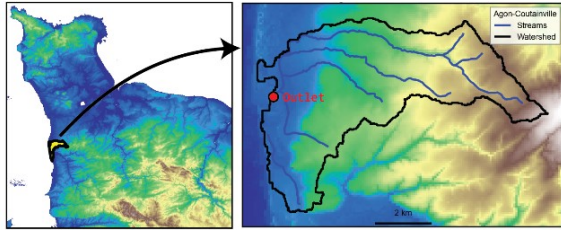
150 **4 Example in a Normandy coastal catchment**

Figure 2 shows the process performed by HydroModPy for a coastal catchment in Normandy. The workflow is a more detailed version of Figure 1 and represents the steps presented previously. The Python codes are simplified and require reference to the documentation. All figures are generated by HydroModPy. The DEM used has a resolution of 25 m . The piezometry, geology and hydrology data are taken from the French national databases (BRGM, IGN, OFB).

155

HydroModPy

a. Watershed extraction

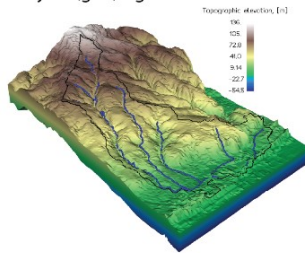


```
outlet.csv:
watershed_name;x_outlet;y_outlet;snap_dist;buff_percent
Agon-Coutainville;363669;6894593;200;10
```

```
Example.py:
from watershed import watershed_root

object = watershed_root.Watershed('DEM.tif','outlet.csv')
object.add_geology()
object.add_hydrology()
object.add_oceanic()
object.add_hydraulics()
object.add_piezometry()
object.save_object()
```

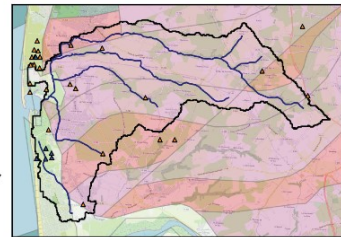
c. Hydro(geo)logical Models



```
object.update_recharge()
object.update_thickness()
object.update_hyd_cond()
object.update_porosity()
```

```
object.run_modflow('modelname')
├─ watertable_elevation.npy
├─ watertable_depth.npy
├─ groundwater_flux.npy
├─ outflow_drain.npy
├─ accumulation_flux.npy
└─ ...
```

b. Watershed Data

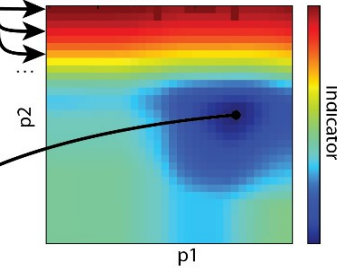


```
calib_params.csv:
params,init_values,lower_bounds,higher_bounds,units,scale
p1,p1_init,p1_min,p1_max,-,lin/Log
p2,p2_init,p2_min,p2_max,-,lin/Log
```

```
Example.py:
from calibration import calib_root
calib = calib_root.Calibration('calib_params.csv',object,['streams','piezometry'])
calib.exploration(resolution=1000)
```

```
from tools import vtk
from groundwater_flow import visualization
vtk.VTK(object,'best_model')
visu = visualization.Visualization(object,'best_model')
visu.visual3D(['watertable','surface_flow'])
```

d. Calibration



e. Visualization

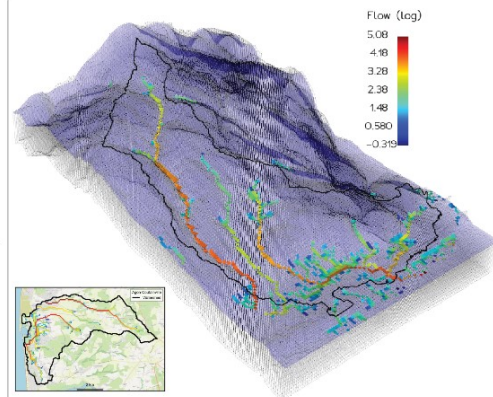
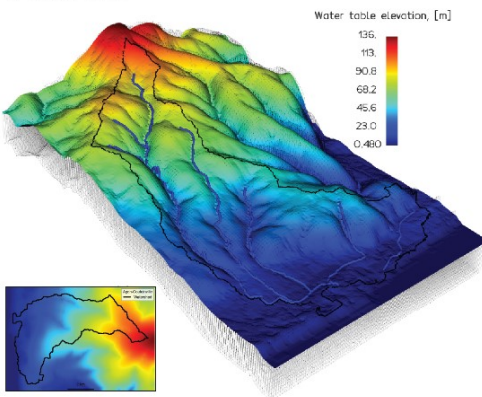


Figure 2. Example of the HydroModPy process. a. Extraction of watershed from regional DEM and outlet coordinates. b. Data recovery using the watershed coverage. c. Building the model by adding a value for recharge, thickness, hydraulic conductivity, and porosity. d. Calibration by exploration of 1000 simulations of two parameters from two observables (streams and piezometry). e. 3D and 2D visualization of the best simulation with the lowest indicator value. N.B. The functions (in orange) must be completed by other input parameters. Please refer to the documentation. All figures are generated automatically by HydroModPy.

5 Conclusions & Perspectives

HydroModPy is a tool developed in Python that allows the retrieval of data necessary for the realization and calibration of hydrological models at the watershed scale. It is very interesting and useful when extrapolating a method or an approach to a regional scale. This tool is still under development and the version presented in this article allows, from a DEM and an outlet, to extract a watershed and his data, to build and run a model via the Modflow (Niswonger et al., 2011) and Modpath (Pollock, 2016) programs, to calibrate the hydrodynamic properties of the aquifer and to visualize the results in several ways (2D or 3D).

Several improvements are under development. The future implementation of other hydrological models such as HS1D (Marçais et al., 2017), Modflow6 (Hughes et al., 2017) or MT3D (Bedekar et al., 2016; Tonkin et al., 2016) will allow for inter-model comparison in the calibration results of hydrodynamic properties. The mesh size of these models is fixed for the moment at the resolution of the chosen DEM. Allowing in the tool the possibility to increase or decrease this resolution could be interesting to study the scale effects on different processes. The use of HydroModPy is for the moment mainly focused on field modelling. In the future, we would like to include the possibility of modelling conceptual systems using tools such as Fastscape (Bovy, 2021). It can be sometimes difficult to characterize a watershed and the use of conceptual models allows to address research questions by controlling all the parameters of a system.

Obviously, the use of HydroModPy requires an introduction to the Python language. Tools such as Jupyter (Kluyver et al., 2016) and Voilà (QuantStack, 2021) offer the possibility to easily create GUIs. This will allow the tool to be rolled out to a larger public.

6 References

- Abhervé, R., Gauvain, A., Roques, C., Longuevergne, L., Aquilina, L., & De Dreuzy, J.-R. (in prep.). Estimation of subsurface hydraulic properties based on spatial organization of perennial stream network.
- Bakker, M., Post, V., Langevin, C. D., Hughes, J. D., White, J. T., Starn, J. J., & Fienen, M. N. (2016). Scripting MODFLOW Model Development Using Python and FloPy. *Groundwater*, 54(5), 733–739. <https://doi.org/10.1111/gwat.12413>
- Bakker, Mark, & Kelson, V. A. (2009). Writing Analytic Element Programs in Python. *Groundwater*, 47(6), 828–834. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00583.x>
- Bedekar, V., Morway, E. D., Langevin, C. D., & Tonkin, M. J. (2016). MT3D-USGS version 1: A U.S. Geological Survey release of MT3DMS updated with new and expanded transport capabilities for use with MODFLOW (USGS Numbered Series No. 6-A53). MT3D-USGS version 1: A U.S. Geological Survey release of MT3DMS updated with new and expanded transport capabilities for use with MODFLOW (Vol. 6-A53, p. 84). Reston, VA: U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/tm6A53>
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R. A. P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G. T., Bilibashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G. B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., ... Živković, N. (2019). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, 573(7772), 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>
- Bovy, B. (2021). *fastscape-lem/fastscape: Release v0.1.0beta3*. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4435110>
- Caswell, T. A., Droettboom, M., Lee, A., Andrade, E. S. de, Hoffmann, T., Hunter, J., et al. (2021). *matplotlib/matplotlib: REL: v3.5.1*. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5773480>

- GDAL/OGR contributors. (2022). GDAL/OGR Geospatial Data Abstraction software Library. Open Source Geospatial Foundation. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5884351>
- Gillies, S. & others. (2013). Rasterio: geospatial raster I/O for Python programmers. Mapbox. Retrieved from <https://github.com/rasterio/rasterio>
- 200 Harbaugh, A. W. (2005). MODFLOW-2005 : the U.S. Geological Survey modular ground-water model--the ground-water flow process. *Techniques and Methods*. <https://doi.org/10.3133/tm6A16>
- Harris, C. R., Millman, K. J., van der Walt, S. J., Gommers, R., Virtanen, P., Cournapeau, D., et al. (2020). Array programming with NumPy. *Nature*, 585(7825), 357–362. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2649-2>
- 205 Hughes, J. D., Langevin, C. D., & Banta, E. R. (2017). Documentation for the MODFLOW 6 framework (USGS Numbered Series No. 6-A57). Documentation for the MODFLOW 6 framework (Vol. 6-A57). Reston, VA: U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/tm6A57>
- Jordahl, K., Bossche, J. V. den, Fleischmann, M., Wasserman, J., McBride, J., Gerard, J., et al. (2020). *geopandas/geopandas: v0.8.1 (Version v0.8.1)*. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3946761>
- 210 Kluyver, T., Ragan-Kelley, B., P#233, Rez, F., Granger, B., Bussonnier, M., et al. (2016). Jupyter Notebooks – a publishing format for reproducible computational workflows. *Positioning and Power in Academic Publishing: Players, Agents and Agendas*, 87–90. <https://doi.org/10.3233/978-1-61499-649-1-87>
- Lindsay, J. B. (2016). Whitebox GAT: A case study in geomorphometric analysis. *Computers & Geosciences*, 95, 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.003>
- Marçais, J., de Dreuzy, J.-R., & Erhel, J. (2017). Dynamic coupling of subsurface and seepage flows solved within a regularized partition formulation. *Advances in Water Resources*, 109, 94–105. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.008>
- 215 Metropolis, N., & Ulam, S. (1949). The Monte Carlo Method. *Journal of the American Statistical Association*, 44(247), 335–341. <https://doi.org/10.1080/01621459.1949.10483310>
- Montoya, S. (2018, January 23). Enhanced MODFLOW Result Representation with Python, VTK and Paraview. Retrieved February 5, 2022, from <https://hatarilabs.com/ih-en/enhanced-modflow-result-representation-with-python-vtk-and-paraview>
- 220 Musy, M., Jacquenot, G., Dalmasso, G., neoglez, Bruin, R. de, Pollack, A., et al. (2022). *marcomusy/vedo: 2022.0.1*. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5842090>
- Muthukadan, B. (2022). Selenium Python Bindings Documentation. Python. Retrieved from <https://github.com/baijum/selenium-python>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- 225 Nelder, J. A., & Mead, R. (1965). A Simplex Method for Function Minimization. *The Computer Journal*, 7(4), 308–313. <https://doi.org/10.1093/comjnl/7.4.308>
- Niswonger, R. G., Panday, S., & Ibaraki, M. (2011). MODFLOW-NWT , A Newton Formulation for MODFLOW-2005. U.S. Geological Survey *Techniques and Methods*, 6(A16), 0–44.
- Pérez, F., Granger, B. E., & Hunter, J. D. (2011). Python: An Ecosystem for Scientific Computing. *Computing in Science Engineering*, 13(2), 13–21. <https://doi.org/10.1109/MCSE.2010.119>
- 230 Pollock, D. W. (2016). User guide for MODPATH Version 7—A particle-tracking model for MODFLOW (Report No. 2016–1086) (p. 41). Reston, VA. <https://doi.org/10.3133/ofr20161086>
- QuantStack. (2021, January 8). And voilà! Retrieved February 7, 2022, from <https://blog.jupyter.org/and-voilà%C3%A0-f6a2c08a4a93>
- Reback, J., jbrockmendel, McKinney, W., Bossche, J. V. den, Augspurger, T., Cloud, P., et al. (2022). *pandas-dev/pandas: Pandas 1.4.0*. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5893288>
- 235 Tonkin, M. J., Bedekar, V., Morway, E. D., & Langevin, C. D. (2016). MT3D-USGS: Groundwater Solute Transport Simulator for MODFLOW. U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.5066/F75T3HKD>
- Trefry, M. G., & Muffels, C. (2007). FEFLOW: A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool. *Groundwater*, 45(5), 525–528. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00358.x>
- 240 Winston, R. B. (2020). ModelMuse version 4.3: U.S. Geological Survey Software Release (Techniques and Methods). Retrieved from <https://doi.org/10.5066/P9XMX92F>

3 CALIBRATION A PARTIR DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE : ESTIMER LES PROPRIETES HYDRAULIQUES DE LA SUBSURFACE

Le cœur de ce chapitre fait référence à l'article présenté en section 3.2. En préambule de l'article, la section 3.1 introduit l'origine de cette idée originale : calibrer un modèle hydrogéologique à partir du réseau hydrographique de surface.

3.1 Préambule : conceptualisation des relations subsurface-surface

3.1.1 Organisation des zones de résurgence en surface

Les eaux souterraines et les eaux de surface sont connectées, et particulièrement dans les zones climatiques tempérées humides, au contexte d'aquifères de socle peu profonds. Le niveau de nappe varie dans le temps et l'espace en fonction des conditions climatiques, géomorphologiques et géologiques (Haitjema & Mitchell-Bruker, 2005). Lorsque la nappe intersecte la topographie, les zones de résurgence forment des sources d'eau souterraine à la surface, susceptibles d'alimenter les cours d'eau. Dans les contextes d'aquifères de socle, les sources sont principalement identifiées au niveau de dépressions topographiques, zones de failles ou fractures (Figure 3.1a).

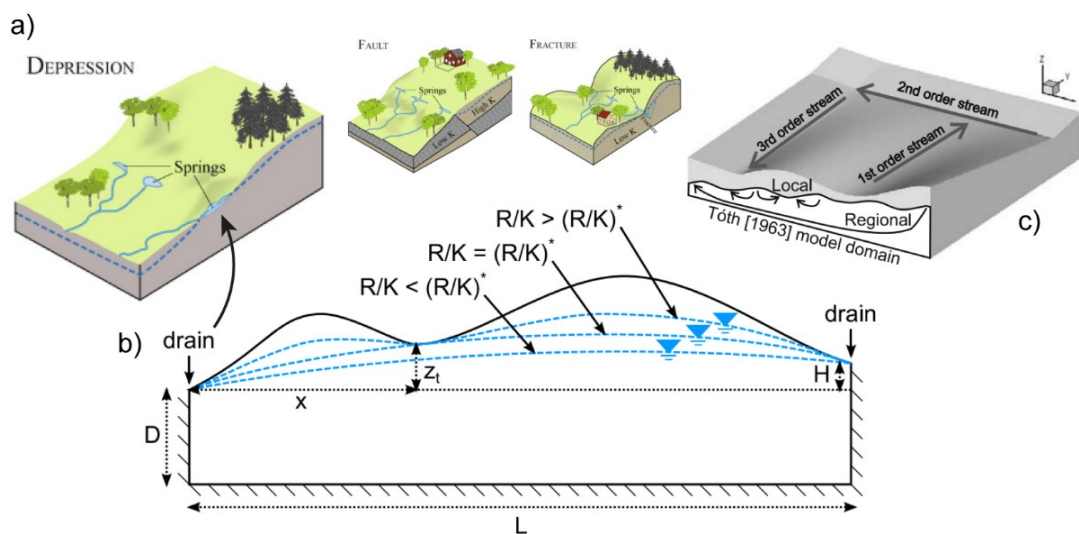


Figure 3.1. a) Les différents types de sources d'eau souterraine principalement rencontrés dans les aquifères de socle (dépression, failles, fractures). Modifié d'après : (Kløve et al., 2011), inspiré de (Fetter, 2001). b) Schéma conceptuel en 2D coupe illustrant des cas d'affleurements de nappe pour différentes valeurs du ratio R/K , c'est-à-dire de la recharge R sur la conductivité hydraulique K . Modifié d'après (Bresciani et al., 2016). c) Schéma conceptuel rappelant les liens entre les écoulements souterrains en 3D et les cours d'eau. Modifié d'après (Gleeson & Manning, 2008).

Pour un climat donné, ce sont donc bien les facteurs géomorphologiques et géologiques, souvent reliés entre eux, qui interviennent dans la génération de ces sources. Les modèles développés représentent l'effet des dépressions topographiques et de la rugosité de la topographie sur les résurgences de nappe. Dans un modèle d'écoulement des eaux souterraines, pour une

topographie donnée, le niveau de la nappe d'eau souterraine dépend des propriétés hydrauliques de la subsurface (conductivité hydraulique K et porosité θ), de l'épaisseur de l'aquifère (d) et de la recharge (R). Dans le cas d'une simulation en régime permanent (statique ou à l'équilibre), le niveau de la nappe est contrôlé par le ratio K/R (Figure 3.1b). La nappe d'eau souterraine se déconnecte progressivement de la topographie à mesure que le ratio K/R augmente : le réseau des zones de résurgences se contracte et les sources d'eau souterraine migrent vers l'aval. En effet, lorsque le niveau de la nappe s'abaisse, ce sont principalement les cours d'eau d'ordre 1 (Figure 3.1c), localisés en têtes de bassins-versants, qui se retrouvent les premiers assec.

3.1.2 Peut-on exploiter le réseau hydrographique pour caractériser le souterrain ?

L'estimation des propriétés hydrauliques de la subsurface est complexe. Les mesures in-situ, par essais de pompage par exemple, caractérisent une zone très locale, et sont soumises aux effets d'échelles (Clauser, 1992; Nastev et al., 2004). Étant donné la faible densité des observations par rapport à la superficie des systèmes environnementaux que nous souhaitons caractériser, ces limites sont aussi rencontrées, lors de l'exploitation des données piézométriques représentant difficilement les processus à l'échelle du bassin-versant. D'autres types de données peuvent être employées, comme le débit des cours d'eau (Vannier et al., 2014), mais elles ne sont pas toujours disponibles sur les sites d'étude. De plus, le besoin de prédiction est aussi très important pour les bassins-versants non-jaugés, et leur calibration reste un défi majeur soulevé par la communauté hydrologique (Hrachowitz et al., 2013). Une des solutions est de se tourner vers d'autres types d'informations de surface (données satellites et de télédétection, démarches participatives d'observation, etc.), de plus en plus disponibles et utilisées pour caractériser le milieu souterrain (Tootchi et al., 2019).

Sur la Figure 3.2, on s'aperçoit au premier ordre que l'organisation des zones de résurgences simulées par le modèle hydrogéologique 3D (régime permanent et à l'échelle d'un bassin-versant) redessine convenablement la cartographique de cours d'eau observé (IGN and OFB, 2019).

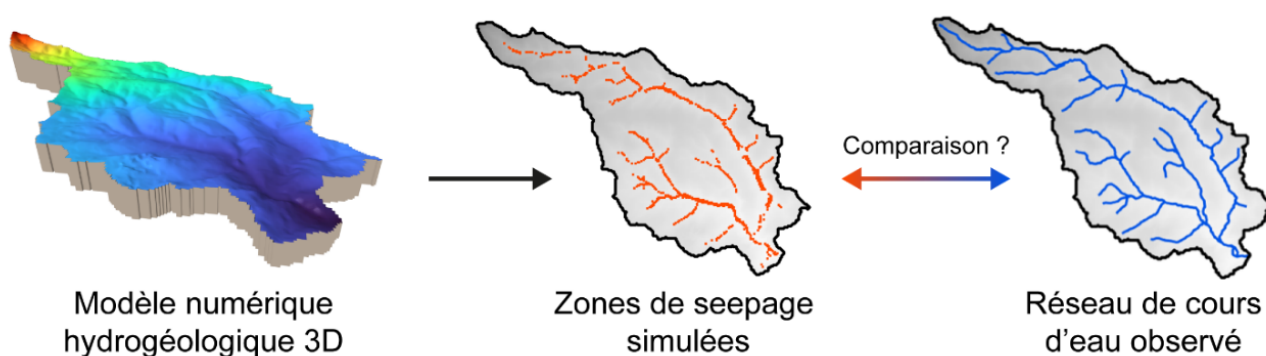


Figure 3.2. Schéma conceptuel illustrant l'idée de calibrer les zones de seepage simulées par un modèle hydrogéologique en le comparant à un réseau hydrographique observé.

Suite à ce constat, il nous a semblé alors possible de caractériser le milieu souterrain à partir de cette information de surface. Pour illustrer les propos, dans notre démarche de calibration, le cours d'eau est considéré comme un « piézomètre à ciel ouvert » en surface. L'article suivant propose une méthode innovante d'estimation de la conductivité hydraulique, et donc de calibration des modèles, en se basant sur le réseau hydrographique observé.

3.2 Article : “Calibration of groundwater seepage on the spatial distribution of the stream network to assess catchment-scale hydraulic properties”

3.2.1 Article en cours de review pour publication

Au moment de la soumission de ce manuscrit de thèse, l'article est toujours en cours de review dans le journal “Hydrology and Earth System Sciences Environnement” (HESS). Le preprint est accessible en ligne via ce lien : <https://doi.org/10.5194/hess-2022-175>,

Summary:

We propose a model calibration method constraining groundwater seepage on the hydrographic network. The method assesses the hydraulic properties of aquifers in regions where perennial streams are directly fed by groundwater. The estimated hydraulic conductivity appears to be highly sensitive to the spatial extent and density of streams. Such an approach improving subsurface characterization from surface information is particularly interesting for ungauged basins.

Highlights:

- We propose to use surface spatial information, the hydrographic network, to calibrate a groundwater flow model.
- The proposed method allows the automatic estimation of the hydraulic conductivity at the catchment scale.
- Requiring only information on the density and spatial extent of the stream network, this approach is an alternative method for characterizing ungauged basins, a specific request from the hydrological community.
- The proposed method aims to be deployed by leveraging current innovations in remote sensing and crowdsourcing that provide high-resolution surface products and perennial stream network mapping.

Calibration of groundwater seepage on the spatial distribution of the stream network to assess catchment-scale hydraulic properties

Ronan Abhervé¹, Clément Roques^{1,2}, Alexandre Gauvain^{1,4}, Laurent Longuevergne¹, Stéphane Louaisil³,
5 Luc Aquilina¹, Jean-Raynald de Dreuzy¹

¹ Univ Rennes, CNRS, Geosciences Rennes – UMR 6118, F-35000 Rennes, France

² Centre for Hydrology and Geothermics (CHYN), Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Switzerland

³ Eau du Bassin Rennais, Rennes, France

10 ⁴ Laboratoire de Météorologie Dynamique – IPSL, CNRS, Sorbonne Université, 75005 Paris, France

Correspondence to: Ronan Abhervé (ronan.abherve@univ-rennes1.fr, ronan.abherve@gmail.com)

Submitted version in HESS.

Abstract

15 The assessment of effective hydraulic properties at the catchment scale, i.e. hydraulic conductivity (K) and transmissivity (T),
is particularly challenging due to the sparse availability of hydrological monitoring systems through stream gauges and
boreholes. To overcome this challenge, we propose a calibration methodology which only considers information from the
digital elevation model (DEM) and the spatial distribution of the stream network. The methodology is built on the assumption
that the groundwater system is the main driver controlling the stream density and extension, where the perennial stream
20 network reflects the intersection of the groundwater table with the topography. Indeed, the groundwater seepage at the surface
is primarily controlled by the topography, the aquifer thickness, and the dimensionless parameter K/R , where R is the average
recharge rate. Here, we use a process-based and parsimonious 3D groundwater flow model to calibrate K/R by minimizing
the relative distances between the observed and the simulated stream network generated from groundwater seepage zones. By
deploying the methodology on 24 selected headwater catchments located in north-western France, we demonstrate that the
25 method successfully predicts the stream network extent for 80 % of the cases. Results show a high sensitivity of K/R to the
extension of the low-order streams and limited impacts of the DEM resolution as long the DEM remains consistent with the
stream network observations. By assuming an average recharge rate, we found effective K values to vary between 1.0×10^{-5}
and $1.1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ in agreement with local estimates derived from hydraulic tests and independent calibrated groundwater
30 network, this approach provides new opportunities to assess hydraulic properties of unconfined aquifers in ungauged basins.

1 Introduction

Evaluating the availability of water resources and its evolution under global changes requires quantitative assessment of water fluxes at the catchment scale (Fan et al., 2019). Such evaluation involves the development of advanced hydrological models resolving relevant hillslope to catchment-scale processes (Refsgaard et al., 2010; Holman et al., 2012; Wada et al., 2010) in a wide variety of high-stake areas (Elshall et al., 2020; Vergnes et al., 2020). Within the local hydrological cycle, aquifers ensure the storage of water during and after recharge periods, increasing the availability of the resources (Fan, 2015; Fan et al., 2015), and transfer this water to surface systems during rain-free periods (Winter, 1999; Sophocleous, 2002; Alley et al., 2002; Anderson et al., 2015). Quantifying groundwater fluxes remains a challenge, as the hydraulic properties of aquifers, i.e. hydraulic conductivity (K) and transmissivity (T), have classically been constrained through sparse borehole-scale characterization (Anderson et al., 2015; Carrera et al., 2005). They are classically estimated using hydraulic tests at centimeter scales for laboratory experiments up to decameter scales for well tests (Renard, 2005; Freeze and Cherry, 1979; Domenico and Schwartz, 1990). Other methods have been proposed at larger scales based on the analysis of streamflow dynamic (Troch et al., 2013; Mendoza et al., 2003; Vannier et al., 2014; Brutsaert and Nieber, 1977), earth tides (Hsieh et al., 1987; Rotzoll and El-Kadi, 2008) and borehole head dynamics (Zlotnik and Zurbuchen, 2003; Jiménez-Martínez et al., 2013), as well as from the calibration of large scale hydrological models (Eckhardt and Ulbrich, 2003; Etter et al., 2020; Chow et al., 2016). Multi-objective calibration has been proposed to reduce uncertainties, considering complementary data like temperature (Bravo et al., 2002), groundwater ages derived from environmental tracers (Kolbe et al., 2016) or continuous geochemical monitoring (Schilling et al., 2019). In addition, recent advances in machine learning technics show promising results to evaluate hydraulic properties at the regional scale (Cromwell et al., 2021; Marçais and de Dreuzy, 2017; Reichstein et al., 2019).

To tackle the numerous challenges related to the upscaling of hydraulic properties from the local to the regional or global scales, several databases provides exhaustive compilations of measurements performed all around the world (Comunian and Renard, 2009; Achtziger-Zupančič et al., 2017; Ranjram et al., 2015; Kuang and Jiao, 2014). By compiling values obtained from calibrated groundwater models, Gleeson et al. (2014) proposed a global-scale hydraulic conductivity map GLHYMPS, with an update by Huscroft et al. (2018), where values have been interpolated based on a high-resolution global lithology map (GLiM) (Hartmann and Moosdorf, 2012). Besides inconsistencies and methodological biases supported in Gleeson et al. (2014), the compiled permeabilities above the regional scale (>5 km) are not suitable at the catchment scale. Therefore, estimating subsurface hydraulic properties that correctly represent observed catchment-scale processes remains a major challenge for the hydrological community (Blöschl et al., 2019). New opportunities has been identified through the increasing availabilities of surface observations (Beven et al., 2020; Gleeson et al., 2021), specifically with application for ungauged basins.

Information on the spatial distribution of groundwater seepage appears to be a critical observation to use for the calibration of subsurface hydraulic properties in hydrologic models (Grayson and Blöschl, 2000). This approach can be applied under the assumption that the density and extent of the stream network is primarily controlled by groundwater flow. This assumption is

valid under temperate and wet climates, for unconfined aquifers, where surface and subsurface hydrological systems are well
65 connected (Cuthbert et al., 2019; Fan et al., 2013) with important discharge of the aquifer directly into the streams (Haitjema
and Mitchell-Bruker, 2005). Indeed, a groundwater seepage network dominantly controls the structure of a continuous stream
network, its spatial extent and its ramification (Vries, 1994; Devauchelle et al., 2012; Strahler, 1964; Leibowitz et al., 2018;
Pederson, 2001). Under steady state conditions, the distribution of groundwater seepage is then controlled by the characteristic
70 hillslope geometry, the recharge rate (R), and the aquifer transmissivity (T), i.e. the product of the hydraulic conductivity (K)
and the saturated aquifer thickness (d_{sat}) (Litwin et al., 2022; Luijendijk, 2021; Bresciani et al., 2014; Haitjema and Mitchell-
Bruker, 2005; Gleeson and Manning, 2008). At a given recharge rate, low transmissive aquifers display high groundwater
table elevations and, consequently, dense stream networks in the upper part of the catchments. Conversely, highly transmissive
aquifers will display lower groundwater tables, higher discharge rates in fewer seepage areas, and, consequently, sparser stream
networks confined in the lower elevation valleys (Day, 1980; Lovill et al., 2018; Dunne, 1975; Luo et al., 2016; Dietrich and
75 Dunne, 1993; Godsey and Kirchner, 2014; Prancevic and Kirchner, 2019).

Previous studies have focused on the comparison of an observed hydrographic network with a simulated hydrographic network
computed from different methods. The organization of stream networks has been predicted directly from a digital elevation
model (DEM) based on a predefined accumulation threshold value determining whether an upstream surface is capable of
producing significant flow (Mardhel et al., 2021; Le Moine, 2008; Schneider et al., 2017; Luo and Stepinski, 2008; Lehner et
80 al., 2013). Lumped parameter models, such as TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979), have also been extensively used to
predict the spatial patterns of seepage areas (Merot et al., 2003) allowing to constrain the subsurface hydraulic properties
(Blazkova et al., 2002; Güntner et al., 2004; Franks et al., 1998). (Luo et al., 2010) proposes a method leading to a spatial
distribution of hydraulic conductivities by constraining a 1D groundwater model based on Dupuit-Forcheimer (DF) assumption
on drainage dissection patterns. However, these approaches are limited to consider a subsurface flowpath equal and parallel to
85 the downslope topography (Luo and Stepinski, 2008). Relying on explicit simulations of the spatial stream network with a
process-based hillslope model following the DF assumption (Weiler and McDonnell, 2004), Stoll and Weiler (2010) proposes
to overcome limitation by routing the downslope subsurface flow from the groundwater table by a grid cell by grid cell
approach (Wigmosta and Lettenmaier, 1999). The assessed subsurface hydraulic properties are intended to guide the
calibration of hydrological models in ungauged basins, only using only a DEM and a hydrographic network map. These
90 approaches are especially relevant as rapid advances in remote sensing are improving the description of global river networks
(Schneider et al., 2017; Lehner and Grill, 2013), wetlands (Tootchi et al., 2019; Rapinel et al., 2023) or soil moisture
(Vergopolan et al., 2021). Lidar and high-resolution satellite imagery offers new opportunities to determine the surface
characteristics of landscapes (Levizzani and Cattani, 2019; Blöschl et al., 2019) and, by extension, the hydrological parameters
of local to continental ungauged catchments (Barclay et al., 2020; Dembélé et al., 2020).

95 In this work, we propose a new methodology to quantify effective hydraulic properties of unconfined aquifers from
topographical and stream network observations now available at high resolution. From a parsimonious 3D groundwater flow

model, we aim at estimating the catchment-scale K , based on surface information only, the spatial distribution of the stream network. We propose a novel performance criterion to assess the similarity between the simulated seepage areas and the observed stream network, coupled with a stand-alone calibration procedure. We present the full methodology and its sensitivity to different hydrographic network observation products on 24 catchments covering various geological contexts in north-western France. We finally discuss opportunities and perspectives to systematically characterize aquifers in ungauged catchments from surface observations.

2 Materials and Methods

An overview of the method workflow is illustrated in Figure 1. Each block refers to a specific sub-section detailed below (from 2.1 to 2.5).

1. A digital elevation method (DEM) is used as the top boundary of the groundwater flow model (section 2.2.1);
2. 3D groundwater flow is solved in the model domain and simulated seepage areas are extracted (section 2.2.2);
3. A selected stream network independent of the DEM is taken as the observed reference (section 2.2.3);
4. The dimensionless ratio K/R [-] is calibrated to reach the best match between the simulated seepage areas and the extent of the observed stream network (section 2.2.4);
5. From the optimized K/R , the optimal hydraulic conductivity K_{optim} [$L T^{-1}$] is deduced by considering the recharge R . The optimal transmissivity T_{optim} [$L^2 T^{-1}$] is obtained considering the average thickness of the saturated aquifer d_{sat} [L] computed by the model (section 2.2.5).

2.1 Definition of the model domain based on the analysis of the topography

We first select the digital elevation model (DEM) that will be defined as the upper boundary of the groundwater model. In this study, we use the 75 m grid resolution DEM available at the scale of France. It is generated from photogrammetric restitution and provided by BD ALTI (IGN, 2021). We also explore the impact of different DEM resolutions on the final estimations of K/R . We consider two higher resolution DEMs of 5 m and 25 m also provided by BD ALTI. For coarser resolutions, the 25 m DEM was downsampled with nearest neighbour option to larger cell sizes, i.e. 100 m, 200 m, and 300 m.

Geospatial processing is performed using the software WhiteBoxTools available in Python (Lindsay, 2016), labelled *WBT* with the respective functions quoted in brackets in the following. First, the raw DEM is corrected by filling all depressions and by removing flat areas (*WBT.FillDepressions*) to ensure continuous flow between grid cells. The vector point shapefile of the outlet is moved to the location coincident with the highest flow accumulation value (*WBT.D8FlowAccumulation*) within a specified maximum distance taken as twice the DEM resolution (e.g. 150 m for a 75 m resolution DEM) (*WBT.SnapPourPoints*). A flow direction raster (*WBT.D8Pointer*) is used to extract the drainage basin (*WBT.Watershed*).

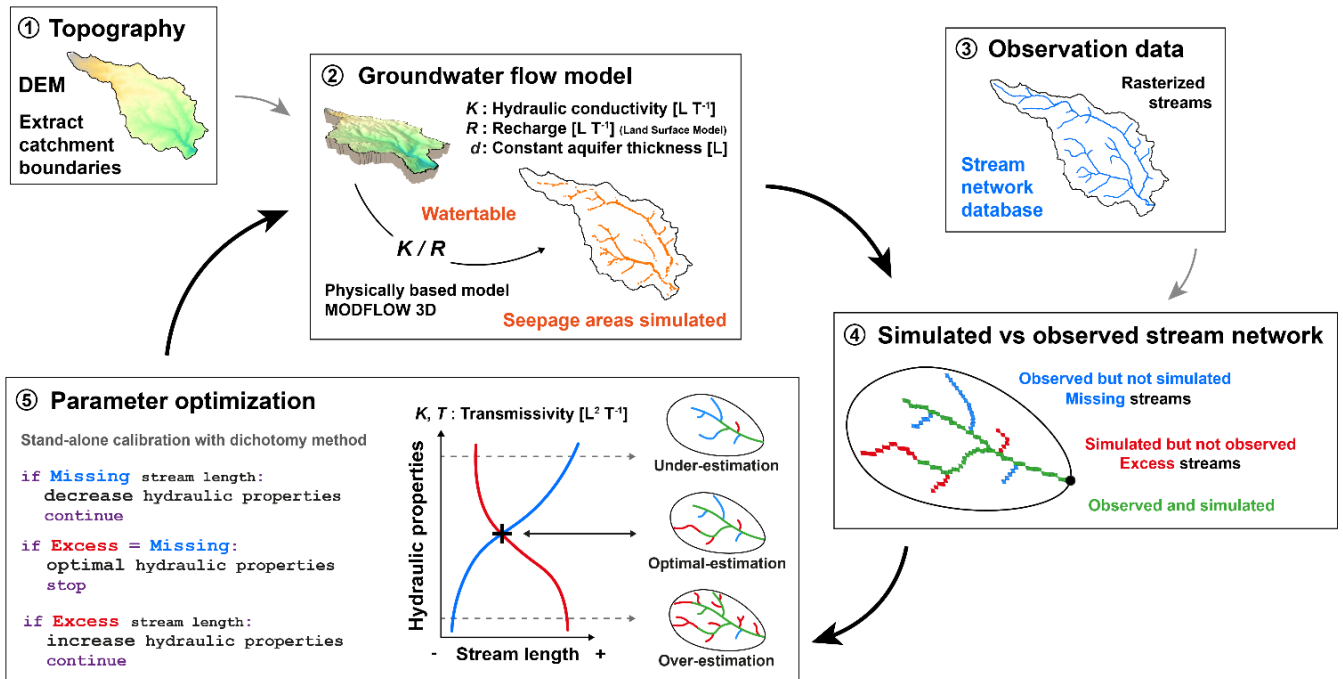


Figure 1. Model workflow for the calibration of subsurface hydraulic properties from observed stream network.

2.2 Groundwater flow model parameterization

130 The MODFLOW software suite is used to solve the groundwater flow equation under steady state conditions for unconfined
 135 aquifer using a three-dimensional finite difference approach (Harbaugh, 2005; Niswonger et al., 2011). The hydraulic head, h
 [L], is calculated as a function of the hydraulic conductivity, K [$L T^{-1}$], and the recharge rate, R [$L T^{-1}$], applied on top of the
 water column. At the surface of the model domain, the drain package (DRN) of MODFLOW (Harbaugh, 2005) accounts for
 the intersection of the groundwater table with the surface, and for the induced seepage. Overland flows and surface water
 140 reinfiltration are not integrated as remaining marginal in the conditions of temperate climate and low topographical gradients
 of the studied sites.

We use the FloPy Python package (Bakker et al., 2016) to set and handle simulations. To reduce uncertainties linked to
 potential flow across topographic boundaries, a buffer zone is added to the topographical catchment boundaries, increasing the
 modelled domain area by 10 %. The 3D model domain is discretized laterally using the regular mesh of the DEM, and vertically
 140 into 6 layers of equal thickness. Convergence tests have been performed to ensure the stability of the result independently of
 the numerical discretization. In agreement with field observations undertaken in the region, a homogeneous thickness of the
 aquifer, d [L], is set to a constant value of 30 m. This thickness represents the typical depth of the interface between the shallow

weathered/fractured zone with the underlying fresh bedrock (Dewandel et al., 2006; Roques et al., 2016; Mougin et al., 2008; Kolbe et al., 2016). The model assumes a uniform and isotropic hydraulic conductivity.

145 The recharge is estimated by the land EXternalized SURFace model SURFEX version 8.1 (Le Moigne et al., 2020). For more detailed information, the reader is referred to <https://www.umr-cnrm.fr/surfex/>. Supplied by meteorological variables, SURFEX computes the energy and water fluxes at the interfaces between soil, vegetation, and atmosphere (Noilhan and Mahfouf, 1996). The groundwater recharge of SURFEX is computed as the proportion of the water mobilized down to the aquifer after infiltrating through the soil column (Vergnes et al., 2020). SURFEX was supplied by the SAFRAN meteorological
150 reanalysis (Vidal et al., 2010; Quintana-Seguí et al., 2008), available over the French metropolitan area at an 64 km² (8 x 8 km) resolution. Here, we took the steady-state recharge as the long-term average recharge rates computed over the period 1960-2019 and applied uniformly over the surface of the 3D domain.

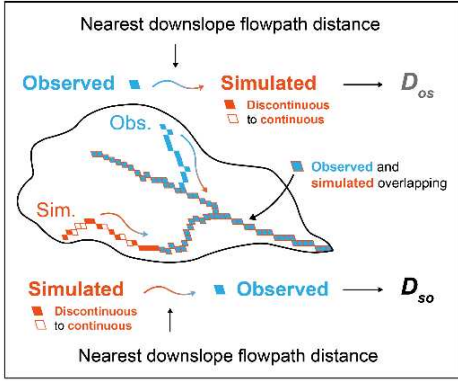
2.3 Spatial distribution of observed stream network

The observed stream network is extracted from the French hydrographic network database BD TOPAGE as a vector format at
155 the scale of 1:10 000 (IGN and OFB, 2019). The main vector file labelled “Cours d’eau” (Rivers) of the BD TOPAGE represents a majority of perennial sections of the stream network, i.e. filled and/or continuous-flow segments throughout the year. Note that the information classifying perennial or intermittent streams collected in the database is still under development to gain accuracy (Schneider et al., 2017). It has been rasterized at a grid resolution similar of the groundwater flow model in order to facilitate the comparison of the results (*WBT.VectorLinesToRaster*). Due to the uncertainty of the positioning of the
160 stream network vector with respect to the DEM, an error of the order of a pixel is considered (plus or minus 75 m in this case). The influence of this error is analyzed in the results presented in section 3.1 (Figure 4). We also quantify the impacts of other DEM product resolutions by considering 5 other hydrographic network products from 3 different sources: the global-scale database HydroRIVERS (labelled case A), the French database BD TOPAGE (cases B, C and D), and local scale inventories (cases E and F) performed within the framework of the SAGE (Schéma d’Aménagement et de Gestion des Eaux The
165 HydroRivers product is derived from the processing of the DEM at lower resolution (approximately 500 m at the equator), while the local inventories are completed by more detailed field observations. More information on these products can be found in Appendix A.

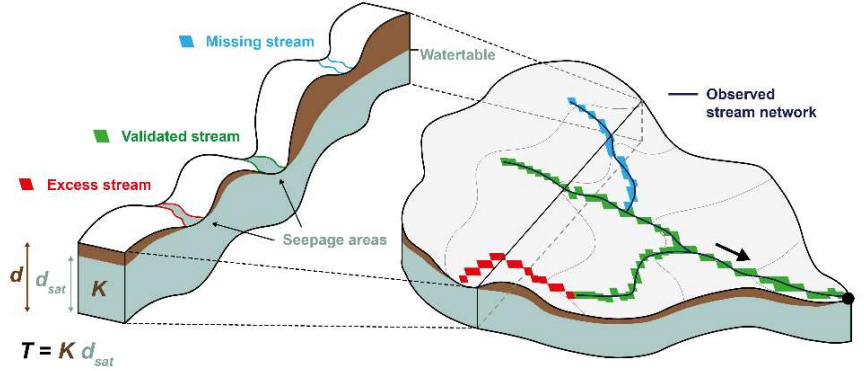
2.4 Calibration criteria between observed and simulated spatial patterns

For each pixel where seepage is simulated by the groundwater flow model, we trace the nearest downslope flowpath to the
170 observed stream and compute its distance D_{so} [L] (*WBT.TraceDownslopeFlowpaths*) (Figure 2a). This function of WhiteToolBox uses the topographic structure to compute the path from cells on the surface to the catchment outlet. This procedure converts the initial discontinuous spatial pattern of seepage zones simulated by the groundwater flow model into a continuous stream network (Figure 2b).

a) Hydrological projection



b) Distance map for each stream cell



175 **Figure 2. a) Definition of the main metrics used for calibration, with $\overline{D_{so}}$, the average distances computed from simulated stream pixels (in orange) to the nearest (downslope flowpath) observed stream pixels (in blue), and $\overline{D_{os}}$ the average distances obtained conversely. b) 3D conceptual diagram of the groundwater flow model and of a cross section through the catchment. Continuous streams are generated from pixels where the simulated groundwater table intercepts the topography. By comparison with the observed stream network, some of the simulated streams are correctly estimated (valid in green), over-estimated (excess in red), or under-estimated (missing in blue).**

180

The distances of the simulated stream network to the observed $\overline{D_{so}}$ are calculated and averaged into the criterion labelled $\overline{D_{so}}$. (*WBT.DownslopeDistanceToStream*). High $\overline{D_{so}}$ values are characteristic of stream networks extending far away from the observed streams. We also compute the mean distance of the observed to the simulated stream networks following a similar

185 procedure. The distance D_{os} [L] from each observed stream network pixel to the simulated stream is computed along the steepest downslope path. In the following, we consider its average $\overline{D_{os}}$ obtained over all pixels of the observed streams. High $\overline{D_{os}}$ values are characteristic of an underdeveloped stream network. The minimum absolute difference between $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ (Eq. (1)), labelled J , is used as the calibration criterion expressing the closest match of the observed and simulated streams or, in other words, the most relevant combination of missing and excess streams (Figure 2):

$$J = |\overline{D_{so}} - \overline{D_{os}}| \quad (1)$$

190 $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ intersect when the calibration criterion J is met. This criterion based on both $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ achieves the best equilibrium between over- and under-estimations.

At this point, we define the distance D_{optim} [L] as the average of $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ (Eq. (2)):

$$D_{optim} = \frac{\overline{D_{so}} + \overline{D_{os}}}{2} \quad (2)$$

The smaller the value of D_{optim} , the better is the match of the simulated seepage pattern and the observed stream network. D_{optim} will thus be used as an indicator of the calibration performance. In order to compare cases with different DEM resolution DEM_{res} [L], D_{optim} is normalized by the DEM resolution:

$$r_{optim} = \frac{D_{optim}}{DEM_{res}} \quad (3)$$

r_{optim} [-] should remain small to ensure the consistency of the observed and simulated stream networks. It will practically be limited to 2 considering that the mismatch cannot exceed the resolution of two pixels:

$$r_{optim} \leq 2 \quad (4)$$

2.5 Estimating the optimal hydraulic conductivities

The model parameter K/R ratio is calibrated by minimizing the objective function defined by Eq. (1), for a given aquifer thickness (d). Optimization is performed by a dichotomy approach (Burden and Faires, 1985). The convergence criterion is reached when K/R varies by less than 1 %. In order to ensure that K estimates are representative of catchment-scale processes driving the spatial distribution of the stream network, independently of the aquifer thickness set in the model, we computed the equivalent normalized transmissivity, T/R [-], by multiplying K/R by the average saturated aquifer thickness (d_{sat}) computed by the model at the catchment-scale (Figure 2b). In our modeling approach, K and d are input parameters of the model, while T is an output including the computed d_{sat} . Finally, optimal transmissivity T_{optim} and hydraulic conductivity K_{optim} are evaluated assuming the applied average groundwater recharge rate, R , and under known aquifer thickness.

2.6 Testing the methodology on selected pilot catchments

The approach is deployed on 24 selected catchments located in Brittany and Normandy (France) (Figure 3), where an oceanic and temperate climate prevails. The average catchment area ranges from 12 to 141 km² with an average of 58 km² (Table 1), which corresponds to an average of 61 800 elements for the domain model discretization. These catchments were selected because of the diversity of their geological and geomorphological settings. Most of them are also subject to extensive research activities for their importance in providing freshwater to the nearby cities (sites 1, 2, 3, 4, 5, 6, 15, 16, 18, 19) or flooding dynamics (sites 20, 21, 22, 23, 24). Some of these sites are also studied in collaboration with local stakeholders on issues related to water quality and river restoration (sites 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 17, 18, 19) or within observatories and research infrastructures (site 7: Long-Term Socio-Ecological Research (LTSER) “Zone Atelier Armorique (ZAAr)” and sites 17, 18, 19: French network of Critical Zone Observatories (OZCAR) “Ploemeur-Guidel CZO”). None of these catchments present any reservoir or stream obstacle that would significantly alter the stream network. The study sites cover 5 major lithologies

including: Brioverian schist (sedimentary rock), Paleozoic sandstone and schist (sedimentary rock), plutonic rocks (mainly
 220 granite), micaschist (metamorphic sedimentary rock) and limestone (sedimentary rock). Sites have a homogeneous lithology
 (1:1 000 000 scale) throughout the catchment except for 5 sites (sites 7, 8, 17, 18, 19) that present 2 lithologies.

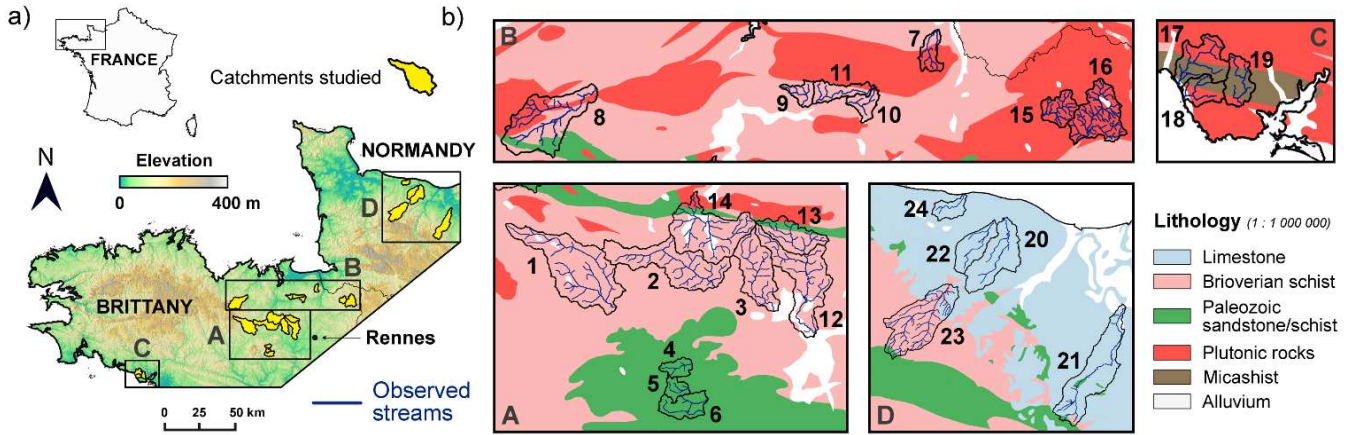


Figure 3. a) Location of the pilot catchments (Armorican Massif in Brittany and Normandy, North-Western part of France). b) Zoom on sites along with a simplified map of the main lithological units (1:1 000 000 scale) in sub-panels A, B, C and D.

225

3 Results

3.1 Detailed analysis of model results on a single site

Before presenting the results obtained for the ensemble of pilot sites, we first illustrate the results of the methodology on one
 specific site, the Canut catchment (Figure 3, site 6). We provide details on the different steps of the numerical method and
 230 assess their performance. The main results of the calibration method are presented in Figure 4. The dimensionless ratio K/R
 strongly controls the spatial distribution of the hydraulic head, i.e. the saturated aquifer thickness d_{sat} , the shape of the
 groundwater table, and its intersection with the surface (Figure 4a). As K/R increases, the head gradient decreases and
 progressively disconnects from the surface. This implies that the seepage areas become sparser, mostly organized downstream
 close to the catchment outlet. Inversely, lower values of K/R tend to expand the seepage patterns along the valleys and
 235 depressions towards the head of the catchment. Figure 4a shows the sensitivity of $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ considering 3 values of K/R . It
 confirms that the distance from the observed to the simulated stream network $\overline{D_{os}}$ increases with K/R and inversely that the
 distance from the simulated to the observed stream network $\overline{D_{so}}$ decreases with K/R .

High-order streams are accurately predicted in all three simulations as shown by the green pixels (Figure 4a). Low-order
 streams are more sensitive and drive most of the variations of $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ as shown by the evolving red to green pixels when
 240 changing K/R . In other words, the calibration is controlled by the spatial extent of the streams from the valleys to the headwaters

following the topographic depressions. D_{optim} is equal to 147 m and remains smaller than twice the resolution of the DEM indicating a close match of the observed streams (Figure 4b). Using the DEM resolution of 75 m as an indicator of uncertainty, K/R ranges between 1 458 and 7 082 (shaded area in Figure 4b), corresponding to an hydraulic conductivity ranging between 1.1×10^{-5} and $4.8 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ for an estimated average recharge of 215 mm y^{-1} . In this case, the optimal hydraulic conductivity K_{optim} is estimated at $1.8 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$. We deduce the optimal transmissivity T_{optim} of $5.1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ considering an average saturated thickness of 28.1 m simulated by the model (Figure 4b).

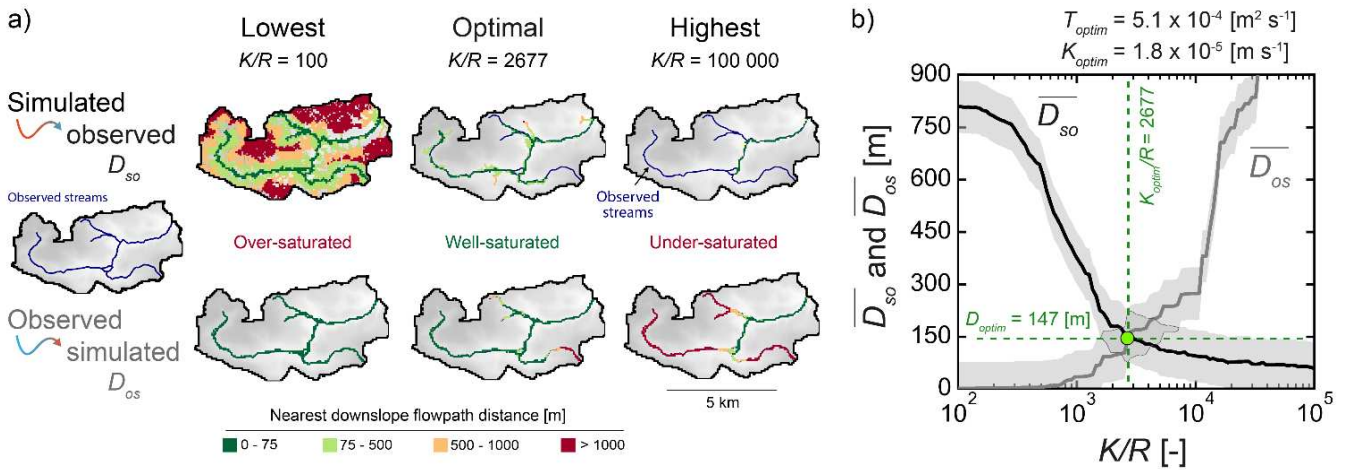


Figure 4. a) 2D map views of distances computed along the steepest slope from simulated stream pixels to the nearest observed ones (D_{so}) and from the observed stream pixels to the nearest simulated ones (D_{os}) for the Canut catchment. Results are presented for the lowest, optimal and highest K/R values explored. b) Average distances \overline{D}_{so} , and \overline{D}_{os} as functions of K/R . The shaded areas in grey around the curves correspond to the 75 m uncertainty range equal to the resolution the DEM. The optimal simulation is obtained for K_{optim}/R at the intersection between the two curves. At this point \overline{D}_{so} and \overline{D}_{os} are both equal to D_{optim} and, in this case, r_{optim} is close to 2. The optimal hydraulic conductivity estimated K_{optim} is derived by using the recharge rate provided by SURFEX, and T_{optim} is obtained considering the mean saturated aquifer thickness (d_{sat}). To further illustrate the methodology, an animated figure representing 2D map views of the simulated seepage areas as a function of K/R is available in the supplementary material (Supplement 1) with the associated objective minimization function results in Appendix B.

We evaluate the impact of the maximum aquifer thickness on T_{optim} by running the calibration procedure considering five different values of d : 5, 10, 50, 100 and 300 m. We found that the simulated stream network matches the observed one for all thicknesses (d) (Figure 5a1, A to F). However, we found differences in the estimated T_{optim} (Figure 5a2). For cases C, D, E and F, where the maximum aquifer thicknesses are greater than 30 m, the optimal transmissivity T_{optim} remains constant at around $4.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. For cases A and B with smaller thicknesses ($<30\text{m}$), T_{optim} reach much larger values of 4.1×10^{-3} and $1.8 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ respectively. Such divergences come from the breakdown of the Dupuit-Forchheimer assumption. Small thicknesses bring the flow lines closer to the surface and widen the seepage areas (Bresciani et al., 2014), effects that must be offset by substantially higher hydraulic conductivities and transmissivities to lower the water table.

We also investigate the sensitivity of the resolutions of both the DEM (Figure 5b) and the observed stream network (Figure 5c) on the estimations of T_{optim} . The resolution of the DEM has only a minor influence on the estimation of optimal transmissivity, while the resolution of the stream network has a major impact. Figure 5b1 shows that the simulated stream network corresponds well to the observed network for the different DEM resolutions. However, the estimated optimal transmissivities vary significantly across the different cases (Figure 5b2). For cases C, D, and E, the estimated T_{optim} values remain close to each other, ranging from 5.0×10^{-5} to $5.6 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. For the case F, it reaches a value of $2.9 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ while for A and B it takes values of 1.9×10^{-3} and $9.7 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ respectively. For cases C to F, the r_{optim} criterion (Eq. (3)) remains close to 1 (from 0.5 to 1.8), smaller than the threshold of 2 (Eq. (4)). However, for the 5 and 25 m resolutions tested (cases A and B), the distances $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ are highly sensitive to the mismatch between an increasingly accurate DEM and a coarsely defined stream network. The main factor driving $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ is no longer the hydraulic conductivity but the mismatch between the DEM and the observed stream network with r_{optim} values becoming larger (respectively 46.5 and 7.7 for the 5 and 25 m resolutions tested). These results emphasize that DEMs with too fine resolutions, here 5 and 25 m, cannot be used with the observed stream network selected in this study, at least at the current stage of the methodological development. Resolutions of 75 m and coarser lead however to consistent estimations of the hydraulic conductivity confirming the validity of the modeling approach.

We have systematically tested the method using six different stream network products issued by global, national, and local databases (Figure 5c1). These products display important differences in the extent and densities of the stream network coming from their origin and scale of observations (Appendix A). For case A, the global-scale product HydroRIVERS (Lehner et al., 2013) locates rivers away from the topographic valleys of the DEM, with consequently a D_{optim} value more than ten times larger than DEM_{res} . For cases B to F, the criterion r_{optim} (Eq. (3)) remains smaller than 2, the hydrographic network is well captured and the method consistently estimate T_{optim} (Figure 5c2). T_{optim} varies over one order of magnitude from 2.0×10^{-4} to $3.8 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and logically tends to decrease when the density and extent of the mapped stream network increases. Indeed, for a fixed recharge rate, lower transmissivities raise the groundwater table and broaden the headwater streams (Figure 5c, E and F). Conversely, higher values of T contract the hydrographic networks with streams located mainly at lower elevations (Figure 5c1, A and B). The extent of the stream system and the first-order stream locations appear to be highly sensitive to the estimated transmissivity confirming its capacities to inform the hydraulic conductivity.

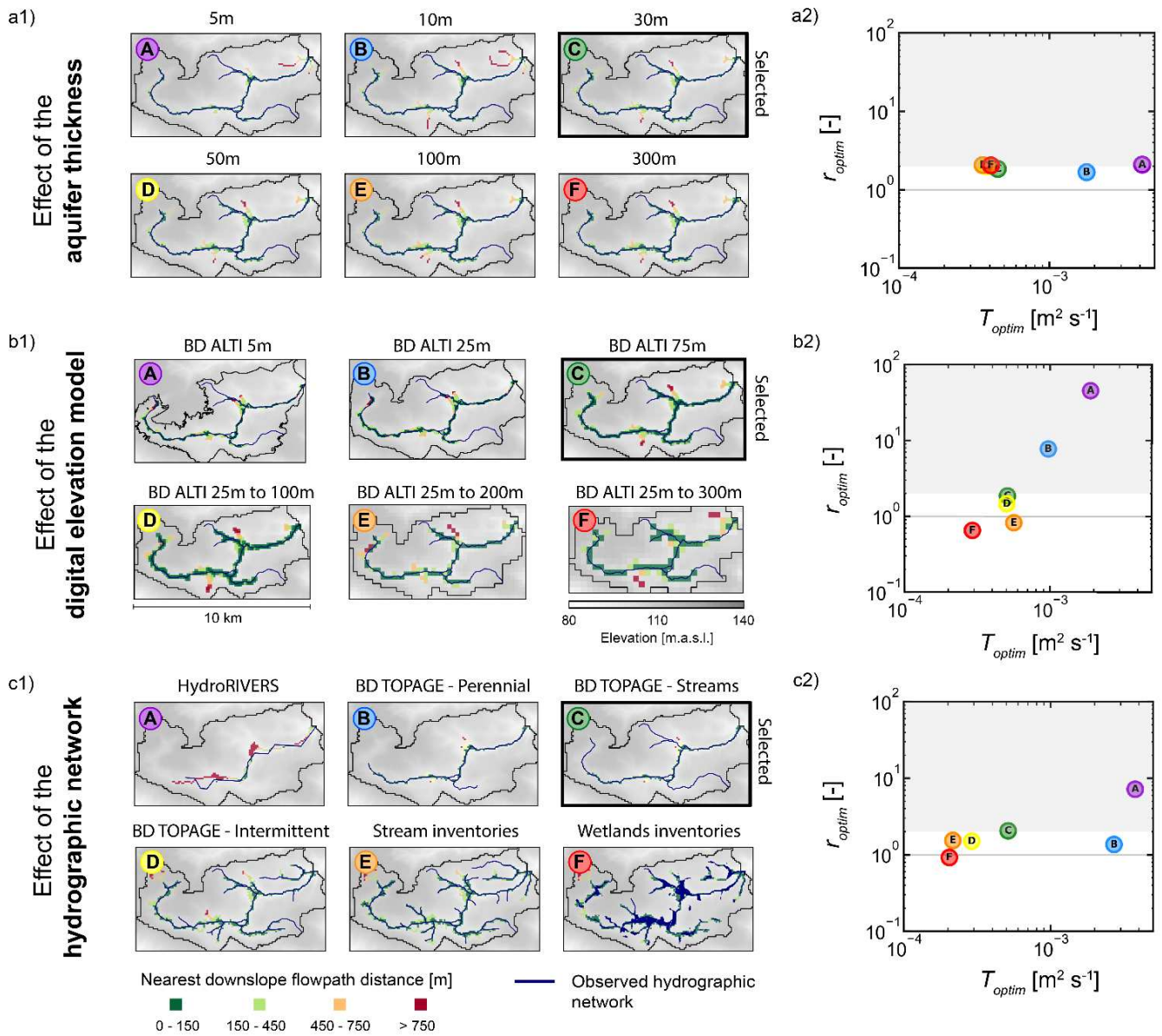


Figure 5. Sensitivity analysis of the method for the Canut catchment (site 6) to a) the DEM resolution, b) the density and extent of the steam network displayed by different stream network products, and c) the aquifer thickness. Left pictures (a1, b1, c1) show the downslope flowpath distances of the simulated stream pixels projected onto the observed reference stream network, for the K_{optim}/R . Right graphs (a2, b2, c2) show the r_{optim} as a function of T_{optim} .

3.2 Application to the ensemble of catchments

The method has been applied to the 23 other catchments (Figure 3) with the same DEM resolution of 75 m, product for the observed reference stream network, and aquifer thickness of 30 m. Both \overline{D}_{so} and \overline{D}_{os} were found to systematically intersect defining optimal D_{optim} (Figure 6) and K_{optim}/R values (Table 1). For 19 sites, the values of D_{optim} is less than 2 pixels (Figure 6), showing good consistency between the simulated and the observed stream network and K_{optim}/R vary between 1 397 to 19 687. Considering d_{sat} computed by the model, T_{optim} values range over one order of magnitude from 2.9×10^{-4} to $3.2 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Figure 6), resulting in K_{optim} values between 1.0×10^{-5} and $1.1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ (Table 1). The model captures correctly the features of the observed stream network even in the presence of singular topographical features such as extended depressions or sharp changes in slope (Gauvain et al., 2021; Schumm et al., 1995). This is especially the case on the site 7 where the seepage along the foot-slope issued by a steep slope transition (6 % on 1000 m of length) located along a lithological contact is well represented both by the model and in the observations as a significant and perennial groundwater spring/wetland (Vautier et al., 2019; Kolbe et al., 2016).

310

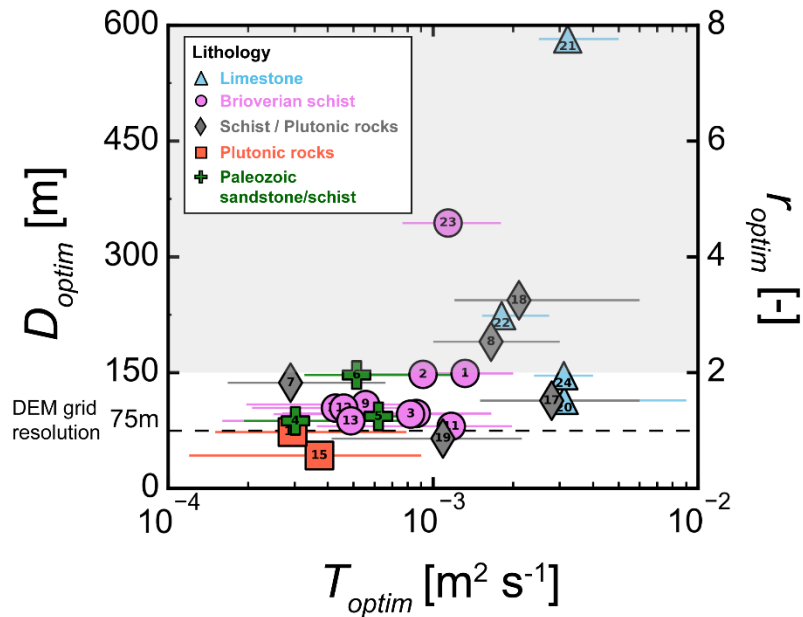


Figure 6. D_{optim} and r_{optim} criteria as functions of T_{optim} estimated for the 24 sites. The optimal transmissivity T_{optim} is obtained by considering K_{optim} and the mean saturated aquifer thickness d_{sat} computed. The shaded area corresponds to sites with $r_{optim} > 2$. The DEM resolution is 75 m and the aquifer thickness is 30 m. The error bars correspond to the estimated T_{optim} considering the DEM resolution as an uncertainty indicator.

315

Table 1. Main landscape characteristics, model input parameters, and modeling results, including hydraulic conductivities and transmissivities for the 24 catchments studied.

Catchment	Site ID	Main lithology	Area [km ²]	Slope [%]	Drainage density [km ⁻¹]	<i>R</i> [mm y ⁻¹]	<i>K_{optim}/R</i> [-]	<i>D_{optim}</i> [m]	<i>K_{optim}</i> [m s ⁻¹]	<i>d_{sat}</i> [m]	<i>T_{optim}</i> [m ² s ⁻¹]	
Basance	15	Plutonic rocks	26	4.0	1.8	237	1783	40	1.3 x 10 ⁻⁵	27.9	3.7 x 10 ⁻⁴	
Nancon	16		65	3.3	1.5	237	1397	73	1.1 x 10 ⁻⁵	28.0	2.9 x 10 ⁻⁴	
Serein	4	Paleozoic sandstone/schist	13	3.7	0.8	226	1514	87	1.1 x 10 ⁻⁵	27.7	3.0 x 10 ⁻⁴	
Cheze	5		12	2.5	0.8	226	3125	106	2.3 x 10 ⁻⁵	27.5	6.2 x 10 ⁻⁴	
Canut	6		30	2.2	0.7	215	2677	147	1.8 x 10 ⁻⁵	28.1	5.1 x 10 ⁻⁴	
Gael	1	Brioverian schist	132	2.5	0.7	201	7344	149	4.7 x 10 ⁻⁵	28.0	1.3 x 10 ⁻³	
Garun	2		96	2.4	0.7	175	5938	144	3.3 x 10 ⁻⁵	27.9	9.2 x 10 ⁻⁴	
Vaunoise	3		62	2.7	0.8	168	5469	106	2.9 x 10 ⁻⁵	28.0	8.2 x 10 ⁻⁴	
Estret	9		14	2.0	1.0	161	3985	106	2.0 x 10 ⁻⁵	27.6	5.6 x 10 ⁻⁴	
Linonlac	10		16	2.9	0.8	164	5860	97	3.1 x 10 ⁻⁵	28.1	8.6 x 10 ⁻⁴	
Bouteille	11		24	2.9	0.8	161	8281	80	4.2 x 10 ⁻⁵	28.0	1.2 x 10 ⁻³	
Flume	12		134	2.9	0.9	161	3243	105	1.6 x 10 ⁻⁵	28.0	4.6 x 10 ⁻⁴	
Vignoc	13		41	3.0	0.9	172	3243	82	1.8 x 10 ⁻⁵	27.8	4.9 x 10 ⁻⁴	
Neal	14		95	2.7	0.9	175	2774	107	1.5 x 10 ⁻⁵	27.9	4.3 x 10 ⁻⁴	
Seulles	23		134	4.7	1.1	274	4688	342	4.0 x 10 ⁻⁵	28.2	1.1 x 10 ⁻³	
Home	7		Schist/Plutonic rocks	19	2.4	1.0	190	1739	135	1.0 x 10 ⁻⁵	27.8	2.9 x 10 ⁻⁴
Arguenon	8			103	4.7	0.8	234	7891	190	5.8 x 10 ⁻⁵	28.2	1.7 x 10 ⁻³
Guidel	17			24	3.8	1.0	307	10312	112	1.0 x 10 ⁻⁴	28.1	2.8 x 10 ⁻³
Lannec	18	13		3.1	0.9	234	10078	243	7.5 x 10 ⁻⁵	28.2	2.1 x 10 ⁻³	
Ploemeur	19	15		2.9	0.9	307	4063	81	3.9 x 10 ⁻⁵	27.8	1.1 x 10 ⁻³	
Mue	20	Limestone	99	1.5	0.4	179	19687	114	1.1 x 10 ⁻⁴	27.7	3.1 x 10 ⁻³	
Laizon	21		141	2.2	0.5	182	19375	581	1.1 x 10 ⁻⁴	28.0	3.2 x 10 ⁻³	
Thue	22		52	1.9	0.5	172	12031	222	6.5 x 10 ⁻⁵	27.8	1.8 x 10 ⁻³	
Gronde	24		25	1.7	0.4	179	19687	146	1.1 x 10 ⁻⁴	27.6	3.1 x 10 ⁻³	

4 Discussion

320 4.1 A new calibration method for the assessment of effective catchment-scale hydraulic properties

We have presented a process-based groundwater modeling approach to assess effective catchment-scale hydraulic properties (*K* and *T*) from the sole information of the density and spatial extent of the stream network. The proposed method 1) simulates the stream network by physically representing the 3D groundwater flows, 2) quantifies the mismatch between observed and simulated stream networks through distance-based spatial indicators, and 3) calibrates the subsurface hydraulic properties by minimizing a performance criterion. We compare it with existing approaches and indicators.

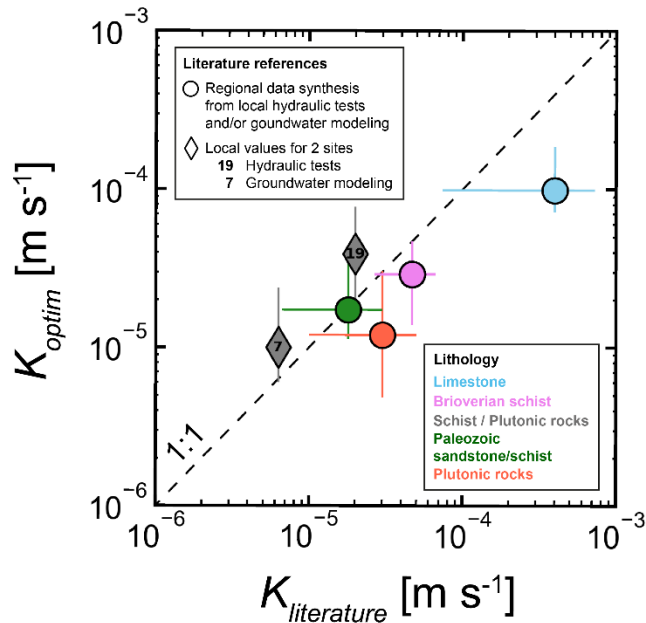
Previous modeling approaches were mostly based on TOPMODEL applications (Blazkova et al., 2002; Güntner et al., 2004; Franks et al., 1998) or hillslope scale flows (Luo et al., 2010). They presented the advantage of simplicity but were limited in simple cases where flows are topography-driven. As the 1D hillslope-scale approach of Stoll and Weiler (2010), our 3D distributed- and process-based groundwater approach remains valid in conditions where the groundwater table is not a strict replicate of the topography becoming “recharge controlled” (Haitjema and Mitchell-Bruker, 2005). It also accounts for the discontinuities of the seepage structure coming from the irregular connections of the subsurface flows with the surface (Godsey and Kirchner, 2014; Whiting and Godsey, 2016; Warix et al., 2021). It follows numerous field observations and synthetic

experiments showing the strong influence of 3D groundwater flow organizations on the location of seepage zones (Goderniaux et al., 2013; Fleckenstein et al., 2006; Gauvain et al., 2021; Dohman et al., 2021).

335 Several indicators have been proposed to compare the spatial patterns of the modeled and observed saturated areas mostly based on cell-by-cell and cell-neighborhood approaches. This includes the likelihood measure (Franks et al., 1998; Blazkova et al., 2002), the Kappa goodness-of-fit statistic (Stoll and Weiler, 2010), the Euclidean distance between cells (Güntner et al., 2004). These indicators are essentially local and readily accessible from information on topography and stream networks. We propose more integrative indicators based on the distance between the observed and simulated stream networks computed
340 along the steepest slope between them, as does the IDPR (Network Development and Persistence Index) to identify zones predominantly favorable to infiltration or runoff (Mardhel et al., 2021). The advantages of this procedure are to account for the topographical structure within the definition of the distances and to constrain the comparison on the best compromise between the over- and under-saturation, mainly driven by $\overline{D_{so}}$ and $\overline{D_{os}}$ respectively.

345 4.2 Comparison of estimated hydraulic conductivities with previously published values

As shown in Figure 6, the method predicts a distribution of T values that stands within one order of magnitude despite the broad range of lithological units investigated. Overall, our estimates of hydraulic properties are consistent with values found in previous studies conducted for similar sites and lithologic settings (Roques et al., 2016; Mougin et al., 2008; Dewandel et al., 2021; Cornette et al., 2022; Leray et al., 2012). We compared the estimated hydraulic conductivity, K_{optim} , with local to
350 regional values found in the literature $K_{literature}$ (Figure 7). We focused on the comparison with local estimates from hydraulic tests or numerical groundwater models for 2 of the studied sites (Le Borgne et al., 2006; Kolbe et al., 2016; Jiménez-Martínez et al., 2013) or compiled in regional syntheses according to the lithology (Laurent et al., 2017; BRGM, 2018). Figure 7, shows a good agreement between our results and the other values. More specifically, the local values extracted for catchments 7 and 19 slightly underestimate the one from the literature by about 33 % (Figure 7, diamonds). The hydraulic conductivities derived
355 from regional synthesis remain within the same order of magnitude with a limited overestimation of a factor of 2 (Figure 7, disks). This slight overestimation might result from testing methods as well as by the fact that local hydraulic tests are often carried out close to transmissive geological features of major interest for water supply. Our results were also compared to the ones compiled in the global scale database GLHYMPS (Huscroft et al., 2018). From the database, we derived equivalent hydraulic conductivities for each of the catchments. They range over 4 orders of magnitude, systematically lower by one to
360 several orders of magnitude than our estimates (Appendix C). As shown in previous studies (de Graaf et al., 2020; Tashie et al., 2021), we find that the hydraulic conductivity dataset compiled in GLHYMPS may be locally underestimated.



365 **Figure 7. Comparison of K_{optim} obtained for the 24 catchments with values found in the literature $K_{literature}$ grouped into 2 categories according to the scale of investigation (local vs regional). Diamond: values from hydraulic tests and/or groundwater modeling compiled in regional syntheses according to lithologies (BRGM, 2018; Laurent et al., 2017). Disks: K obtained from local hydraulic tests for site 19 (Le Borgne et al., 2006; Jiménez-Martínez et al., 2013) and groundwater modelling for site 7 (Kolbe et al., 2016). The values provided in transmissivity by the literature are translated into hydraulic conductivities by using the same applied aquifer thickness of 30 m.**

370 The results also show range of values consistent with those given by classical textbooks for the investigated lithologies (Freeze and Cherry, 1979; Domenico and Schwartz, 1990). Crystalline rocks characterized by weathering and fractures (Roques et al., 2014; Dewandel et al., 2006) have a lower hydraulic conductivity than sedimentary rocks, here represented by limestones with a karstic systems (IGN and OFB, 2019), displaying as expected higher conductivities. Lower conductivities suggest a high water table inducing a larger spatial extent of the stream network, confirmed by local knowledge, with a much higher observed

375 drainage density for crystalline sites compared to limestone sites (Table 1). Although our results show evidence that effective conductivities are related to variations in dominant lithologies, it is also clear that other reported factors like erosion, bedrock weathering and fracturing may tend to homogenize the hydraulic properties under similar erosion/weathering settings (Luo et al., 2016; Yoshida and Troch, 2016; Jefferson et al., 2010; Litwin et al., 2022).

380 **4.3 Sensitivity to input/model parameters and related improvements for broader applicability**

The D_{optim} indicator (Eq. (2)) provides information on the level of uncertainty. It depends on the quality of the data (observed reference stream network and the DEM) and on the model assumptions. Five sites (8, 18, 21, 22 and 23) over the 23 sites studied display a low match of the simulated and observed stream networks ($r_{optim} > 2$) with D_{optim} values ranging from 190 to 581 m (Figure 6). Figure 8 maps the simulation results for these 5 sites. For site 18, the model predicts a seepage zone induced by a topographic depression representing potential ponds, lakes and wetlands, which are not in the observations. For sites 21 and 22, the main differences are located at a non-reported subsurface flow in the observed stream network within a karstic system (IGN and OFB, 2019), however well represented by the model due to a topographic depression along this area. For site 23, the simulated flow at the bottom of the DEM valley appears to be parallel to the observed flow. In this case, it seems to be a registration error in the alignment of the stream location data within the DEM. For site 8, differences come principally from the model and, more specifically, from the assumption of a uniform hydraulic conductivity. For this site with lateral lithologic heterogeneity, we found that the model underestimates the extent and density of the stream network in the part with dominant plutonic rocks, and overestimates them in the schists. On the site 8, the IDPR (Mardhel et al., 2021) indicates that the granitic area is less permeable than the schist area, and generally displays the limestone sites 21 and 22 primarily dominated by infiltration, consistent with our results.

395

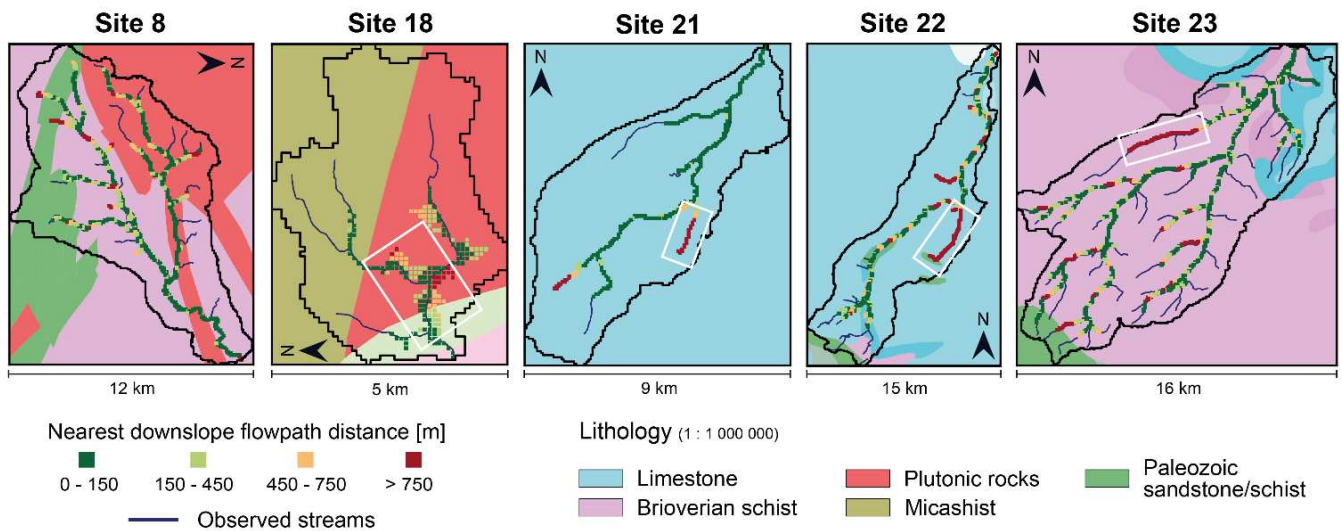


Figure 8. For the 5 sites corresponding to $r_{optim} > 2$, representation of the observed stream network on top of the simplified geological map (1:1 000 000 scale), with the downslope flowpath distances of the simulated seepage areas projected to the observed streams. For site 8, differences are larger on the plutonic rocks. For the other sites, the white square identifies the area where differences are the largest.

400

The high sensitivity of applied K/R with both the density and spatial extent of the observed stream network highlights the requirements to use high-quality stream products. Several issues may arise. First, river maps available in national to global databases are often incomplete compared to local databases compiled by stakeholders on direct field observations leading to an overestimation of the effective hydraulic properties. Second, artificial channels, drainage ditches and any other departure
405 from the geomorphic equilibrium may alter the stream network system and lead to an overestimation of the hydraulic properties in highly impacted zones. Third, the resolution of the DEM and reference stream network must be close. Nevertheless, the observed stream network layer could be adjusted to better match the DEM resolution.

Major limitations and improvements may also arise from the assumptions of the hydrogeological model. The proposed methodology can be used with other parameterizations and model conceptualizations. The model domain can be extended, and
410 the boundary conditions modified to better represent potentially longer and deeper regional groundwater circulations. If the information is available, the method could be tested with heterogeneous recharge at the catchment scale. The geometry of the aquifer could be adapted, applying flat or irregular bottom aquifers based on geophysical measurements (Pasquet et al., 2022) or depth to bedrock databases (Shangguan et al., 2017; Hengl et al., 2017; Pelletier et al., 2016). Exponentially decreasing conductivity with depth can be applied to the model, in order to estimate the initial value of K at the surface or its characteristic
415 decay depth. At the current stage of the method, catchment-scale lithological heterogeneities can be considered by applying the methodology independently on sub-areas characterized by a homogeneous lithology. For example, on the studied site 8, application of the methodology on granite-dominated sub-catchments should result in lower K estimates than on the schist areas. Localized heterogeneities including weathering, fractures, faults, and other discontinuities cannot be identified. They should be explicitly introduced in the model and characterized by other methods.

420

5 Conclusions

Global syntheses compiling accurate predictions of hydraulic properties of the subsurface are critically needed to predict water resources availabilities (Fan et al., 2019) in ungauged catchments (Sivapalan et al., 2003; Hrachowitz et al., 2013) and to assess the impact of hillslope- and catchment-scale hydrology on global change predictions (Taylor et al., 2013). Besides the climatic
425 forcing data, requiring only a stream network map to calibrate a groundwater flow model built from a DEM, the approach presented in this article addresses this challenge, specifically for ungauged basins. Under the assumption that the transmissivity (hydraulic conductivity integrated over the saturated aquifer thickness) controls the extension and density of the hydrographic network, the approach calibrates the effective hydraulic properties on the stream network. The resolution of the stream network and DEM should be consistent. We showed that the spatialized performance criterion based on the distances between the
430 simulated and observed stream network achieves an equilibrium between over- and under-saturation of the underlying groundwater system, as well as an equilibrium between over- and underestimation of the stream network extent. The resulting estimated K values are consistent with local values found in the literature.

A major advantage is the ease of deployment and transferability of the methodology to other catchments. Although the proposed methodology is limited to unconfined aquifers and particularly suited to contexts with significant subsurface-surface interactions, where groundwater primarily feeds streams, it aims to be deployed at multiple spatial scales by taking advantage of databases compiling topographic, hydrologic, and climate information. Such deployment improving subsurface characterization from surface information would leverage the current development in crowdsourcing (Etter et al., 2020) and innovations in remote sensing (Biancamaria et al., 2016) that now provide high resolution surface DEM products (Hawker et al., 2022; Yamazaki et al., 2017), and mapping of hydrographic networks (Grill et al., 2019; Yamazaki et al., 2019) distinguishing the perennial and intermittent streams (Fovet et al., 2021; Messenger et al., 2021).

Appendices

445 Appendix A: Hydrographic network products information.

Global database: HydroRIVERS (available on this website: <https://www.hydrosheds.org/page/hydrorivers>) (Linke et al., 2019) is derived from HydroSHEDS (Lehner et al., 2013), a mapping product that provides stream information for regional and global-scale applications, based on a grid resolution of 15 arc-seconds (approximately 500 m at the equator).

National database: The BD TOPAGE (available on this website: <https://bdtopage.eaufrance.fr>) database classifies streams as
450 perennial or intermittent based on historical photogrammetric reconstructions.

Local database: The local stream and wetland inventory maps are based on observations and field surveys validated by the “Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) (available on this website: <https://sdage-sage.eau-loire-bretagne.fr/home.html>).

455 Appendix B: Objective function of the calibration criteria.

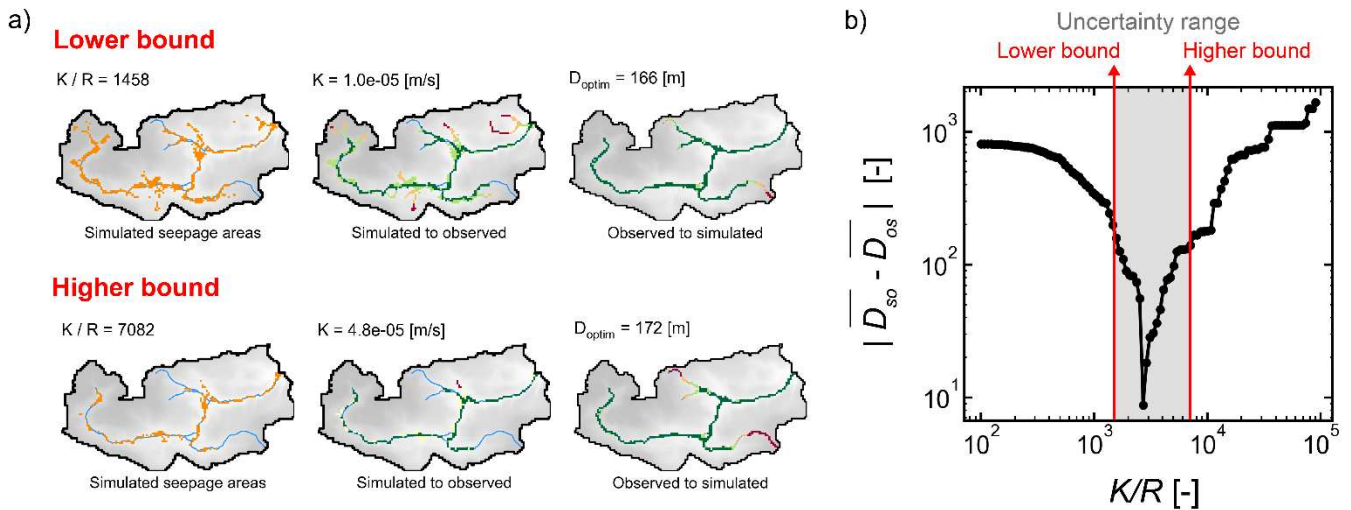


Fig. B1. For the Canut catchment (site 6), a) 2D map views of simulated seepage areas and nearest downslope flowpath distances (simulated to observed and observed to simulated) for the two K/R at the bounds of the uncertainty (lower and higher), and b) the objective function based on the developed performance criteria obtained.

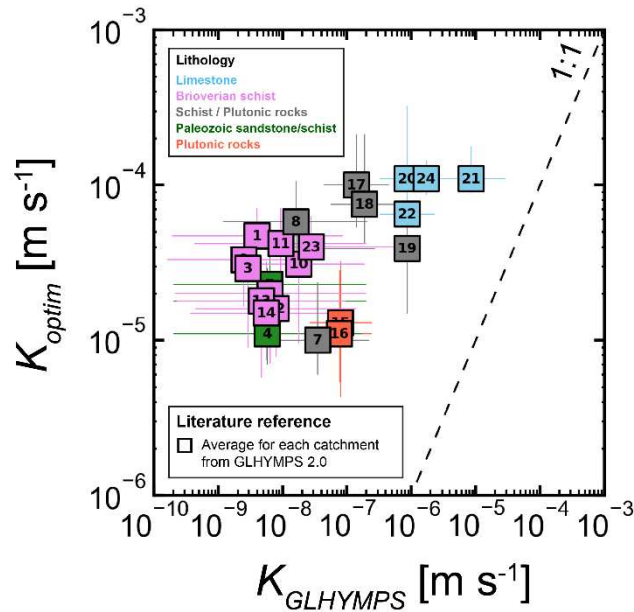


Fig. C1. Comparison of K_{optim} obtained for the 24 catchments with values of the literature provided by the GLHYMPS 2.0 global permeability map (Huscroft et al., 2018), $K_{GLHYMPS}$, averaged over each catchment.

Supplements

465 Supplement 1: Evolution of the simulated stream network as a function of K/R .

The animated figure in a *.gif format is provided in a *.zip archive.

Fig. S1. Animated figure at the scale of the Canut catchment (site 6) representing the 2D map views of simulated seepage areas and nearest downslope flowpath distances (simulated to observed and observed to simulated). The maps come from an exploration of a wide range K/R [100 to 90 000].

470

Code and data availability

A Python code to test the method is available online on a shared repository:

https://github.com/RonanAbherve/stream-network_beta

Author contribution

475 All co-authors were involved in the conceptualization of the original methods, identification of the research questions and the interpretation of the results. Ronan Abhervé (RA) and Alexandre Gauvain developed the model, performed the simulations, and analyzed the results. RA created the figures and prepared the first draft of the manuscript. All co-authors reviewed and edited the manuscript.

480 Competing interests

The authors declare that they do not have any conflict of interest.

Acknowledgments

This work was funded by Eau du Bassin Rennais and Rennes Métropole, through the “Eaux et Territoires” (“Water and
485 Territories”) research chairs of the Foundation of the University of Rennes. Clément Roques acknowledges financial supports from the Rennes Métropole research chair “Ressource en Eau du Futur” and the European project WATERLINE, project id CHIST-ERA-19-CES-006. Alexandre Gauvain acknowledges funding from the RIVAGES Normands 2100 project. The investigations also benefited from the support of the Network of hydrogeological research sites (H+) Observatory and the Research Observatory French network of Critical Zone Observatories: Research and Applications (OZCAR-RI).

490

References

- Achtziger-Zupančič, P., Loew, S., and Mariéthoz, G.: A new global database to improve predictions of permeability distribution in crystalline rocks at site scale, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 3513–3539, <https://doi.org/10.1002/2017JB014106>, 2017.
- 495 Alley, W. M., Healy, R. W., LaBaugh, J. W., and Reilly, T. E.: Flow and storage in groundwater systems, *Science* (80-.), 296, 1985–1990, <https://doi.org/10.1126/science.1067123>, 2002.
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., and Hunt, R. J.: *Applied groundwater modeling : simulation of flow and advective transport*, Second Edi., Elsevier, AP Academic press is an imprint of Elsevier, Amsterdam, xix, 564 pp., 2015.
- 500 Bakker, M., Post, V., Langevin, C. D., Hughes, J. D., White, J. T., Starn, J. J., and Fienen, M. N.: Scripting MODFLOW Model Development Using Python and FloPy, 54, 733–739, <https://doi.org/10.1111/gwat.12413>, 2016.
- Barclay, J. R., Starn, J. J., Briggs, M. A., and Helton, A. M.: Improved Prediction of Management-Relevant Groundwater Discharge Characteristics Throughout River Networks, *Water Resour. Res.*, 56, 1–19, <https://doi.org/10.1029/2020WR028027>, 2020.
- 505 Beven, K., Asadullah, A., Bates, P., Blyth, E., Chappell, N., Child, S., Cloke, H., Dadson, S., Everard, N., Fowler, H. J., Freer, J., Hannah, D. M., Heppell, K., Holden, J., Lamb, R., Lewis, H., Morgan, G., Parry, L., and Wagener, T.: Developing observational methods to drive future hydrological science: Can we make a start as a community?, *Hydrol. Process.*, 34, 868–873, <https://doi.org/10.1002/hyp.13622>, 2020.
- Beven, K. J. and Kirkby, M. J.: A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, 24, 43–69, <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>, 1979.
- Biancamaria, S., Lettenmaier, D. P., and Pavelsky, T. M.: The SWOT Mission and Its Capabilities for Land Hydrology, *Surv. Geophys.*, 37, 307–337, <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9346-y>, 2016.
- 510 Blazkova, S., Beven, K. J., and Kulasova, A.: On constraining TOPMODEL hydrograph simulations using partial saturated area information, *Hydrol. Process.*, 16, 441–458, <https://doi.org/10.1002/hyp.331>, 2002.
- Blöschl, G., Bierkens, M. F. P., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., Kirchner, J. W., McDonnell, J. J., Savenije, H. H. G., Sivapalan, M., Stump, C., Toth, E., Volpi, E., Carr, G., Lupton, C., Salinas, J., Széles, B., Viglione, A., Aksoy, H., Allen, S. T., Amin, A., Andréassian, V., Arheimer, B., Aryal, S. K., Baker, V., Bardsley, E., Barendrecht, M. H., Bartosova, A., Batelaan, O., Berghuijs, W. R., Beven, K., Blume, T., Bogaard, T., Borges de Amorim, P., Böttcher, M. E., Boulet, G., Breinl, K., Brilly, M., Brocca, L., Buytaert, W., Castellarin, A., Castelletti, A., Chen, X., Chen, Y., Chen, Y., Chiffard, P., Claps, P., Clark, M. P., Collins, A. L., Croke, B., Dathe, A., David, P. C., de Barros, F. P. J., de Rooij, G., Di Baldassarre, G., Driscoll, J. M., Duethmann, D., Dwivedi, R., Eris, E., Farmer, W. H., Feiccabrino, J., Ferguson, G., Ferrari, E., Ferraris, S., Fersch, B., Finger, D., Foglia, L., Fowler, K., Gartsman, B., Gascoïn, S., Gaume, E., Gelfan, A., Geris, J., Gharari, S., Gleeson, T., Glendell, M., Gonzalez Bevacqua, A., González-Dugo, M. P., Grimaldi, S., Gupta, A. B., Guse, B., Han, D., Hannah, D., Harpold, A., Haun, S., Heal, K., Helfricht, K., Hermegger, M., Hipsey, M., Hlaváčiková, H., Hohmann, C., 520 Holko, L., Hopkinson, C., Hrachowitz, M., Illangasekare, T. H., Inam, A., Innocente, C., Istanbuluoglu, E., Jarihani, B., et al.: Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective, *Hydrol. Sci. J.*, 64, 1141–1158, <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507>, 2019.
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F. L., and Caudal, J. P.: Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer, *J. Hydrol.*, 328, 347–359, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.12.029>, 2006.
- 525 Bravo, H. R., Jiang, F., and Hunt, R. J.: Using groundwater temperature data to constrain parameter estimation in a groundwater flow model of a wetland system, *Water Resour. Res.*, 38, 28-1-28–14, <https://doi.org/10.1029/2000wr000172>, 2002.
- Bresciani, E., Davy, P., and De Dreuzy, J. R.: Is the Dupuit assumption suitable for predicting the groundwater seepage area in hillslopes?, *Water Resour. Res.*, 50, 2394–2406, <https://doi.org/10.1002/2013WR014284>, 2014.
- BRGM: Tectonic-lithostratigraphic log with evolution of hydrodynamic parameters according to lithological sets, SIGES Bretagne - Système d’information pour la Gest. des eaux Souterr. en Bretagne, 2018.
- 530 Brutsaert, W. and Nieber, J. L.: Regionalized Drought Flow Hydrographs From a Mature Glaciated Plateau, *Water Resour. Res.*, 13, 1977.
- Burden, R. L. and Faires, J. D.: “2.1 The Bisection Algorithm”, *Numerical Analysis* (3rd ed.), PWS Publishers, 1985.
- Carrera, J., Alcolea, A., Medina, A., Hidalgo, J., and Slooten, L. J.: Inverse problem in hydrogeology, *Hydrogeol. J.*, 13, 206–222, <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0404-7>, 2005.
- 535 Chow, R., Frind, M. E., Frind, E. O., Jones, J. P., Sousa, M. R., Rudolph, D. L., Molson, J. W., and Nowak, W.: Delineating baseflow contribution areas for streams – A model and methods comparison, *J. Contam. Hydrol.*, 195, 11–22, <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2016.11.001>, 2016.
- Comunian, A. and Renard, P.: Introducing wwhypda: A world-wide collaborative hydrogeological parameters database, *Hydrogeol. J.*, 17, 481–489, <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0387-x>, 2009.
- Cornette, N., Roques, C., Boisson, A., Courtois, Q., Marçais, J., Launay, J., Pajot, G., Habets, F., and de Dreuzy, J.-R.: Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics, *J. Hydrol.*, <https://doi.org/Submitted>, 2022.

- 540 Cromwell, E., Shuai, P., Jiang, P., Coon, E. T., Painter, S. L., Moulton, J. D., Lin, Y., and Chen, X.: Estimating Watershed Subsurface Permeability From Stream Discharge Data Using Deep Neural Networks, *Front. Earth Sci.*, 9, 1–13, <https://doi.org/10.3389/feart.2021.613011>, 2021.
- Cuthbert, M. O., Gleeson, T., Moosdorf, N., Befus, K. M., Schneider, A., Hartmann, J., and Lehner, B.: Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions, *Nat. Clim. Chang.*, 9, 137–141, <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0386-4>, 2019.
- Day, D. G.: Lithologic controls of drainage density : a stud of six small rural catchments in New England , *N . S . W .* , 7, 339–351, 1980.
- 545 de Graaf, I., Condon, L., and Maxwell, R.: Hyper-Resolution Continental-Scale 3-D Aquifer Parameterization for Groundwater Modeling, *Water Resour. Res.*, 56, 1–14, <https://doi.org/10.1029/2019WR026004>, 2020.
- Dembélé, M., Hrachowitz, M., Savenije, H. H. G., Mariéthoz, G., and Schaeffli, B.: Improving the Predictive Skill of a Distributed Hydrological Model by Calibration on Spatial Patterns With Multiple Satellite Data Sets, *Water Resour. Res.*, 56, 1–26, <https://doi.org/10.1029/2019WR026085>, 2020.
- 550 Devauchelle, O., Petroff, A. P., Seybold, H. F., and Rothman, D. H.: Ramification of stream networks, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 109, 20832–20836, <https://doi.org/10.1073/pnas.1215218109>, 2012.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., and Krishnamurthy, N. S.: A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering, *J. Hydrol.*, 330, 260–284, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>, 2006.
- Dewandel, B., Boisson, A., Amraoui, N., Caballero, Y., Mougin, B., Baltassat, J. M., and Maréchal, J. C.: Improving our ability to model crystalline aquifers using field data combined with a regionalized approach for estimating the hydraulic conductivity field, *J. Hydrol.*, 601, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126652>, 2021.
- 555 Dietrich, W. E. and Dunne, T.: The channel head, *Channel Netw. Hydrol.*, eds Beven, 175–219, 1993.
- Dohman, J. M., Godsey, S. E., and Hale, R. L.: Three-Dimensional Subsurface Flow Path Controls on Flow Permanence, *Water Resour. Res.*, 57, 1–18, <https://doi.org/10.1029/2020WR028270>, 2021.
- Domenico, P. A. and Schwartz, F. W.: *Physical and chemical Hydrogeology*, John Wiley & Sons, Inc., 1990.
- 560 Dunne, T.: *Formation and controls of channel networks*, 1975.
- Eckhardt, K. and Ulbrich, U.: Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range, *J. Hydrol.*, 284, 244–252, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.08.005>, 2003.
- Elshall, A. S., Arik, A. D., El-Kadi, A. I., Pierce, S., Ye, M., Burnett, K. M., Wada, C. A., Bremer, L. L., and Chun, G.: Groundwater sustainability: a review of the interactions between science and policy, *Environ. Res. Lett.*, 15, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab8e8c>, 2020.
- 565 Etter, S., Strobl, B., Seibert, J., and van Meerveld, H. J. I.: Value of Crowd-Based Water Level Class Observations for Hydrological Model Calibration, *Water Resour. Res.*, 56, 1–17, <https://doi.org/10.1029/2019WR026108>, 2020.
- Fan, Y.: Groundwater in the Earth’s critical zone: Relevance to large-scale patterns and processes, *Water Resour. Res.*, 51, 3052–3069, <https://doi.org/10.1002/2015WR017037>, 2015.
- 570 Fan, Y., Li, H., and Miguez-Macho, G.: Global Patterns of Groundwater Table Depth, *Science (80-.)*, 339, 940–943, <https://doi.org/10.1126/science.1229881>, 2013.
- Fan, Y., Richard, S., Bristol, R. S., Peters, S. E., Ingebritsen, S. E., Moosdorf, N., Packman, A., Gleeson, T., Zaslavsky, I., Peckham, S., Murdoch, L., Fienen, M., Cardiff, M., Tarboton, D., Jones, N., Hooper, R., Arrigo, J., Gochis, D., Olson, J., and Wolock, D.: DigitalCrust - a 4D data system of material properties for transforming research on crustal fluid flow, 15, 372–379, <https://doi.org/10.1111/gfl.12114>, 2015.
- 575 Fan, Y., Clark, M., Lawrence, D. M., Swenson, S., Band, L. E., Brantley, S. L., Brooks, P. D., Dietrich, W. E., Flores, A., Grant, G., Kirchner, J. W., Mackay, D. S., McDonnell, J. J., Milly, P. C. D., Sullivan, P. L., Tague, C., Ajami, H., Chaney, N., Hartmann, A., Hazenberg, P., McNamara, J., Pelletier, J., Perket, J., Rouholahnejad-Freund, E., Wagener, T., Zeng, X., Beighley, E., Buzan, J., Huang, M., Livneh, B., Mohanty, B. P., Nijssen, B., Safeeq, M., Shen, C., van Verseveld, W., Volk, J., and Yamazaki, D.: Hillslope Hydrology in Global Change Research and Earth System Modeling, *Water Resour. Res.*, 1737–1772, <https://doi.org/10.1029/2018WR023903>, 2019.
- 580 Fleckenstein, J. H., Niswonger, R. G., and Fogg, G. E.: River-aquifer interactions, geologic heterogeneity, and low-flow management, *Ground Water*, 44, 837–852, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00190.x>, 2006.
- Fovet, O., Belemtougri, A., Boithias, L., Marylise, J. C., Kevin, C., and Braud, I.: Intermittent rivers and ephemeral streams : Perspectives for critical zone science and research on socio-ecosystems, 1–33, <https://doi.org/10.1002/wat2.1523>, 2021.
- Franks, S. W., Gineste, P., Beven, K. J., and Merot, P.: On constraining the predictions of a distributed model: The incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process, *Water Resour. Res.*, 34, 787–797, <https://doi.org/10.1029/97WR03041>, 1998.
- 585 Freeze, R. A. and Cherry, J. A.: *Groundwater*, edited by: Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 604 pp., 1979.
- Gauvain, A., Leray, S., Marçais, J., and Roques, C.: Geomorphological Controls on Groundwater Transit Times : A Synthetic Analysis at the Hillslope Scale *Water Resources Research*, i, 1–22, <https://doi.org/10.1029/2020WR029463>, 2021.

- Gleeson, T. and Manning, A. H.: Regional groundwater flow in mountainous terrain: Three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls, *Water Resour. Res.*, 44, <https://doi.org/10.1029/2008WR006848>, 2008.
- 590 Gleeson, T., Moosdorf, N., Hartmann, J., and van Beek, L. P. H.: A glimpse beneath earth's surface: GLobal HYdrogeology MaPS (GLHYMPS) of permeability and porosity, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3891–3898, <https://doi.org/10.1002/2014GL059856>, 2014.
- Gleeson, T., Wagener, T., Döll, P., Zipper, S. C., West, C., Wada, Y., Taylor, R., Scanlon, B., Rosolem, R., Rahman, S., Oshinlaja, N., Maxwell, R., Lo, M. H., Kim, H., Hill, M., Hartmann, A., Fogg, G., Famiglietti, J. S., Ducharme, A., De Graaf, I., Cuthbert, M., Condon, L., Bresciani, E., and Bierkens, M. F. P.: GMD perspective: The quest to improve the evaluation of groundwater representation in continental-to global-scale models, *Geosci. Model Dev.*, 14, 7545–7571, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7545-2021>, 2021.
- 595 Goderniaux, P., Davy, P., Bresciani, E., de Dreuzy, J. R., and Le Borgne, T.: Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments, *Water Resour. Res.*, 49, 2274–2286, <https://doi.org/10.1002/wrcr.20186>, 2013.
- Godsey, S. E. and Kirchner, J. W.: Dynamic, discontinuous stream networks: Hydrologically driven variations in active drainage density, flowing channels and stream order, *Hydrol. Process.*, 28, 5791–5803, <https://doi.org/10.1002/hyp.10310>, 2014.
- 600 Grayson, R. B. and Blöschl, G.: *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*, Cambridge, UK, 404 pp., 2000.
- 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, <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1111-9>, 2019.
- 605 Güntner, A., Seibert, J., and Uhlenbrook, S.: Modeling spatial patterns of saturated areas: An evaluation of different terrain indices, *Water Resour. Res.*, 40, 1–19, <https://doi.org/10.1029/2003WR002864>, 2004.
- Haitjema, H. M. and Mitchell-Bruker, S.: Are water tables a subdued replica of the topography?, *Ground Water*, 43, 781–786, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x>, 2005.
- Harbaugh, A. W.: MODFLOW-2005: the U.S. Geological Survey modular ground-water model--the ground-water flow process, *Techniques and Methods*, 610 <https://doi.org/10.3133/tm6A16>, 2005.
- Hartmann, J. and Moosdorf, N.: The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 13, 1–37, <https://doi.org/10.1029/2012GC004370>, 2012.
- Hawker, L., Uhe, P., Paulo, L., Sosa, J., Savage, J., Sampson, C., and Neal, J.: A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed, *Environ. Res. Lett.*, 17, 024016, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac4d4f>, 2022.
- 615 Hengl, T., De Jesus, J. M., Heuvelink, G. B. M., Gonzalez, M. R., Kilibarda, M., Blagotić, A., Shangguan, W., Wright, M. N., Geng, X., Bauer-Marschallinger, B., Guevara, M. A., Vargas, R., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Leenaars, J. G. B., Ribeiro, E., Wheeler, I., Mantel, S., and Kempen, B.: SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning, 1–40 pp., <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748>, 2017.
- Holman, I. P., Allen, D. M., Cuthbert, M. O., and Goderniaux, P.: Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater, *Hydrogeol. J.*, 20, 1–4, <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0805-3>, 2012.
- 620 Hrachowitz, M., Savenije, H. H. G., Blöschl, G., McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Pomeroy, J. W., Arheimer, B., Blume, T., Clark, M. P., Ehret, U., Fenicia, F., Freer, J. E., Gelfan, A., Gupta, H. V., Hughes, D. A., Hut, R. W., Montanari, A., Pande, S., Tetzlaff, D., Troch, P. A., Uhlenbrook, S., Wagener, T., Winsemius, H. C., Woods, R. A., Zehe, E., and Cudennec, C.: A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)-a review, *Hydrol. Sci. J.*, 58, 1198–1255, <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.803183>, 2013.
- 625 Hsieh, P. A., Bredehoeft, J. D., and Farr, J. M.: Determination of aquifer transmissivity from Earth tide analysis, *Water Resour. Res.*, 23, 1824–1832, <https://doi.org/10.1029/WR023i010p01824>, 1987.
- Huscroft, J., Gleeson, T., Hartmann, J., and Börker, J.: Compiling and Mapping Global Permeability of the Unconsolidated and Consolidated Earth: GLobal HYdrogeology MaPS 2.0 (GLHYMPS 2.0), *Geophys. Res. Lett.*, 45, 1897–1904, <https://doi.org/10.1002/2017GL075860>, 2018.
- IGN: Le modèle numérique de terrain (MNT) maillé qui décrit le relief du territoire français à moyenne échelle BD ALTI® version 2021, *Information Géographique sur l'Eau et Institut National de l'Information Géographique et Forestière*, 2021.
- 630 IGN and OFB: Jeu de données des cours d'eau de France métropolitaine BD TOPAGE® version 2019, *Office Français de la Biodiversité (OFB) - Information Géographique sur l'Eau et Institut National de l'Information Géographique et Forestière*, 2019.
- Jefferson, A., Grant, G. E., Lewis, S. L., and Lancaster, S. T.: Coevolution of hydrology and topography on a basalt landscape in the Oregon Cascade Range, USA, *Earth Surf. Process. Landforms*, 35, 803–816, <https://doi.org/10.1002/esp.1976>, 2010.
- 635 Jiménez-Martínez, J., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Davy, P., Russian, A., and Bour, O.: Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers: Insights from a frequency domain analysis, *Water Resour. Res.*, 49, 3007–3023, <https://doi.org/10.1002/wrcr.20260>, 2013.
- Kolbe, T., Marçais, J., Thomas, Z., Abbott, B. W., de Dreuzy, J.-R., Rousseau-Gueutin, P., Aquilina, L., Labasque, T., and Pinay, G.: Coupling 3D groundwater

- modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer, *J. Hydrol.*, 543, 31–46, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.020>, 2016.
- Kuang, X. and Jiao, J. J.: An integrated permeability-depth model for Earth's crust, 2, 7539–7545, <https://doi.org/10.1002/2014GL061999>. Received, 2014.
- 640 Laurent, A., Le Cozannet, G., Couëffé, R., Schroetter, J.-M., Croiset, N., and Lions, J.: Vulnérabilité des aquifères côtiers face aux intrusions salines en Normandie occidentale, *Rapp. Final BRGM/RP-66052-FR*, 189, 2017.
- Lehner, B. and Grill, G.: Global river hydrography and network routing: Baseline data and new approaches to study the world's large river systems, *Hydrol. Process.*, 27, 2171–2186, <https://doi.org/10.1002/hyp.9740>, 2013.
- Lehner, B., Verdin, K., and Jarvis, A.: HydroSHEDS Technical Documentation Version 1.2, *EOS Trans.*, 89, 26, 2013.
- 645 Leibowitz, S. G., Wigington, P. J., Schofield, K. A., Alexander, L. C., Vanderhoof, M. K., and Golden, H. E.: Connectivity of Streams and Wetlands to Downstream Waters: An Integrated Systems Framework, *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 54, 298–322, <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12631>, 2018.
- Leray, S., de Dreuzy, J. R., Bour, O., Labasque, T., and Aquilina, L.: Contribution of age data to the characterization of complex aquifers, *J. Hydrol.*, 464–465, 54–68, <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2012.06.052>, 2012.
- 650 Levizzani, V. and Cattani, E.: Satellite Remote Sensing of Precipitation and the Terrestrial Water Cycle in a Changing Climate, *Remote Sens.*, 11, <https://doi.org/10.3390/rs11192301>, 2019.
- Lindsay, J. B.: Whitebox GAT: A case study in geomorphometric analysis, *Comput. Geosci.*, 95, 75–84, <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.003>, 2016.
- Linke, S., Lehner, B., Ouellet Dallaire, C., Ariwi, J., Grill, G., Anand, M., Beames, P., Burchard-Levine, V., Maxwell, S., Moidu, H., Tan, F., and Thieme, M.: Global hydro-environmental sub-basin and river reach characteristics at high spatial resolution, *Sci. Data*, 6, 1–16, <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0300-6>, 2019.
- 655 Litwin, D. G., Tucker, G. E., Barnhart, K. R., and Harman, C. J.: Groundwater Affects the Geomorphic and Hydrologic Properties of Coevolved Landscapes, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 127, 1–36, <https://doi.org/10.1029/2021JF006239>, 2022.
- Lovill, S. M., Hahm, W. J., and Dietrich, W. E.: Drainage from the critical zone: lithologic controls on the persistence and spatial extent of wetted channels during the summer dry season, <https://doi.org/10.1029/Water>, 2018.
- Luijendijk, E.: Transmissivity and groundwater flow exert a strong influence on drainage density, 1–32, 2021.
- 660 Luo, W. and Stepinski, T.: Identification of geologic contrasts from landscape dissection pattern: An application to the Cascade Range, Oregon, USA, 99, 90–98, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.014>, 2008.
- Luo, W., Grudzinski, B. P., and Pederson, D.: Estimating hydraulic conductivity from drainage patterns—a case study in the Oregon Cascades, *Geology*, 38, 335–338, <https://doi.org/10.1130/G30816.1>, 2010.
- 665 Luo, W., Jasiewicz, J., Stepinski, T., Wang, J., Xu, C., and Cang, X.: Spatial association between dissection density and environmental factors over the entire conterminous United States, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 692–700, <https://doi.org/10.1002/2015GL066941>, 2016.
- Marçais, J. and de Dreuzy, J. R.: Prospective Interest of Deep Learning for Hydrological Inference, 55, 688–692, <https://doi.org/10.1111/gwat.12557>, 2017.
- Mardhel, V., Pinson, S., and Allier, D.: Description of an indirect method (IDPR) to determine spatial distribution of infiltration and runoff and its hydrogeological applications to the French territory, *J. Hydrol.*, 592, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125609>, 2021.
- 670 Mendoza, G. F., Steenhuis, T. S., Walter, M. T., and Parlange, J. Y.: Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis, *J. Hydrol.*, 279, 57–69, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00174-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00174-4), 2003.
- Merot, P., Squvidant, H., Arousseau, P., Hefting, M., Burt, T., Maitre, V., Kruk, M., Butturini, A., Thenail, C., and Viaud, V.: Testing a climato-topographic index for predicting wetlands distribution along an European climate gradient, *Ecol. Modell.*, 163, 51–71, [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(02\)00387-3](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(02)00387-3), 2003.
- 675 Messenger, M. L., Lehner, B., Cockburn, C., Lamouroux, N., Pella, H., Snelder, T., Tockner, K., Trautmann, T., Watt, C., and Detry, T.: Global prevalence of non-perennial rivers and streams, *Nature*, 594, 391–397, <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03565-5>, 2021.
- Le Moigne, P., Besson, F., Martin, E., Boé, J., Decharme, B., Etchevers, P., Faroux, S., Habets, F., Lafaysse, M., Leroux, D., and Rousset-Regimbeau, F.: The Latest Improvements in SURFEX v8.0 of the Safran-Isba-Modcou Hydrometeorological Model over France, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, 1–32, <https://doi.org/10.5194/gmd-2020-31>, 2020.
- 680 Le Moine, N.: Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?, 348, 2008.
- Mougin, B., Allier, D., Blanchin, R., Carn, A., Courtois, N., Gateau, C., and Putot, E.: SILURES Bretagne (Système d'Information pour la Localisation et l'Utilisation des Ressources en Eaux Souterraines), 2008.
- Niswonger, R. G., Panday, S., and Ibaraki, M.: MODFLOW-NWT, A Newton Formulation for MODFLOW-2005, *U.S. Geol. Surv. Tech. Methods*, 6, 0–44,

- 2011.
- 685 Noilhan, J. and Mahfouf, J. F.: The ISBA land surface parameterisation scheme, *Glob. Planet. Change*, 13, 145–159, [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00043-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00043-7), 1996.
- Pasquet, S., Marçais, J., Hayes, J. L., Sak, P. B., Ma, L., and Gaillardet, J.: Catchment-scale architecture of the deep critical zone revealed by seismic imaging, *Geophys. Res. Lett.*, 1–13, <https://doi.org/10.1029/2022gl098433>, 2022.
- 690 Pederson, D. T.: Stream Piracy Revisited: A Groundwater-Sapping Solution, *GSA Today*, [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:SPRAGS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:SPRAGS>2.0.CO;2), 2001.
- Pelletier, J. D., Broxton, P. D., Hazenberg, P., Zeng, X., Troch, P. A., Niu, G. Y., Williams, Z., Brunke, M. A., and Gochis, D.: A gridded global data set of soil, intact regolith, and sedimentary deposit thicknesses for regional and global land surface modeling, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 8, 41–65, <https://doi.org/10.1002/2015MS000526>, 2016.
- 695 Prancevic, J. P. and Kirchner, J. W.: Topographic Controls on the Extension and Retraction of Flowing Streams, *Geophys. Res. Lett.*, 46, 2084–2092, <https://doi.org/10.1029/2018GL081799>, 2019.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S.: Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 47, 92–107, <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>, 2008.
- 700 Ranjram, M., Gleeson, T., and Luijendijk, E.: Is the permeability of crystalline rock in the shallow crust related to depth, lithology or tectonic setting?, 15, 106–119, <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/gfl.12098>, 2015.
- Rapinel, S., Panhelleux, L., Gayet, G., Vanacker, R., Lemerrier, B., Laroche, B., Chambaud, F., Guelmami, A., and Hubert-Moy, L.: National wetland mapping using remote-sensing-derived environmental variables, archive field data, and artificial intelligence, 9, 1–17, <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2023.e13482>, 2023.
- 705 Refsgaard, J. C., Hojberg, A. L., Moller, I., Hansen, M., and Sondergaard, V.: Groundwater modeling in integrated water resources management--visions for 2020, *Ground Water*, 48, 633–648, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00634.x>, 2010.
- Reichstein, M., Camps-Valls, G., Stevens, B., Jung, M., Denzler, J., Carvalhais, N., and Prabhat: Deep learning and process understanding for data-driven Earth system science, *Nature*, 566, 195–204, 2019.
- Renard, P.: The future of hydraulic tests, *Hydrogeol. J.*, 13, 259–262, <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0406-5>, 2005.
- 710 Roques, C., Aquilina, L., Bour, O., Maréchal, J. C., Dewandel, B., Pauwels, H., Labasque, T., Vergnaud-Ayraud, V., and Hochreutener, R.: Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer, *J. Hydrol.*, 519, 3110–3128, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.052>, 2014.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., and Dewandel, B.: High-yielding aquifers in crystalline basement: insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France, *Hydrogeol. J.*, 24, 2157–2170, <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1451-6>, 2016.
- Rotzoll, K. and El-Kadi, A. I.: Estimating hydraulic properties of coastal aquifers using wave setup, *J. Hydrol.*, 353, 201–213, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.02.005>, 2008.
- 715 Schilling, O. S., Cook, P. G., and Brunner, P.: Beyond Classical Observations in Hydrogeology: The Advantages of Including Exchange Flux, Temperature, Tracer Concentration, Residence Time, and Soil Moisture Observations in Groundwater Model Calibration, *Rev. Geophys.*, 57, 146–182, <https://doi.org/10.1029/2018RG000619>, 2019.
- Schneider, A., Jost, A., Coulon, C., Silvestre, M., Théry, S., and Ducharme, A.: Global-scale river network extraction based on high-resolution topography and constrained by lithology, climate, slope, and observed drainage density, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 2773–2781, <https://doi.org/10.1002/2016GL071844>, 2017.
- 720 Schumm, S. A., Boyd, K. F., Wolff, C. G., and Spitz, W. J.: A ground-water sapping landscape in the Florida Panhandle, 12, 281–297, 1995.
- Shangguan, W., Hengl, T., Mendes de Jesus, J., Yuan, H., and Dai, Y.: Mapping the global depth to bedrock for land surface modeling, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 9, 65–88, <https://doi.org/10.1002/2016MS000686>, 2017.
- 725 Sivapalan, M., Takeuchi, K., Franks, S. W., Gupta, V. K., Karambiri, H., Lakshmi, V., Liang, X., McDonnell, J. J., Mendiondo, E. M., O’Connell, P. E., Oki, T., Pomeroy, J. W., Schertzer, D., Uhlenbrook, S., and Zehe, E.: IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences, *Hydrol. Sci. J.*, 48, 857–880, <https://doi.org/10.1623/hysj.48.6.857.51421>, 2003.
- Sophocleous, M.: Interactions between groundwater and surface water: the state of the science, *Hydrogeol. J.*, 10, 52–67, <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>, 2002.
- 730 Stoll, S. and Weiler, M.: Explicit simulations of stream networks to guide hydrological modelling in ungauged basins, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1435–1448, <https://doi.org/10.5194/hess-14-1435-2010>, 2010.
- Strahler, A. N.: Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, Chow, V.T. *Handb. Appl. Hydrol.* McGraw-Hill, New York, 439–476, 1964.

- Tashie, A., Pavelsky, T. M., Band, L., and Topp, S.: Watershed-Scale Effective Hydraulic Properties of the Continental United States *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 1–18, <https://doi.org/10.1029/2020MS002440>, 2021.
- 735 Taylor, R. G., Scanlon, B., Doll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J. S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T. R., Chen, J. Y., Taniguchi, M., Bierkens, M. F. P., MacDonald, A., Fan, Y., Maxwell, R. M., Yechieli, Y., Gurdak, J. J., Allen, D. M., Shamsudduha, M., Hiscock, K., Yeh, P. J. F., Holman, I., and Treidel, H.: Ground water and climate change, *Nat. Clim. Chang.*, 3, 322–329, <https://doi.org/10.1038/nclimate1744>, 2013.
- 740 Tootchi, A., Jost, A., and Ducharme, A.: Multi-source global wetland maps combining surface water imagery and groundwater constraints, *Earth Syst. Sci. Data*, 11, 189–220, <https://doi.org/10.5194/essd-11-189-2019>, 2019.
- Troch, P. A., Berne, A., Bogaart, P., Harman, C., Hilberts, A. G. J., Lyon, S. W., Paniconi, C., Pauwels, V. R. N., Rupp, D. E., Selker, J. S., Teuling, A. J., Uijlenhoet, R., and Verhoest, N. E. C.: The importance of hydraulic groundwater theory in catchment hydrology: The legacy of Wilfried Brutsaert and Jean-Yves Parlange, *Water Resour. Res.*, 49, 5099–5116, <https://doi.org/10.1002/wrcr.20407>, 2013.
- 745 Vannier, O., Braud, I., and Anquetin, S.: Regional estimation of catchment-scale soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models, *Hydrol. Process.*, 28, 6276–6291, <https://doi.org/10.1002/hyp.10101>, 2014.
- Vautier, C., Abhervé, R., Labasque, T., Laverman, A. M., Guillou, A., Chatton, E., Dupont, P., Aquilina, L., and de Dreuzy, J.-R.: Mapping gas exchanges in headwater streams with membrane inlet mass spectrometry, *J. Hydrol.*, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124398>, 2019.
- Vergnes, J.-P., Roux, N., Habets, F., Ackerer, P., Amraoui, N., Besson, F., Caballero, Y., Courtois, Q., de Dreuzy, J.-R., Etchevers, P., Gallois, N., Leroux, D. J., Longuevergne, L., Le Moigne, P., Morel, T., Munier, S., Regimbeau, F., Thiéry, D., and Viennot, P.: The AquifR hydrometeorological modelling platform as a tool for improving groundwater resource monitoring over France: evaluation over a 60-year period, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24, 633–654, <https://doi.org/10.5194/hess-24-633-2020>, 2020.
- 750 Vergopolan, N., Chaney, N. W., Pan, M., Sheffield, J., Beck, H. E., Ferguson, C. R., Torres-Rojas, L., Sadri, S., and Wood, E. F.: SMAP-HydroBlocks, a 30-m satellite-based soil moisture dataset for the conterminous US, *Sci. Data*, 8, 1–11, <https://doi.org/10.1038/s41597-021-01050-2>, 2021.
- Vidal, J. P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyrou, J. M.: A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *Int. J. Climatol.*, 30, 1627–1644, <https://doi.org/10.1002/joc.2003>, 2010.
- 755 Vries, J. J. De: Dynamics of the interface between streams and groundwater systems in lowland areas, with reference to stream net evolution, *J. Hydrol.*, 1694, 1994.
- Wada, Y., van Beek, L. P. H., van Kempen, C. M., Reckman, J., Vasak, S., and Bierkens, M. F. P.: Global depletion of groundwater resources, *Geophys. Res. Lett.*, 37, <https://doi.org/10.1029/2010gl044571>, 2010.
- 760 Warix, S. R., Godsey, S. E., Lohse, K. A., and Hale, R. L.: Influence of groundwater and topography on stream drying in semi-arid headwater streams, *Hydrol. Process.*, 35, 1–18, <https://doi.org/10.1002/hyp.14185>, 2021.
- Weiler, M. and McDonnell, J.: Virtual experiments: A new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology, *J. Hydrol.*, 285, 3–18, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00271-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00271-3), 2004.
- 765 Whiting, J. A. and Godsey, S. E.: Discontinuous headwater stream networks with stable flowheads, Salmon River basin, Idaho, *Hydrol. Process.*, 30, 2305–2316, <https://doi.org/10.1002/hyp.10790>, 2016.
- Wigmosta, M. S. and Lettenmaier, P.: A comparison of simplified methods for routing topographically driven subsurface flow, *Water Resour.*, 35, 255–264, 1999.
- Winter, T. C.: Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems, *Hydrogeol. J.*, 7, 28–45, <https://doi.org/10.1007/s100400050178>, 1999.
- 770 Yamazaki, D., Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O’Loughlin, F., Neal, J. C., Sampson, C. C., Kanae, S., and Bates, P. D.: A high-accuracy map of global terrain elevations, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 5844–5853, <https://doi.org/10.1002/2017GL072874>, 2017.
- Yamazaki, D., Ikeshima, D., Sosa, J., Bates, P. D., Allen, G. H., and Pavelsky, T. M.: MERIT Hydro: A High-Resolution Global Hydrography Map Based on Latest Topography Dataset, *Water Resour. Res.*, 55, 5053–5073, <https://doi.org/10.1029/2019WR024873>, 2019.
- Yoshida, T. and Troch, P. A.: Coevolution of volcanic catchments in Japan, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 1133–1150, <https://doi.org/10.5194/hess-20-1133-2016>, 2016.
- 775 Zlotnik, V. A. and Zurbuchen, B. R.: Estimation of hydraulic conductivity from borehole flowmeter tests considering head losses, *J. Hydrol.*, 281, 115–128, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00204-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00204-X), 2003.

3.2.2 Travaux complémentaires de l'article

Plusieurs tests supplémentaires complètent les résultats de l'article précédent et ouvrent de nouvelles pistes de réflexion autour de la méthode déployée.

Les conductivités hydrauliques optimales estimées K_{optim} , effectives à l'échelle du bassin-versant, ont été comparées à la superficie du bassin-versant modélisé et à la densité de drainage. Les estimations de K_{optim} ne semblent pas dépendante de la taille du bassin-versant (Figure 3.3a). En revanche, une relation se dessine avec la densité de drainage du réseau de cours d'eau observé des bassins-versants étudiés (Figure 3.3b). Comme cité dans l'article, la méthode de calibration est sensible à la couche de cours d'eau observé. Un réseau de cours d'eau peu développé (bassins-versants à la lithologie de type « Limestone ») nécessite un niveau relativement bas de la nappe d'eau souterraine, favorisé par une conductivité hydraulique élevée. À l'inverse, pour les bassins-versants de type « Granite », la forte densité de drainage requiert une plus faible conductivité hydraulique. Ces liens étroits, entre densité de drainage et lithologies, ont beaucoup été décrits dans la littérature, depuis quelques décennies déjà (Day, 1980) et certaines études plus récentes, mettent spécifiquement en avant le rôle des propriétés hydrauliques et écoulement souterrains (Luijendijk, 2022) sur ces relations.

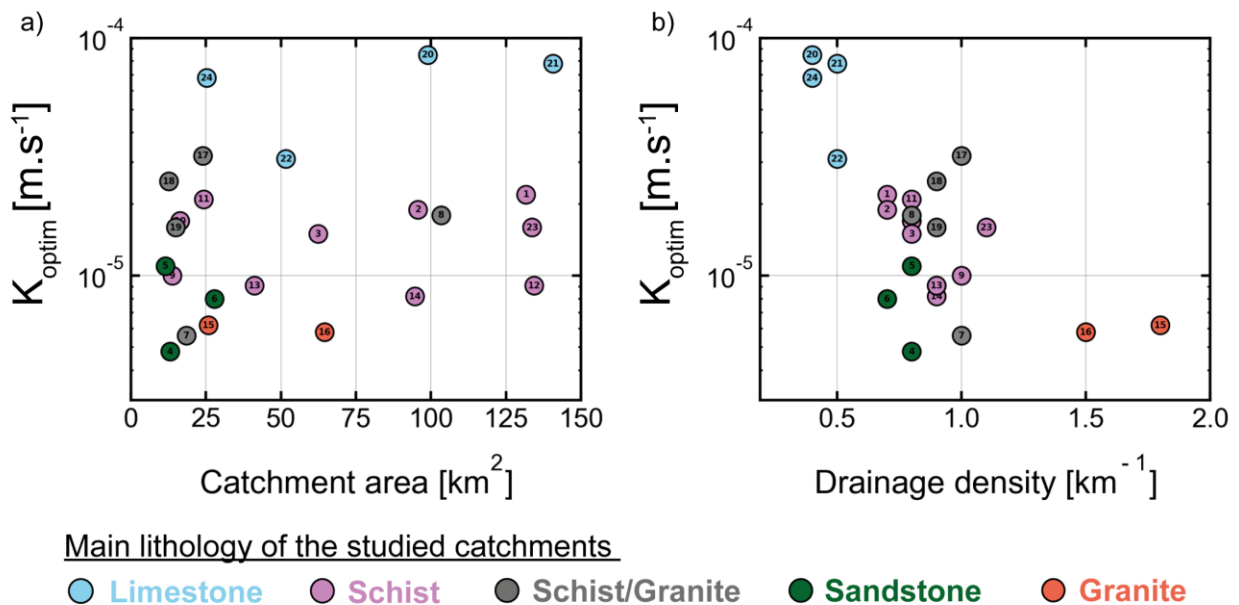


Figure 3.3. Relation entre la conductivité hydraulique estimée K_{optim} avec a) l'aire des bassins-versants et b) avec la densité de drainage du réseau de cours d'eau observé.

4 MODELISATION DE L'INTERMITTENCE DES COURS D'EAU : CONTRÔLES HYDROGÉOLOGIQUES ET PROJECTIONS

Le chapitre précédent met en avant la modélisation du réseau hydrographique en régime stationnaire. Toujours en se focalisant sur l'intersection de la nappe avec la topographie, ce prochain chapitre est axé sur la dynamique d'expansion/contraction du réseau hydrographique. Suite à un court état de l'art sur l'intermittence des cours d'eau en section 4.1, l'article de la section 4.2 décrit plus en détails les contrôles hydrogéologiques de l'intermittence en caractérisant le rôle des propriétés hydrauliques de la subsurface.

4.1 Préambule : pourquoi s'intéresser aux cours d'eau intermittents ?

4.1.1 Peu considérés malgré leur prévalence croissante

Bien que l'importance des cours d'eau permanents soit bien reconnue, la prévalence, l'importance et la valeur des cours d'eau non pérennes – qui cessent de couler périodiquement – ont tendance à être négligées, voire ignorées. Cela contribue alors à la dégradation de la principale source d'eau et de moyens de subsistance de millions de personnes ([Acuña et al., 2014](#)). Basée sur des méthodes statistiques avancées et de machine learning (« random forest »), la récente étude de [Messenger et al. \(2021\)](#) expose que plus de la moitié du linéaire des cours d'eau de la planète cesse de s'écouler au moins un jour par an. La [Figure 4.1](#) reprend la cartographie de la probabilité d'intermittence des cours d'eau produite par cette étude à l'échelle globale. Les cours d'eau non pérennes sont répertoriés sous tous les climats, tous les biomes, et sur tous les continents. La communauté des écohydrologues, experte de l'intermittence, insiste sur l'urgente nécessité de changer de paradigme, incluant l'intermittence du débit dans le modèle conceptuel des cours d'eau ([Allen et al., 2020](#); [Datry et al., 2014](#)).

La littérature autour du sujet l'intermittence des cours d'eau est vaste, recoupe de nombreux domaines et rassemble plusieurs communautés scientifiques. Certains chapitres de livres et revues littéraires synthétisent les connaissances sur les cours d'eau non pérennes : leur rôle majeur pour la biodiversité, les services écosystémiques services apportés, leur signification, et leur place dans le paysage, ou encore leur fonctionnement hydrologique. En voici une liste non-exhaustive : [Busch et al., 2020](#); [Costigan et al., 2017](#); [Leibowitz et al., 2018](#); [Magand et al., 2020](#); [McDonough et al., 2011](#); [Shanfield et al., 2021](#); [Wohl, 2017](#).

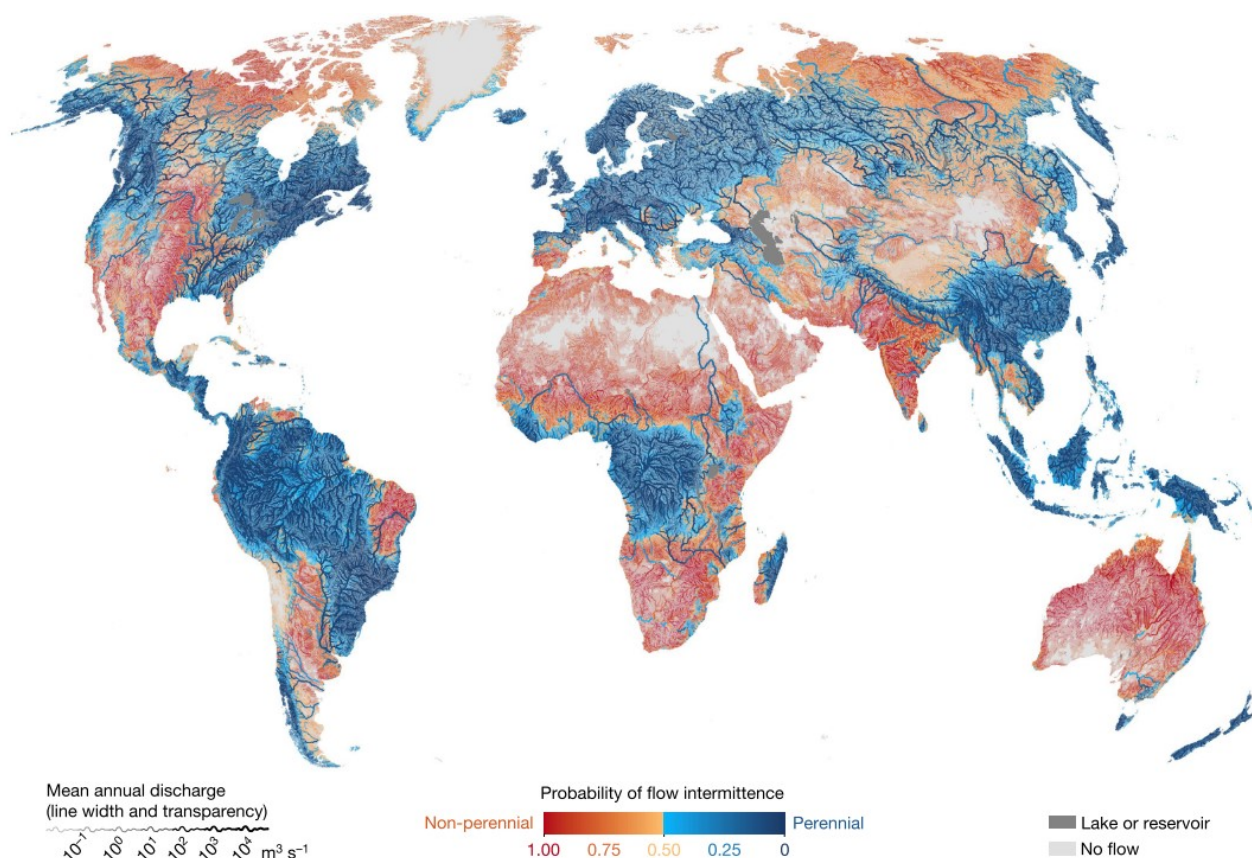


Figure 4.1. Distribution mondiale des cours d'eau non pérennes. L'intermittence est définie comme l'arrêt du débit pendant au moins un jour par an en moyenne. Le seuil de probabilité médian de 0,5 a été utilisé pour déterminer l'intermittence. Source : (Messenger et al., 2021).

4.1.2 Contrôles hydrologiques entre le souterrain et la surface

Au cours des dernières décennies, d'importants efforts de recherche sur les IRES (« Intermittent Rivers and Ephemeral Streams ») ont été initiés (Fovet et al., 2021). Plusieurs disciplines scientifiques s'intéressent à ces cours d'eau intermittents suite à l'implication d'une grande diversité de processus entrants en jeu : hydrologiques, hydrogéologiques, hydrauliques, écologiques et biogéochimiques. Afin d'identifier l'intermittence des cours d'eau, de nombreuses études s'appuient sur des observations et des mesures réalisées sur le terrain, à l'aide de méthodes de plus en plus performantes (Jensen et al., 2019; Zanetti et al., 2021). Elles permettent d'émettre des hypothèses sur les paramètres de contrôles et les processus à l'origine de l'expansion/contraction du réseau hydrographique. La Figure 4.2a représente les effets d'assèchements des différents tronçons d'un cours d'eau, à mesure que la nappe d'eau souterraine se déconnecte de la topographie. Plusieurs tronçons se retrouvent isolés, avec ou sans écoulements, et forment ainsi un réseau hydrographique discontinu. En règle générale, en ne considérant pas ici les impacts anthropiques directs (prélèvements par pompage ou transferts d'eau), la littérature mentionne 4 facteurs de contrôle principaux de l'intermittence : le climat, la géologie, la géomorphologie (dont la topographie) et l'occupation du sol (Figure 4.2b). C'est le cas d'un grand nombre d'études réalisées, sur de multiples

sites, et à différentes échelles (Costigan et al., 2016; Jencso & McGlynn, 2011; Prancevic & Kirchner, 2019). Certaines d'entre elles classent même les différents types d'intermittence selon de multiples caractéristiques environnementales, ou anthropiques, des bassins-versants (Hammond et al., 2021; Price et al., 2021; Sauquet et al., 2021). Bien que le climat joue un rôle important (Botter et al., 2021), le type de lithologie sur lequel reposent les cours d'eau observés est fréquemment identifié comme un facteur de contrôle majeur de l'intermittence (Lovill et al., 2018), notamment la perméabilité de l'aquifère (Belemtougri et al., 2021; van Meerveld et al., 2019). D'après les études de Zimmer & McGlynn (2017b, 2018) basées sur des observations, le réseau hydrographique intermittent, dépendant du débit de base, s'étend et se contracte selon le battement de nappe saisonnier.

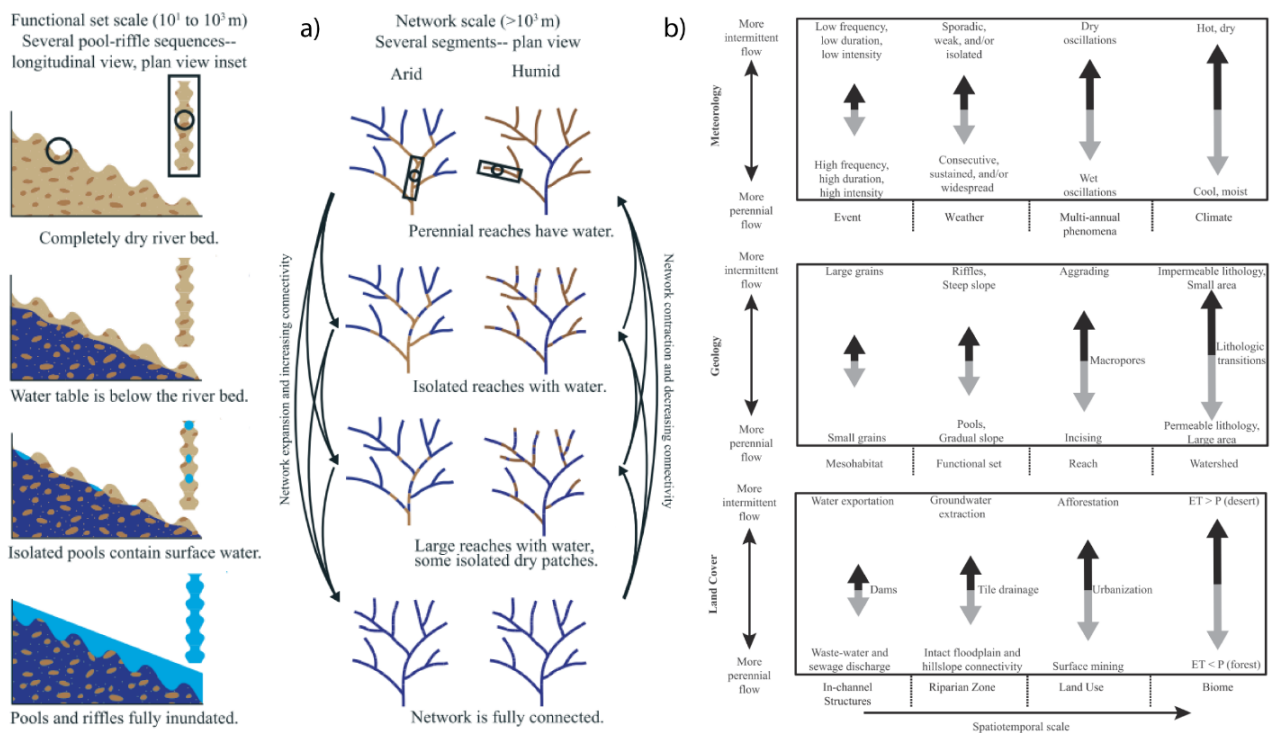


Figure 4.2. a) Schémas conceptuels de l'expansion/contraction du réseau hydrographique contrôlés par le niveau de la nappe, fonctionnement pour des régions plutôt aride et humide. b) Hiérarchie spatio-temporelle des caractéristiques météorologiques, géologiques et de la couverture terrestre qui contrôlent les régimes d'écoulement, plutôt intermittent ou permanent. Source : (Costigan et al., 2016).

4.1.3 Problématiques étroitement liées aux écosystèmes

Il est désormais bien reconnu que les rivières intermittentes et les cours d'eau éphémères (IRES) soutiennent une biodiversité et des services écosystémiques (Fovet et al., 2021). L'alternance de conditions sèches et humides est susceptible d'altérer les processus biogéochimiques des rivières et certaines communautés biotiques, tandis que d'autres, y sont adaptées (Datry et al., 2014). Ces IRES sont souvent qualifiés de « hotspots » de la biodiversité (Magand et al., 2020), et fournissent de multiples services écosystémiques en complétant ceux rendus par des rivières pérennes voisines (Datry et al., 2018). Cependant, historiquement négligées par rapport aux rivières et ruisseaux pérennes, les valeurs écologiques et sociales des cours d'eau temporaires ont longtemps été sous-

estimées, étant considérées comme des écosystèmes secondaires par rapport aux cours d'eau permanents. Ainsi, les cours d'eau temporaires se dégradent à un rythme alarmant, en raison de l'altération hydromorphologique et de l'évacuation des eaux usées, entre autres facteurs de stress. Leur état est aussi aggravé par le changement climatique (Acuña et al., 2017) et cette dégradation peut-être accentuée par une baisse de disponibilité des eaux souterraines Figure 4.3b. En effet, les changements climatiques couplés aux activités anthropiques modifient les écoulements souterrains et le niveau des nappes. L'augmentation des déconnexions de la nappe avec les cours d'eau (Figure 4.3a2), en fréquence et amplitude, impacte directement les écosystèmes de surface dépendants des eaux souterraines, non préparés pour ces conditions nouvelles (Kløve et al., 2014).

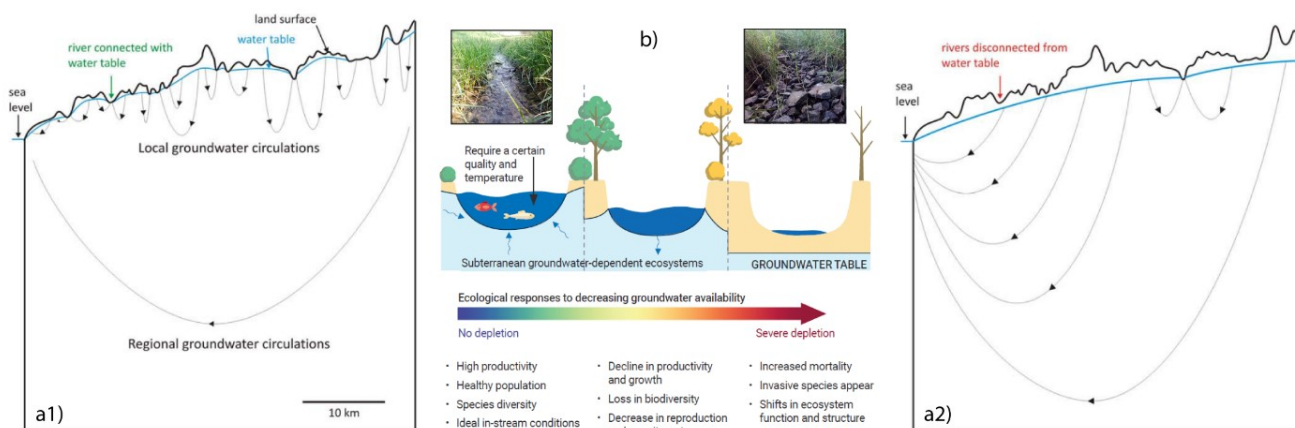


Figure 4.3. Modèle conceptuel de la circulation des eaux souterraines profondes sous (a1) des taux de recharge élevés et (a2) des taux de recharge faibles. Source : (Goderniaux et al., 2013). b) Réponses écologiques aux diminutions de la disponibilité des eaux souterraines dans les systèmes de végétation terrestre et d'eaux de surface interconnectées. Modifié d'après : (Rohde et al., 2017; United Nations, 2022).

4.1.4 Vers la projection future de l'assèchement des cours d'eau

Certaines approches ont été développées pour représenter spatialement la probabilité d'intermittence des cours d'eau à partir de méthodes statistiques (Jensen et al., 2017; Snelder et al., 2013), empiriques (Jaeger et al., 2019; Senatore et al., 2021), ou encore des modèles mécanistes à complexité réduite (Ward et al., 2018). Cependant, ces approches affichent quelques limites pour déconvoluer le rôle des différents paramètres entrant en jeu dans les processus, comme par exemple, l'identification des propriétés hydrauliques de la subsurface. Pour pallier ce manque, il est recommandé de développer des modèles à base physique et distribués. Des études avec ce type d'approche ont été proposées à l'échelle de zones hyporhéiques de tronçons de cours d'eau (Frei et al., 2009; Wondzell et al., 2009). Toutefois, ce type de modélisation a été peu exploitée pour simuler les processus hydro(géo)logiques à l'échelle du versant, et in fine, identifier les paramètres de contrôle principaux de l'intermittence de cours d'eau.

La projection de l'intermittence des cours d'eau dans le futur est un défi majeur identifié par la communauté hydrologique (Blöschl et al., 2019). La communauté alarme sur le fait que la partie intermittente des cours d'eau est susceptible d'augmenter dans le contexte des changements globaux (Fovet et al., 2021). Une expansion déjà perceptible dans de nombreuses régions du monde (Eng et al., 2016; Ward et al., 2020; Zipper et al., 2021), les cours d'eau intermittents peuvent être vu comme des sentinelles du changement climatique en cours. Certaines études s'appuient sur les méthodes listées précédemment pour prévoir ou projeter l'intermittence des cours d'eau dans des conditions climatiques futures, sur la base de scénarios d'émission de gaz à effet de serre (RCPs) (Jaeger et al., 2014; Pumo et al., 2016). À l'échelle de la France, les résultats du projet Explore 2070 (2012) annoncent une tendance à la diminution des débits dans le futur (Figure 4.4a), caractérisée par des étiages plus sévères et des assecs plus fréquents. Également, les études de Sauquet et al. (2021) projettent à l'avenir une probabilité accrue d'assèchement des cours d'eau de têtes de bassin-versant sur une majeure partie de la France (Figure 4.4b).

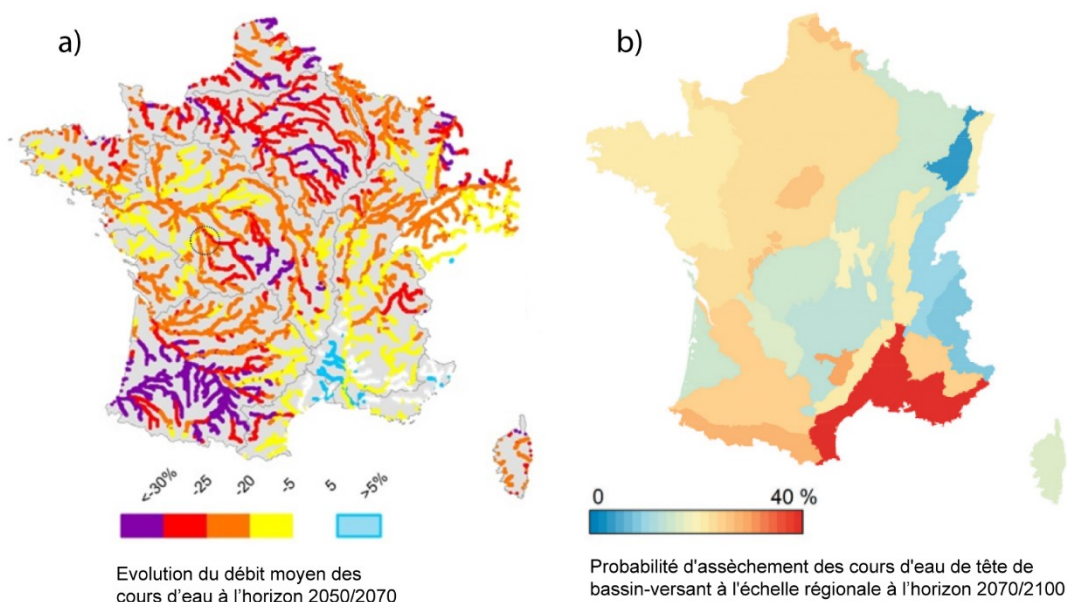


Figure 4.4. a) Evolution du débit moyen à l'échelle de la France à l'horizon 2050-2070, par rapport à la période de référence 1960-1990, issue des projections hydrologiques sur la base du scénario d'émission de gaz à effet de serre « A1B » (scénario comparable au RCP 6.0). Source : (Explore 2070, 2012). b) Moyennes à long terme de la probabilité d'assèchement des cours d'eau de juin à novembre pour l'horizon 2071-2100 calculées sur la base du scénario RCP8.5, pour différentes hydro-écorégions à l'échelle de la France. Source : (Sauquet et al., 2021).

4.2 Article : "Modeling hydrogeological controls on headwater stream intermittency in shallow basement aquifers"

4.2.1 Article en cours de préparation pour publication

L'article scientifique présenté ci-dessous est toujours en cours de rédaction au moment de l'édition du manuscrit de thèse et ne constitue pas une version finale prête pour la soumission envisagée dans le journal "Water Resources Research" (WRR). L'objectif principal de ce papier concerne la caractérisation des contrôles hydrogéologiques sur l'intermittence des cours d'eau à partir d'exercices de modélisation hydrogéologique 3D. On s'intéresse spécifiquement au rôle des propriétés hydrauliques de l'aquifère (capacité de stockage et transmissivité) sur la dynamique d'expansion/contraction du réseau hydrographique.

Modeling hydrogeological controls on headwater stream intermittency in shallow basement aquifers

Ronan Abhervé¹, Clément Roques^{1,2}, Laurent Longuevergne¹, Jean-Raynald de Dreuzy¹, Luc Aquilina¹

5 ¹Univ Rennes, CNRS, Geosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France

²Centre for Hydrology and Geothermics (CHYN), Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Switzerland

Correspondence to: Ronan Abhervé (ronan.abherve@univ-rennes1.fr, ronan.abherve@gmail.com)

10 *Draft version*

Highlightss

- Using a 3D process-based groundwater flow model forced by a land surface model to simulate the spatiotemporal expansion/contraction of the hydrographic network.
- 15 • Sensitivity analysis of hydraulic properties on the hysteretic relationships between groundwater recharge-storage-discharge and the persistence of the stream network
- Validation of a hydrogeological model using cartographic and observational data on stream intermittency.
- Inferring key hydrogeologic controls on flow disconnection for headwater streams.

20

1 Introduction

Burgeoning research on intermittent river ecology (Fovet et al., 2021) has documented the importance of the climatic, topographic, and lithologic components (Costigan et al., 2016) of these ecosystems on structuring ecological communities (Datry et al., 2014). Nevertheless, the mechanisms controlling flow permanence, and intermittence, remain poorly understood (Zimmer & McGlynn, 2017b) - it's a hydrological community challenge (Blöschl et al., 2019). However, a recent study as shown that at least half of the world's rivers are intermittent (Messenger et al., 2021). Moreover, the extending length of dry periods in the future will increase the proportion of intermittent streams (Jaeger et al., 2014), already observed in certain regions (Ward et al., 2020)

The new methods of characterization allow to observe a great spatiotemporal variability on the intermittent streams (Jensen et al., 2019). Instrumentation networks capturing the intermittency (Datry et al., 2021) offer new and accurate information to improve understanding of the hydrological functioning of temporary streams (van Meerveld et al., 2017). Many studies (Shanafield et al., 2021) rely on this multiple observed data in streams (e.g., streamflow), at different spatial and temporal scales (Allen et al., 2020), in order to identify and understand the key factors of intermittency (Hammond et al., 2021).

Climate obviously plays an important role in stream intermittency, primarily with precipitation (Botter et al., 2021). Specifically in arid region, intermittent is generated from hydrologic processes by upstream streamflow generation that outpaces downstream (as flash flood or streamflow mainly generated from overland flow of direct channel interception of precipitation) (Zimmermann et al., 2014). Nevertheless, in humid region, and especially in shallow basement aquifer areas (Warix et al., 2021), the stream intermittency is principally generated by fluctuating watertable (Kløve et al., 2011). In this sense, according to Busch et al. (2020), an intermittent stream is by definition a stream fed by groundwater for part of the year. Main subsurface input, the recharge that reaches the aquifer depends on the amount of evapotranspiration, depending on climatic conditions, land use and subsurface lithology. This lithology determines the hydraulic properties of the aquifer, which control groundwater flow, as well as the topography and geometry of the aquifer (Haitjema & Mitchell-Bruker, 2005). Springs and seepage zones at the origin of streams are mainly encountered along fractures, faults or topographic depressions, often related to the geological history (Chilton & Foster, 1995). Thus, it is consistent that some studies have identified lithology as a major controlling factor of intermittency (Lovill et al., 2018). In particular, some studies have highlighted the role of aquifer permeability (Belemtougri et al., 2021) or its storage capacity (Zimmer & McGlynn, 2017a). Generally based on observations, the literature identifies that the aquifer mediates (notion of time lag) the way water moves to generate the surface hydrographic network. There are some assumptions : groundwater flowpaths are dependent of the catchment shape and the slope (van Meerveld et al., 2019), insufficient storage reduced flow permanence (Smakhtin, 2001), permeable lithology facilitates rapid expansion/contraction (Prancevic & Kirchner, 2019). Nevertheless, these data are difficult to access and do not provide a clear understanding of the mechanisms between the subsurface and the surface.

In this context, there is a growing need to model processes in order to better understand the parameters controlling intermittency. Few studies modeling stream intermittency from different methods: statistical or machine learning methods (e.g., logistic regression, random-forest) (Jensen et al., 2018; Snelder et al., 2013), empirical upscaling (e.g., GIS raster-based) (Jaeger et al., 2019; Senatore et al., 2021), and reduced-complexity modeling (e.g., TOPMODEL) (Ward et al., 2018; Williamson et al., 2015). These methodologies are interesting but do not allow to represent the processes in a dynamic way. The process-based and distributed models used to simulate stream intermittency (Querner et al., 2016) are often limited to stream sections or the hyporheic zone (Frei et al., 2009; Wondzell et al., 2009). As suggested by Zimmer and McGlynn (2017a), process-based research is needed to better understand the temporal and spatial dynamics of groundwater contributions to the intermittent hydrographic network through fluctuating hydrogeologic controls.

In this work, we propose the:

- Modeling of the stream network intermittency from a process-based and distributed groundwater flow model 3D driven by land surface model.
- Sensitivity analysis of the hydraulic properties of the aquifer on the recharge-storage-seepage relationships and the spatio-temporal stream expansion/contraction
- Validation of the groundwater flow model for 2 sites using exclusively surface hydrological data including stream intermittence observations.
- Inferring hydrogeological controls on stream intermittency.

2 Materials and methods

2.1 Study sites

We focus on two catchments the “Canut” (25 km²) and the “Nançon” (57 km²) located in the eastern part of Brittany region, in northwest of France (Figure 1). These catchments are respectively limited to the headwaters at the upstream part of the “Le Canut” and “Le Couesnon” rivers. The Strahler order (Strahler, 1964) of the main stream of both catchments not exceeding 3. These catchments are subject to research activities on the quality and quantity of water for its importance in supplying drinking water to the nearby cities.

Their climate temperate oceanic are roughly similar with an average annual temperature of 11°C and precipitation of 800 mm/year for the period 1960 to 2020 from the meteorological reanalysis SAFRAN (Vidal et al., 2010) (description of data source in section 2.2). For this period, the average recharge simulated by the land model SURFEX (Le Moigne et al., 2020) forced by SAFRAN (description of data source in section 2.2) is about 260 and 340 mm y⁻¹ for the “Canut” and the “Nançon” respectively. Thus, on average, 500 mm y⁻¹ of the precipitations returns to the atmosphere through evapotranspiration and 100 mm y⁻¹ flows directly to the rivers due to excessive infiltration capacity. The Köppen-Geiger classification (Peel et al., 2007)

classifies the climate of the study zone as Cfb (temperate with warm summer without dry season) for the period 1960 to 1990. Nevertheless the climate tends in recent decades towards a Csb climate (temperate with warm and dry summer) (Dubreuil, 2022).

85 Using the CORINE Land Cover data 2018 (CLC2018) (European Environment Agency, 2018) (for more detailed to <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover>), for both catchments the land use is covered by approximately 78% of agricultural land, 20% of semi-natural and forest environment for 2% of artificial land. Both catchments have relatively similar morphologies with a minimum to maximum variation of the topography about 100 m and typical average slopes of 3-4 % for the region (Crave & Davy, 1997; Lague et al., 2000).

90

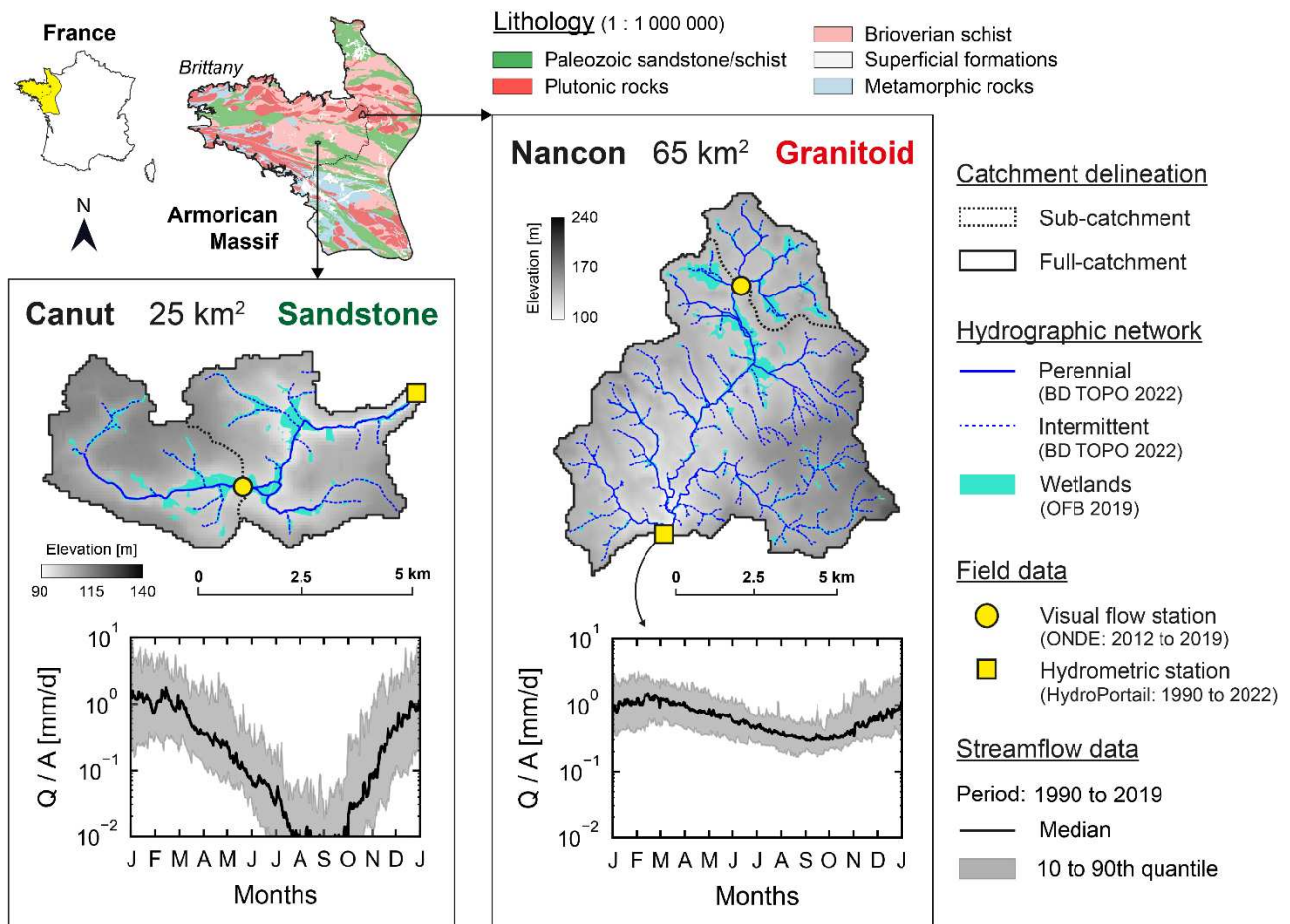


Figure 1. Location of the two studied catchments in northwestern France, more precisely in the eastern part of Brittany, with the geological map (scale 1:1 000 000) in the background. Zoom on the Canut and Nançon catchments showing in front of the topography the set of observation stations and the observed hydrological data used in this study.

The two catchments integrated into the basement or bedrock domain labelled Armorican Massif (Ballèvre et al., 2009) differ
 95 by their lithology. Nevertheless, the geology at 1:1 000 000 scale (BRGM, 1998) is homogeneous throughout the catchments.
 The Canut catchment is covered by sedimentary rocks (Paleozoic sandstone) and the Nançon catchment is composed of
 plutonic rocks. The hydraulic properties depend mainly on the lithology, but are also the result of a succession of secondary
 processes such as tectonic activity, weathering and erosion. (Clair et al., 2015; Litwin et al., 2022; Luijendijk, 2022; Riebe et
 al., 2017; Taylor & Howard, 2000), where the bedrock areas confers hydraulic properties relatively low (Freeze & Cherry,
 100 1979; Gleeson et al., 2014; Huscroft et al., 2018; Singhal & Gupta, 2010). In this context, the shallow groundwater aquifers
 allow groundwater storage and flow through a stratified system described from bottom to top by a cool, low-permeability
 basement (except for fractures), a transmissive fractured horizon and a capacitive saprolite layer. (Condon et al., 2020;
 Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2021; Roques et al., 2016).

2.2 Groundwater flow model parametrization

105 For both delimited catchments, the MODFLOW software suite is used to solve the unconfined groundwater flow equation
 under steady-state and transient conditions, using a three-dimensional finite difference approach (Harbaugh, 2005; Niswonger
 et al., 2011):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[h K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[h K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[h K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] = S_y \frac{\partial h}{\partial t} + W \quad (1)$$

110 where h [L] is the hydraulic head, K [$L T^{-1}$] is the hydraulic conductivity along the x , y , and z coordinate axes, W [$L T^{-1}$] is
 the volumetric flux per unit volume from the porous medium, S_y [L^{-1}] is the specific yield, the storage term for an unconfined
 aquifer, also known as the drainable porosity, and t [T] is time. The specific yield S_y is defined as the porosity θ [%] in this
 study.

We use the FloPy Python package (Bakker et al., 2016) to set and handle simulations at monthly time step. Geospatial
 processing is performed using the software WhiteBoxTools available in Python (Lindsay, 2016), labelled *WBT* in the
 following. All functions of *WBT* used are quoted in brackets in the following.

115 The topography of a DEM with a resolution of 75 x 75 m constitutes the upper limit of the model. This DEM initially available
 at the France scale is generated from photogrammetric restitution and provided by BD ALTI (IGN, 2021). In agreement with
 field observations in the region (Dewandel et al., 2012; Gburek & Folmar, 1999; Kolbe et al., 2016; Roques et al., 2016) and
 global database (Hengl et al., 2017; Shangguan et al., 2017), the thickness of the aquifer d [L] is set to a constant value of
 30 m representing typical depth of the interface between the weathered/fractured zone and the fresh bedrock. The model
 120 domain is discretized using the regular DEM mesh and with 6 vertical numerical layers. To reduce uncertainties linked to
 potential flow across topographic boundaries, a buffer zone is added to the topographical catchment boundaries, increasing the
 modelled domain area by 10 %. The discretization results in a total of about 10 000 elements for the Canut catchment 20 000
 for the Nançon. The hydraulic conductivity K and the porosity θ are assumed to be uniform and isotropic.

Input forcings for our modeling strategy come from the land surface model SURFEX (EXternalized SURFace) version 8.1
 125 developed by Météo-France (Le Moigne et al., 2020; Noilhan & Mahfouf, 1996) (for more detailed information, the reader is
 referred to <https://www.umr-cnrm.fr/surfex/>). SURFEX supplied by meteorological variables computes the energy and water
 fluxes at the interfaces between soil, vegetation, and atmosphere (Masson et al., 2003). Deep soil infiltration constitutes
 groundwater recharge flux, and a surface runoff can occur according to saturation excess or infiltration excess (Vergnes et al.,
 2020). SURFEX was driven by the SAFRAN meteorological reanalysis (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010),
 130 available over the French metropolitan area at an 8 x 8 km resolution, with a daily time step from 1 August 1958 to 31 July
 2020.

First, we extract groundwater recharge and surface runoff from SURFEX-SAFRAN at the scale of the two catchments. Second,
 the time step is converted to monthly in order to focus on interannual and seasonal fluctuations. Third, to ensure that the climate
 variability applied in our modeling approach is similar between the two catchments, the 2 time series are averaged into one.
 135 Fourth, to ensure consistency between inflow and outflow, the raw time series provided by SURFEX of the recharge R_{raw} and
 the runoff r_{raw} [$L T^{-1}$] are normalized considering the average streamflow measured at the outlet of the two respective
 catchments $\overline{Q_{obs}}$ [$L T^{-1}$].

$$R, r(t) = R_{raw}, r_{raw}(t) * f \quad \text{with} \quad f = \frac{\overline{Q_{obs}}}{\overline{R_{raw}} + \overline{r_{raw}}} \quad (2)$$

where R [$L T^{-1}$] and r [$L T^{-1}$] are respectively the normalized recharge and runoff, f [-] the normalization factor considering
 the raw average recharge $\overline{R_{raw}}$ [$L T^{-1}$] and runoff $\overline{r_{raw}}$ [$L T^{-1}$] provided by SURFEX, and t [T] the time.

140 Recharge values are uniform over the domain with the top boundary set in the MODFLOW model as a drain to simulate head-
 dependent inflows (recharge) and outflows (discharge) (Harbaugh, 2005). Recharge operates on each cell while the
 development of seepage areas and groundwater discharge only occur when the watertable intersect the topography. At each
 time step simulation, we trace the downslope flowpath (*WBT.TraceDownslopeFlowpaths*) from the pixels where the seepage
 zones are simulated by the groundwater flow model to the catchment outlet. The discontinuous pattern of seepage pixels is
 145 then converted into a continuous simulated hydrographic network.

2.3 Observed surface hydrological data

First, the most precise stream network available for France at scale of 1 : 10 000 is extracted from the national database BD
 TOPO updated in December 2022 (IGN, 2022). These data were compiled from historical photogrammetric reconstructions
 with a spatial accuracy of a few meters. As shown in the Figure 1, the downloaded vector file of stream segments (“Tronçons
 150 hydrographiques”, in French) provides information on the persistence of stream segments by classifying them as intermittent
 or perennial, i.e. filled and/or continuous-flow segments throughout the year. Note that the information classifying perennial
 or intermittent streams collected in the database is currently not very accurate and is under development (IGN and OFB, 2019).
 The local wetland inventory map is based on observations and field surveys validated by water development and management

plan authorities “Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE)” (available on this website: <https://sdage-sage.eau-loirebretagne.fr/home.html>). These layers have been rasterized at the grid resolution 75 m providing of the digital elevation model used for the groundwater flow model. For each of these layers, we calculate the observed water saturated surface density at the scale of the catchment scale as a percentage of saturation A_{obs} [%]. For the perennial stream network, the saturation $A_{obs\ peren}$ [%] reaches 3.2 % for the Canut catchment and 4.5 % for the Nançon catchment. For the complete stream network, including intermittent streams, $A_{obs\ comp}$ [%] reaches 8 % for the Canut catchment and 12.8 % for the Nançon catchment. Both catchments show 10 % of wetlands. Catchments studied do not have any reservoir or stream obstacle that would significantly alter the stream network.

The outlet of the studied catchments corresponds to a hydrometric stations where daily flow data are measured by the French environmental services, and available on the HydroPortail hydrometric network. (Leleu et al., 2014) (for more detailed information, the reader is referred to <https://hydro.eaufrance.fr/>). We focus on daily time series with the same period available for both catchments from January 1990 to December 2021. Over this period, the average specific discharge of the Canut is 0.73 mm d⁻¹ and 0.95 mm d⁻¹ for the Nançon catchment (Figure 1). For both catchments the average peak specific discharge is around 1 mm d⁻¹. However, the Canut show more pronounced low flows, with frequent no flow, compared to the Nançon with a minimum 10th quantile of 0.2 mm day⁻¹. These stations are designated as not significantly influenced by anthropogenic disturbances, e.g. presence upstream or downstream of the station of a structure or a watercourse having a significant hydrological influence on the station.

We used field observations from the Observatoire National Des Etiages (ONDE) network (Beaufort et al., 2019; Nowak & Durozoi, 2012) (for more detailed information, the reader is referred to <https://onde.eaufrance.fr/>). The French Office of Biodiversity (OFB) has set up this long-term monitoring network that records summer low water flows on headwater streams in order to anticipate and manage water crises during severe drought episodes. These stations are located mostly on headwater streams with a Strahler order lower than five. The station is located in the middle of the main stream for the Canut and at the upstream part for the Nançon (Figure 1). At these stations, the stream is inspected annually since 2012 (except 2013), by trained staff, from May through September, at least 4 out of 5 months, between the 23rd and 26th day of the month. For this work, we focus on the three flow states: “dry” – when the channel is entirely devoid of surface water – and “ponded” – when there is still water in the riverbed but without visible flow – while the other classes are assigned as “flow” state. This type of qualitative information data complements the flow measurements, but also provides complementary and more accurate information than the BD TOPO database on the intermittence of the hydrographic network. This type of data has been shown informative for hydrological model calibration (van Meerveld et al., 2017; Seibert & Vis, 2016), and this specific ONDE observations have already been used to calibrate models (Beaufort et al., 2018; Sauquet et al., 2021).

2.4 Model calibration approach

185 We calibrate the two hydrogeological models at the catchment scale from 3 types of observed data 1) the most precise stream network layer available, 2) the streamflow measured continuously at the catchment outlet by a hydrometric station, and 3) the stream intermittency information.

The calibration process is separated in four main steps:

- Estimate the effective hydraulic conductivity at the catchment scale from the hydrographic network

190 First, we use the surface stream network to estimate the hydraulic conductivity of the subsurface based on the method developed by Abhervé et al. (2022). Based on the steady-state groundwater flow model simulations by applying an average recharge (historical reanalysis) calculated from 1960 to 2019, the method optimizes K/R by minimizing the defined distances between the simulated groundwater seepage zones and an observed reference stream network. Thus, an optimal K value is estimated while specifying a calibration performance indicator. We apply two layers of observed reference stream network
195 available: the “perennial” and “complete”, including intermittent streams. For both catchments, two hydraulic conductivities are estimated K_{peren} and K_{comp} .

- Optimize parameters based on streamflow from an exploration of hydraulic conductivity and porosity

Then, we jointly explore 20 values of K and θ ranging from 10^{-8} to 10^{-2} m s⁻¹ and 0.1 to 10 % respectively, for a total of 400 simulations. The simulation period at monthly time step is from 1960 to 2019. For each of these simulations, the simulated
200 streamflow is compared to the measured streamflow at the outlet of the catchment over the period 1990 to 2019, where both time series are available. We use as the optimization criterion the most widely used performance measure in hydrological modeling (Gupta et al., 2009), the Nash Sutcliffe Efficiency (NSE) (Nash & Sutcliffe, 1970). In order to focus on the low flows part during the calibration process, the criterion is transformed into logarithm NSE_{log} . $NSE_{log} = 1$ indicates perfect correspondence between simulations and observations and the model efficiency can be considered as acceptable for the
205 threshold value $NSE_{log} > 0.65$ (Ritter & Muñoz-Carpena, 2013).

- Control the amplitude (minimum and maximum) water saturation of the simulated hydrographic network

Moreover, for each simulation of this parameter exploration, the simulated and the observed hydrographic networks are compared at the catchment scale over the period 1990 to 2019. For each time step, we calculate the simulated water saturated surface density at the scale of the catchment scale as a percentage of saturation A_{sim} [%]. Then we extract the minimal $A_{sim\ min}$
210 [%], the mean $A_{sim\ mean}$ [%], and the maximal $A_{sim\ max}$ [%] value. The difference of $A_{sim\ max}$ and $A_{sim\ min}$ normalized by the mean $A_{sim\ mean}$ informs on the expansion/contraction capacity of the stream network in relation to its average level. The comparison of these simulated values to the $A_{obs\ peren}$ and $A_{obs\ comp}$ allows to verify if a selected model simulates a consistent minimum (perennial) and maximum (complete) stream network over the entire simulated period.

- Validate the model based on visual observations of stream flow conditions at one point

215 Finally, we use the discrete observations of the ONDE network to validate the model. In our approach, we calculate the simulated water saturated surface density at the at the sub-catchment scale from the ONDE observation point as a percentage of saturation $A_{sim\ onde}$ [%]. Finally, we compare qualitatively the observed ONDE data and the upstream simulated saturation.

2.5 Quantifying hydro(geo)logical dynamics

220 According to Busch et al. (2020), “a non-perennial stream is defined as any lotic, freshwater system that periodically ceases to flow and/or is dry at some point in time and/or space. Specifically, an intermittent river or stream with a considerable connection to the groundwater table, having variable cycles of wetting and flow cessation, and with flow that is sustained longer than a single storm event. These waterways are hydrologically gaining the majority of the time when considering long term flow patterns”. In this work, we classified sections of the stream network as intermittent if they cease to flow at least one month (time step of simulations) per year, and as perennial otherwise.

225 A persistency index (P_i) is used to quantify the dynamics of the simulated stream network through spatial maps (Botter et al., 2021; Durighetto et al., 2020; Jensen et al., 2017). For each pixel $n_{(x,y)}$ of the catchment, the number of times a pixel is a part of the simulated stream network, divided by the total number of time steps of the simulated period N . Pixels with $P_i = 1$ are classified as perennial over the focus period, while pixels with $0 < P_i < 1$ are defined as intermittent, likely to be part of active streams. Finally, pixels with $P_i = 0$ are indicated as no flow, which means that these pixels are inactive
230 in all the focus period.

$$P_{i(x,y)} = \frac{\sum_{t=1}^N n_{(x,y)}}{N} \quad (3)$$

The capacity of aquifers to store or release water integrates the hydrogeological control factors of the system and can be characterized by the response time of the aquifer t_r . It can be understood as the time taken for a perturbation in the inputs (i.e., on the recharge) to propagate through the system and ultimately produce a perturbation in the output (i.e., on the discharge) (Harman, 2019). The physical processes underlying this aquifer response time are captured by the non-linear
235 storage-discharge relationship. Thus, it is deduced from the variations of the groundwater storage dS and the discharge dQ (Kirchner, 2009):

$$t_r = \frac{dS}{dQ} \quad (4)$$

3 Results and discussion

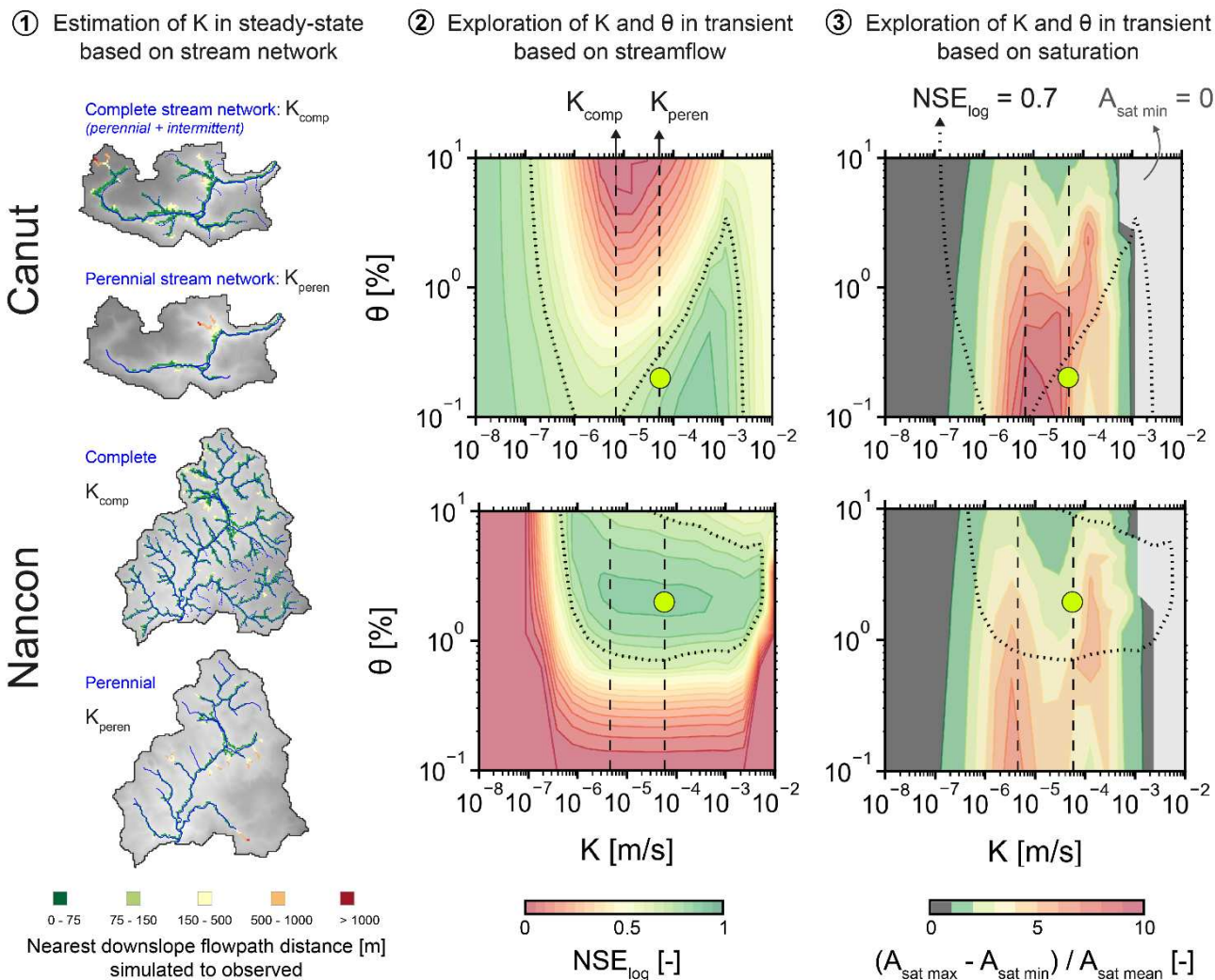
3.1 Sensitivity analysis and hydrogeological model calibration performance on surface information

240 First, we estimate the effective hydraulic conductivity at the catchment scale from the calibration method based on the stream network applied in steady state. Based on the perennial and complete stream networks defined by the BD TOPO database, the hydraulic conductivities K_{peren} and K_{comp} estimated are respectively 7.2×10^{-6} and 5.3×10^{-5} for the Canut catchment, and $6.1 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ and $5.8 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ for the Nançon catchment. As shown in the Figure 2a, the simulated stream network maps match correctly with the observed in both cases, the complete and the perennial stream network. The validation criteria of the calibration method based on the difference in distances between the observed and the simulated are respected (for more details see Abhervé et al. (2022)). The two hydraulic conductivities shown in Figures 2b and 2c represent the limits of the range not to be exceeded, i.e. K_{comp} the highest, and K_{peren} the lowest.

Second, Figure 2b displays the NSE_{log} calculated on the specific streamflow for the 400 simulated models from the K and θ parameter exploration. The streamflow allows to significantly constrain the model parameters since more than half of the cases are discarded by keeping only the cases where the $NSE_{log} > 0.65$ (green colors in the figure). The objective functions based on streamflow are very different for the two catchments. For the Canut catchment, the objective function obtained from the NSE_{log} is "U" shaped. On this criterion, the models with a hydraulic conductivity K lower than 10^{-7} m s^{-1} and around 10^{-3} m s^{-1} are acceptable whatever the applied porosity. However, the porosity must be very low ($< 1\%$) for K between 10^{-6} m s^{-1} and 10^{-4} m s^{-1} . For the Nançon catchment, the best simulated cases are for K ranging from about 10^{-6} m s^{-1} and 10^{-3} m s^{-1} , but only with porosity systematically higher than 1%.

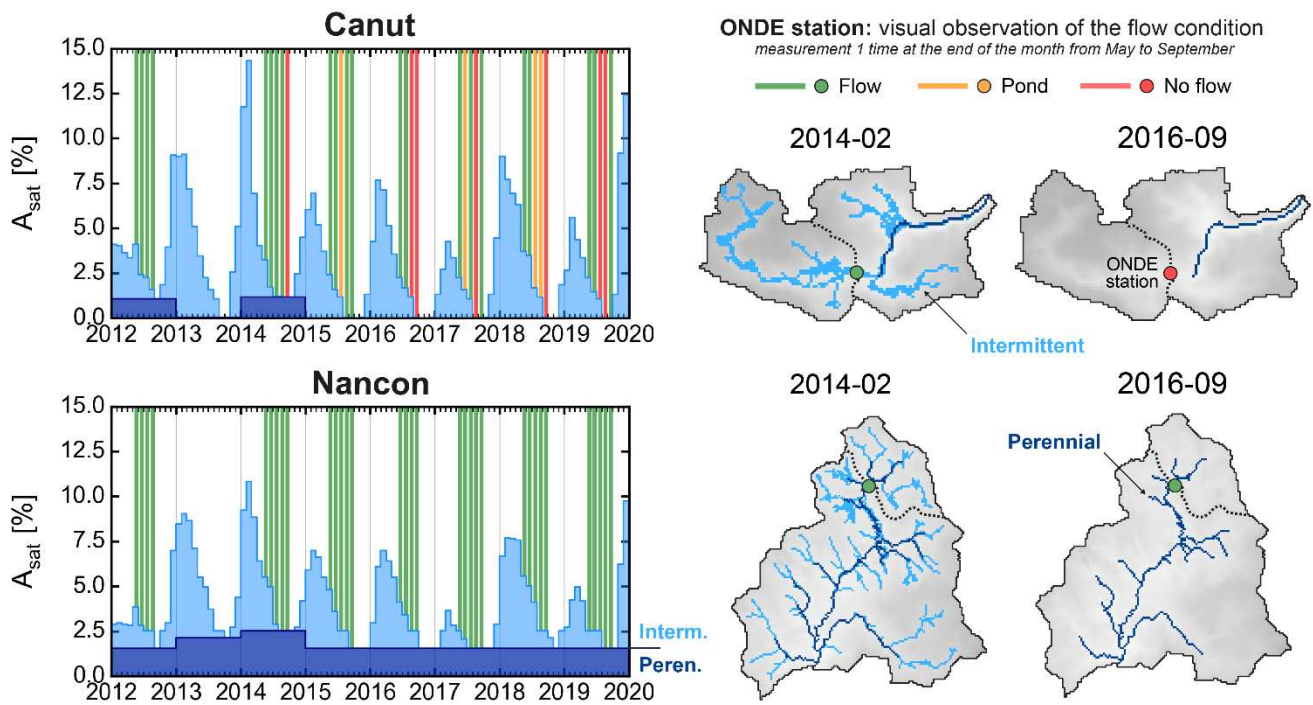
Third, we control the minimal, the mean, and the maximal water saturation simulated (Figure 2c). For both catchments, the maximal to minimal amplitude of water saturation exceed 20 % for K below $3 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ with any porosity. We discard cases with values of K simulating saturation higher than the maximum observed value with the complete stream network $A_{obs comp}$ [%], 8 % and 12.8 % for the Canut and Nançon catchment respectively. These results confirm that the value of K_{peren} is more suitable than K_{comp} , which is too low and leads to oversaturation of the catchment.

Combining the results obtained for streamflow and water saturation, we define a porosity of 0.1 % for the Canut and 2 % for the Nançon and we apply the same hydraulic conductivity of $5.5 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ to both catchments. This approach allows us to focus specifically on the storage capacity mainly controlled by the porosity. The NSE_{log} on streamflow are acceptable for both catchments reaching 0.66 for the Canut and 0.85 for the Nançon. Streamflow simulation results with these model parameters for the two catchments are shown in Appendix A. The proportion of the simulated hydrographic network in relation to the catchment area is separated into 2 categories: intermittent and perennial in the year. The perennial part reaches an average of 2.5 % for the Canut and 4 % for the Nançon, while the complete hydrographic network (perennial and intermittent) reaches an average of 5 % and 6 % respectively, without exceeding 17 % and 13 %. These simulation results are highly consistent with the observation proposed by the BD TOPO database used in this study as reference of the hydrographic network.



270 **Figure 2.** Exploration parameters of the model calibration for the Canut and Nançon catchments.

In Figure 1, we note that for the Canut catchment, 5 out of 7 years have at least one no flow observation since 2012. For the Nançon, the flow is perennial since 2012 (Figure 3a). The Nançon catchment, with a greater storage capacity, shows a more stable and buffered hydrological dynamic, than the Canut with a more reactive behavior (Figure 1). The water saturated area simulated at the upstream part of the ONDE station $A_{sat\ onde}$ support these observations. For the Canut catchment, at the sub-catchment from the ONDE station, no or a very small proportion of seepage areas are simulated during the low flow periods since 2012 (Figure 3b). Conversely, the flow is perennial upstream the ONDE station for the Nançon. The stream intermittency captured by the observations is well represented by the model simulating the progressive disconnection of the watertable, during the low water period, before reconnecting during high water (Figure 3b). These qualitative comparisons allow us to validate the developed models and to conclude that they are well able to simulate the stream intermittency.



280 **Figure 3.** a) Location of the two studied catchments, the Canut and the Nancon. b) Proportion of water saturated area simulated at sub-catchment scale : upstream of the ONDE station (discontinuous and continuous hydrographic network). In the background, the type of flow observed at the ONDE station (once a month from May to October since 2012, with one missing year in 2013). c) Mapping of the simulated stream network for February 2014 and in September 2016.

3.2 Mapping the stream network persistency through groundwater table fluctuation modeling

285 The simulations of groundwater flows in 3D allow to represent the stream intermittency at the catchment scale for the two models developed (Figure 4). An animated of the Figure 4 format is available for download on this GitHub link: <https://github.com/RonanAbherve/SharingFiles/>, named “Animated figure of the simulated stream intermittency.gif”. We simulate an amplitude of the watertable much more important for the Canut than the Nancon (Figure 4a). This results in a higher proportion of intermittence for the Canut catchment (Figure 4b), where the simulations show a disconnection of the watertable with the topography at the ONDE station during part of the year. The Nancon presents a much more stable watertable characterized by an extensive network of perennial streams, and the ONDE station is well supplied by groundwater throughout the simulated period.

290

For a catchment with a given recharge rate, the groundwater table level varies according to the geomorphology of the aquifer and its hydraulic properties. In our case, the aquifer thickness and the hydraulic conductivity are similar for both catchments, and the topography is roughly similar. The main difference is their storage capacity, defined by the porosity of the aquifer.

295 Given their different storage capacity, the filling and emptying dynamics of the Canut aquifer ($\theta = 0.1\%$) and the Nancon

300 aquifer ($\theta = 2.0\%$) are very different. The difference in porosity leads to a strong amplitude of the water level for the Canut, unlike the Nancon. We know that the elevation and position of the watertable as a function of topography alters the preferential flow paths and lengths of groundwater (Goderniaux et al., 2013). In general, a low watertable that disconnected from the topography generates rather long flow lines. Conversely, the higher the water table and the more connected to the surface, the shorter the flow lines.

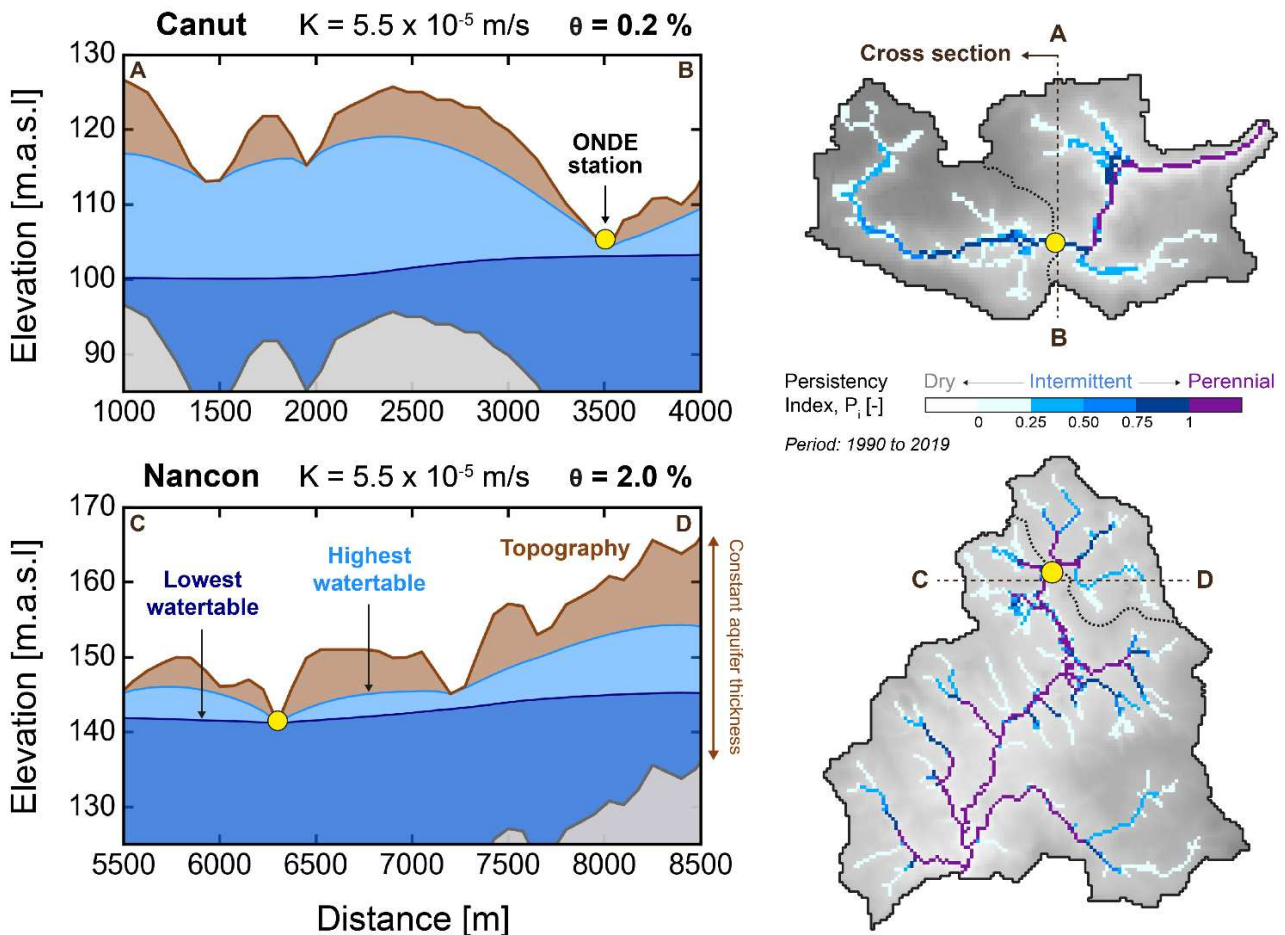


Figure 4. a) Cross section of the maximal (high water) and minimal (low water) groundwater level simulated. b) Persistence index map for the Canut and Nancon watersheds calculated from simulation results ranging from 1960 to 2019.

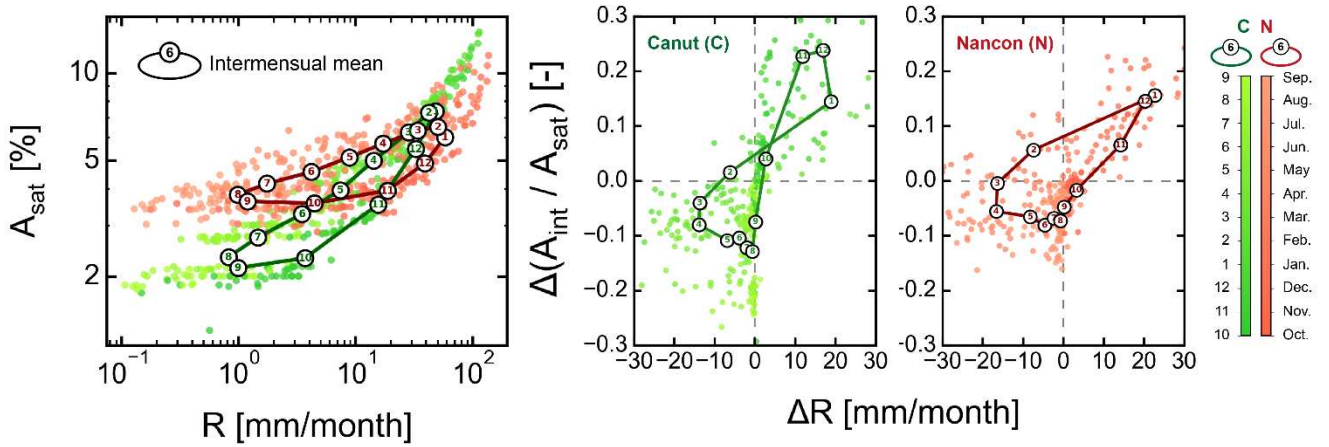
305 The persistency index P_i was calculated for each pixel in both catchments over the entire simulation period from 1960 to 2019. This criterion mapped (Figure 4b) allows to represent spatio-temporal distribution of the intermittency at the catchment scale. For both catchments, intermittent stream sections, i.e., with low persistency index values, are mainly located at the headwaters in first order streams. Conversely, the sections of perennial streams are rather located at the bottom of valleys downstream of the catchment with stream orders higher than 1. The Nancon has a higher proportion of perennial streams than the Canut and fewer intermittent streams (Figure 4b).

310 **3.3 Hysteresis relationships between groundwater recharge, storage, and intermittency**

The relationship between precipitations P [$L T^{-1}$], actual evapotranspiration E [$L T^{-1}$], and specific discharge Q [$L T^{-1}$] informs on many descriptions of catchment hydrological behavior (Beven, 2006; Kirchner, 2009). Specifically, this relationship highlights the storage dynamics of the system, shown by the variation of groundwater storage with time ΔS [$L T^{-1}$]:

$$\Delta S = P - E - Q \quad (5)$$

In this study, we focus on the recharge-storage-saturation relationship. We display the catchment-scale saturated area (i.e., hydrographic network) simulated A_{sat} in function of the recharge R applied to the models (Figure 5a). The storage variation shows a non-linear relationship. A hysteretic behavior is encountered for both catchments, and the groundwater storage seems to play a major role in the dynamics of the hydrographic network. This type of relationship is particularly encountered when the watertable of the catchment connect and disconnect in complex ways (Spence, 2010), and has already been modeled in the literature (Andermann et al., 2012; Fovet et al., 2015). A counter-clockwise direction is noticed for both catchments, but the shape and position of the loop differs. The flatter hysteresis loop for the Nancon indicates a greater storage capacity, the aquifer takes longer to empty and fill. For the Canut, the relationship is more linear, with more elongated and extended loop shape. This is consistent with the observations in Figure 4 and according to the relationships already outlined in the literature between streamflow and stream expansion/contraction (Godsey & Kirchner, 2014).

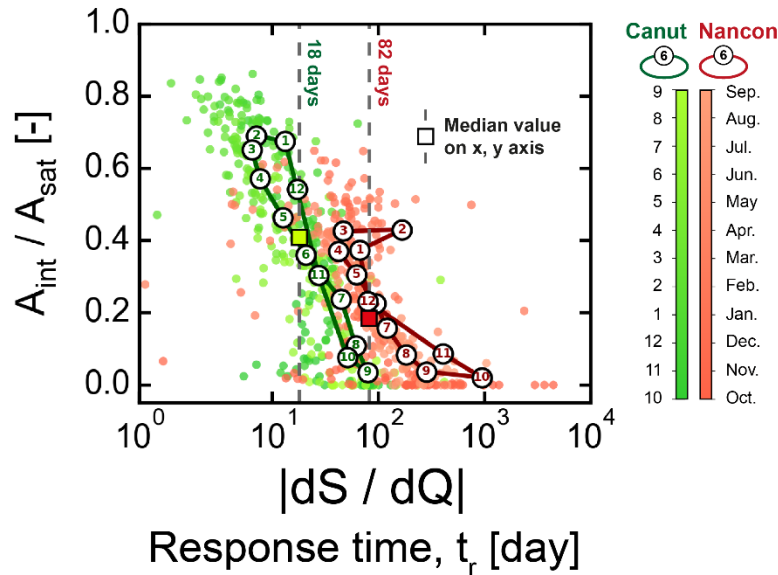


325 **Figure 5.** a) Simulation results of the proportion of the total water saturated area A_{sat} at the catchments scale as a function of the recharge applied to the model. b) Variation in the proportion of intermittent water saturated area A_{int} as a function of recharge variation ΔR . Each colored point corresponds to a value of a month of the year over the period 1960-2019 with the black line corresponding to the intermonthly average.

The response time represents the ability of the aquifer to propagate recharge through the system, here characterized by the variation of storage, ultimately producing a disturbance, here characterized by the variation of water saturation. We compare the proportion of intermittent stream network to the response time of the aquifer (Figure 6). Due to a low storage capacity, the

330

Canut shows lower response times of about 18 days, while the Nançon shows an average of about 82 days. The expansion/contraction of the hydrographic network is negatively correlated to this non-linear response time of the aquifer, which varies over time depending on the position and elevation of the groundwater table. In general, the results show that the density of the hydrographic network decreases as the response time of the aquifer increases.



335 **Figure 6.** Proportion of intermittent water saturated area A_{int} in relation to the total A_{sat} at the catchment scale as a
 340 function of the calculated aquifer response time t_r , obtained from the variation of groundwater storage dS and
 streamflow dQ .

Using groundwater flow models, we simulate the key role of the aquifer storage capacity, highlighted by response times, on
 the expansion/contraction dynamics of the stream network. Changes in catchment storage are limited by intersections between
 340 the watertable and topography, by stream generation, and by their disconnection from upstream to downstream.

4 Conclusions and perspectives

The presented study highlights the ability of process-based 3D groundwater flow models to simulate stream intermittency.
 This approach provides a better understanding of the effect of subsurface hydraulic properties on the expansion/contraction of
 the hydrographic network. A calibration approach is proposed, based on the one hand on the mapping of the stream network
 345 to calibrate the water table - or water saturation - and on the other hand on the streamflow to calibrate the flows. Moreover,
 we propose to use visual observations of flow conditions from ONDE stations to validate the model.

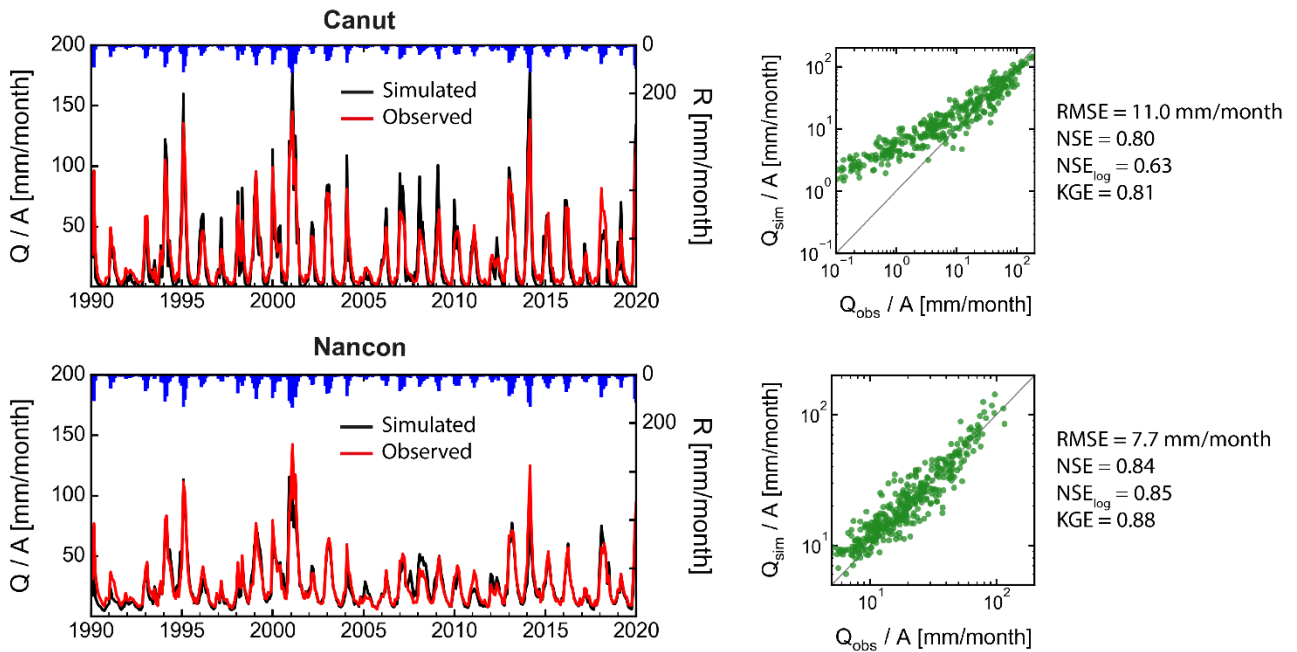
Focusing on two watershed models, with identical hydraulic conductivity, climate, topography, and aquifer geometry, we are
 primarily interested in the effect of storage capacity on intermittency. The Canut catchment with a lower porosity shows a

350 more reactive hydrological dynamic than the Nancon with a higher porosity. A lower storage capacity resulting in a proportion of the catchment with less flow persistence (more stretches intermittent) and generally lower aquifer response times.

This type of work responds to the need identified by the hydrological community to model subsurface-surface interaction processes, and more specifically river intermittency, given the important socio-environmental stakes. We emphasize the major control of hydrogeological processes on headwater expansion/contraction, often observed by measurements, but not modeled. Physically based distributed modeling allows to better understand and identify the key role of the parameters. The models are 355 easily deployable on other study areas and the calibration approach based on the hydrographic network will be able to benefit from the advances of remote sensing or crowdsourcing for the observation of stream intermittency.

Appendices

Appendix A: Streamflow calibration results for both catchments.



360 Supplements

Supplement 1

The animated figure in a *.gif format is provided in a *.zip archive.

Code and data availability

The data and the code that support the findings of this study are available upon request from the authors.

365 Author contribution

All co-authors were involved in the identification of the research questions and the interpretation of the results. Ronan Abhervé (RA) developed the methodology, performed the simulations, created the figures, and analyzed the results. RA and Clément Roques (CR) prepared the first draft of the manuscript. All co-authors reviewed and edited the manuscript.

Competing interests

370 The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements

This work was funded by Eau du Bassin Rennais and Rennes Métropole, through the “Eaux et Territoires” (“Water and Territories”) research chairs of the Foundation of the University of Rennes. Clément Roques acknowledges financial supports from the Rennes Métropole research chair “Ressource en Eau du Futur” and the European project WATERLINE, project id
375 CHIST-ERA-19-CES-006.

References

- Abhervé, R., Gauvain, A., Roques, C., Longuevergne, L., Louaisil, S., Aquilina, L., & Dreuzy, J. De. (2022). Calibration of groundwater seepage on the spatial distribution of the stream network to assess catchment-scale hydraulic conductivity. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions, Preprint*, 1–26. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/hess-2022-175>
- 380 Allen, D. C., Detry, T., Boersma, K. S., Bogan, M. T., Boulton, A. J., Bruno, D., Busch, M. H., Costigan, K. H., Dodds, W. K., Fritz, K. M., Godsey, S. E., Jones, J. B., Kaletova, T., Kampf, S. K., Mims, M. C., Neeson, T. M., Olden, J. D., Pastor, A. V., Poff, N. L. R., ... Zimmer, M. (2020). River ecosystem conceptual models and non-perennial rivers: A critical review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 7(5), 1–13. <https://doi.org/10.1002/wat2.1473>
- 385 Andermann, C., Longuevergne, L., Bonnet, S., Crave, A., Davy, P., & Gloaguen, R. (2012). Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers. *Nature Geoscience*, 5(2), 127–132. <https://doi.org/10.1038/ngeo1356>
- Bakker, M., Post, V., Langevin, C. D., Hughes, J. D., White, J. T., Starn, J. J., & Fienen, M. N. (2016). Scripting MODFLOW Model Development Using Python and FloPy. *Groundwater*, 54(5), 733–739. <https://doi.org/10.1111/gwat.12413>
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., & Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus - Geoscience*, 341(2–3), 174–201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>
- 390 Beaufort, A. B., Sauquet, E., Michon, J., Magand, C., Nowak, C., Beaufort, A. B., Sauquet, E., Michon, J., Magand, C., & Mieux, C. N. (2019). Mieux connaître l’intermittence des cours d’eau grâce aux données de l’observatoire national des étiages “ONDE.” *Colloque International UNESCO-SHF “Sécheresses, Étiages et Déficits En Eau”, Paris, France*.
- Beaufort, A., Lamouroux, N., Pella, H., Detry, T., & Sauquet, E. (2018). Extrapolating regional probability of drying of headwater streams using discrete observations and gauging networks. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(5), 3033–3051. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3033-2018>

- 395 Belemtougri, A. P., Ducharne, A., Tazen, F., Oudin, L., & Karambiri, H. (2021). Understanding key factors controlling the duration of river flow intermittency: Case of Burkina Faso in West Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 37. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100908>
- Beven, K. (2006). Searching for the Holy Grail of scientific hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 609–618.
- Blöschl, G., Bierkens, M. F. P., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., Kirchner, J. W., McDonnell, J. J., Savenije, H. H. G., Sivapalan, M., Stumpp, C., Toth, E., Volpi, E., Carr, G., Lupton, C., Salinas, J., Széles, B., Viglione, A., Aksoy, H., ... Zhang, Y. (2019). Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective. *Hydrological Sciences Journal*, 64(10), 1141–1158. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507>
- 400 Botter, G., Vingiani, F., Senatore, A., Jensen, C., Weiler, M., McGuire, K., Mendicino, G., & Durighetto, N. (2021). Hierarchical climate-driven dynamics of the active channel length in temporary streams. *Scientific Reports*, 11(1), 1–13. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-00922-2>
- BRGM. (1998). Carte géologique métropolitaine à 1/1 000 000. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.
- 405 Busch, M. H., Costigan, K. H., Fritz, K. M., Datry, T., Krabbenhoft, C. A., Hammond, J. C., Zimmer, M., Olden, J. D., Rocha, M. P., Godsey, S., Allen, G. H., & Blaszcak, J. R. (2020). What's in a Name? Patterns, Trends, and Suggestions for Defining Non-Perennial Rivers and Streams. *Water*, 1–19.
- Chilton, P. J., & Foster, S. S. D. (1995). Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal*, 31, 36–49.
- 410 Clair, J. S., Moon, S., Holbrook, W. S., Perron, J. T., Riebe, C. S., Martel, S. J., Carr, B., Harman, C., Singha, K., & De Richter, D. B. (2015). Geophysical imaging reveals topographic stress control of bedrock weathering. *Science*, 350(6260), 534–538. <https://doi.org/10.1126/science.aab2210>
- Condon, L. E., Markovich, K. H., Kelleher, C. A., McDonnell, J. J., Ferguson, G., & McIntosh, J. C. (2020). Where Is the Bottom of a Watershed? *Water Resources Research*, 56(3). <https://doi.org/10.1029/2019WR026010>
- Costigan, K. H., Jaeger, K. L., Goss, C. W., Fritz, K. M., & Goebel, P. C. (2016). Understanding controls on flow permanence in intermittent rivers to aid ecological research: integrating meteorology, geology and land cover. *Ecohydrology*, 9(7), 1141–1153. <https://doi.org/10.1002/eco.1712>
- 415 Crave, A., & Davy, P. (1997). Scaling relationships of channel networks at large scales: Examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France. *Tectonophysics*, 269, 91–111.
- Datry, T., Allen, D., Argelich, R., Barquin, J., Bonada, N., Boulton, A., Branger, F., Cai, Y., Cañedo-Argüelles, M., Cid, N., Csabai, Z., Dallimer, M., de Araújo, J. C., Declerck, S., Dekker, T., Döll, P., Encalada, A., Forcellini, M., Foulquier, A., ... Vinyoles, D. (2021). Securing Biodiversity, Functional Integrity, and Ecosystem Services in Drying River Networks (DRYvER). *Research Ideas and Outcomes*, 7. <https://doi.org/10.3897/rio.7.e77750>
- 420 Datry, T., Larned, S. T., & Tockner, K. (2014). Intermittent rivers: A challenge for freshwater ecology. *BioScience*, 64(3), 229–235. <https://doi.org/10.1093/biosci/bit027>
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., & Krishnamurthy, N. S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330(1–2), 260–284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>
- 425 Dewandel, B., Maréchal, J. C., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S., & Pauwels, H. (2012). Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *Journal of Hydrology*, 416–417, 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038>
- Dubreuil, V. (2022). Le changement climatique en France illustré par la classification de Köppen. *La Météorologie*, 116, 37–47.
- 430 Durighetto, N., Vingiani, F., Bertassello, L. E., Camporese, M., & Botter, G. (2020). Intraseasonal Drainage Network Dynamics in a Headwater Catchment of the Italian Alps. *Water Resources Research*, 56(4). <https://doi.org/10.1029/2019WR025563>
- European Environment Agency. (2018). CORINE Land Cover 2018 (CLC2018). In *Copernicus Land Monitoring Service*. <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover/>
- Fovet, O., Ruiz, L., Hrachowitz, M., Faucheux, M., & Gascuel-Oudou, C. (2015). Hydrological hysteresis and its value for assessing process consistency in catchment conceptual models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1), 105–123. <https://doi.org/10.5194/hess-19-105-2015>
- 435 Fovet, Ophélie, Belemtougri, A., Boithias, L., Marylise, J. C., Kevin, C., & Braud, I. (2021). Intermittent rivers and ephemeral streams : Perspectives for critical zone science and research on socio-ecosystems. *Wiley Interdisciplinary Reviews-Water*, March, 1–33. <https://doi.org/10.1002/wat2.1523>
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater* (Prentice-Hall (ed.)).
- Frei, S., Fleckenstein, J. H., Kollet, S. J., & Maxwell, R. M. (2009). Patterns and dynamics of river-aquifer exchange with variably-saturated flow using a fully-coupled model. *Journal of Hydrology*, 375(3–4), 383–393. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.038>
- 440 Gburek, W. J., & Folmar, G. J. (1999). A ground water recharge field study: Site characterization and initial results. *Hydrological Processes*, 13(17), 2813–2831. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19991215\)13:17<2813::AID-HYP901>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19991215)13:17<2813::AID-HYP901>3.0.CO;2-6)
- Gleeson, T., Moosdorf, N., Hartmann, J., & van Beek, L. P. H. (2014). A glimpse beneath earth's surface: GLobal HYdrogeology MaPS (GLHYMPS) of

- permeability and porosity. *Geophysical Research Letters*, 41, 3891–3898. <https://doi.org/10.1002/2014GL059856>
- 445 Goderniaux, P., Davy, P., Bresciani, E., de Dreuzy, J. R., & Le Borgne, T. (2013). Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments. *Water Resources Research*, 49, 2274–2286. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20186>
- Godsey, S. E., & Kirchner, J. W. (2014). Dynamic, discontinuous stream networks: Hydrologically driven variations in active drainage density, flowing channels and stream order. *Hydrological Processes*, 28(23), 5791–5803. <https://doi.org/10.1002/hyp.10310>
- Gupta, H. V, Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- 450 Haitjema, H. M., & Mitchell-Bruker, S. (2005). Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground Water*, 43(6), 781–786. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x>
- Hammond, J. C., Zimmer, M., Shanafield, M., Kaiser, K., Godsey, S. E., Mims, M. C., Zipper, S. C., Burrows, R. M., Kampf, S. K., Dodds, W., Jones, C. N., Krabbenhoft, C. A., Boersma, K. S., Datry, T., Olden, J. D., Allen, G. H., Price, A. N., Costigan, K., Hale, R., ... Allen, D. C. (2021). Spatial Patterns and Drivers of Nonperennial Flow Regimes in the Contiguous United States. *Geophysical Research Letters*, 48(2), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2020GL090794>
- 455 Harbaugh, A. W. (2005). MODFLOW-2005 : the U.S. Geological Survey modular ground-water model--the ground-water flow process. In *Techniques and Methods*. <https://doi.org/10.3133/tm6A16>
- Harman, C. J. (2019). Age-Ranked Storage-Discharge Relations: A Unified Description of Spatially Lumped Flow and Water Age in Hydrologic Systems. *Water Resources Research*, 55(8), 7143–7165. <https://doi.org/10.1029/2017WR022304>
- 460 Hengl, T., De Jesus, J. M., Heuvelink, G. B. M., Gonzalez, M. R., Kilibarda, M., Blagotić, A., Shangguan, W., Wright, M. N., Geng, X., Bauer-Marschallinger, B., Guevara, M. A., Vargas, R., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Leenaars, J. G. B., Ribeiro, E., Wheeler, I., Mantel, S., & Kempen, B. (2017). SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. In *PLoS ONE* (Vol. 12, Issue 2). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748>
- Huscroft, J., Gleeson, T., Hartmann, J., & Börker, J. (2018). Compiling and Mapping Global Permeability of the Unconsolidated and Consolidated Earth: GLobal HYdrogeology MaPS 2.0 (GLHYMPS 2.0). *Geophysical Research Letters*, 45(4), 1897–1904. <https://doi.org/10.1002/2017GL075860>
- 465 IGN. (2021). Le modèle numérique de terrain (MNT) maillé qui décrit le relief du territoire français à moyenne échelle BD ALTI® version 2021. In *Information Géographique sur l'Eau et Institut National de l'Information Géographique et Forestière*. <https://geoservices.ign.fr/bdalti>
- IGN. (2022). BD TOPO®: La modélisation 2D et 3D du territoire et de ses infrastructures sur l'ensemble du territoire français. In *Information Géographique sur l'Eau et Institut National de l'Information Géographique et Forestière*. <https://geoservices.ign.fr/bdtopo>
- 470 IGN and OFB. (2019). Jeu de données des cours d'eau de France métropolitaine BD TOPAGE® version 2019. In *Office Français de la Biodiversité (OFB) - Information Géographique sur l'Eau et Institut National de l'Information Géographique et Forestière*. <https://bdtopage.eaufrance.fr/>
- Ilja Van Meerveld, H. J., Vis, M. J. P., & Seibert, J. (2017). Information content of stream level class data for hydrological model calibration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(9), 4895–4905. <https://doi.org/10.5194/hess-21-4895-2017>
- 475 Jaeger, K. L., Sando, R., McShane, R. R., Dunham, J. B., Hockman-Wert, D. P., Kaiser, K. E., Hafen, K., Risley, J. C., & Blasch, K. W. (2019). Probability of Streamflow Permanence Model (PROSPER): A spatially continuous model of annual streamflow permanence throughout the Pacific Northwest. *Journal of Hydrology X*, 2, 100005. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2018.100005>
- Jaeger, Kristin L., Olden, J. D., & Pelland, N. A. (2014). Climate change poised to threaten hydrologic connectivity and endemic fishes in dryland streams. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111(38), 13894–13899. <https://doi.org/10.1073/pnas.1320890111>
- 480 Jensen, C. K., McGuire, K. J., McLaughlin, D. L., & Scott, D. T. (2019). Quantifying spatiotemporal variation in headwater stream length using flow intermittency sensors. *Environmental Monitoring and Assessment*, 191(4). <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7373-8>
- Jensen, C. K., McGuire, K. J., & Prince, P. S. (2017). Headwater stream length dynamics across four physiographic provinces of the Appalachian Highlands. *Hydrological Processes*, 31(19), 3350–3363. <https://doi.org/10.1002/hyp.11259>
- Jensen, C. K., McGuire, K. J., Shao, Y., & Andrew Dolloff, C. (2018). Modeling wet headwater stream networks across multiple flow conditions in the Appalachian Highlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(13), 2762–2778. <https://doi.org/10.1002/esp.4431>
- 485 Kirchner, J. W. (2009). Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2). <https://doi.org/10.1029/2008wr006912>
- Kløve, B., Ala-aho, P., Bertrand, G., Boukalova, Z., Ertürk, A., Goldscheider, N., Ilmonen, J., Karakaya, N., Kupfersberger, H., Kværner, J., Lundberg, A., Mileusnić, M., Moszczynska, A., Muotka, T., Preda, E., Rossi, P., Siergieiev, D., Šimek, J., Wachniew, P., ... Widerlund, A. (2011). Groundwater dependent ecosystems. Part I: Hydroecological status and trends. *Environmental Science and Policy*, 14(7), 770–781. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2011.04.002>
- 490 Kolbe, T., Marçais, J., Thomas, Z., Abbott, B. W., de Dreuzy, J.-R., Rousseau-Gueutin, P., Aquilina, L., Labasque, T., & Pinay, G. (2016). Coupling 3D

- groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. *Journal of Hydrology*, 543, 31–46. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.020>
- 495 Lachassagne, P., Dewandel, B., & Wyns, R. (2021). Review : Hydrogeology of weathered crystalline / hard-rock aquifers-guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>
- Lague, D., Davy, P., & Crave, A. (2000). Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship: examples from Brittany (France) and NUMerical Modelling. *Physics and Chemistry of the Earth*, 25(6–7), 543–548. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(00\)00083-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1464-1895(00)00083-1)
- 500 Le Moigne, P., Besson, F., Martin, E., Boé, J., Decharme, B., Etchevers, P., Faroux, S., Habets, F., Lafaysse, M., Leroux, D., & Rousset-Regimbeau, F. (2020). The Latest Improvements in SURFEX v8.0 of the Safran-Isba-Modcou Hydrometeorological Model over France. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1–32. <https://doi.org/10.5194/gmd-2020-31>
- Leleu, I., Tonnelier, I., Puechberty, R., Gouin, P., Viquendi, I., Cobos, L., Foray, A., Baillon, M., & Ndimba, P.-O. (2014). La refonte du système d'information national pour la gestion et la mise à disposition des données hydrométriques. *La Houille Blanche*, 1, 25–32. <https://doi.org/https://doi.org/10.1051/lhb/2014004>
- 505 Lindsay, J. B. (2016). Whitebox GAT: A case study in geomorphometric analysis. *Computers & Geosciences*, 95, 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.003>
- Litwin, D. G., Tucker, G. E., Barnhart, K. R., & Harman, C. J. (2022). Groundwater Affects the Geomorphic and Hydrologic Properties of Coevolved Landscapes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(1), 1–36. <https://doi.org/10.1029/2021JF006239>
- Lovill, S. M., Hahm, W. J., & Dietrich, W. E. (2018). *Drainage from the critical zone: lithologic controls on the persistence and spatial extent of wetted channels during the summer dry season*. <https://doi.org/10.1029/Water>
- 510 Luijendijk, E. (2022). Transmissivity and groundwater flow exert a strong influence on drainage density. *Earth Surf. Dynam.*, 1–22. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/esurf-10-1-2022>
- Masson, V., Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C., & Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9), 1261–1282. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.9.1261>
- 515 Messenger, M. L., Lehner, B., Cockburn, C., Lamouroux, N., Pella, H., Snelder, T., Tockner, K., Trautmann, T., Watt, C., & Detry, T. (2021). Global prevalence of non-perennial rivers and streams. *Nature*, 594(7863), 391–397. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03565-5>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Niswonger, R. G., Panday, S., & Ibaraki, M. (2011). MODFLOW-NWT , A Newton Formulation for MODFLOW-2005. *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, 6(A16), 0–44.
- 520 Noilhan, J., & Mahfouf, J. F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1–4), 145–159. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00043-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00043-7)
- Nowak, C., & Durozoi, B. (2012). Observatoire national des Etiages. Technical report. *ONEMA*.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1633–1644. <https://doi.org/www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/1633/2007/>
- 525 Prancevic, J. P., & Kirchner, J. W. (2019). Topographic Controls on the Extension and Retraction of Flowing Streams. *Geophysical Research Letters*, 46(4), 2084–2092. <https://doi.org/10.1029/2018GL081799>
- Querner, E. P., Froebrich, J., Gallart, F., Cazemier, M. M., & Tzoraki, O. (2016). Simulating streamflow variability and aquatic states in temporary streams using a coupled groundwater-surface water model. *Hydrological Sciences Journal*, 61(1), 146–161. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.983514>
- 530 Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., & Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), 92–107. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>
- Riebe, C. S., Hahm, W. J., & Brantley, S. L. (2017). Controls on deep critical zone architecture: a historical review and four testable hypotheses. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(1), 128–156. <https://doi.org/10.1002/esp.4052>
- 535 Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology*, 480, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., & Dewandel, B. (2016). High-yielding aquifers in crystalline basement: insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France. *Hydrogeology Journal*, 24(8), 2157–2170. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1451-6>
- Sauquet, E., Beaufort, A., Sarremejane, R., & Thirel, G. (2021). Predicting flow intermittence in France under climate change. *Hydrological Sciences Journal*, 66(14), 2046–2059. <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1963444>

- 540 Seibert, J., & Vis, M. J. P. (2016). How informative are stream level observations in different geographic regions? *Hydrological Processes*, 30(14), 2498–2508. <https://doi.org/10.1002/hyp.10887>
- Senatore, A., Micieli, M., Liotti, A., Durighetto, N., Mendicino, G., & Botter, G. (2021). Monitoring and Modeling Drainage Network Contraction and Dry Down in Mediterranean Headwater Catchments. *Water Resources Research*, 57(6). <https://doi.org/10.1029/2020WR028741>
- 545 Shanafield, M., Bourke, S. A., Zimmer, M. A., & Costigan, K. H. (2021). An overview of the hydrology of non-perennial rivers and streams. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 8(2), 1–25. <https://doi.org/10.1002/wat2.1504>
- Shangguan, W., Hengl, T., Mendes de Jesus, J., Yuan, H., & Dai, Y. (2017). Mapping the global depth to bedrock for land surface modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(1), 65–88. <https://doi.org/10.1002/2016MS000686>
- Singhal, B. B. S., & Gupta, R. P. (2010). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks* (Springer Science+Business Media (ed.); 2nd ed.). Springer Dordrecht. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7>
- 550 Smakhtin, V. U. (2001). Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, 240(3–4), 147–186. [https://doi.org/10.1016/s0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/s0022-1694(00)00340-1)
- Snelder, T. H., Datry, T., Lamouroux, N., Larned, S. T., Sauquet, E., Pella, H., & Catalogne, C. (2013). Regionalization of patterns of flow intermittence from gauging station records. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(7), 2685–2699. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2685-2013>
- Spence, C. (2010). A paradigm shift in hydrology: Storage thresholds across scales influence catchment Runoff Generation. *Geography Compass*, 4(7), 819–833. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2010.00341.x>
- 555 Strahler, A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In Chow, V.T. (Ed.) *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 439–476.
- Taylor, R., & Howard, K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal*, 8(3), 279–294. <https://doi.org/10.1007/s100400000069>
- 560 van Meerveld, H. J. I., Kirchner, J. W., Vis, M. J. P., Assendelft, R. S., Seibert, J., Ilja Van Meerveld, H. J., Kirchner, J. W., Vis, M. J. P., Assendelft, R. S., & Seibert, J. (2019). Expansion and contraction of the flowing stream network alter hillslope flowpath lengths and the shape of the travel time distribution. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(11), 4825–4834. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4825-2019>
- Vergnes, J.-P., Roux, N., Habets, F., Ackerer, P., Amraoui, N., Besson, F., Caballero, Y., Courtois, Q., de Dreuzy, J.-R., Etchevers, P., Gallois, N., Leroux, D. J., Longuevergne, L., Le Moigne, P., Morel, T., Munier, S., Regimbeau, F., Thiéry, D., & Viennot, P. (2020). The AquifR hydrometeorological modelling platform as a tool for improving groundwater resource monitoring over France: evaluation over a 60-year period. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(2), 633–654. <https://doi.org/10.5194/hess-24-633-2020>
- 565 Vidal, J. P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., & Soubeyrou, J. M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11), 1627–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>
- Ward, A. S., Schmadel, N. M., & Wondzell, S. M. (2018). Simulation of dynamic expansion, contraction, and connectivity in a mountain stream network. *Advances in Water Resources*, 114, 64–82. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.01.018>
- 570 Ward, A. S., Wondzell, S. M., Schmadel, N. M., & Herzog, S. P. (2020). Climate Change Causes River Network Contraction and Disconnection in the H.J. Andrews Experimental Forest, Oregon, USA. *Frontiers in Water*, 2(April), 1–10. <https://doi.org/10.3389/frwa.2020.00007>
- Warix, S. R., Godsey, S. E., Lohse, K. A., & Hale, R. L. (2021). Influence of groundwater and topography on stream drying in semi-arid headwater streams. *Hydrological Processes*, 35(5), 1–18. <https://doi.org/10.1002/hyp.14185>
- 575 Williamson, T. N., Agouridis, C. T., Barton, C. D., Villines, J. A., & Lant, J. G. (2015). Classification of Ephemeral, Intermittent, and Perennial Stream Reaches Using a TOPMODEL-Based Approach. *Journal of the American Water Resources Association*, 51(6), 1739–1759. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12352>
- Wondzell, S. M., LaNier, J., & Haggerty, R. (2009). Evaluation of alternative groundwater flow models for simulating hyporheic exchange in a small mountain stream. *Journal of Hydrology*, 364(1–2), 142–151. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.10.011>
- 580 Zimmer, M. A., & McGlynn, B. L. (2017a). Bidirectional stream–groundwater flow in response to ephemeral and intermittent streamflow and groundwater seasonality. *Hydrological Processes*, 31(22), 3871–3880. <https://doi.org/10.1002/hyp.11301>
- Zimmer, M. A., & McGlynn, B. L. (2017b). Ephemeral and intermittent runoff generation processes in a low relief, highly weathered catchment. *Water Resources Research*, 53(8), 7055–7077. <https://doi.org/10.1002/2016WR019742>
- Zimmermann, B., Zimmermann, A., Turner, B. L., Francke, T., & Elsener, H. (2014). Connectivity of overland flow by drainage network expansion in a rain forest catchment. *Water Resources Research*, 5375–5377. <https://doi.org/10.1002/2013WR014979>.Reply

585

4.2.2 Travaux complémentaires de l'article

Cette section complète les résultats présentés dans l'article en cours de préparation de la section 4.2.1. En effet, quelques simulations synthétiques ont été réalisées en amont de l'article pour tester l'effet des propriétés hydrauliques sur la relation recharge-stock-débit, et l'évolution du réseau hydrographique, à l'échelle du bassin-versant du Canut. Pour cela, 9 couples de paramètres sont testés : 3 valeurs de conductivité hydraulique et 3 valeurs de porosité. La recharge issue de SURFEX, forcé par la réanalyse SAFRAN, est appliquée uniformément au pas de temps mensuel, de 1960 à 2019. Une épaisseur constante d'aquifère de 30 m est appliquée.

Tout d'abord, les relations entre la recharge et le débit simulé à l'exutoire du bassin-versant sont illustrées pour les 9 cas testés sur la Figure 4.5.

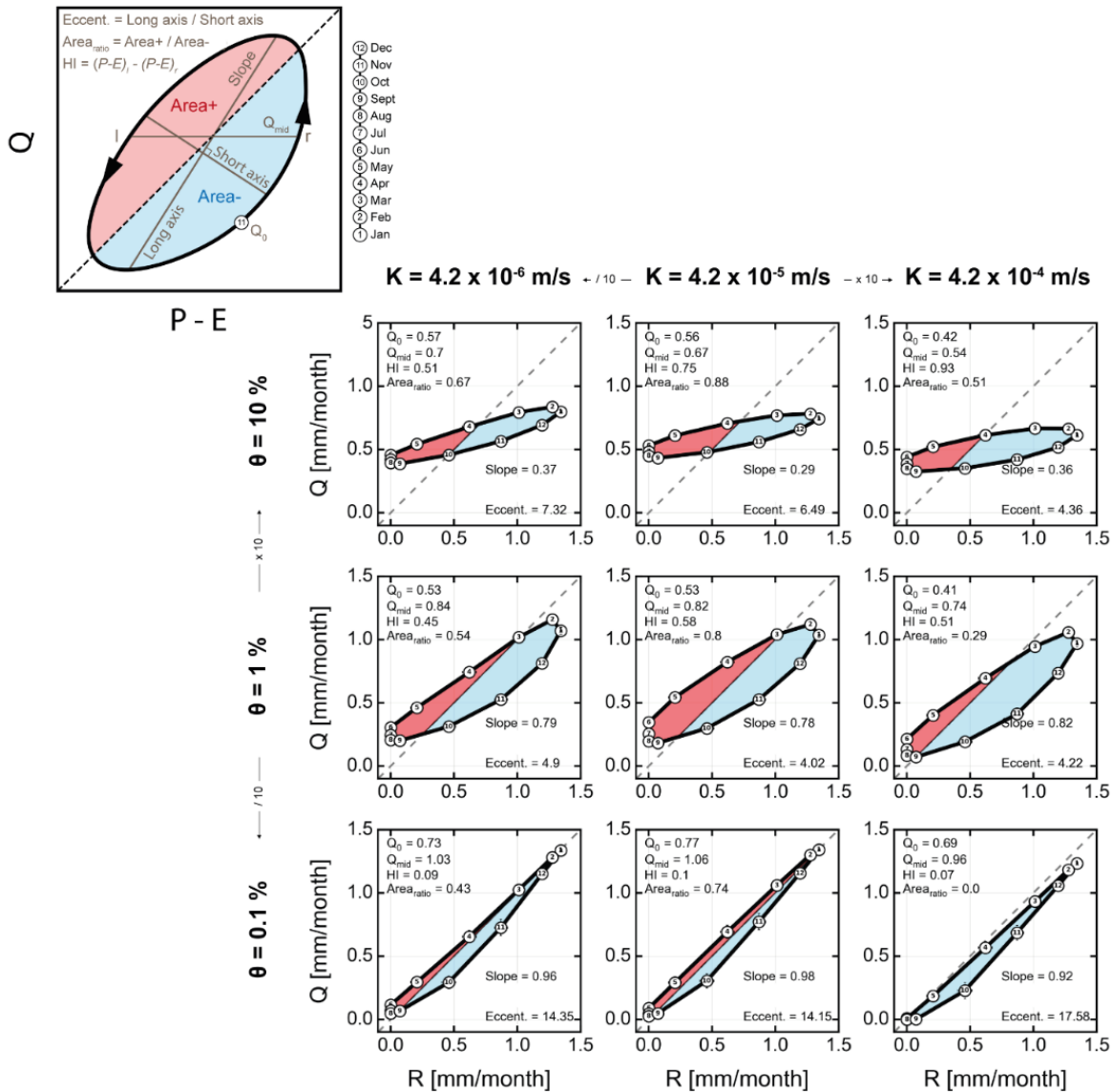


Figure 4.5. Simulation des débits à partir du modèle hydrogéologique représentés en fonction de la recharge. Pour chaque cas, quelques indicateurs de la boucle d'hystérésis de la relation recharge-débit sont calculés sur la base du schéma conceptuel en haut à gauche des résultats.

Les modèles simulent dans chaque cas une boucle d'hystérésis, déjà observée dans la section 2.2.3. Néanmoins, pour chaque cas testé, la position, la taille et la forme de la boucle sont différentes. Sur la base des travaux de Schmidt et al. (2020), quelques indicateurs sont calculés afin de caractériser ces boucles : excentricité, aire, « hysteresis index », pente, débit médian et de fin d'année hydrologique. Il est observé que la non-linéarité de la relation recharge-débit est principalement contrôlée par la porosité. En effet, lorsque la capacité de stockage est très faible, avec une porosité de 0.1 %, la boucle présente une forte pente et la relation recharge-débit est quasi-linéaire, représentant un système très réactif et dynamique. A contrario, une forte porosité aplanit la boucle, l'amplitude des débits est moins importante, le système présente alors une dynamique plus tamponnée en raison du stock souterrain. Ainsi, plus la capacité de stockage est importante, plus le débit de base est soutenu, et mieux distribué dans le temps. Dans les conditions testées, la conductivité hydraulique semble jouer un rôle moins important que la porosité sur la relation recharge-débit. Ces résultats n'ont pas été analysés dans le détail, seules les tendances majeures sont discutées. D'autres résultats du même type sont présentés en section 6.1.

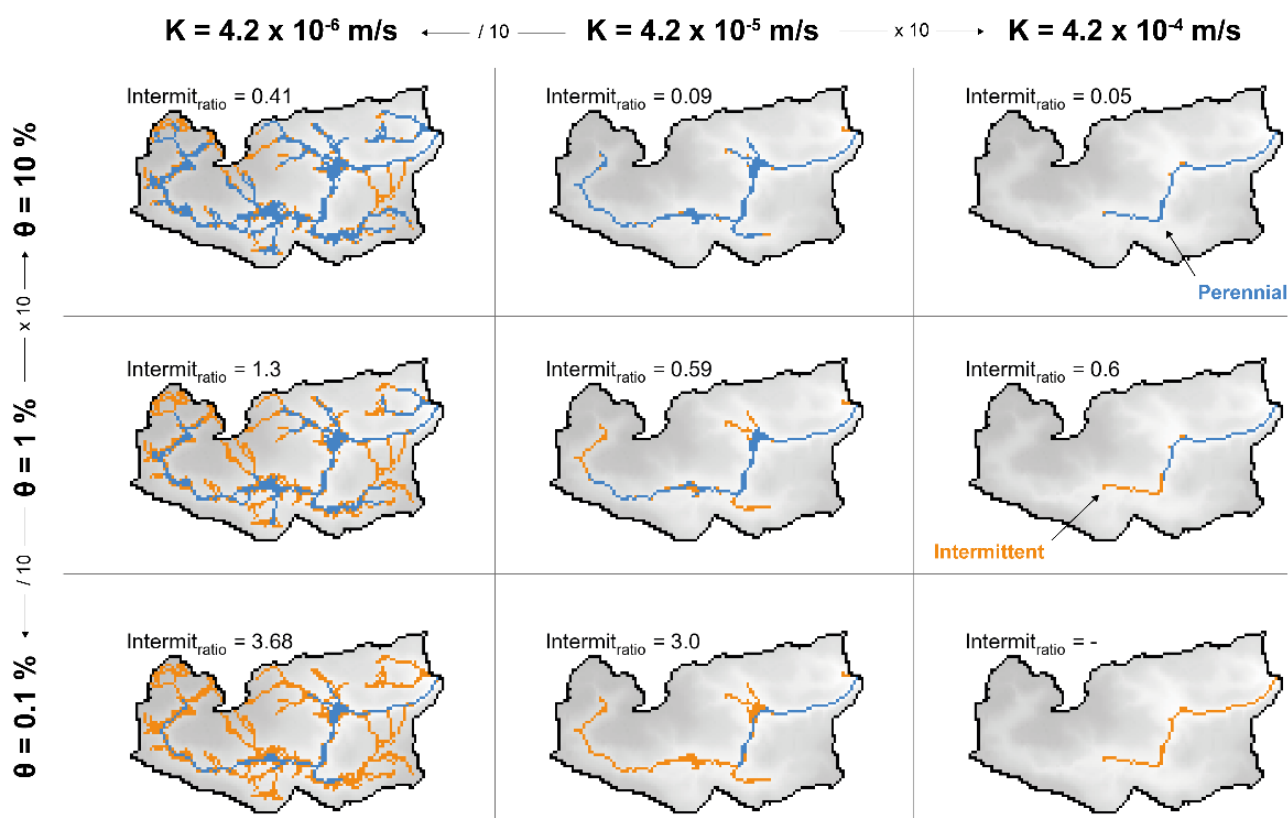


Figure 4.6. Simulation de l'intermittence des cours d'eau à partir du modèle hydrogéologique (bassin-versant du Canut) pour les 9 couples différents de propriétés hydrauliques (conductivité hydraulique et porosité) testés (simulations similaires de la Figure 4.5). Les simulations au pas de temps mensuel de 1960 à 2019 ont été forcées par la recharge de la réanalyse SURFEX (forcé par la réanalyse SAFRAN), le MNT est à une résolution de 75 m et l'aquifère à épaisseur constante de 30 m. Un pixel est considéré intermittent si celui-ci est au moins 1 mois en assec, sur toute la période simulée. L'indicateur « Intermitt_{ratio} » est la proportion de réseau intermittent par rapport au permanent.

La capacité des modèles développés à simuler ces hystérésis est intéressante, mais ces relations ont déjà été modélisées dans d'autres travaux (Andermann et al., 2012). L'innovation dans ces travaux vient plutôt de la capacité des modèles à représenter l'intermittence et l'effet des propriétés hydrauliques sur l'expansion/contraction du réseau hydrographique. Aussi, afin de comparer des réseaux hydrographiques continus, un routage de surface, suivant la plus grande pente du MNT, est activée à partir des zones de résurgences simulées par le modèle, jusqu'à l'exutoire du bassin-versant. Un pixel est indiqué intermittent s'il n'est pas saturé en eau sur l'ensemble de la période simulée (Figure 4.6).

À l'image des débits, pour une même conductivité hydraulique, une porosité plus importante favorise une plus grande proportion de cours d'eau pérennes, par rapport aux cours d'eau intermittents ($\text{Intermit}_{\text{ratio}} = \text{Nombre de pixels intermittents} / \text{Nombre de pixels permanents}$). C'est bien la capacité de stockage du milieu souterrain qui permet de maintenir et soutenir le réseau hydrographique en surface. Néanmoins, la conductivité hydraulique joue un rôle majeur sur la capacité d'expansion du réseau hydrographique. Plus la conductivité hydraulique diminue, plus le réseau hydrographique est dense.

Pour résumer, la conductivité hydraulique définit le niveau moyen de la nappe, et ainsi contrôle principalement la saturation en eau moyenne à la surface. La porosité quant à elle modifie surtout l'amplitude et la fluctuation du niveau de nappe dans le temps, à l'origine de la persistance des conditions d'écoulement à la surface. Les analyses préliminaires précédentes mettent en avant le rôle de la capacité de stockage du milieu souterrain sur l'intermittence des cours d'eau.

4.2.3 Travaux en perspectives de l'article

Quelques analyses complémentaires, qui ne sont pas être présentés dans l'article précédent, sont décrites ci-dessous en trois points.

- Climat, géomorphologie et capacité de stockage

Sans même avoir recours à la modélisation, il est possible d'observer l'effet d'un certain climat (recharge) sur la capacité de stockage d'un bassin versant, selon sa géomorphologie. Nous proposons ici d'utiliser l'approche du "Height Above Nearest Drainage" (HAND) (Nobre et al., 2011; Rennó et al., 2008). Pour chaque cellule d'un MNT, cette méthode calcule la différence d'altitude avec le cours d'eau le plus proche atteint en suivant la plus grande pente topographique (Figure 4.7a). Un des avantages de HAND est sa capacité à saisir les hétérogénéités des environnements locaux, normalement difficiles à mesurer ou à modéliser (Donchyts et al., 2016). Fréquemment utilisée pour la cartographie du risque d'inondation (Johnson et al., 2019), la carte produite par le HAND informe, d'une certaine manière, sur l'espace de stockage disponible des aquifères au-dessus des cours d'eau. En multipliant la porosité θ de l'aquifère à chacune des hauteurs d'eau potentielles h , cartographiées

par le HAND, une carte approximée de la capacité de stockage de l'aquifère est établie. Afin d'observer les réactions de cette capacité de stockage selon un climat proposé, différents taux de recharge (Figure 4.7b) sont appliqués uniformément sur le bassin-versant du Canut ($\theta = 0,1 \%$) et du Nançon ($\theta = 2 \%$).

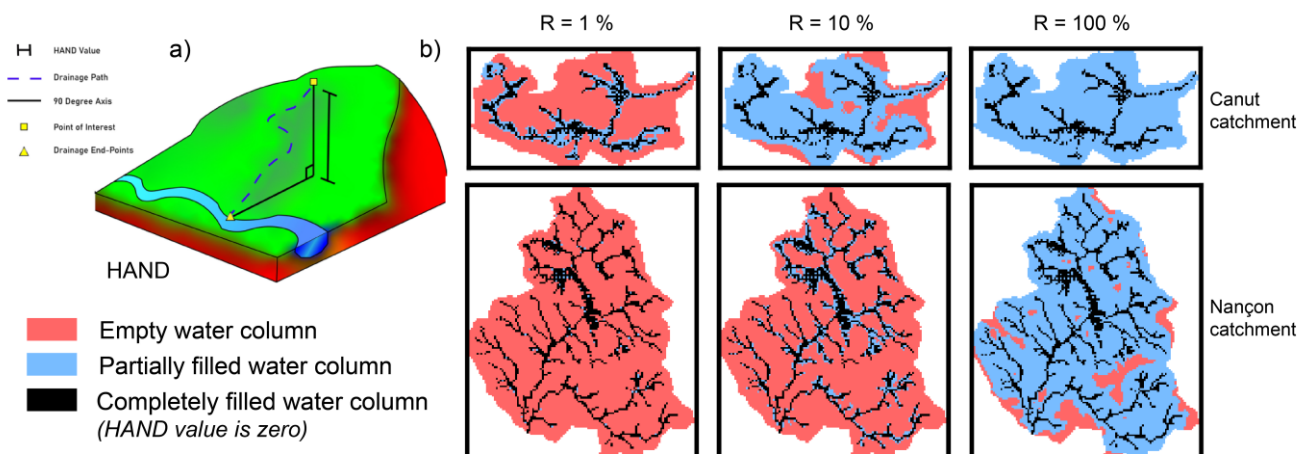


Figure 4.7. a) Schéma conceptuel la méthode du "Height Above Nearest Drainage" (HAND). Source : (Scriven et al., 2021). b) Cartographies des cellules entièrement saturées en eau ou non, basé sur l'approche du HAND et la porosité de l'aquifère, pour différents taux de recharge.

La recharge qualifiée de « réelle (actual) », R_{actual} , obtenue à partir des données de la réanalyse SAFRAN-SURFEX (moyenne à l'échelle du bassin-versant pour la période 1960-2019), est respectivement de 262 et 341 mm/an pour le Canut et le Nançon. Sur les 9 autres taux de recharge testés, 8 sont plus faibles que R_{actual} (1, 2, 3, 6, 10, 20, 40 et 60 %), et 1 seul est plus élevé (200 %). La saturation des cellules (résolution de 75 x 75 m) varie selon le selon le taux de recharge appliqué (Figure 4.7b). Ainsi, pour le Nançon, caractérisé par une capacité de stockage plus importante, certaines cellules d'aquifère ne sont pas remplies dans les conditions de recharge réelle (R_{actual} , à 100 %), tandis que pour le Canut, il faut descendre en dessous de 10 % de la recharge réelle pour observer les premières cellules non saturées. Il est donc possible de poser l'hypothèse suivante : si le Canut n'est pas totalement saturé (ou totalement vide) dans la réalité, c'est « grâce ou à cause » des écoulements souterrains. Sans la simulation de ces écoulements souterrains, on peut d'ores et déjà se rendre compte de la complexité des relations entre le climat, la géomorphologie des bassins-versants, et leur capacité de stockage.

- Représenter spatialement et temporellement l'intermittence

Comme déjà évoqué dans l'article de la section 4.3.1, les modèles hydrogéologiques calibrés permettent de simuler l'évolution du réseau hydrographique dans l'espace et le temps. À partir des résultats de simulation sur la période historique (recharge SAFRAN-SURFEX), nous proposons 2 représentations graphiques capables de décrire l'évolution spatio-temporelle du réseau hydrographique. Sur la Figure 4.8a, les années de sécheresses, telle que 1976, sont facilement

repérables, mais restent tout de même plus marquées sur le bassin-versant du Canut. De plus, cette représentation est particulièrement intéressante pour visualiser l'intensité, la durée, la fréquence et la période touchée par des assecs. Par exemple, on identifie bien la très faible densité du réseau hydrographique sur la totalité de la saison hivernale 1988-1989, où le déficit en eau conséquent, a causé la sécheresse historique de 1989. La dynamique d'expansion/contraction des cours d'eau dans le temps, ou plus simplement leur intermittence, est un bon indicateur pour suivre le déficit en eau à l'échelle du bassin-versant, comme l'ont prouvé Yildirim & Aksoy (2022). La dynamique spatiale à l'échelle du bassin-versant est quant à elle représentée sur la Figure 4.8b. Ce type d'illustration fournit à la fois l'amplitude de fluctuation spatiale du réseau hydrographique, de l'amont à l'aval du bassin, mais affiche aussi la dimension temporelle de cette dynamique.

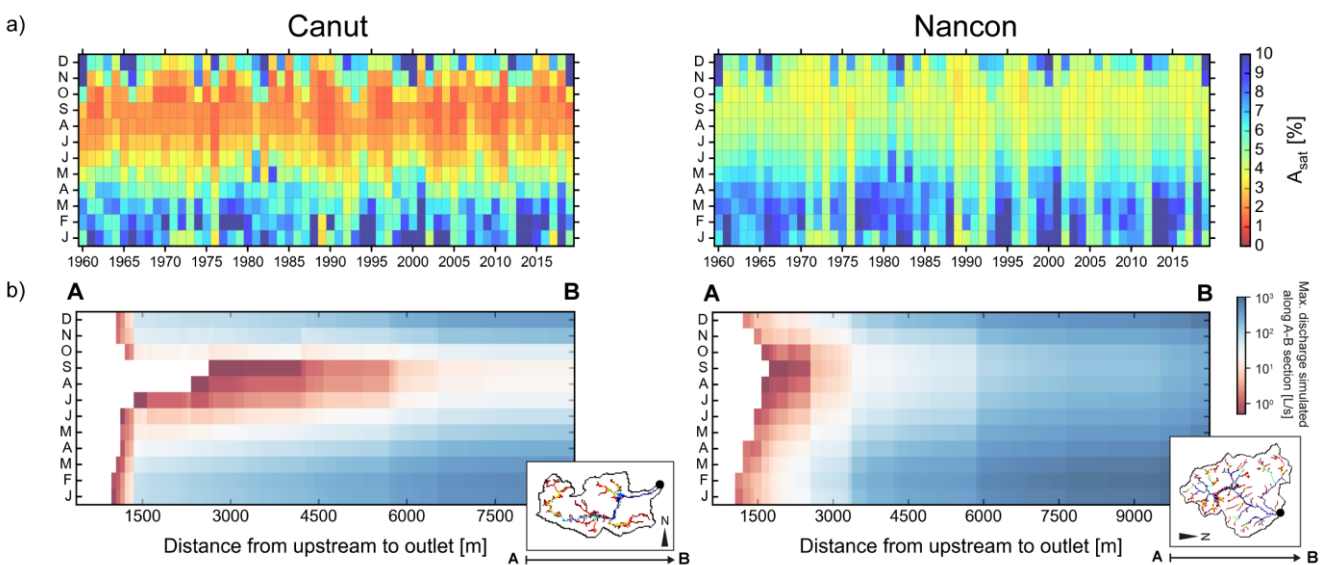


Figure 4.8. a) Simulation de la proportion d'aire saturée en eau en surface A_{sat} (réseau hydrographique) à l'échelle du bassin versant, pour le Canut et le Nançon, de 1960 à 2019, et pour les différents mois de l'année. b) Débit maximal calculé à partir des simulations le long de la section amont-aval des bassins-versants, et moyenné pour chaque mois de l'année de 1960 à 2019.

- De la variation de stockage d'eau souterraine, à l'intermittence des cours d'eau

Les deux prochaines figures (Figure 4.9, Figure 4.10) sont complémentaires aux analyses de l'article présenté (section précédente 4.3.1). Ces nouveaux résultats de modélisation permettent d'aller plus loin dans la compréhension des contrôles hydrogéologiques sur l'intermittence.

Tout d'abord, la variation du stock d'eau souterraine est représentée en fonction de la variation du réseau hydrographique (Figure 4.9a). Notée en variation de millions de mètres cubes d'eau, la différence de capacité de stockage est bien visible entre le bassin-versant du Canut et du Nançon. Bien que la dynamique varie entre les 2 sites, dans les deux cas, la variation du stock d'eau souterraine est bien reliée à la densité du réseau hydrographique de surface : expansion/contraction.

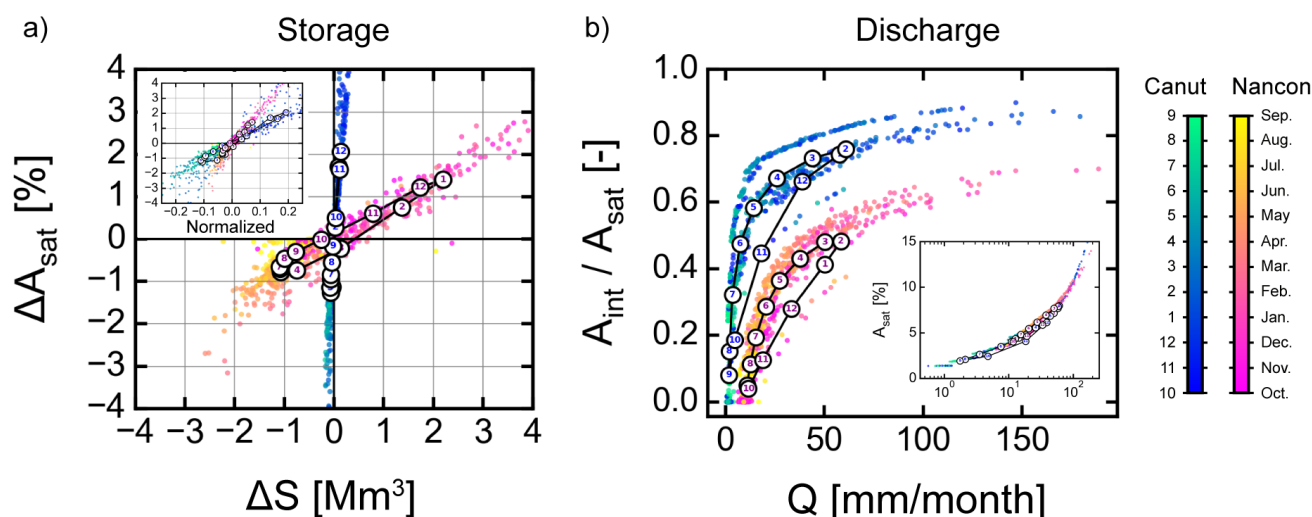


Figure 4.9. a) Variation de la proportion d'aire saturée en eau à la surface A_{sat} (réseau hydrographique) à l'échelle du bassin-versant en fonction de la variation du stockage d'eau souterraine (en millions de m^3 d'eau), pour le bassin-versant du Canut et du Nançon. b) Proportion du réseau hydrographique intermittent sur le réseau hydrographique total $A_{\text{int}} / A_{\text{sat}}$, en fonction du débit Q simulé.

La relation simulée entre le débit et la proportion de cours d'eau intermittents est aussi intéressante (Figure 4.9b), où l'on retrouve une corrélation positive entre le débit et la génération du réseau hydrographique (Godsey & Kirchner, 2014). Selon nos résultats de simulation, la proportion de cours d'eau intermittents (souvent nommé partie active dans la littérature) augmente plus rapidement aux faibles débits (de 0 à 25 mm/mois environ). En revanche, la forte augmentation du débit (au déjà de 25 mm/mois environ) coïncide avec une plus faible génération de réseau hydrographique. Basées sur des observations de terrain, ces relations sont aussi identifiées dans la littérature (Zanetti et al., 2021; Zimmer & McGlynn, 2017b). Les auteurs attribuent ce comportement observé aux fluctuations de la nappe d'eau souterraine, et plus spécifiquement, aux écoulements peu profonds. Lorsque la nappe s'élève, elle atteint progressivement les cours d'eau d'ordre un du bassin-versant. Cela génère alors davantage de boucles de circulation relativement courtes, à l'origine d'écoulements souterrains rapides. La compréhension des relations entre le débit et l'expansion/contraction du réseau hydrographique reste à ce jour un sujet de recherche encore très actif. Les outils de modélisation hydro(géo)logique développés permettent d'apporter de nouveaux éléments de réponses, et confirment certaines hypothèses de la littérature basées sur des observations de terrain.

Dans l'article précédent, il est démontré que l'intermittence des cours d'eau dépend de θ qui influence le temps de réponse de l'aquifère. Pour approfondir, il nous semble intéressant de comparer l'intermittence, selon les longueurs d'écoulement souterrain contributives aux cours d'eau (Figure 4.10). Ces longueurs représentent la distance entre le cours d'eau et le point de départ de lignes d'écoulement, souvent définis à partir des lignes de crête (ligne de partage des eaux souterraines). Ce type de longueur est souvent qualifiée de « caractéristique » dans la littérature (Laluet, 2019). Dans ces travaux, elle est estimée à partir de 2 méthodes.

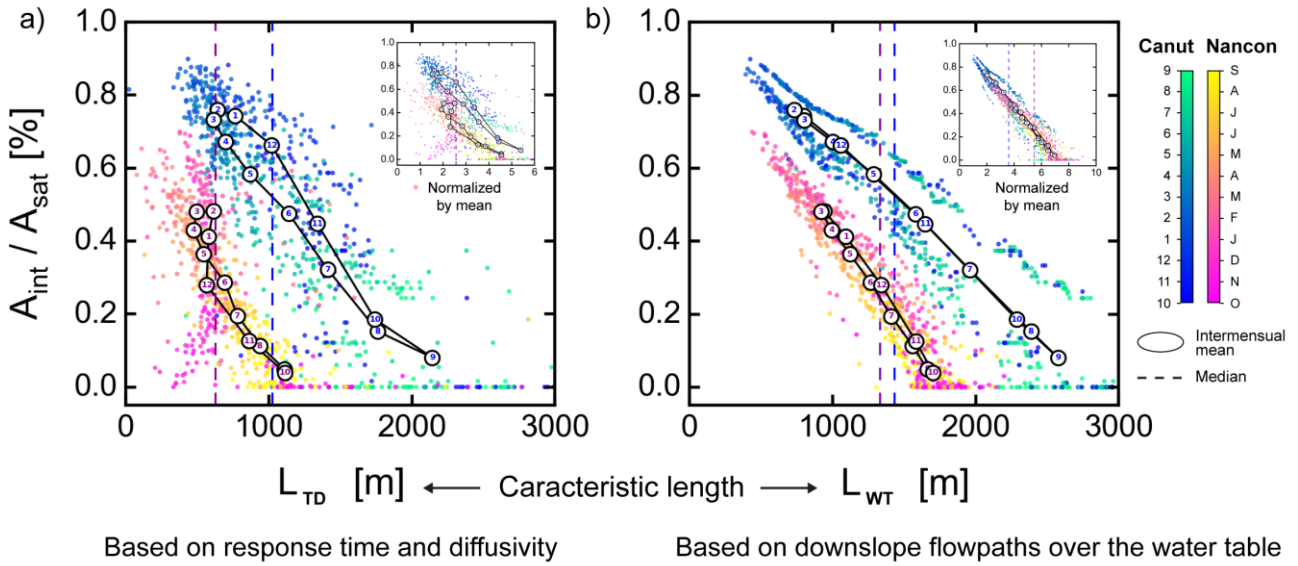


Figure 4.10. Proportion du réseau hydrographique intermittent sur le réseau hydrographique total A_{int} / A_{sat} , à l'échelle des bassins-versants du Canut et du Nançon, en fonction des longueurs caractéristiques estimées a) à partir de la diffusivité et des temps de réponse simulés, et b) à partir du calcul des distances d'écoulement entre les cellules de la topographie de la nappe simulée, jusqu'aux cellules du réseau hydrographique simulé le plus proche.

- La première méthode se base sur la diffusivité et les temps de réponse simulés par le modèle. Selon la littérature (Erskine & Papaioannou, 1997; Gelhar, 1993), le temps de réponse de l'aquifère t_r , représenté par la variation de stockage sur la variation de débit, peut aussi s'approximer selon la longueur « caractéristique » L représentant la distance entre la rivière et la ligne de partage des eaux souterraines selon la diffusivité D . On alors obtient la longueur L_{TD} (Figure 4.10a) comme suit :

$$t_r = \frac{dS}{dQ} \approx \frac{L^2}{D} \quad \text{où} \quad D = \frac{T}{\theta} = \frac{Kz}{\theta} \quad \text{alors} \quad L_{TD} = \sqrt{\frac{dS K z}{dQ \theta}} \quad (14)$$

où T est la transmissivité, h l'épaisseur de l'aquifère saturée en eau dans le cas d'une nappe libre.

Les résultats de la Figure 4.10a affichent une étroite relation entre les longueurs caractéristiques d'écoulement calculées (ordre de grandeur : 1 km), et la proportion de cours d'eau intermittents pour les 2 bassins-versants. Lorsque le niveau de la nappe est plutôt bas, avec une proportion de cours d'eau intermittents moindre, la longueur d'écoulement contributive des zones de résurgence et cours d'eau s'allonge. Ces boucles de circulation plus longues participent aussi à l'allongement du temps caractéristique de l'aquifère.

- La seconde méthode se base sur la longueur d'écoulement calculée à partir des niveaux de nappe et des réseaux hydrographiques simulés. On trace la ligne d'écoulement à partir de chaque cellule de la piézométrie du niveau de nappe simulé (format raster similaire au MNT), vers la cellule la plus proche du réseau hydrographique simulé. Étant donné qu'une seule couche numérique verticale est discrétisée, ces lignes représentent les chemins préférentiels de l'eau souterraine vers les cours d'eau. Cette opération est réalisée, pour chaque pas de temps simulé, où la distance moyenne de l'ensemble des lignes d'écoulements tracées à l'échelle du bassin-versant, est calculée, pour donner

L_{WT} (Figure 4.10b). Avec cette approche, la relation entre la longueur d'écoulement et la proportion de cours d'eau intermittents affiche une certaine linéarité. De plus, les longueurs caractéristiques d'écoulement sont cohérentes avec celle estimées en Figure 4.10a. Ces résultats introduisent le rôle de la longueur d'écoulement des eaux souterraines sur l'expansion/contraction du réseau hydrographique.

- Liens entre intermittence et stock souterrain : quelles informations de surface exploiter ?

Les conclusions précédentes consolident les perspectives engagées autour de l'utilisation des informations de surface, pour mieux caractériser le milieu souterrain. En effet, les articles des sections 3.2.1 et 4.3.1 soulignent le fort intérêt d'utiliser des données de télédétection pour mieux comprendre le fonctionnement de la subsurface et caler les modèles.

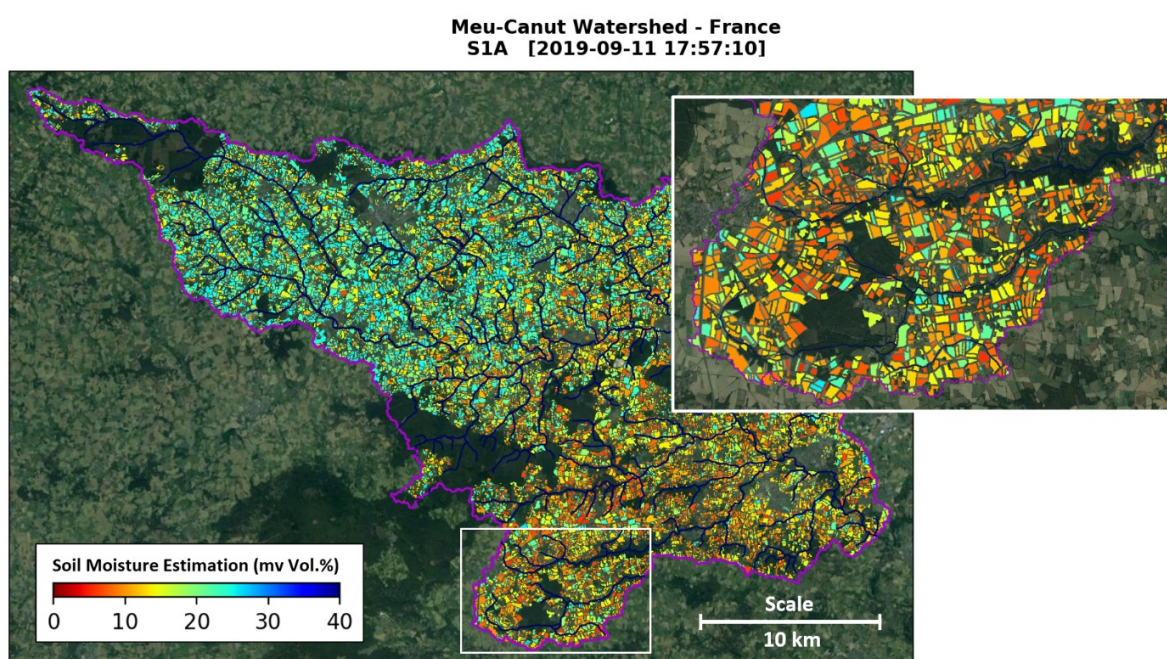


Figure 4.11. Distribution à l'échelle parcellaire de la teneur en eau dans le bassin du Meu-Canut, le 11 septembre 2019, estimée par le produit THEIA de CES "Water content at very high spatial resolution". Carte produite pour le projet BOSCO, à partir de données du satellite d'imagerie radar Sentinel-1A.

Par exemple, en s'appuyant sur des données satellites, le projet BOSCO (plus d'informations ici : <https://www.spaceclimateobservatory.org/bosco-brittany>) propose de co-construire un service d'estimation de teneur en eau sur le territoire breton, à très haute résolution spatiale (parcelle agricole) et temporelle, pertinente pour la gestion agricole et des ressources en eau (Figure 4.11). Ces observations caractérisées par une intermittence spatiale et temporelle, comme c'est le cas des cours d'eau, pourraient être utilisées pour estimer la recharge des nappes ou pour mieux contraindre les zones de résurgence simulées par les modèles hydrogéologiques.

5 APPLICATION AUX BASSINS-VERSANTS D'ALIMENTATION EN EAU POTABLE : BILAN DES PROJECTIONS HYDRO(GEO)LOGIQUES

Comme décrit dans l'introduction et la section 2, Eau du Bassin Rennais (EBR) compte 5 aires d'alimentation en eau potable majeures regroupant 7 bassins-versants d'intérêts. Un des livrables de la chaire, ciblé avec les partenaires, est le développement d'un premier modèle hydro(géo)logique calibré pour chacune de ses aires d'alimentation de captage. À partir de ces modèles, l'objectif est de fournir une première analyse de l'évolution des ressources en eau, sous l'effet de conditions climatiques futures. Cette stratégie permettra à EBR de disposer d'un premier bilan futur, des volumes d'eau disponibles et leur répartition spatio-temporelle, à l'échelle du système d'alimentation en eau potable. Cette section compile en 4 parties les travaux menés autour des projections hydro(géo)logiques : les stratégies de calibration des modèles selon les bassins, l'intégration des projections climatiques futures, un exemple de résultats pour un site d'intérêt majeur, et enfin une discussion sur la résilience des systèmes.

5.1 Stratégies de calibration spécifiques aux bassins-versants modélisés

5.1.1 Données disponibles et contraintes des modèles

Pour l'ensemble des modèles développés dans cette section, nous appliquons la modélisation de type « cas de référence » présentée en section 2.3.5 et aussi illustrée sur la [Figure 5.1a](#). Les hypothèses et la stratégie de développement se résument ainsi :

- **Domaine.** Le domaine des modèles est élargi et délimité, par une zone tampon de +10 % de la superficie du bassin-versant, bordée par une condition limite à flux nul.
- **Discretisation.** Un modèle numérique de terrain d'une résolution de 75 m (BD ALTI) constitue la discretisation et la limite supérieure des modèles, où un modèle de conductance est appliqué sur toute la surface. Une seule couche numérique est implémentée au modèle. Les simulations en régime transitoire sont réalisées au pas de temps mensuel.
- **Paramétrisation.** L'épaisseur de l'aquifère fixée à 30 m est constante et parallèle à la topographie. Les propriétés hydrauliques (conductivité hydraulique K et porosité θ) sont homogènes et isotopes.
- **Recharge.** La recharge moyennée à l'échelle du bassin versant est issue du modèle de surface SURFEX, piloté par la réanalyse météorologique SAFRAN (8 x 8 km). La recharge est normalisée, selon le débit mesuré à la station hydrométrique disponible, afin d'assurer la cohérence entre le flux moyen en entrée et en sortie du bassin-versant (cf. 2.3.4, équation (12)). La recharge R uniforme s'opère sur chaque maille.
- **Surface.** Les zones de résurgence (saturation en eau à la surface), de décharge des eaux souterraines, se produisent seulement là où la nappe phréatique atteint la surface. Ces zones de résurgence génèrent des cours d'eau à partir d'un simple routage de surface selon la topographie du bassin-versant.

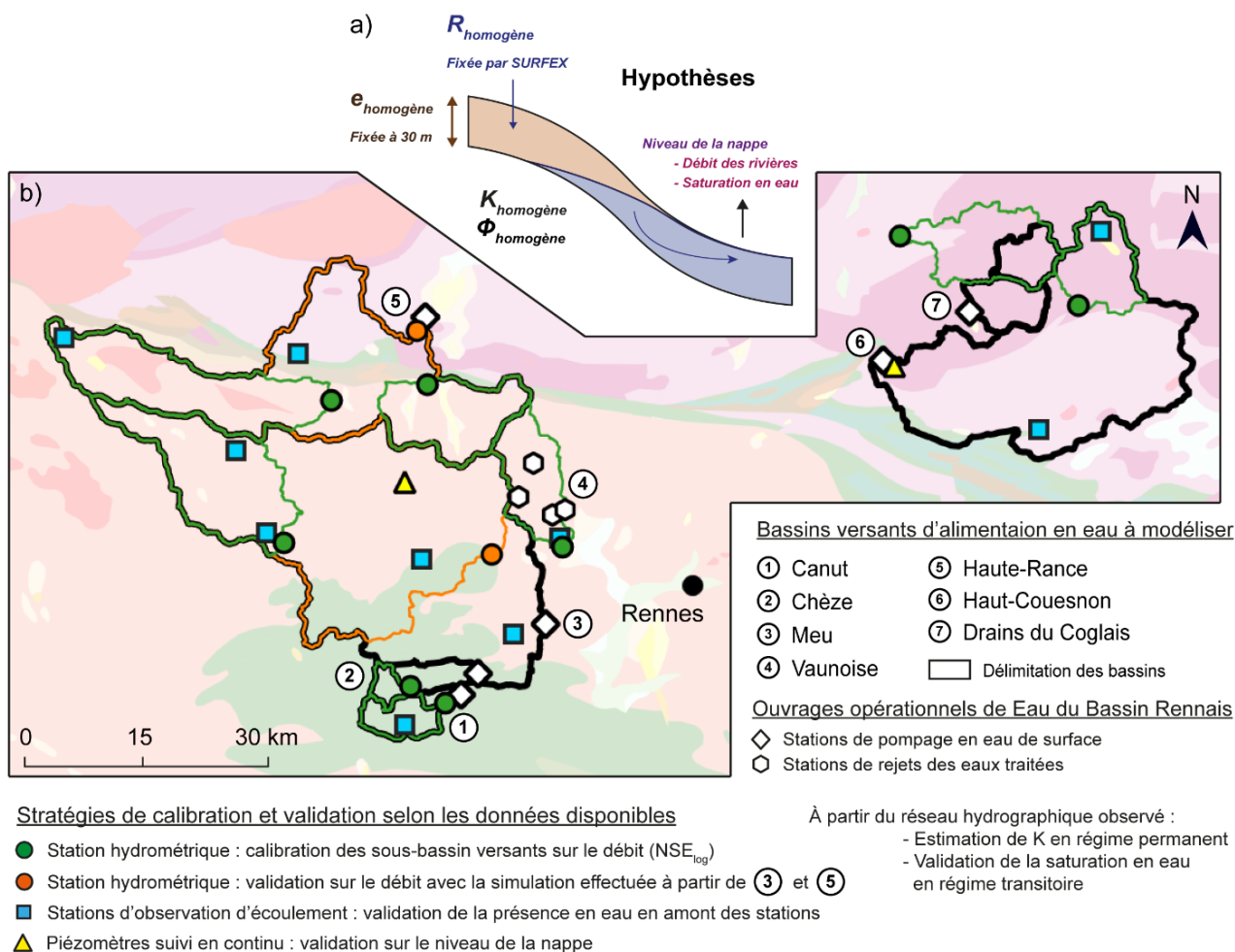


Figure 5.1. a) Hypothèses et schéma conceptuel du cas de modélisation de référence appliqué aux modèles. b) Données disponibles pour la calibration et la validation des modèles des 7 bassins-versants d'alimentation en eau potable.

La calibration des modèles est contrainte par le type et la quantité de données disponibles. Ainsi, dans un premier temps, nous choisissons de caler uniquement les sous-bassins versants disposant de mesures de débit des cours d'eau (contours verts sur la Figure 5.1). L'exutoire de ces sous-bassins-versants modélisés correspond à une station hydrométrique (ronds verts sur la Figure 5.1). Pour ces 8 sous bassins-versants, lorsque les données sont disponibles, l'approche de calibration décrite en 4 points dans la section 2.3.6 est appliquée. La calibration multi-objectifs se base sur 3 types de données qui permettent de contraindre le modèle et de rechercher le meilleur compromis entre les différents objectifs. La démarche est synthétisée en quelques lignes ci-dessous :

- Estimation de K en régime permanent à partir du réseau hydrographique

Cette méthodologie a été appliquée en se basant sur 2 réseaux hydrographiques observés, fournis par la BD TOPO (IGN, 2022) : le réseau « permanent » et le réseau « complet » (permanents + intermittents). Ainsi, 2 valeurs de conductivité hydraulique sont estimées respectivement K_{perm} et K_{comp} . Les résultats de l'application de cette méthode pour les 8 sous bassins-versants sont présentés en Figure 5.2. À noter, le réseau hydrographique observé initialement sous format shapefile (vecteur :

polyligne) est converti en raster selon la résolution du MNT. Pour des raisons techniques de « geoprocessing », plutôt que des longueurs de cours d'eau, ce sont des superficies (ou aires) de réseaux hydrographiques observés et simulés qui sont comparées.

- Exploration de K et θ en régime transitoire et calage à partir du débit des cours d'eau

Pour cette exploration, 400 couples de paramètres K et θ sont modélisés : 20 valeurs de K allant de 10^{-8} à 10^{-2} m/s et 20 valeurs de θ , allant de 0.1 à 10 %. Pour chaque cas, le NSE_{\log} est calculé entre la chronique du débit observé et simulé. Au débit simulé par le modèle, le ruissèlement de surface de SURFEX est ajouté (cf. section 2.3.6). Ces résultats sont d'autant meilleurs, que le critère NSE se rapproche de 1 (ou 100 %). En couplant les conductivités hydrauliques estimées dans la méthode précédente, aux résultats de l'exploration, il est possible de définir un premier couple optimal de paramètre K et Φ .

- Contrôle de la saturation en eau à la surface à partir de l'intermittence des cours d'eau

Lors de l'exploration, l'amplitude entre la saturation (aire saturée en eau à la surface selon la superficie du bassin-versant) maximale et minimale est aussi recherchée pour chaque modèle. Pour le couple de paramètres K et Φ défini à partir des étapes précédentes, l'amplitude de saturation simulée est comparée qualitativement (ou visuellement) au réseau hydrographique observé : permanent et intermittent (IGN, 2022). Cela permet de contrôler la cohérence et de valider l'amplitude de saturation entre les périodes de hautes eaux (forte saturation avec un réseau plutôt dense : permanent + intermittent) et les périodes de basses eaux (faible saturation avec un réseau peu développé : permanent).

- Validation à partir d'observations discrètes d'état d'écoulement dans les cours d'eau

Finalement, les données observées issues du réseau ONDE sont aussi comparées qualitativement à la saturation en eau simulée en amont de ces stations d'observation. À partir de ces données discrètes, on suppose que si un assec est observé à la station, alors le sous-bassin versant en amont est aussi assec. Il est vrai que cette hypothèse n'est pas systématiquement vérifiée. En effet, même si un assec est observé en aval, certaines portions du cours d'eau en amont peuvent présenter un écoulement, pour se réinfiltrer plus loin. Ce type d'organisation discontinu du réseau hydrographique est largement observé dans la littérature, et spécifiquement pour des régions d'aquifères de socle (Warix et al., 2021; Whiting & Godsey, 2016; Zimmer & McGlynn, 2017a). Néanmoins, dans le contexte de la zone d'étude, un assec observé caractérise bien un niveau général relativement bas de la nappe d'eau souterraine à l'échelle du bassin-versant, favorisant une faible saturation en eau à la surface. Cette réflexion et ces hypothèses s'appliquent également dans le sens inverse, si un écoulement, visible ou non, est observé à la station.

5.1.2 Résultats d'optimisation des propriétés hydrauliques

Pour les 8 sous-bassins versants calibrés, 2 valeurs de conductivités hydrauliques K sont obtenues selon le réseau hydrographique observé de référence : permanent ou complet (Figure 5.2). Pour l'ensemble des modèles, moins d'un ordre de grandeur séparent les valeurs de K estimées pour le réseau hydrographique complet, allant de 4.7×10^{-6} m/s (Jouan) à 1.1×10^{-5} m/s (Gael). Même constat avec le réseau hydrographique permanent, où ces valeurs s'échelonnent de 1.9×10^{-5} m/s (Neal) à 7.0×10^{-5} m/s (Gael). Aussi pour chaque site, la conductivité hydraulique estimée entre les 2 réseaux hydrographiques varie de moins d'un ordre de grandeur. Comme décrit dans l'article de la section 3.2.1, le réseau hydrographique observé de référence influence le résultat de la calibration.

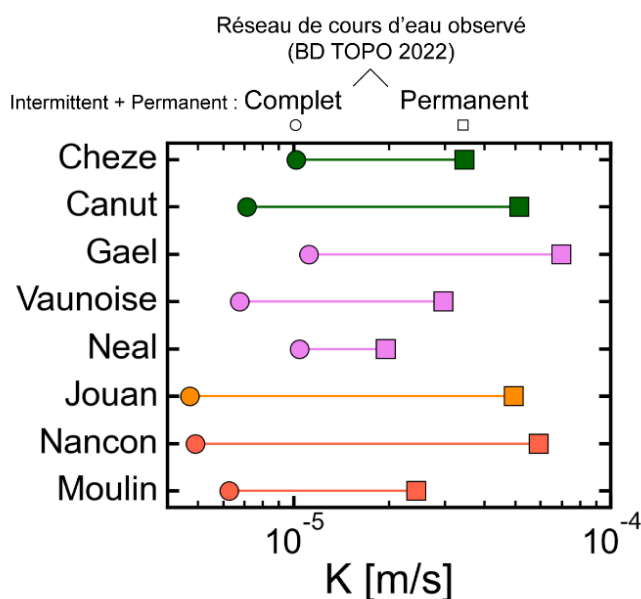


Figure 5.2. Pour les 8 sous-bassins-versants calibrés sur le débit, résultats de l'estimation de la conductivité hydraulique à partir du réseau hydrographique observé : permanent et complet (permanent et intermittent) (BD TOPO, IGN (2022)). Les couleurs font références à la géologie des bassins-versants (Figure 5.1).

Pour chacun des sous-bassins, une fiche des résultats de calibration est éditée sous le format de la Figure 5.3. Ici, seuls les résultats d'optimisation du sous-bassin du Nançon sont présentés. Les autres fiches sont annexées à ce document (Annexe 7 à Annexe 14). La présentation de la Figure 5.3, identique pour chaque fiche, illustre les résultats des 4 étapes de calibration, comme suit :

1) Estimation de K en régime permanent

La carte représente le réseau hydrographique optimal simulé et calé à partir du réseau de cours d'eau complet (permanent + intermittent) observé. La géologie au 1 : 1 000 000 (BRGM) est visible en fond de carte (code couleur similaire aux Figure 2.1 et Figure 5.1). Les conductivités hydrauliques estimées à partir du réseau hydrographique permanent K_{perm} et complet K_{comp} sont indiquées.

2) Exploration de K et θ en régime transitoire

Les graphiques affichent les résultats de l'exploration des couples de paramètres K et θ , sur le débit (à gauche) et sur la saturation (à droite). Les valeurs de K_{perm} et K_{comp} indexées aux graphiques délimitent une première gamme de modèles plausibles. Pour l'ensemble des sous-bassins versants étudiés, la différence d'aire saturée par le réseau hydrographique, minimal et maximal observés, ne dépasse pas 20 %. Cette observation permet d'écarter les modèles avec des conductivités hydrauliques trop faibles, comme c'est le cas pour K_{comp} . Pour le Nançon par exemple, c'est la conductivité hydraulique K_{perm} qui est retenue, pour laquelle le meilleur NSE_{log} sur le débit est atteint avec une porosité de 2 %.

3) Choix du couple de paramètres et visualisation

La qualité de l'optimisation, entre les débits observés et simulés, est quantifiée à l'aide de critères de performance (NSE , NSE_{log} , KGE , $RMSE$, MAE , $MARE$). En parallèle, l'aire saturée par le réseau hydrographique à l'échelle du bassin-versant est représentée. Ce réseau hydrographique simulé est séparé entre la partie permanente (écoulement les 12 mois de l'année) et intermittente (au moins 1 mois dans l'année assec). Les lignes horizontales correspondent à la proportion d'aire saturée par le réseau hydrographique observé : permanent et complet (permanent + intermittent) (IGN, 2022). En lien avec l'amplitude maximale et minimale de saturation, ce graphique est en mesure de valider, par contrôle visuel, la cohérence du réseau hydrographique modélisé en régime transitoire. L'objectif est de trouver un compromis pour représenter au mieux, à la fois, la partie permanente, mais aussi, la partie intermittente.

4) Validation qualitative du modèle

Ce dernier point illustre la validation de la saturation à partir des observations du réseau ONDE. Sur le graphique, les données observées sont affichées par des bandes de couleur verticales (bleu : écoulement visible, jaune : non visible et rouge : assec). La saturation simulée est calculée pour le sous-bassin amont de la station ONDE. Le réseau hydrographique discontinu correspond aux zones de résurgences brutes simulées par le modèle, c'est à dire sans écoulement de surface. Le réseau continu est généré, par un écoulement de surface suivant la plus grande pente, à partir des zones de résurgences, jusqu'à l'exutoire. Les cartes représentent le réseau hydrographique minimal (le plus contracté) et maximal (le plus étendu) simulé sur l'ensemble de la période de simulation.

L'ensemble de la démarche est appliqué pour chaque sous-bassin versant. Pour chacun d'eux, quelques caractéristiques et les résultats quantitatifs de l'optimisation sont récapitulés dans le [Tableau 1](#). Les résultats d'optimisation présentés proviennent d'une calibration préliminaire des différents modèles. Certains bassins affichent des critères de performance satisfaisants pour le couple de paramètre K et Φ , tandis que certains modèles nécessitent d'être repris et amélioré.

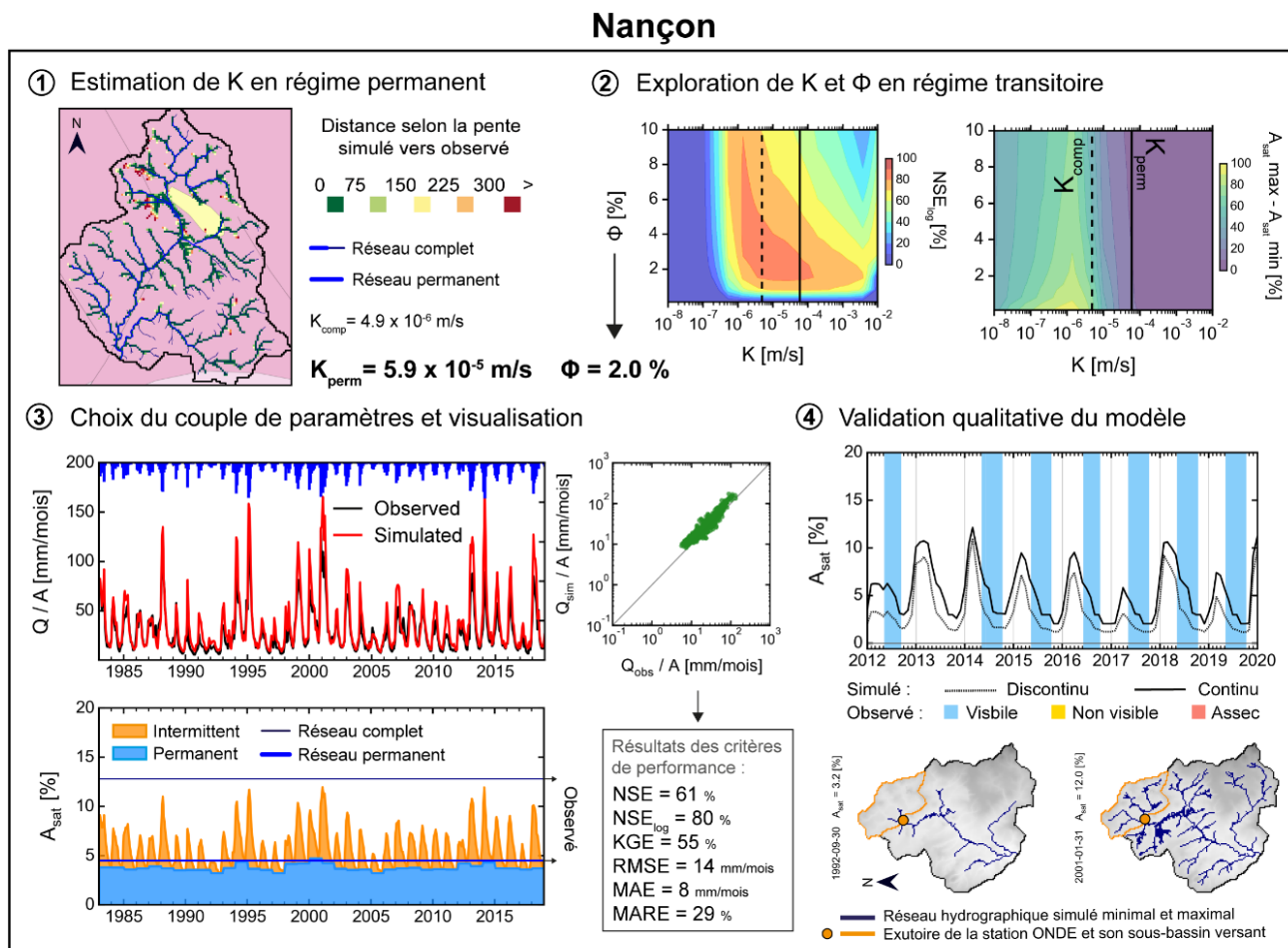


Figure 5.3. Exemple de planche des résultats de calibration et de validation du modèle ici présentée pour le bassin-versant du Nançon.

Tableau 1. Caractéristiques des 8 sous-bassins versants calibrés et résultats de l'optimisation quantitative pour le couple de paramètre K et θ choisis. L'épaisseur de l'aquifère est constante et fixée à 30 m.

	Caractéristiques et paramètres observés					Paramètres optimisés		Critère de performance sur le débit				Saturation modélisée	
	Aire [km ²]	Pente [%]	$A_{sat} \text{ obs comp}$ [%]	$A_{sat} \text{ obs perm}$ [%]	R [mm/an]	K_{perm} [m/s]	θ [%]	NSE [-]	NSE _{log} [-]	KGE [-]	RMSE [mm/mois]	$A_{sat} \text{ sim comp}$ [%]	$A_{sat} \text{ sim perm}$ [%]
Canut	24,9	2,7	7,9	3,2	267,0	$5,1 \times 10^{-5}$	0,1	0,80	0,69	0,60	14,40	4,7	1,7
Cheze	9,6	2,7	9,9	3,5	319,9	$3,4 \times 10^{-5}$	0,1	0,67	0,54	0,46	20,85	5,4	1,9
Gael	131,7	2,7	7,1	3,2	254,5	$7,0 \times 10^{-5}$	0,2	0,84	0,57	0,60	11,21	3,5	1,4
Vaunoise	62,0	2,9	8,3	4,2	187,1	$3,0 \times 10^{-5}$	0,2	0,71	0,61	0,55	9,24	5,1	2,5
Neal	83,6	2,9	7,0	4,9	167,8	$1,9 \times 10^{-5}$	0,2	0,80	0,44	0,62	9,13	5,1	2,3
Jouan	143,0	4,1	11,2	4,1	262,2	$4,9 \times 10^{-5}$	0,5	0,78	0,71	0,64	11,46	4,2	2,2
Moulin	82,7	3,9	11,1	6,6	293,8	$2,4 \times 10^{-5}$	2,0	0,55	0,75	0,52	11,79	6,7	4,9
Nancon	57,3	3,6	12,8	4,5	341,5	$5,9 \times 10^{-5}$	2,0	0,61	0,80	0,55	13,58	5,7	3,8

Pour cette première démarche de calibration, on s'est vite aperçu que les porosités à appliquer aux modèles étaient relativement faibles en règle générale, voire très faibles. En effet, pour la Chèze et le Canut par exemple, la porosité à appliquer est extrêmement faible (0,1 %) pour représenter correctement, à la fois, les débits, et la saturation en surface. Même si les données de débit observées soulignent bien un stock limité sur ces bassins-versants (cf. section 2.2.3), appliquer une si faible porosité revient à modéliser un stock quasiment nul : la diffusivité de l'aquifère est très élevée, l'eau qui entre dans le système y ressort très rapidement. Dans les contextes étudiés, on sait que la porosité

est généralement faible (Figure 2.26), et qu'elle est particulièrement complexe à estimer. Bien que les valeurs de porosité calées soient relativement faibles, il est difficile de les critiquer et de les comparer avec des données robustes de la littérature. Ces valeurs sont donc considérées cohérentes et exploitables au stade actuel des travaux.

Au-delà des limites du modèle, ce problème est identifié lorsque la chronique de recharge SURFEX appliquée au modèle représente déjà à elle seule le débit mesuré à l'exutoire du bassin-versant. Dans ce cas, les 2 chroniques sont quasiment similaires. Une des hypothèses serait que le modèle SURFEX simule déjà les processus de diffusion de l'aquifère à travers les couches du sol, que l'on retrouve dans les données de recharge fournies. Au stade actuel des travaux, ces hypothèses restent à approfondir et à discuter avec les experts hydroclimatologues à l'origine de SURFEX. Selon notre analyse, cette limite bien identifiée, et prise en compte dans l'interprétation des résultats, n'empêche pas l'exploitation des modèles calibrés.

5.1.3 Pistes d'amélioration des modèles et de la calibration

Maintenant qu'une première base de modèle a été développée pour chacun des sous-bassins versants, il est envisageable de penser à l'amélioration et l'optimisation de leur calibration. En effet, à ce jour, certaines étapes de la calibration et de validation sont basées, uniquement, sur des comparaisons qualitatives. À l'avenir, il serait intéressant de développer des indicateurs quantitatifs à chaque étape de calibration. Couplés entre eux, ces nouveaux critères de performance basés sur de multiples sources de données permettront d'optimiser, avec plus de précision, les propriétés hydrauliques de la subsurface. De plus, il faut se rappeler que les modèles développés et présentés dans cette section, sont très simplifiés et considérés comme totalement homogènes. Or, la réalité est tout autre dans ces milieux d'aquifère de socle fracturés, particulièrement hétérogènes.

En outre, le travail a été réalisé sur des processus intégrés à l'échelle du bassin versant et sur l'estimation des propriétés hydrauliques effectives. Selon les besoins identifiés pour chaque bassin-versant, les modèles pourront être complexifiés, en incluant de l'hétérogénéité à la géométrie de l'aquifère et/ou aux propriétés hydrauliques. En effet, certains bassins-versants présentent différentes couches géologiques, particulièrement significatives pour les aires d'alimentation de captage de la Haute-Rance et du Haut-Couesnon. Les différentes formations géologiques pourraient être implémentées verticalement et/ou latéralement dans les modèles. Pareillement, certains sites sont complexes, comme les Drains du Coglais (bassin-versant du Moulin) (Figure 5.1), où des drains souterrains drainent la nappe dans l'arène granitique, à quelques mètres de profondeur. Ce type de système requière un développement particulier et une stratégie de modélisation plus fine.

Néanmoins, l'ensemble de cette démarche exploratoire et parcimonieuse a permis d'étendre les applications et les outils à une large palette de sites d'étude. Ce type de déploiement permet de

construire première base de modélisation pour chacune des aires d'alimentation en eau potable ; l'objectif étant in fine, de prendre en compte l'ensemble du système d'alimentation.

5.2 Intégration des projections hydroclimatiques aux modèles hydrogéologiques

5.2.1 Modèles climatiques et origine des données utilisées

Afin de projeter l'évolution des ressources en eau à l'échelle du bassin-versant, les modèles hydrogéologiques nécessitent l'utilisation de projections sur la recharge des eaux souterraines. Ces données de recharge sont issues du modèle de surface SURFEX (voir section 2.2.1). Cependant, au lieu d'être forcé par la réanalyse météorologique SAFRAN, SURFEX est forcé par des projections climatiques résultant de différents modèles et scénarios climatiques. Dans le cadre de ces travaux, 2 jeux de données différents sont étudiés : « **DAYON-2015** » et « **EXPLORE2-2021-SIM2** ». Ces 2 jeux de données ont été confectionnés à partir de modèles climatiques et/ou de méthodes de descente d'échelle différentes. Néanmoins, les scénarios d'émissions de gaz à effets de serre utilisés sont identiques et les données de recharge ont été simulées par une version similaire de SURFEX (Masson et al., 2013). L'origine de ces 2 jeux de données, du plus récent au plus ancien, est décrite ci-dessous.

- **Jeux de données « EXPLORE2-2021-SIM2 »**

Ce jeu de données provient initialement des simulations climatiques régionales produites dans le cadre du projet international EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014), pilotées par un sous-ensemble de projections climatiques à l'échelle globale, nommé CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project 5) (Navarro-Martinez et al., 2017; Taylor et al., 2012). Ces modèles climatiques globaux simulent l'évolution du climat (température, précipitations, etc.) selon différents scénarios socio-économiques nommés RCP (pour Representative Concentration Pathway). Ces scénarios, mentionnés dans le cinquième rapport AR5 (IPCC Working Group 1 et al., 2013) du GIEC, correspondent à une évolution des concentrations de gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère (période 2000-2100), dépendante du volume des émissions dans les années à venir. Les RCP sont nommés d'après la gamme possible de valeurs de forçage radiatif atteint en 2100, allant du plus favorable, au plus défavorable : RCP2.6 (2,6 W/m²), RCP4.5 (4,5 W/m²), RCP6.0 (6,0 W/m²), RCP8.5 (8,5 W/m²). Plus cette valeur est élevée, plus le système océan-terre-atmosphère gagne en énergie et se réchauffe. Deux scénarios d'émissions RCP (Representative Concentration Pathway) sont retenus dans ces travaux : le RCP 2.6 « optimiste » et le RCP8.5 « pessimiste ».

Depuis 2021, le portail DRIAS (<http://www.drias-climat.fr/>) propose un nouveau jeu de données de projections climatiques. Celui-ci est mis à jour à partir de versions corrigées depuis les premières simulations lancées en 2014, afin de bénéficier des nouvelles simulations EURO-CORDEX. Les experts climatologues à l'origine de ce jeu de données ont retenu une liste de 12 couples GCM/RCM (Tableau 2), en se basant sur une multitude de critères de sélection et études d'évaluation. Par

exemple, seuls les GCM jugés réalistes sur l'Europe sont conservés (McSweeney et al., 2015) (plus d'informations sur ce lien : <http://www.drias-climat.fr/accompagnement/sections/240>).

Tableau 2. Liste des couples de GCM/RCM exploités dans le cadre des simulations EXPLORE2-2021-SIM2, disponibles sur le portail DRIAS. Modifié d'après (Météo-France, 2021).

Nom de la simulation	Institution	GCM	RCM	Scénarios	Périodes disponibles	Variables	Labels
CNRM-CERFACS-CNRM-CM5_CNRM-ALADIN63	CNRM	CNRM-CM5	ALADIN63	RCP8.5, RCP4.5, RCP2.6	1951-2100	9	CNR-ALA
MPI-M-MPI-ESM-LR_CLMcom-CCLM4-8-17	CLMcom	MPI-ESM	CCLM4-8-17	RCP8.5, RCP4.5, RCP2.6	1950-2100	7	MPI-CCL
MOHC-HadGEM2-ES ICTP-RegCM4-6	ICTP	HadGEM2	RegCM4-6	RCP8.5, — , RCP2.6	1970-2099	7	HAD-REG
ICHEC-EC-EARTH_SMHI-RCA4	SMHI	EC-EARTH	RCA4	RCP8.5, RCP4.5, RCP2.6	1970-2100	7	ECE-RCA
IPSL-IPSL-CM5A-MR_IPSL-WRF381P	IPSL	IPSL-CM5A	WRF381P	RCP8.5, RCP4.5, —	1951-2100	7	IPS-WRF
NCC-NorESM1-M_GERICS-REMO2015	GERICS	Nor-ESM1	REMO2015	RCP8.5, — , RCP2.6	1950-2100	7	NOR-R15
MPI-M-MPI-ESM-LR_MPI-CSC-REMO2009	CSC	MPI-ESM	REMO2009	RCP8.5, RCP4.5, RCP2.6	1970-2100	7	MPI-R09
MOHC-HadGEM2-ES_CLMcom-CCLM4-8-17	CLMcom	HadGEM2	CCLM4-8-17	RCP8.5, RCP4.5, —	1950-2099	7	HAD-CCL
ICHEC-EC-EARTH_KNMI-RACMO22E	KNMI	EC-EARTH	RACMO22E	RCP8.5, RCP4.5, RCP2.6	1950-2100	9	ECE-RAC
IPSL-IPSL-CM5A-MR_SMHI-RCA4	SMHI	IPSL-CM5A	RCA4	RCP8.5, RCP4.5, —	1970-2100	7	IPS-RCA
CNRM-CERFACS-CNRM-CM5_KNMI-RACMO22E	KNMI	CNRM-CM5	RACMO22E	RCP8.5, RCP4.5, RCP2.6	1950-2100	9	CNR-RCA
NCC-NorESM1-M_DMI-HIRHAM5	DMI	Nor-ESM1	HIRHAM5 v3	RCP8.5, RCP4.5, —	1951-2100	7	NOR-HIR

Ces projections sont produites par des modèles de climat régionaux (RCM pour Regional Climate Model) à la résolution de $0,11^\circ$ (environ 12 km) sur un domaine unique couvrant l'Europe, et sont contrôlées à leurs bords, par les modèles de climat globaux (GCM, pour General Climate Model). En plus des projections futures simulées de 2006 à 2100, les simulations historiques sont disponibles de 1950 ou 1970 à 2005. Les simulations climatiques régionales d'EURO-CORDEX présentant des biais systématiques résiduels sont ajustées par une méthode statistique nommée ADAMONT (Verfaillie et al., 2017). Cette approche de descente d'échelle (Figure 5.4c) et d'ajustement de biais de scénarios climatiques régionaux utilisent une méthode de correction quantile-quantile par rapport à un jeu d'observations : la réanalyse SAFRAN. L'approche assure ainsi une cohérence maximale entre les projections climatiques et la réanalyse de référence en fournissant les projections sur une même grille de résolution spatiale de 8×8 km.

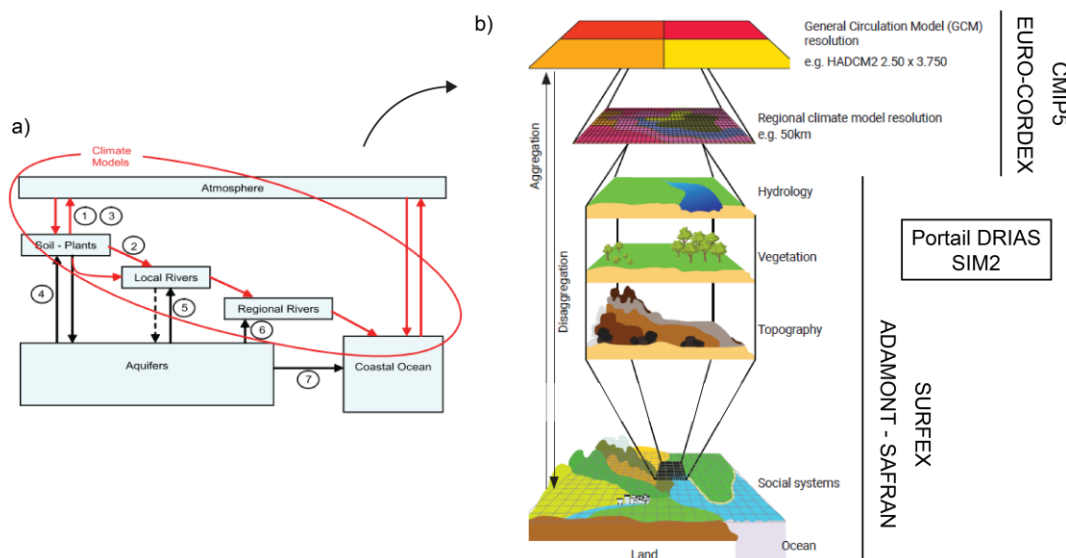


Figure 5.4. a) Réservoirs (dans l'ovale rouge) avec les flux (flèches rouges) représentés dans certains modèles climatiques actuels. Source : (Fan & Schaller, 2009). b) Schéma conceptuel de la descente d'échelle des modèles climatiques globaux. Modifié d'après : (Viner, 2012).

Enfin, le modèle SURFEX est forcé avec les projections climatiques pour renseigner la recharge des eaux souterraines et le ruissellement (pour plus d'informations, consulter le site : <http://www.drias-climat.fr/accompagnement/sections/322/>). Comme c'est le cas en général, les processus au sein de l'aquifère ne sont pas représentés dans les chaînes de modélisation climatiques (Figure 5.4b). Dans le cadre de ces travaux, pour se concentrer sur les fluctuations interannuelles et saisonnières à l'échelle du bassin versant, la moyenne mensuelle des séries quotidiennes est projetée sur la grille de résolution de 8 x 8 km. Sur la base des projections de 8 couples de GCM/RCM, nous disposons alors de la recharge des eaux souterraines et du ruissellement de surface au pas de temps mensuel pour la période historique (1975 à 2005), et les projections futures (2006 à 2100) : scénario RCP2.6 et RCP8.5. La recharge est normalisée à partir du débit moyen mesuré à la station hydrométrique disponible du bassin-versant modélisé (cf. section 2.3.4, équation (12)). Cette stratégie permet de respecter la cohérence entre le flux entrant (recharge) et le débit mesuré, déjà utilisé pour la calibration du modèle.

Pour faciliter la sélection des modèles climatiques, le portail DRIAS propose une analyse des simulations basée sur deux indicateurs climatiques : écarts de la température moyenne et des précipitations pour la période 2070-2100 par rapport à la période de référence 1976-2005. Chaque couple de modèle GCM/RCM est alors classé selon la saison de l'année permettant d'identifier les modèles qui se réchauffent le plus, et ceux qui deviennent plus secs dans le futur (Figure 5.5). Cette figure complète le classement des modèles basé sur l'intensité et la fréquence des événements de faible recharge déjà proposé à la section 5.3.5 (Figure 5.18).

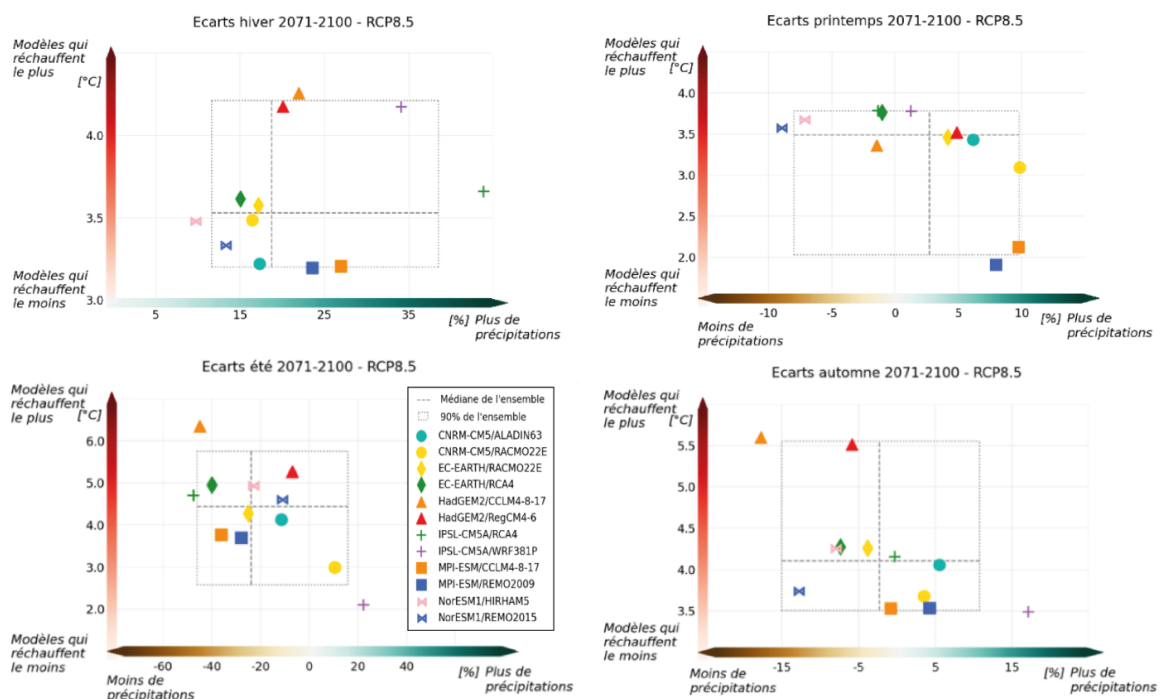


Figure 5.5. Anomalies saisonnières des températures en fonction des précipitations pour la période 2071 à 2100 par rapport à la période de référence 1976-2005, pour l'ensemble des modèles utilisés dans les projections « EXPLORE2-2021-SIM2 », à partir du scénario RCP8.5. Source : (Météo-France, 2021).

- **Jeu de données « DAYON-2015 »**

Ce jeu de données, non accessible au public, a été fourni par Météo-France en 2019. Il renferme le résultat de projections hydrologiques réalisées à partir des projections climatiques CMIP5 et régionalisées par Dayon et al. (2015) (voir aussi la thèse de Dayon (2015)). Les projections climatiques « EXPLORE2-2021-SIM2 » et « DAYON-2015 » se différencient par la méthode de régionalisation des GCM. Pour « DAYON-2015 », elle s'appuie sur une méthode statistique, basée sur la physique, avec des améliorations détaillées dans Dayon et al. (2018). Cette méthode ne s'appuie pas sur l'utilisation de RCM. En effet, pour « DAYON-2015 », la méthode de régionalisation permet de passer directement des projections des GCM à des projections régionales corrigées. Néanmoins, comme pour « EXPLORE2-2021-SIM2 », cette correction s'appuie aussi sur la réanalyse SAFRAN comme référence. La version de SURFEX utilisée pour « EXPLORE2-2021-SIM2 » et « DAYON-2015 » est similaire, et les données qui en résultent sont au même format spatial et temporel. En revanche, même si les GCM proviennent du projet CMIP5 de Taylor et al. (2012), ceux utilisés dans « DAYON-2015 » (Tableau 3) ne sont pas forcément les mêmes que pour « EXPLORE2-2021-SIM2 ».

Tableau 3. Modèles (GCM) issus du CMIP5 et disponibles dans les projections DAYON-2015 pour le bassin rennais. Les chiffres correspondent au nombre de simulations disponibles pour la partie historique, fixée de 1960 à 2005, et pour les scénarios futurs RCP2.6 et RCP8.5. Modifié d'après Dayon et al. (2015).

Modèles (GCMs)	Labels	Historique	RCP2.6	RCP8.5
		1960-2005	2005-2100	
ACCESS-3	ACC	1	-	1
BCC-CSM1-1-M	BCC	-	-	-
BNU-ESM	BNU	-	-	-
CAN-ESM2	CAN	3	3	3
CNRM-CM5	CNR	1	1	
CSIRO-Mk3-6-0	CSI	1	-	1
GFDL-CM3	GFD	-	-	
IPSL-CM5A-MR	IPS	1	1	1
MIROC5	MIR	3	-	3
Nor-ESM1-M	NOR	1	1	1
Total	TOT	11	6	10

- **Différences notables entre les 2 jeux de données**

D'après les projections hydrologiques réalisées à l'échelle de la France, selon Dayon et al. (2018) et Météo-France (DRIAS) (2021), les simulations des 2 jeux de données s'accordent sur une forte diminution des débits dans le sud de la France, allant jusqu'à -30 % pour le scénario RCP8.5 sur la période 2070-2100, par rapport à 1975-2005. Cependant, elles sont en désaccord pour les tendances sur la moitié nord de la France : « EXPLORE2-2021-SIM2 » prévoit plutôt une forte augmentation des débits jusqu'à +30 %, tandis que « DAYON-2015 » annoncent plutôt une anomalie négative. Les hydroclimatologues, experts de ces jeux de données, ont prouvé que les RCM ont

tendance à produire un biais froid et un biais pluvieux par rapport aux GCM (Boé et al., 2020). Ainsi, les différences indiquées sur les simulations de débits concordent avec ces biais. De façon complémentaire, Evin et al. (2019), en analysant les 87 projections EURO-CORDEX (dont une partie est utilisée dans « EXPLORE2-2021-SIM2 »), affirment qu'une part importante de l'incertitude sur les précipitations provient des RCM. Selon les climatologues, les projections issues de CMIP5 régionalisé (« DAYON-2015 ») seraient, à ce jour, plus appropriées que les projections issues de EURO-CORDEX régionalisé (« EXPLORE2-2021-SIM2 »). Au stade actuel des travaux, l'origine des écarts reste encore à discuter, et une première étape visera à vérifier la cohérence des projections de « DAYON-2015 » et « EXPLORE2-2021-SIM2 », en se basant sur les mêmes GCM.

Dans le cadre de ces travaux, l'analyse des variables hydroclimatiques à l'échelle du bassin rennais affichent le même constat. Les projections climatiques « DAYON-2015 » prévoient plutôt une diminution de la recharge annuelle (Figure 5.10), tandis que les projections « EXPLORE2-2021-SIM2 » tendent plutôt vers une augmentation de la recharge annuelle dans le futur (Figure 5.17). De plus, le bilan annuel moyen historique (période 1975 à 2005) « EXPLORE2-2021-SIM2 » est 30 % plus faible que celui de la réanalyse SAFRAN-SURFEX. Certaines différences ont bien été identifiées, mais le but de ces travaux n'est pas de pousser la comparaison entre ces 2 jeux de données. Dans ce manuscrit, les projections hydroclimatiques issues de « EXPLORE2-2021-SIM2 » et de « DAYON-2015 » ont été explorées. Néanmoins, selon les différents axes de travail, l'un ou l'autre de ces jeux de données a plus ou moins été exploité. Pour résumer :

- « EXPLORE2-2021-SIM2 » : données plus récentes, mieux documentées, et accessibles en ligne donc plus simples à transférer aux partenaires et pour travailler avec d'autres structures.
- « DAYON-2015 » : déjà utilisées dans des études et projets antérieurs, notamment à l'échelle de la France, mais l'accès à ces données reste restreint, donc plus complexe à déployer.

5.2.2 Des scénarios d'émissions à la projection des débits : une cascade d'incertitudes

Les principales sources d'incertitude associées aux projections climatiques, pour les horizons lointains du XXI^{ème} siècle, sont celles liées aux modèles climatiques, et aux scénarios d'émissions de GES (Figure 5.6).

La première cause d'incertitude provient des hypothèses de scénarios socio-économiques à l'échelle mondiale, à l'origine des scénarios d'émissions de GES, et leur concentration dans l'atmosphère. Dans notre étude, et comme cela est souvent réalisé dans les études d'impacts, nous nous concentrons sur les 2 scénarios les plus extrêmes. Le scénario RCP2.6 décrit un monde dans lequel le réchauffement climatique est maintenu bien en dessous de 2 °C par rapport aux températures préindustrielles, et, si possible, sous les 1,5°C, comme alerte vivement le GIEC (IPCC Secretariat, 2022) (Accord de Paris sur le climat en 2015 lors de la COP21). Le scénario RCP8.5 dépeint un avenir

qui utilise intensivement les combustibles fossiles, excluant toute politique d'atténuation, entraînant un réchauffement de près de 5 °C d'ici la fin du siècle. Selon certains auteurs, le scénario RCP8.5, dystopique, deviendrait de plus en plus invraisemblable au fil des années (Peters & Hausfather, 2020). En effet, selon les auteurs, pour suivre ce scénario, il faudrait extraire une quantité plus importante d'énergies fossiles que celle estimée dans les réserves mondiales. En parallèle, le scénario optimiste RCP2.6, avec une limitation de réchauffement à 1,5°C semble aussi hautement improbable selon ces mêmes auteurs. En général, les experts climatologues sont sceptiques quant à la capacité des nations à maîtriser le réchauffement climatique, dont 50 % des participants à une étude parue dans la revue Nature (Tollefson, 2021), imaginent un scénario à +3°C en 2100 au-dessus des temps préindustriels.

Au vu des incertitudes dans l'édification de ces scénarios, et d'autres limites identifiées, la controverse est importante autour de ces scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Dans le cadre de nos travaux, nous assumons le choix d'utiliser ces 2 scénarios extrêmes, d'une part puisqu'ils permettent d'envelopper l'ensemble des possibles, et d'autre part puisqu'ils sont largement utilisés dans la littérature. De plus, dans une logique de précaution et d'anticipation, il est recommandé d'exploiter les extrêmes, notamment le scénario le plus pessimiste, en continuant de projeter l'effet d'un tel niveau de réchauffement, et s'attendre au « pire ». Sur la base des RCP, dans son 6^{ème} rapport (IPCC, 2021), les experts du GIEC proposent 5 nouveaux scénarios : SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 et SSP5-8.5. Ces scénarios sont exploités dans le projet d'intercomparaison des modèles climatiques couplés CMIP6 (Eyring et al., 2016) qui font l'objet du 6^{ème} rapport du GIEC.

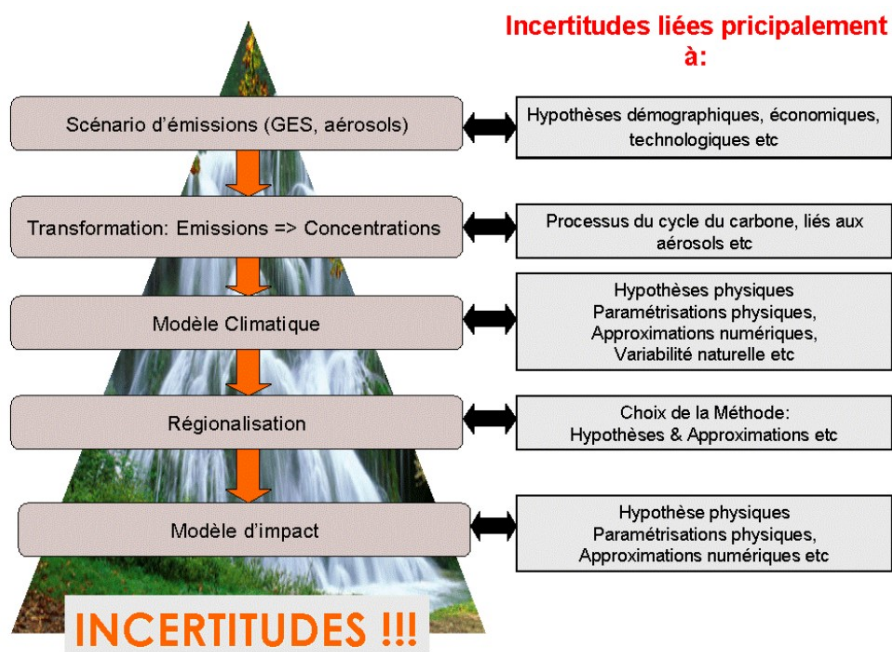


Figure 5.6. Cascade d'incertitudes caractéristique d'une étude des impacts du changement climatique. Source : (Boé, 2007).

Des incertitudes sont également liées aux modèles climatiques, selon leur conception, les paramètres d'entrée utilisés et les processus complexes simulés. La variabilité naturelle du climat

comme l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) est difficilement représentée pour les horizons proches (2030, 2050). Les extrêmes climatiques, ainsi que l'évolution des précipitations, par leur forte variabilité, sont difficiles à prévoir et à quantifier (Jouzel, 2011; Météo-France, 2021). Une incertitude est associée à chaque étape de la descente d'échelle vers la régionalisation, mais aussi lors de la correction des biais appliquée. Les modèles d'impact, caractérisés par les modèles hydrogéologiques dans ces travaux, affichent aussi certaines limites à l'origine d'incertitudes, tant sur la méthodologie, que sur les hypothèses posées (voir section 5.1).

La variabilité naturelle interne du climat demeure une incertitude majeure dans les projections de précipitations. Sans même les perturbations d'origine humaine, le climat fluctue, à toutes les échelles, et ce de manière aléatoire. Les modèles numériques utilisés pour les projections lointaines, s'appuyant sur les lois de la physique atmosphérique et océanique, sont à peu de chose près les mêmes que ceux utilisés en météorologie pour prévoir le temps à une échéance de quelques jours. Cependant, pour les projections climatiques lointaines, le modèle doit, par exemple, faire évoluer les anticyclones (à l'origine de sécheresses) sur des dizaines d'années, et sans aucune observation pour le corriger. La difficulté est encore plus grande à l'échelle régionale.

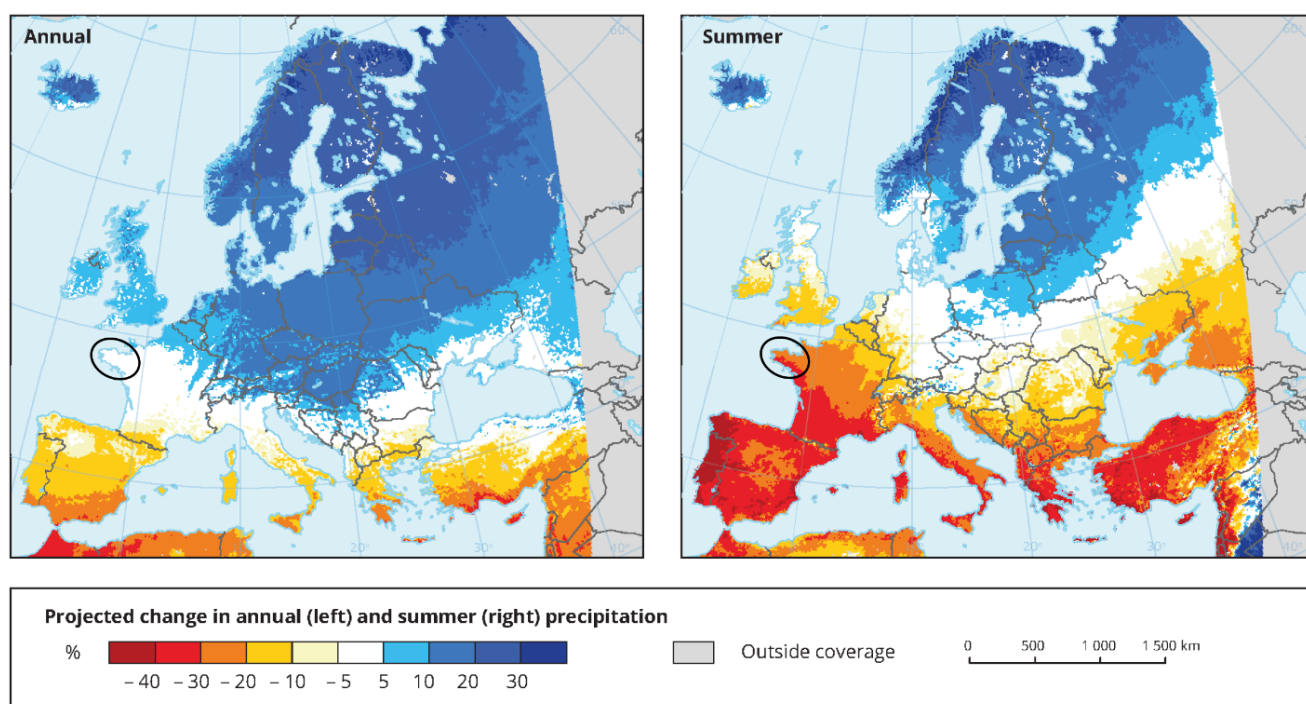


Figure 5.7. Changements projetés des précipitations annuelles (à gauche) et estivales (à droite) pour la période 2071-2100 par rapport à la période de référence 1971-2000 pour le scénario de forçage RCP 8.5. Les résultats sont basés sur la moyenne de l'ensemble multi-modèles des simulations RCM de l'initiative EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014). Modifié d'après : (EEA, 2014).

Les projections affichent une évolution des pluies très hétérogène sur la planète. À l'avenir, elles devraient augmenter à l'équateur et aux hautes latitudes, diminuer dans les régions subtropicales, avec de fortes variations selon les saisons aux moyennes latitudes (Figure 1.9). En revanche, les

frontières exactes entre toutes ces zones sont extrêmement complexes à définir, et il y a encore beaucoup d'incertitudes. C'est particulièrement le cas pour la Bretagne, située dans une zone de transition majeure entre le nord de l'Europe (plus de précipitations) et le bassin méditerranéen (moins de précipitations) (Figure 5.7). Cette répartition se retranscrit dans les études d'impact du changement climatique sur les débits des rivières à l'échelle de l'Europe (Blöschl et al., 2019). De plus, le climat océanique breton complexifie la prévision météorologique et climatique à l'échelle locale.

Afin de prendre en compte ces incertitudes, il est recommandé d'utiliser plusieurs projections climatiques. Nous suivons cette stratégie en exploitant les données d'un ensemble multi-modèles. Cette approche multi-modèles permet de représenter la dispersion des signaux climatiques modélisés, et donc d'accéder à une meilleure estimation du climat futur probable, compte tenu des informations disponibles.

5.2.3 Quelle stratégie adopter pour se projeter l'avenir des ressources en eau ?

Dans le cadre de ces travaux, pour projeter l'évolution des ressources en eau, nous nous sommes focalisés sur des projections climatiques futures jusqu'à l'horizon 2100. Il est important de rappeler que ces expériences ne fournissent pas une prévision à venir, mais une « projection » du climat (Cassou & Guilyardi, 2011). Ces projections permettent de comprendre comment le climat peut être amené à évoluer sous de nouvelles contraintes d'émissions de gaz à effet de serre. Ce type d'étude ne permet pas de simuler la trajectoire exacte, mais plutôt une enveloppe statistique de trajectoires climatiques probables.

Une autre stratégie est d'intégrer des prévisions climatiques saisonnières aux modèles hydro(géo)logiques afin de dégager des tendances probabilistes pour les 3 prochains mois. Ces tendances climatiques sont utilisées comme outils d'aide à la décision pour de nombreux secteurs météo-sensibles comme l'énergie, le tourisme hivernal, l'agriculture, etc. Le domaine des ressources en eau exploite aussi ce type d'information, notamment pour améliorer et anticiper la gestion des volumes d'eau des barrages. Ces tendances sont produites à l'échelle de l'Europe par un ensemble multi-modèle - dont un modèle de Météo-France - produit par le programme Copernicus Climate Change Service C3S (2022) (plus d'informations sur ce site : <https://climate.copernicus.eu/seasonal-forecasts>). Néanmoins, les performances de ces prévisions probabilistes à grande échelle sont très variables selon le lieu, la saison, et le paramètre météorologique concerné. La prévision des précipitations reste très incertaine, particulièrement au nord-ouest de l'Europe. Avec un pas de temps encore plus fin, les prévisions météorologiques « classiques » sont aussi exploitables, c'est-à-dire suivre l'évolution en temps « quasi-réel » jusqu'aux prévisions à 15 jours.

Certains projets exploitent déjà les prévisions climatiques dans l'étude d'impact du changement climatique sur les ressources en eau. C'est le cas du projet AQUI-FR (pour plus d'informations : <https://www.geosciences.ens.fr/recherche/projets/aqui-fr/>), rassemblant plusieurs partenaires (BRGM, CERFACS, CNRS, Météo-France, MINES ParisTech), et qui a pour principal objectif, la mise en place d'un suivi et d'une prévision de la ressource en eau souterraine, à l'échelle de la France (Figure 5.8).

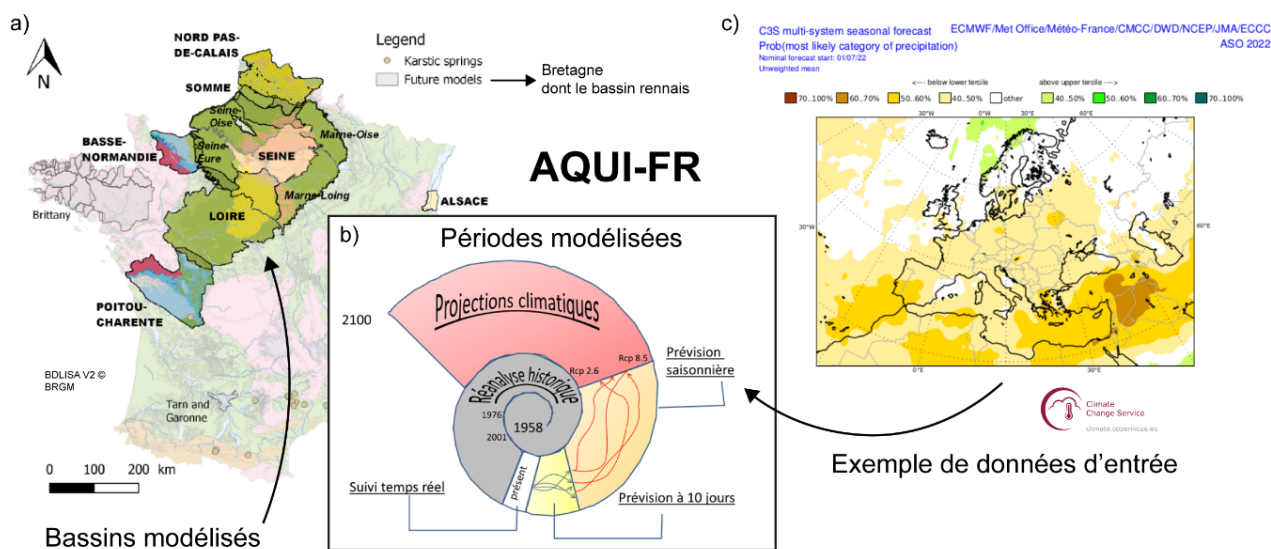


Figure 5.8. a) Carte des modèles hydrogéologiques opérationnels et en cours de développement à l'échelle de la France dans le cadre du projet AQUI-FR. Source : (Vergnes et al., 2020). b) Schéma représentant les périodes possibles à modéliser au sein de la plateforme AQUI-FR. Source : site internet AQUI-FR. c) Exemple de projection saisonnière des changements de précipitations pour août à octobre 2022 par rapport à la normale (1993-2014), simulé par l'ensemble multi-modèles C3S. Source : Copernicus (2022).

Le principe est de capitaliser les efforts de modélisations hydrogéologiques régionales dans une plateforme commune. Plusieurs modèles sont déjà développés et opérationnels sur plusieurs bassins sédimentaires et quelques aquifères karstiques. L'implémentation des modèles sur les aquifères de socle est développée par les équipes de Géosciences Rennes et certaines modélisations simplifiées sont en cours de déploiement à l'échelle régionale (Courtois, 2019). Les modèles hydrogéologiques développés, à l'échelle du bassin rennais, dans le cadre des travaux de thèse présentés ici, ont pour but d'être intégrés à cette plateforme AQUI-FR. En collaboration directe avec Météo-France, cette plateforme de modélisation nationale permet la prévision du niveau des aquifères et du débit des cours d'eau, de l'échelle saisonnière à quelques jours, jusqu'au suivi en temps « quasi-réel ». Cette application fournit, par exemple, des prévisions de l'état des nappes et les débits d'étiage à 3 mois d'échéance.

Le déploiement de la plateforme sur les bassins-versants d'Eau du Bassin Rennais bénéficierait grandement aux partenaires de la chaire Eaux et Territoires, notamment pour l'anticipation des opérations à l'échelle du système d'alimentation en eau potable, et plus particulièrement, la gestion du barrage de la Chèze (cf. section 6.4). Ce type de prévisions hydrologiques en « quasi temps réel » représente un réel enjeu scientifique dans les années à venir (WATERLINE project, 2022)

5.2.4 Analyse des projections climatiques pour la partie orientale de la Bretagne

Plusieurs études et projets, focalisés sur la Bretagne, ont restitué un certain nombre de rapports sur l'analyse des projections climatiques, à partir d'ensembles de multi-modèles et sous différents scénarios (Belleguic et al., 2012; DEMOCLIM, 2022; V. Dubreuil et al., 2003; Lamy, 2014). À titre d'exemple, la récente étude de Dubreuil (2022), basée sur les projections climatiques du modèle CNRM (Météo-France) pour le scénario RCP8.5, a montré que le climat du bassin rennais pourrait devenir de type méditerranéen d'ici la fin du XXI^{ème} siècle (Figure 5.9). Ces résultats illustrent la « méditerranéisation » du climat de la façade ouest de l'Europe déjà bien documenté (Beck et al., 2018; Rubel & Kottek, 2010).

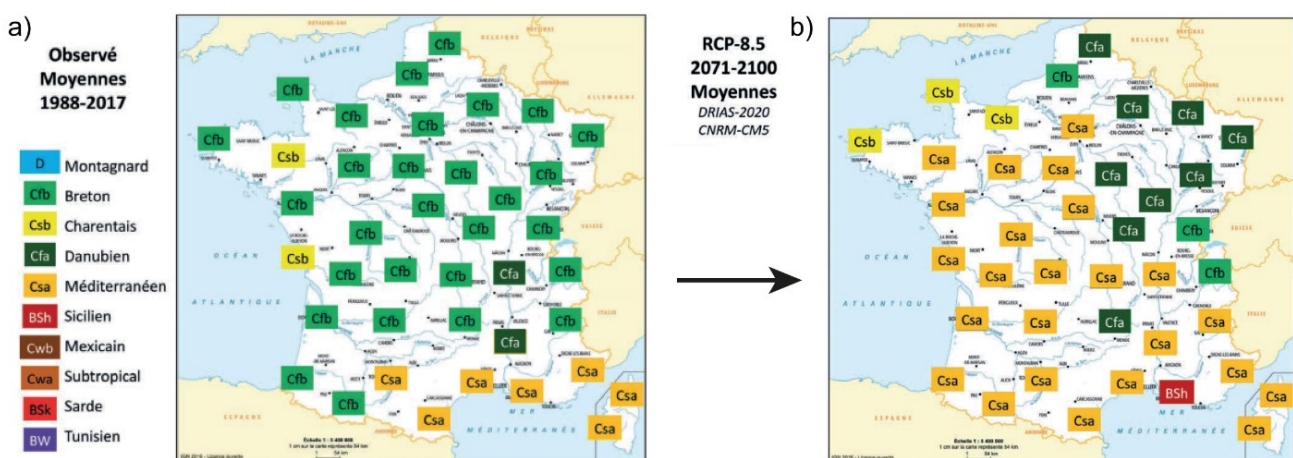


Figure 5.9. Classification de Köppen en France a) pour la période 1988-2017, types moyens observés sur l'ensemble de la période, et b) pour la période 2071-2100, types moyens projetés par le modèle climatique CNRM-CM5 pour le scénario RCP8.5. Modifié d'après Dubreuil (2022).

Dans le cadre de ces travaux de thèse, les projections climatiques à disposition ont été analysées à l'échelle du bassin rennais. Ces analyses ont pour objectifs, d'une part 1) d'apporter quelques éléments de réponse sur l'évolution du climat futur à l'échelle du bassin rennais, et d'autre part 2) d'identifier plus spécifiquement l'évolution de la recharge, principale donnée d'entrée des modèles hydrogéologiques.

Dans un premier temps, les projections hydroclimatiques du jeu de données « DAYON-2015 » sont présentées pour les 6 variables disponibles. Les statistiques affichées pour les différentes saisons sur la Figure 5.10 synthétisent l'ensemble des simulations disponibles pour ce jeu de données (Tableau 3), pour la période historique, et pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5. Pour mieux afficher l'évolution des tendances, les courbes présentées sont le résultat d'une moyenne glissante sur 10 ans.

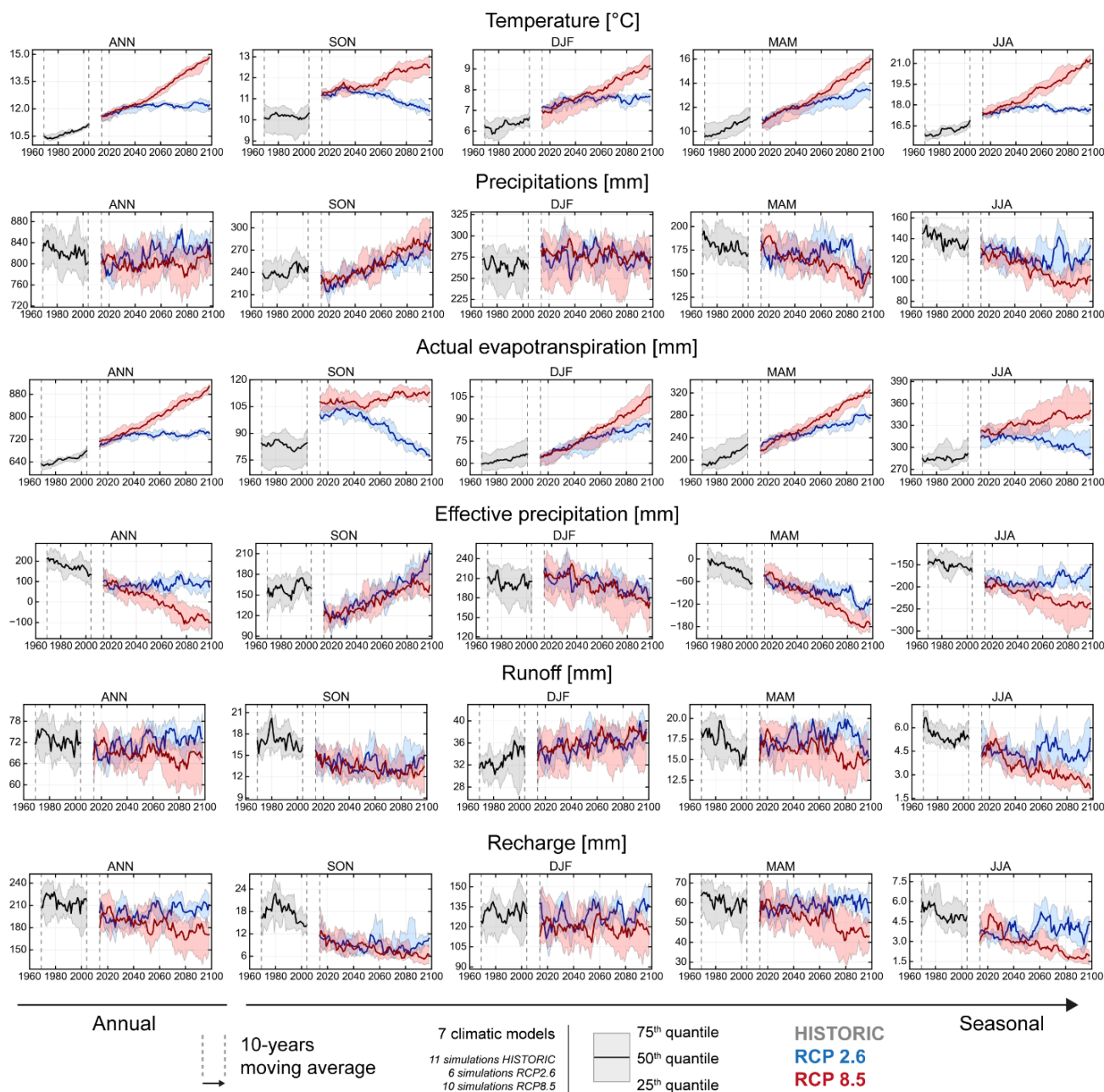


Figure 5.10. Moyenne glissante sur 10 ans de l'évolution annuelle et saisonnière, à l'échelle du bassin rennais, des variables hydroclimatique issues de l'ensemble des projections multi-modèles « DAYON-2015 », affichée ici de 1960 à 2005 pour la partie historique, et de 2005 à 2100 pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5

Ci-dessous, quelques observations de la Figure 5.10 sur l'évolution des tendances générales dans le futur, par rapport à l'historique, et pour chacune des variables.

- **Températures.** Augmentation systématique pour le scénario RCP8.5, et atteinte d'un plateau (stagnation) à l'échelle annuelle pour le scénario RCP2.6.
- **Précipitations.** Baisse des précipitations en été et augmentation en automne. Peu d'évolution en hiver, et plutôt une tendance à la baisse au printemps. Le bilan quantitatif moyen des précipitations à l'échelle annuelle dans le futur semble peu altéré par rapport aux conditions historiques.

- **Évapotranspiration.** L'évapotranspiration suit les mêmes évolutions que la température.
- **Précipitations efficaces.** Le bilan des précipitations efficaces diminue pour le scénario RCP8.5 et stagne pour le RCP2.6 à l'échelle annuelle. Le bilan augmente en automne, et tend vers une diminution les autres saisons.
- **Recharge.** Tendence à la baisse pour le scénario RCP8.5, moins marquée pour le RCP2.6.
- **Ruissellement de surface.** Le ruissellement suit les mêmes évolutions que la recharge.

Selon les projections climatiques du jeu de données « DAYON-2015 », à l'échelle annuelle, la quantité d'eau potentiellement disponible tend plutôt à la baisse. Le bilan annuel des précipitations efficaces devenant de plus en plus négatif, à mesure que la température augmente pour le scénario RCP8.5 (Figure 5.11b) et se stabilise dans le futur pour le scénario RCP2.6. Pour le scénario RCP8.5, les projections climatiques indiquent que la période actuelle est une période de rupture majeure, entre un système passé au bilan $P - E$ positif, qui se dirige vers des années futures au bilan $P - E$, sans précédent, de plus en plus négatif. La Figure 5.11a illustre l'accentuation du déficit en eau lors de la période de basses eaux, tandis que la période de hautes eaux, aussi marquée par une augmentation de la température, ne devrait pas voir son bilan $P - E$ diminuer significativement.

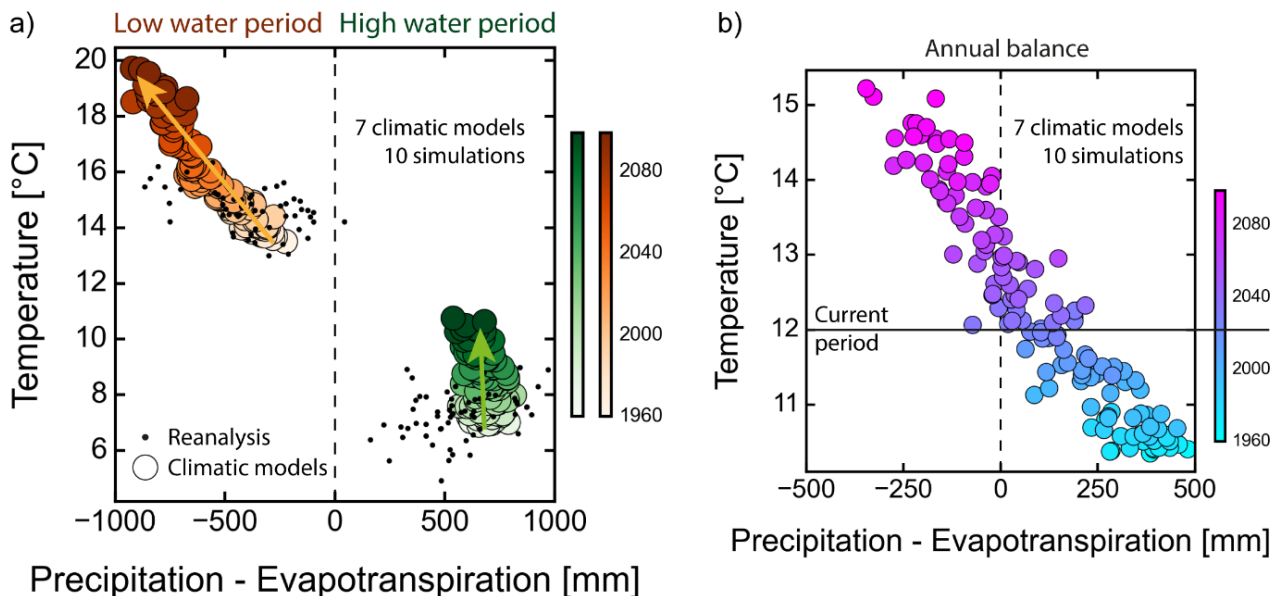


Figure 5.11. Bilans des pluies efficaces en fonction des températures, à l'échelle du bassin rennais, pour l'ensemble des projections multi-modèles « DAYON-2015 », scénario RCP8.5, a) pour la période de hautes eaux et basses eaux et b) à l'échelle de l'année hydrologique.

À noter, les analyses du même type que celles présentées par les Figure 5.10 et Figure 5.11, sont annexées à ce document (Annexe 19 et Annexe 20), pour le jeu de données « EXPLORE2-2021-SIM2 ». Des analyses complémentaires sur ce jeu de données sont aussi disponibles à la section 5.3.5.

Dans le cadre d'une étude d'impact sur les ressources en eau, s'attarder à la quantité de recharge annuelle ou saisonnière est insuffisant. Il est primordial de regarder la persistance de conditions relativement sèches et l'occurrence d'événements extrêmes à l'origine de potentiels déficits en eau. Pour ce type d'analyses, le plus récent jeu de données « EXPLORE2-2021-SIM2 » est exploité. Nous nous intéressons à la période de retour du nombre de jours consécutifs avec une recharge historiquement faible : inférieur au 5^{ème} quantile historique. Les calculs sont réalisés pour chaque modèle et scénario, sur la période de hautes eaux (avril à septembre), et basses eaux (octobre à mars) (Figure 5.12). Le temps de retour correspond à la durée moyenne au cours de laquelle, statistiquement, un événement d'une même intensité se reproduit.

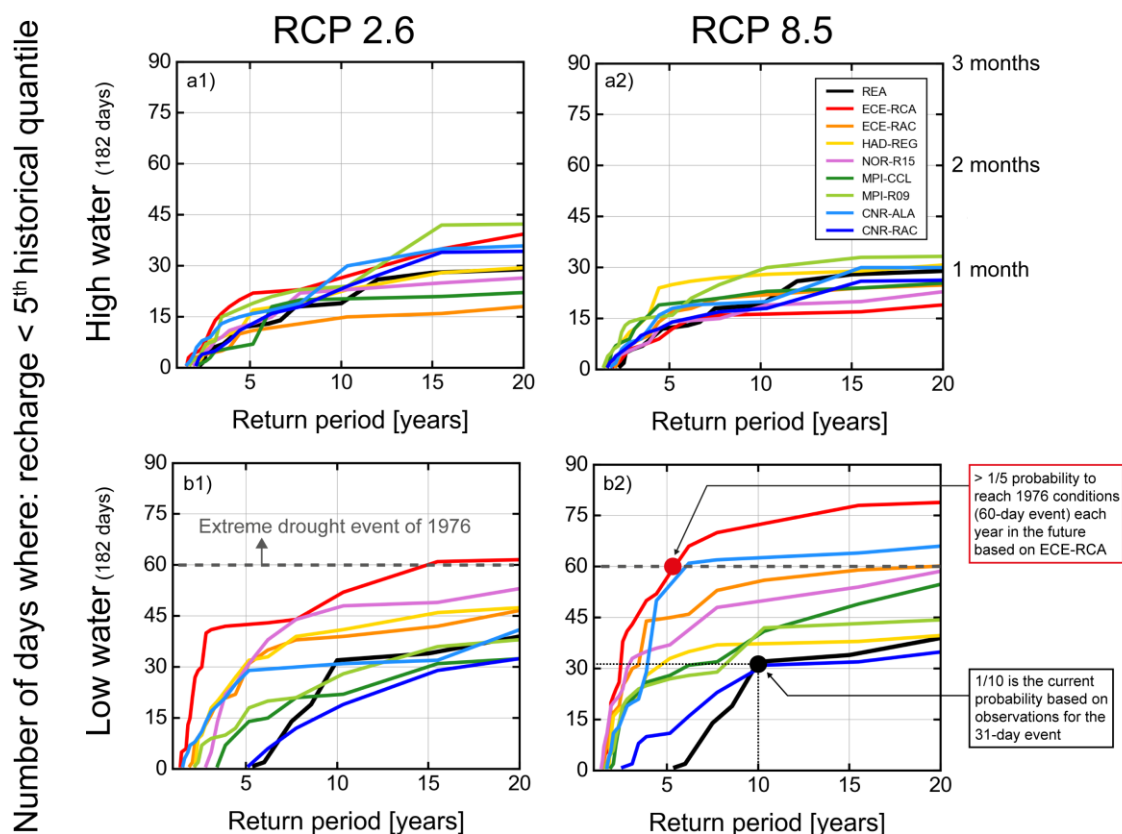


Figure 5.12. Périodes de retour en fonction du nombre de jours où la recharge est inférieure au 5^{ème} quantile historique (1980-2010) calculées pour chaque projection issue de l'ensemble multi-modèles « EXPLORE2-SIM2-2021 », et la réanalyse nommée « REA » (SURFEX forcé par SAFRAN), à l'échelle du bassin rennais. Les résultats sont obtenus pour la période de hautes eaux (a1 et a2) et de basses eaux (b1 et b2), pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5.

Selon la réanalyse historique, en 1976, plus de 60 jours consécutifs ont présentés une recharge inférieure au 5^{ème} quantile historique (Figure 2.15). La période de retour d'un événement avec ces conditions est supérieure à 20 ans pour la réanalyse. Pour les projections de la Figure 5.12b2, dans le cas du scénario RCP8.5, 7 des 8 modèles climatiques indiquent une augmentation de la fréquence des conditions « type 1976 », identifiée par une plus faible période de retour de cet événement dans le futur (période 2020 à 2100). Le modèle ECE-RCA prévoit même une période de retour de 5 ans pour ces conditions extrêmes, en basses eaux (1 année sur 5 avec ces conditions). La baisse de la

période de retour est aussi identifiée pour le scénario RCP2.6, mais reste moins marquée (Figure 5.12b1). Pour les hautes eaux (Figure 5.12a1 et a2), la période de retour tend aussi à la baisse, et suppose une augmentation du nombre de jours consécutifs avec une recharge relativement faible.

5.3 Projections de l'évolution quantitative des ressources en eau du bassin Rennais

5.3.1 Livrable de projections hydrologiques pour chaque aire d'alimentation

Un des objectifs du projet est de livrer des projections d'évolution des ressources en eau, en amont des ouvrages de captage d'Eau du Bassin Rennais, destinés à l'approvisionnement en eau potable. Sur la base des modèles hydrogéologiques calibrés, des simulations hydrogéologiques prospectives à partir des projections « DAYON-2015 » et « EXPLORE2-2021-SIM2 » ont été menées sur une dizaine bassins-versants. À l'issue de ces modélisations prospectives, seuls les résultats de simulation forcée à partir des projections « DAYON-2015 », et pour le bassin-versant de La Chèze, sont présentés. Ce bassin d'intérêt majeur est choisi puisqu'il constitue le bassin d'alimentation principal du barrage, et du fait de sa faible superficie, les temps de calculs numériques sont raccourcis. Ce choix permet d'exposer les capacités de la chaîne de modélisation développée et d'explorer quelques résultats préliminaires. Les résultats prospectifs produits donnent une indication sur l'évolution des débits, et du réseau hydrographique, sous l'influence de conditions climatiques futures, dans le cas des scénarios RCP2.6 et RCP8.5. Néanmoins, il faut noter que chaque bassin-versant est unique, et les conditions climatiques ne les affectent pas de la même manière, selon leur géomorphologie, et leurs propriétés hydrauliques respectives (cf. sections 4.3 et 4.4). D'ici la fin du projet prévu dans quelques mois suite à la soumission de ce manuscrit, les simulations réalisées sur l'ensemble des bassins-versants seront ajoutées au livrable attendu par Eau du Bassin Rennais.

Un format de planche de résultats prospectifs est proposé sur la Figure 5.13. Cette planche a été conçue et organisée de manière à décrire les résultats d'intérêts majeurs, issus des simulations hydrogéologiques. Pour cette planche illustrative, les simulations à l'échelle du bassin-versant de La Chèze ont été forcées par les projections « DAYON-2015 ».

Ci-dessous, les quelques notes explicatives du contenu de la planche (colonne de gauche) sont accompagnées d'une brève description des résultats spécifiques présentés sur la Figure 5.13 (colonne de droite).

• En tête et pied de page

Nom du bassin versant et de la zone modélisée. Logos des partenaires et parties prenantes du projet.

Un encart avertit sur l'utilisation de ces résultats, en raison des incertitudes associées.

Un exemple de citation des travaux :

Abhervé, R., (2022). Thèse. Intégration du changement climatique dans la gestion de la ressource en eau : exemple du bassin rennais. Chaire Eaux et Territoires de la Fondation Rennes 1. Eau du Bassin Rennais, Rennes Métropole, Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes (OSUR), Géosciences Rennes.

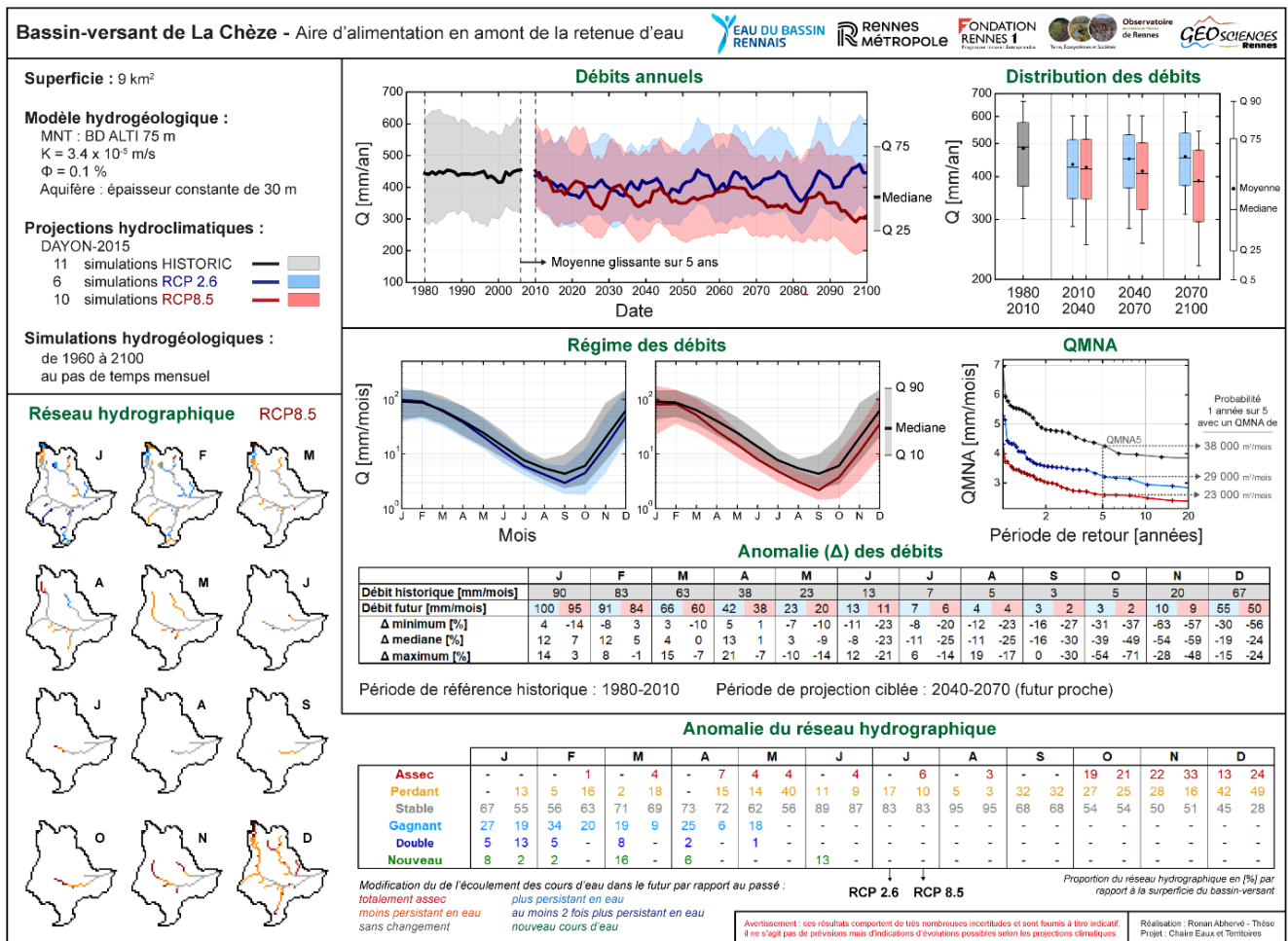


Figure 5.13 Planche des résultats de simulations de modèle hydrogéologique projetant l'évolution des débits et du réseau hydrographique sous l'effet de conditions climatiques futures. Cet exemple est présenté pour le bassin-versant de La Chèze en amont du barrage. Les projections climatiques utilisées (multi-modèles et scénarios RCP2.6 et RCP8.5) proviennent du jeu de données « DAYON-2015 » (cf. section 5.2.1)

- Paramètres des simulations

Paramétrisation du modèle hydrogéologique, projections utilisées en forçage d'entrée, et options des simulations.

Les résultats sont présentés pour la période historique et pour les 2 scénarios d'émissions de gaz à effet de serre, RCP2.6 et RCP8.5. Les statistiques indiquées reprennent les résultats obtenus à partir de l'ensemble multi-modèles des projections hydroclimatiques disponibles (« DAYON-2015 »).

- Débits annuels

Moyenne glissante sur 5 ans, de 1975 à 2100, des statistiques calculées sur l'ensemble des simulations, pour les débits annuels simulés.

La tendance des débits annuels est à la baisse par rapport à l'historique pour le scénario RCP8.5 et semble plutôt stagner pour le RCP2.6. Les périodes d'étiages sont aussi plus sévères pour le scénario RCP8.5.

- Distribution des débits

Graphique en boîte affichant les statistiques des débits simulés pour 4 périodes de 30 ans : « historique » de 1980 à 2010, « actuelle » de 2010 à 2040, « futur proche » de 2040 à 2070 et « futur lointain » de 2070 à 2100.

La médiane des débits annuels simulée passe d'environ 488 mm/an pour la période historique à 454 mm/an pour le scénario RCP2.6, et 387 mm/an pour le scénario RCP8.5 (période 2070-2100). Le 10^{ème} quantile diminue de 80 mm/an entre la période historique et la période « futur lointain » 2070-2100 dans le cas du scénario RCP8.5.

- Régime des débits

Statistiques sur les débits intermensuels calculés de 1980 à 2010, pour la période historique, et de 2040-2070 (« futur proche ») pour les 2 scénarios RCP.

Pour les 2 scénarios, les 10^{èmes} quantiles sont systématiquement plus faibles dans le futur par rapport à l'historique. Dans les conditions futures, les débits sont aussi plus faibles pour la quasi-totalité des mois de l'année. De plus, la période d'étiage est allongée et la sévérité de ces débits est accrue.

- QMNA

Les périodes de retour des débits (Q) mensuel (M) minimal (N) de chaque année civile (A) sont calculées de 1980 à 2010 pour la période historique, et de 2040-2070 (« futur proche ») pour les 2 scénarios RCP. Le QMNA5 représente le débit mensuel minimal ayant la probabilité 1/5 de ne pas être dépassé une année donnée (période de retour de 5 ans). Ce débit statistique informe sur la sévérité de l'étiage. Il est spécifiquement utilisé pour les problématiques de rejet d'eaux traitées et de prélèvement en eau en fonction de la sensibilité des milieux concernés.

Pour la période historique, le débit minimum simulé avec une période de retour de 5 ans correspond à un débit d'environ 38 000 m³/mois. Ce débit diminue à 29 000 m³/mois pour le scénario RCP2.6, et chute à 23 000 m³/mois pour le scénario RCP8.5.

- Anomalie des débits

Tableau affichant la moyenne multi-modèles des débits intermensuels pour la période historique (1980-2010) et la période « future proche » 2040-2070 (scénario RCP2.6 et RCP8.5). De plus, sont affichées les anomalies (symbole delta « Δ ») des débits simulés pour l'ensemble multi-modèles entre la période « futur proche » (2040-2070), par rapport à l'historique (1980-2010). Pour chaque mois de l'année, les anomalies du débit minimal, de la médiane et du débit maximal sont représentées.

Pour le scénario RCP8.5, l'anomalie sur la médiane est négative du mois de mai au mois de décembre. Une diminution du débit médian de -59 % est même atteinte au mois de novembre. Toujours pour ce même scénario, l'anomalie des débits minimums est négative 10 mois dans l'année. Bien que l'anomalie des débits médians soit négative 7 mois de l'année, le scénario RCP2.6 est moins pessimiste que le scénario RCP8.5 en termes de baisse des débits à l'horizon 2040-2070. Les 2 scénarios prévoient une anomalie positive des débits médians pour les mois de janvier à avril.

- Anomalie du réseau hydrographique

Pour ce type d'analyse, la recharge de la simulation hydrogéologique correspond à la moyenne de l'ensemble multi-modèles. Les chiffres du tableau expliquent la modification des conditions de persistance en eau simulée pour la période « future proche » (2040-2070) par rapport à la période historique de référence (1980-2010). Pour chacun des 2 scénarios RCP2.6 et RCP8.5, l'anomalie entre la période future et historique permet de distinguer 6 classes d'évolution. Ces changements dans le futur, par rapport au passé, sont exprimés en proportion d'aire saturée en eau à la surface, selon la superficie du bassin versant. Par exemple, 4 % du réseau hydrographique historique devient totalement assec pour la période future au mois de mai, et dans les 2 scénarios RCPs.

Selon le scénario RCP8.5, une partie du réseau hydrographique sera assec 10 mois dans l'année, à l'horizon 2040-2070, atteignant une perte de 33 % du réseau hydrographique historique, au mois de novembre. La totalité des mois de l'année affichera une certaine proportion du réseau hydrographique moins persistante en eau (« Perdant »). Le scénario RCP2.6 présente nettement moins de changement sur le réseau hydrographique (« Stable »), moins d'impact par les assecs, et plus favorable à une augmentation des conditions de persistance en eau dans le futur (« Gagnant », « Double », ou « Nouveau »).

- Réseau hydrographique

Les couleurs appliquées dans le tableau sont les mêmes qu'utilisées sur les cartes de modification du réseau hydrographique. Les résultats sont présentés pour chaque mois de l'année et pour la simulation se basant sur le scénario RCP8.5 (période 2040-2070).

Les cartes mettent en avant l'expansion (période de hautes eaux) et la contraction (période de basses eaux) du réseau hydrographique dans l'année. Ce sont les têtes de bassins-versants qui sont particulièrement touchées par les assecs (couleur rouge) dans les conditions climatiques futures par rapport à l'historique. Aussi, ce sont les têtes de bassins-versants qui affichent certaines sections de cours d'eau avec une persistance de saturation en eau plus forte dans le futur par rapport à l'historique (couleurs bleues).

5.3.2 Probabilité d'occurrence d'années de sécheresses consécutives

L'augmentation des épisodes de déficit en eau – durée, fréquence et amplitude - inquiète particulièrement les gestionnaires de l'eau potable. Pour quantifier l'évolution future de ces événements, nous calculons le nombre de jours chaque année où le débit simulé est inférieur à une référence : le 10^{ème} quantile historique (1980 à 2020), i.e. 0,01 mm/jour. Les résultats obtenus à partir du jeu de données « EXPLORE2-2021-SIM2 » (12 modèles), scénario RCP8.5, sont présentés pour le bassin-versant en amont de la retenue de la Chèze (Figure 5.13).

Nombre de jours, chaque année, où le débit est inférieur au 10^{ème} quantile historique (0,01 mm/jour)

Combien d'années avec au moins **60 jours** (référence : année **1976**) ? Et jusqu'à combien d'années **consécutives** ?

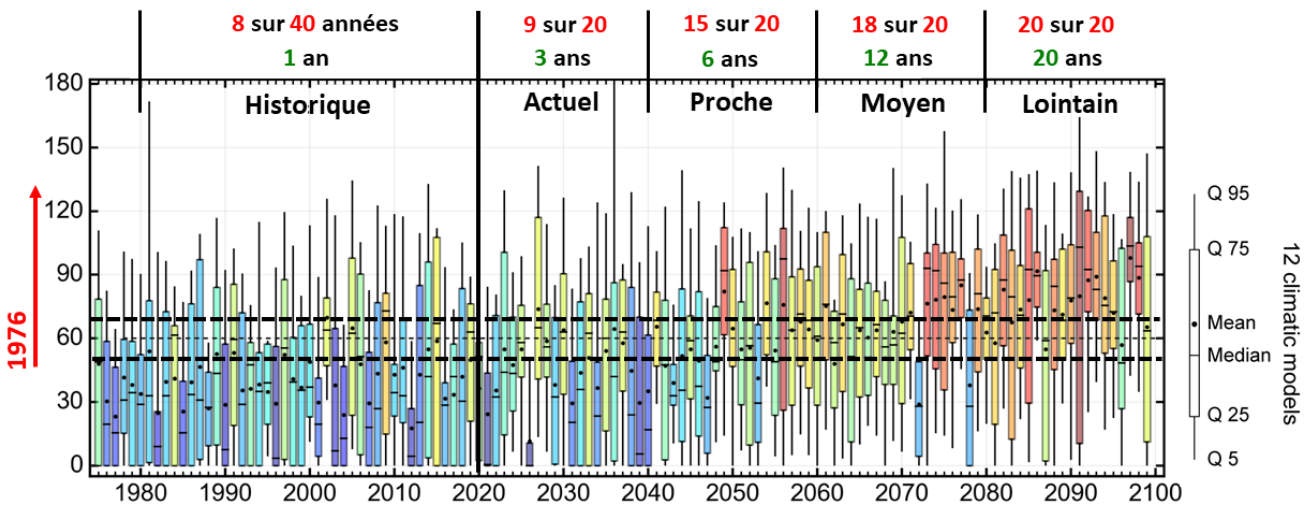


Figure 5.14. Nombre de jours chaque année, de 1975 à 2100, où le débit en amont du barrage de la Chèze est inférieur au 10^{ème} quantile historique (1980-2010). Données de projections climatiques multi-modèles utilisées pour la simulation des débits futurs : « EXPLORE2-2021-SIM2 », scénario RCP8.5. En rouge au-dessus du graphique, probabilité de retrouver des années de type 1976 (au moins 60 jours : conditions historiques observées sur la Figure 2.15), et en vert, le nombre d'années consécutives.

Les statistiques multi-modèles présentées sur la Figure 5.14 affichent une tendance à la hausse du nombre de jours avec ce débit historiquement faible (1980-2010). Ce résultat indique un allongement de la période d'étiage à l'avenir, susceptible de démarrer plus tôt, et se terminer plus tard dans l'année. En 1976, année de sécheresse extrême à l'image de l'année 2022, le débit n'a pas dépassé la valeur de référence historiquement faible, au moins 60 jours dans l'année. La probabilité de retrouver ce type d'événement (nombre de jours > 60) dans le futur a été calculé pour l'ensemble des modèles. En se basant sur la moyenne multi-modèles et l'indicateur proposé, les projections montrent qu'au moins 75 % des années seraient du « type 1976 » (ou pire) dès la période 2040-2060, et jusqu'à 100 % pour le futur lointain (2080-2100). Dès la période 2020-2040 (« actuel »), 3 années consécutives de ce type pourraient survenir selon les modèles, avec des probabilités d'occurrence à la hausse jusqu'en 2100. Les gestionnaires redoutent particulièrement les conséquences de la succession d'années de sécheresse, perturbant considérablement le système d'alimentation en eau potable basé sur le remplissage de barrages.

5.3.3 Projection des volumes d'eau disponible dans barrage de la Chèze

Le barrage de la Chèze d'une capacité de stockage de 14 Mm³ est un ouvrage stratégique majeur pour l'approvisionnement en eau potable du bassin rennais. À la fin de chaque hiver, le barrage doit être rempli afin de sécuriser et d'assurer l'alimentation en eau potable pour la période estivale. Cependant on a vu sur la [Figure 2.7](#) que le barrage avait de plus en plus de difficultés à se remplir « naturellement » (sans les ajouts, les prélèvements et la restitution).

À partir des données observées de 2003 à 2020 (courbe noire sur [Figure 5.15c](#) et d), nous avons pu développer un modèle d'évolution des volumes d'eau dans le barrage sur la base du cumul des volumes d'eau en entrée et en sortie du barrage. Le modèle reproduit convenablement bien les volumes historiques du barrage à partir des simulations de débit en amont de la retenue (courbe grise sur la [Figure 5.15c](#) et d) et des autres composantes du bilan : les précipitations, l'évaporation, les ajouts (Meu vers Chèze et Canut vers Chèze), les prélèvements et le débit de restitution ([Figure 5.15a](#)). Plus de détails en [Annexe 21](#) sont disponibles sur les capacités du modèle avec une comparaison des volumes d'eau simulés et observés du barrage. Les échanges entre le milieu souterrain et le barrage restent une inconnue approximée dans notre démarche de modélisation, exclusivement basée sur des données à ce stade (sans modélisation numérique du barrage et de couplage avec l'aquifère).

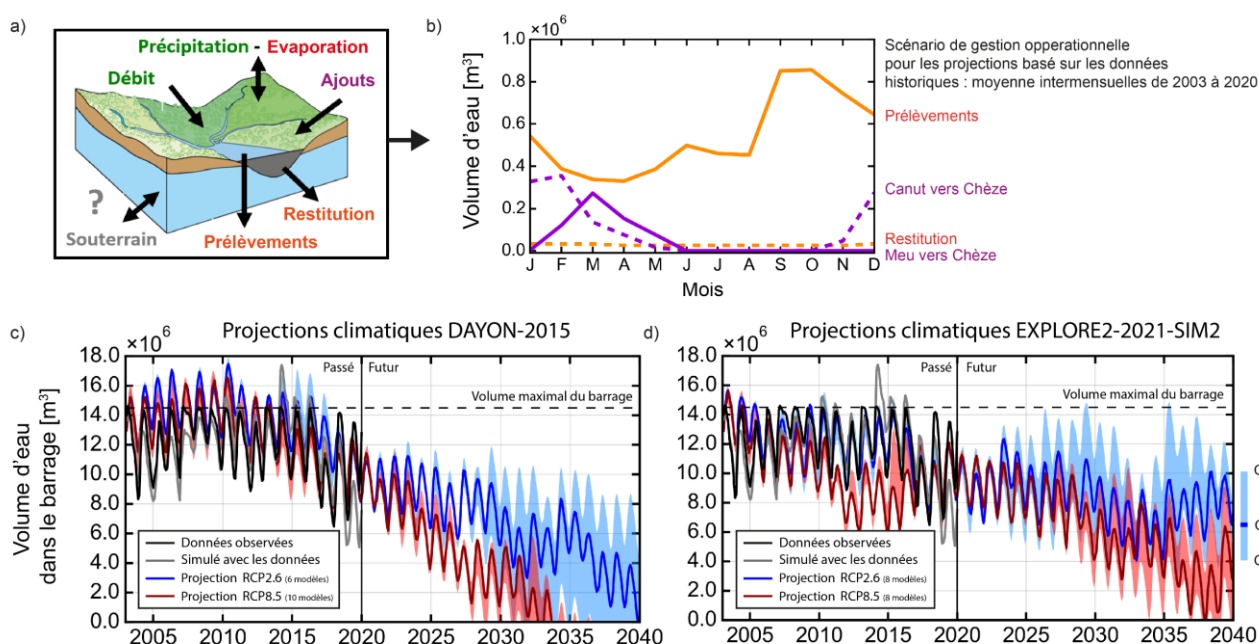


Figure 5.15. a) Schéma conceptuel des volumes d'eau en entrée et en sortie du barrage de la Chèze. b) Moyenne intermensuelle historique des volumes d'eau de la partie gestion opérationnelle du barrage : ajouts, prélèvements et restitution. Projections des volumes d'eau dans le barrage de la Chèze jusqu'en 2040, à partir des projections climatiques c) « DAYON-2015 » et d) « EXPLORE2-2021-SIM2 ».

Pour projeter l'évolution des volumes d'eau, les débits futurs en amont du barrage sont simulés à partir du modèle hydrogéologique calibré, et forcé par l'ensemble de projections climatiques « DAYON-2015 » ([Figure 5.15c](#)) et « EXPLORE2-2021-SIM2 » ([Figure 5.15d](#)), pour le scénario

RCP2.6 et RCP8.5. Les précipitations et l'évaporation à l'échelle de la retenue sont aussi extraites des projections climatiques. Pour le scénario prospectif de gestion opérationnelle du barrage (ajouts, prélèvements et restitution), la moyenne intermensuelle historique illustrée sur la [Figure 5.15b](#) est appliquée chaque année dans le futur.

Que ce soit avec les projections « DAYON-2015 » ou « EXPLORE2-2021-SIM2 » les volumes du barrage de la Chèze tendent à la baisse jusqu'en 2040, pour le scénario le pessimiste RCP8.5, et l'optimiste RCP2.6. Le barrage ne semble plus atteindre son volume maximal dans les conditions climatiques futures. Néanmoins, la projection « DAYON-2015 » affiche une évolution plus pessimiste que celle de « EXPLORE2-2021-SIM2 ». Ce constat se confirme en [Annexe 22](#), où les résultats sont présentés jusqu'en 2100.

Il faut rappeler que ces résultats, particulièrement inquiétants, sont fournis à titre indicatif, il ne s'agit en aucun cas de prévisions, mais d'indications d'évolutions possibles selon les projections climatiques disponibles, où la variabilité intra et inter-modèles sur l'évolution futures des précipitations reste très importante. De plus, l'exercice de modélisation exclusivement basé sur des données est à ce stade très simplifié, avec d'importantes hypothèses simplificatrices : échanges entre le milieu souterrain et la masse d'eau de la retenue non représentés, extrapolation du débit simulé en amont du barrage à d'autres sous-bassins d'alimentation de la retenue, et l'application dans le futur d'un scénario de gestion opérationnel moyenné sur l'historique.

5.3.4 Modélisation des étiages et des assecs en amont de stations d'épuration

La problématique des étiages pour les stations de traitement et d'épuration des eaux a aussi été étudiée pour donner suite à une demande de Rennes Métropole. En effet, le rejet des eaux traitées dans le milieu naturel dépend fortement du débit des rivières. Les difficultés principales apparaissent lors de la période d'étiage où le débit des cours d'eau est au plus bas. La présence ou non d'écoulement conditionne la stratégie de gestion des eaux du système d'assainissement.

En intégrant les projections climatiques aux modèles hydrogéologiques, nous sommes capables de simuler l'évolution spatio-temporelle de la quantité d'eau en amont des stations de rejets. Deux résultats d'intérêts principaux pour la problématique sont étudiés, la cartographie des cours d'eau permanents-intermittents, jusqu'aux assecs, et le débit mensuel minimal de chaque année civile (QMNA). Spécifiquement, le QMNA5 (débit d'étiage quinquennal) calculé représente le débit mensuel minimal ayant la probabilité 1/5 de ne pas être dépassée une année donnée (valeur de QMNA atteinte une année sur cinq ou avec période de retour de 5 ans). Ce débit statistique informe sur la sévérité de l'étiage, étant donné qu'il correspond à un débit d'étiage typique d'une année sèche. Le QMNA5 est fréquemment utilisé dans la gestion des systèmes d'assainissement et reflète indirectement un potentiel de dilution.

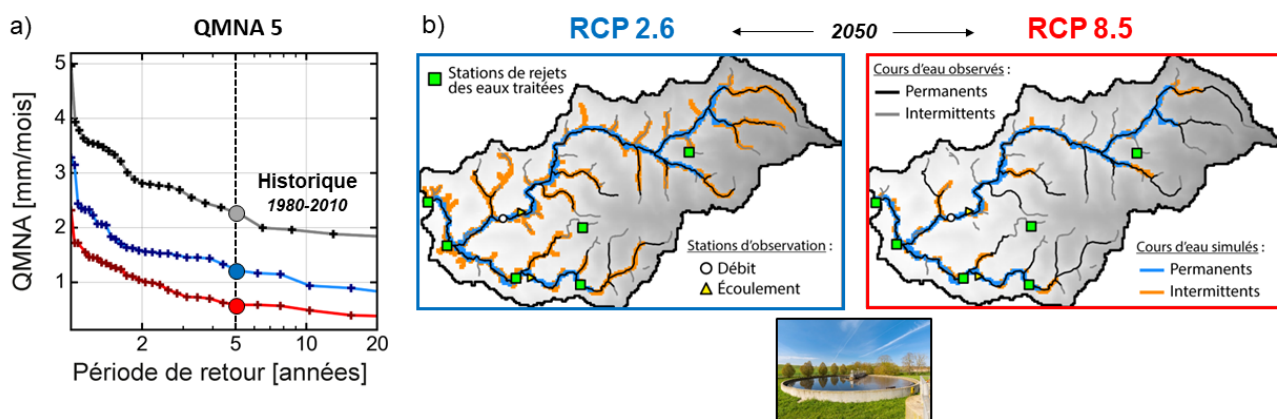


Figure 5.16. a) Projection à l'horizon 2040-2070 du QMNA à l'exutoire du bassin-versant de la Vaunoise (nord-ouest de Rennes) en fonction de la période de retour associée. b) Cartographie des cours d'eau permanents et intermittents, ici à titre d'exemple pour l'année 2050. Données climatiques utilisées : moyenne de l'ensemble des projections multi-modèles « DAYON-2015 », scénario RCP2.6 et RCP8.5.

Sur la base d'une moyenne des projections de « DAYON-2015 » disponibles, le QMNA5 simulé pour la période 2040-2070 est divisé par 2 par rapport à l'historique (1980-2010) dans le cas du scénario RCP2.6, et divisé par 4, pour le RCP8.5 (Figure 5.16a). En parallèle, les cartes de cours d'eau illustrent une modification de la dynamique d'expansion/contraction du réseau hydrographique selon les conditions climatiques futures (horizon 2050) (Figure 5.16b). Les têtes de bassin versant sont particulièrement impactées, avec des assècs plus fréquents, aussi bien temporellement, que spatialement. Les stations de rejets d'eaux traitées situées en amont sont particulièrement vulnérables aux changements des conditions climatiques. Ce constat pose la question de la résilience du système de gestion actuel et de son potentiel redimensionnement. À noter, ces résultats préliminaires exposés sur un seul bassin versant seront reproduits sur d'autres sites d'études d'intérêt identifiés par Rennes Métropole, en perspectives de ces travaux de thèse.

5.3.5 Modification de la dynamique d'intermittence des cours d'eau

Comme déjà évoqué en section 4.1, le changement climatique est susceptible d'augmenter la proportion de cours d'eau intermittents à l'avenir. Les enjeux majeurs autour de cette problématique poussent la communauté scientifique à simuler l'évolution future de l'intermittence, afin d'anticiper l'avenir et adapter la gestion des territoires (Datry et al., 2021; Magand et al., 2020).

La démarche de modélisation numérique hydro(géo)logique, distribuée et à base physique, est particulièrement adaptée pour simuler l'évolution de l'intermittence des cours d'eau (section 4.2). Nous proposons dans cette section d'explorer l'évolution de l'intermittence des cours d'eau sous l'influence de scénarios climatiques futurs. Dans cette partie, nous exploitons le jeu de données de projections climatiques nommé « EXPLORE2-2021-SIM2 » (c.f. section 5.2.1).

À partir du jeu de données « EXPLORE2-2021-SIM2 », 8 couples de GCM/RCM sont sélectionnés : période historique (1975-2010) et pour la période future (2010-2100), sous le scénario

RCP2.6 « optimiste » et « RCP8.5 » « pessimiste ». Les statistiques d'évolution de la recharge annuelle de 1975 à 2100, pour l'ensemble multi-modèles, sont présentées sur la Figure 5.17. Pour les 2 scénarios RCP, les bilans annuels de recharge n'affichent pas de tendance significative dans le futur, tout comme pour la période printanière (MAM). Néanmoins, une tendance à la hausse est distinguée en hiver (DJF), et plutôt une baisse en automne (SON) et en été (JJA).

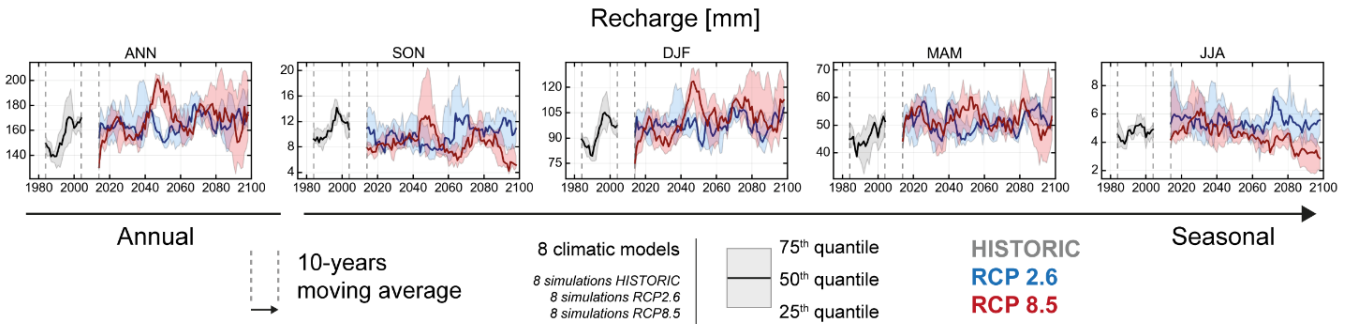


Figure 5.17. Moyenne glissante sur 10 ans de l'évolution annuelle et saisonnière (e.g. SON : Septembre-Octobre-Novembre) de la recharge issue de l'ensemble des projections multi-modèles « EXPLORE2-2021-SIM2 », affichée ici de 1975 à 2005 pour la partie historique, et de 2005 à 2100 pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5. Echelle du bassin rennais.

Pour mieux comprendre l'évolution de la recharge projetée entre les différents couples de modèles, les modèles secs et humides sont distingués à partir d'un indicateur simple : le 25^{ème} quantile historique (1980-2010). À partir de ce quantile, le changement de fréquence et d'intensité des événements de faible recharge (Figure 5.18a) est calculé. Pour le RCP8.5, une plus haute fréquence et la plus faible intensité des événements de faible recharge (inférieur au 25^{ème} quantile historique) caractérisent des modèles secs. Parmi ces 8 modèles climatiques, 4 de ces modèles sont alors définis comme plutôt humides, et les 4 autres, comme plutôt secs (Figure 5.18b). Le bilan annuel, pour la période de hautes eaux/basses eaux, confirment cette classification (Figure 5.18c).

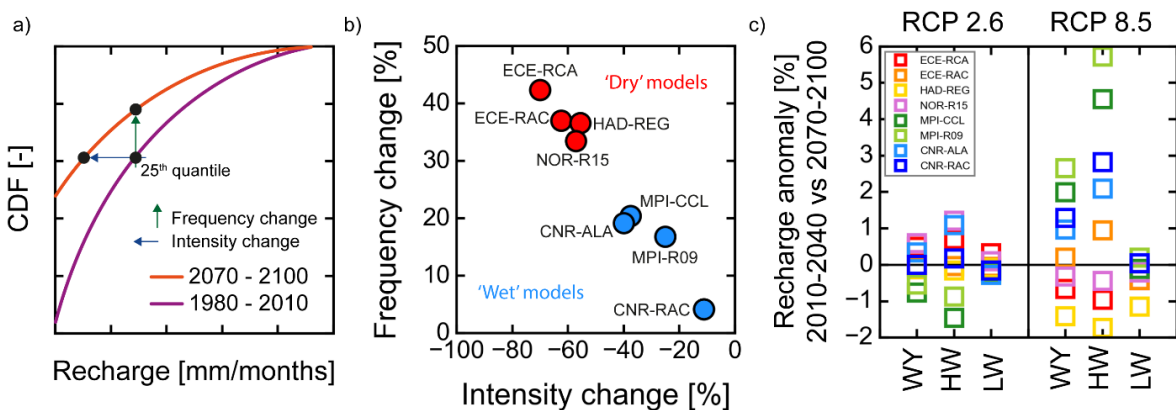


Figure 5.18. a) Représentation conceptuelle du changement de fréquence et de l'intensité d'un événement à partir d'une « cumulative distribution function » (CDF). b) Changement de la fréquence en fonction du changement d'intensité du 25^{ème} quantile de la recharge calculé pour la période 2070-2100 par rapport à la période de référence 1980-2010. Calculs réalisés pour 8 couples GCM/RCM des projections hydroclimatiques « EXPLORE2-SIM2-2021 » sur la base du scénario RCP8.5. c) Anomalies de la recharge à l'horizon 2070-2040 par rapport à la période 2010-2040, pour les 8 modèles et les scénarios RCP2.6 et RCP8.5, et séparés à l'échelle de l'année hydrologique (WY), la période de hautes eaux (HW) et de basses eaux (LW).

Pour chacun des 8 modèles climatiques (couples de GCM/RCM) sélectionnés, les anomalies intermensuelles de la recharge dans le futur (2010-2040, 2040-2070, 2070-2100) par rapport à la période de référence (1980-2010), sont affichées sur la Figure 5.19. Généralement, les résultats affichent une anomalie de recharge positive en période de hautes eaux et plutôt négatives en périodes de basses eaux, surtout pour les modèles « secs ». D'un point de vue quantitatif, et selon la problématique des déficits en eau, les bilans de recharge projetés par les projections climatiques « EXPLORE2- 2021-SIM2 » sont plutôt optimistes. Pour le scénario RCP8.5, la baisse de la recharge identifiée en automne et en été – où la recharge est initialement faible – pourrait tout de même entraîner des conséquences sur la persistance de conditions sèches et le soutien des débits d'étiage. Sans afficher de tendance significative dans le futur, la recharge semble aussi tout de même plus importante au printemps. Ces conclusions sont assez contre-intuitives au vu d'anciennes projections climatiques, réalisées à l'échelle de la France, et nommées dans ces travaux « DAYON-2015 » (c.f. section 5.2.1). Contrairement aux projections de « EXPLORE2- 2021-SIM2 », celles de « DAYON-2015 », prévoient une baisse de la recharge à l'échelle annuelle, généralisée pour les quatre saisons de l'année.

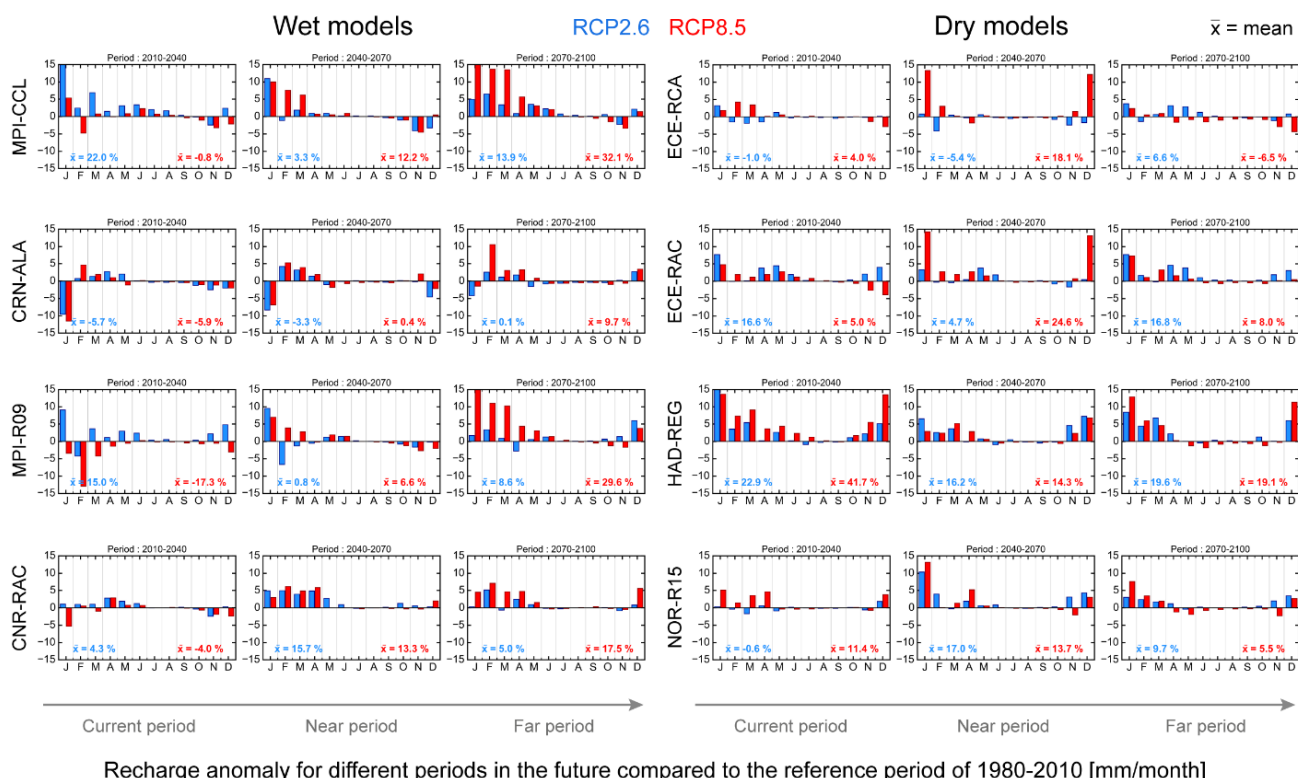


Figure 5.19. Anomalies intermensuelles de la recharge pour les périodes 2010-2040, 2040-2070, 2070-2100 par rapport à la période de référence 1980-2010. Les résultats sont présentés pour 8 couples GCM/RCM (4 modèles « humides » et 4 modèles « secs », voir Figure 4.9) des projections hydroclimatiques « EXPLORE2-SIM2-2021 » et pour les 2 scénarios RCP2.6 et RCP8.5.

Malgré les incertitudes autour des jeux de données, ces projections de recharge ont été utilisées en tant que données d'entrée de nos modèles hydrogéologiques calibrés : du bassin-versant du Canut ($K = 5.5 \times 10^{-5}$ m/s, $\theta = 0.1$ %, $d = 30$ m) et du bassin-versant du Nançon ($K = 5.5 \times 10^{-5}$ m/s,

$\theta = 2 \%$, $d = 30$ m) (plus d'informations sur les sites et la calibration dans l'article de la section 4.2 et la section 5.1). La recharge SURFEX, moyennée à l'échelle du bassin rennais, est appliquée uniformément sur les 2 bassins-versants, soumis alors à un même climat. À noter, pour chacun de ces 2 bassins-versants, la recharge a été normalisée à partir du débit moyen (Équation (12)) de leur station hydrométrique respective à l'exutoire. Les simulations sont exécutées au pas de temps mensuel, sur la période historique définie de 1975 à 2010, et la période future de 2010 à 2100, pour les 2 scénarios RCP2.6 et RCP8.5. Afin d'analyser l'évolution spatio-temporelle de l'intermittence dans le futur, par rapport à la période de référence historique, l'anomalie « future vs passé » du P_i « persistency index » (cf. article de la section 4.2) est calculée. Pour chaque pixel, le P_i représente le nombre de mois où un pixel est saturé en eau, divisé par le nombre total de mois sur la période de simulation considérée. Une anomalie négative du P_i sur un pixel indique une diminution de sa persistance en eau (dans le futur selon le passé), jusqu'à l'assec irréversible, si l'anomalie atteint -1. Les statistiques d'anomalie du P_i à l'échelle des bassins-versants sont présentées en Figure 5.20. Les résultats obtenus pour les 2 bassins-versants sont rassemblés selon les modèles secs/humides identifiés, et séparés selon les scénarios RCP2.6 et RCP 8.5, pour 3 périodes différentes.

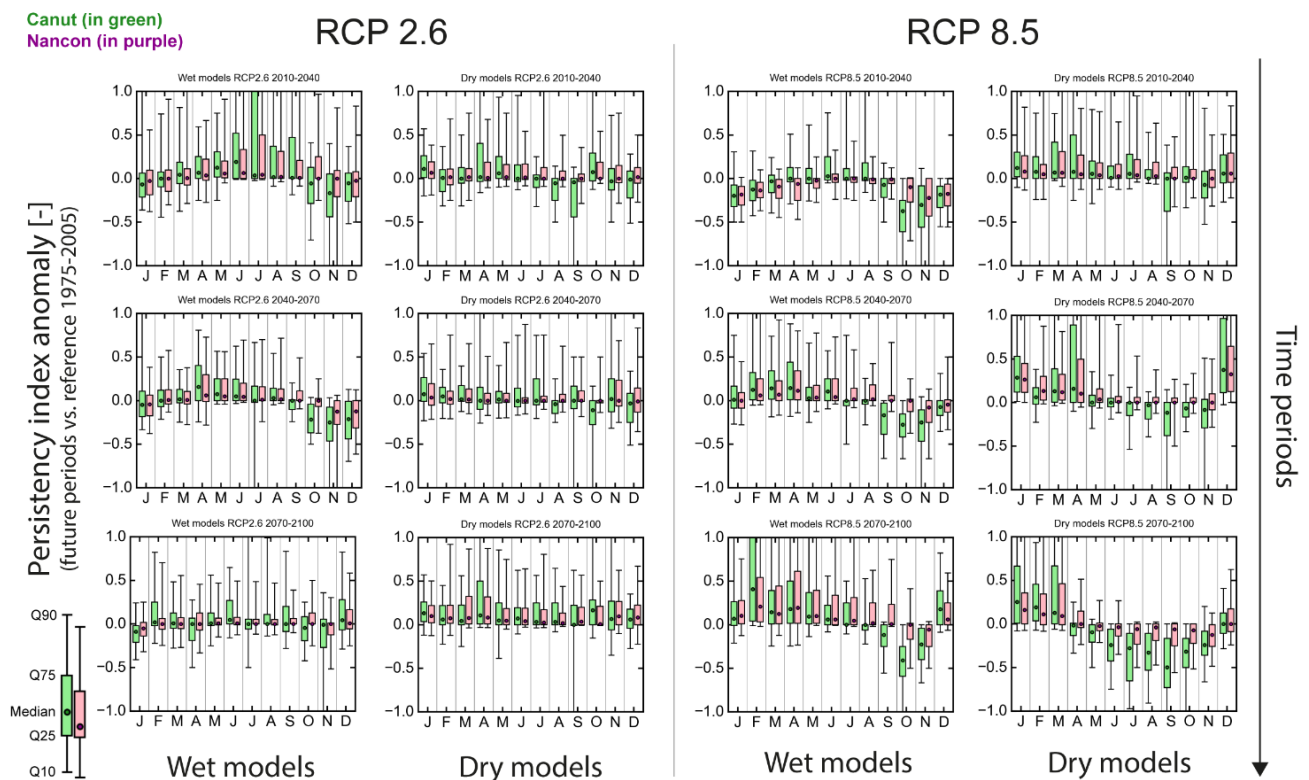


Figure 5.20. Anomalies intermensuelles du « persistency index » pour les périodes 2010-2040, 2040-2070, 2070-2100, par rapport à la période de référence 1975-2005. Les boxplots présentés correspondent aux statistiques obtenues entre les 4 modèles « humides » et les 4 modèles « secs » (« EXPLORE2-SIM2-2021 », voir Figure 4.9). Les résultats sont présentés pour le bassin-versant du Canut et du Nançon, et pour les 2 scénarios RCP2.6 et RCP8.5.

La diversité des résultats est marquée entre les différentes périodes analysées et les scénarios climatiques (Figure 5.20). Mais ce sont plutôt les différences relevées entre les 2 bassins-versants,

soumis à un climat (recharge) similaire, avec des lithologies différentes, auxquelles on s'intéresse ici. Les 2 sites ne réagissent pas de la même manière aux mêmes conditions climatiques futures. Par exemple, si on s'intéresse au cas le plus pessimiste (scénario RCP8.5, modèles secs, période 2070-2100), le Canut affiche des anomalies négatives plus faibles que le Nançon en période de basses eaux. Cependant, en période de hautes eaux, l'anomalie positive est supérieure pour le Canut. Les divergences observées sont principalement dû à la différence de temps de réponse des aquifères entre les 2 sites étudiés (cf. article de la section 4.3.1). À ce stade des travaux, ces projections de l'intermittence n'ont pas été analysés en détail, étant donné la complexité des résultats obtenus sur la base de multitudes projections climatiques. Une nouvelle stratégie basée sur des scénarios de recharge synthétique (Figure 5.22) est proposée pour mieux identifier les processus et déconvoluer les différents paramètres de contrôle hydrogéologiques. Grâce à l'approche de modélisation développée, les résultats précédents peuvent être représentés sous forme de cartes (Figure 5.21).

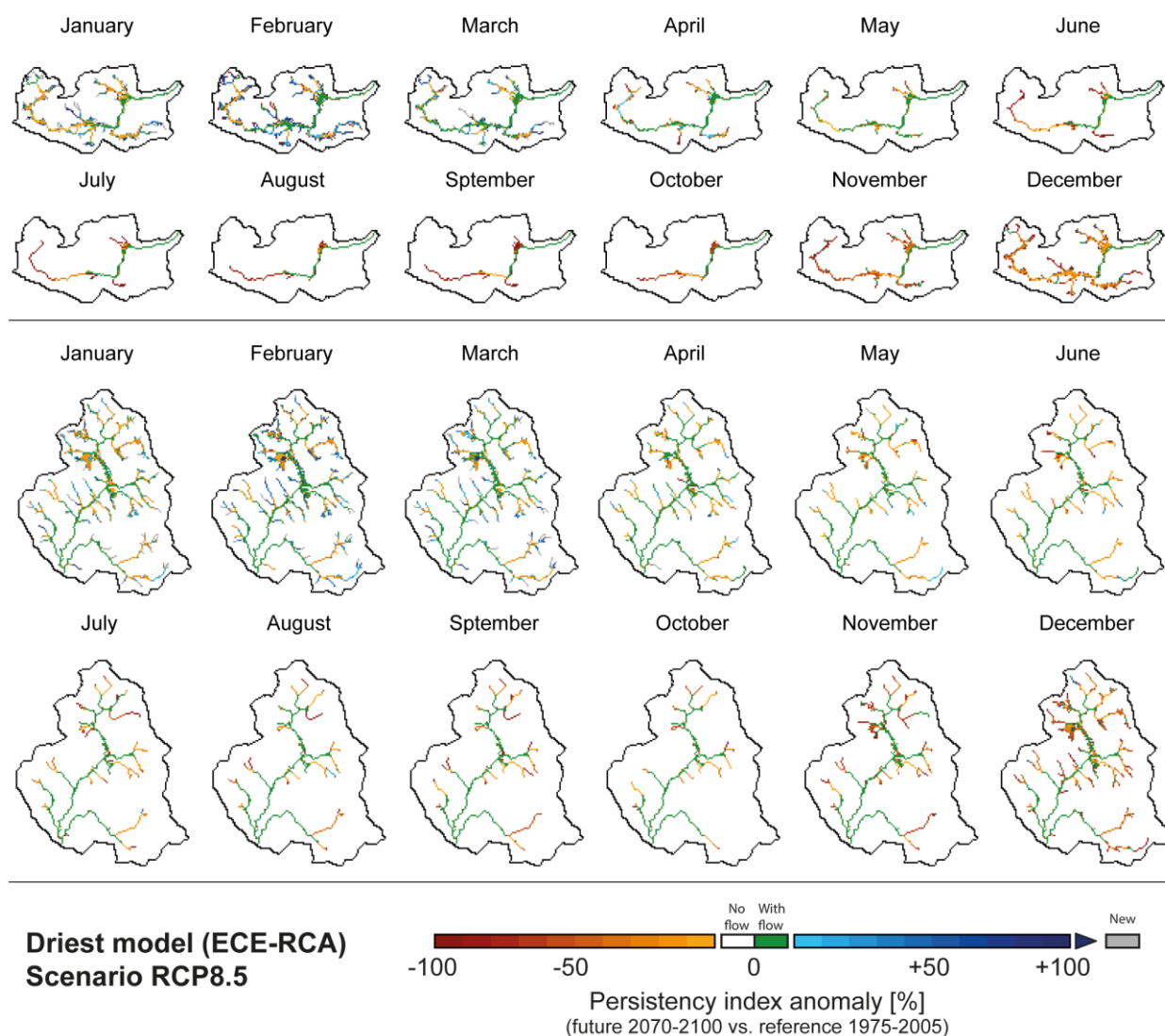


Figure 5.21. Cartographie de l'anomalie du « persistency index » (période 2070-2100 versus 1975-2005) calculée pour chaque mois de l'année, à partir des simulations utilisant la projection du couple GCM/RCM le plus sec (« ECE-RCA ») et pour le scénario RCP8.5. Les résultats sont présentés pour le bassin versant du Canut (en haut) et du Nançon (en bas).

La [Figure 5.21](#) illustre les cartes d'anomalies du P_i « persistency index » calculées pour la période 2070-2100 (par rapport à 1975-2005), et pour les simulations à partir du modèle climatique le plus pessimiste : « ECE-RCA ». À la lecture des cartes au premier ordre, en période de basses eaux, une plus grande proportion du réseau hydrographique du Canut serait impactée par les assecs ou davantage d'intermittence dans le futur, par rapport au Nançon. Par exemple, pour le bassin-versant du Canut, une majeure proportion de cours d'eau se retrouverait assec dès le mois de juin. En revanche, pour le Nançon, les assecs semblent limités, sans pour autant être épargné par une persistance d'écoulement des cours d'eau plus faible dans les conditions futures.

Ces résultats préliminaires sont liés aux conclusions de l'article de 4.2 à propos de l'effet des temps de réponse sur l'intermittence des cours d'eau. En effet, le Nançon, par sa capacité de stockage plus importante, peut générer des temps de réponse plus longs que le Canut, où le stock d'eau est bien moins important. Il convient de rappeler que des temps de réponses courts provoquent une vidange rapide de l'aquifère, mais aussi un remplissage plus rapide. Toutefois, des temps de réponse plus longs ne permettent pas une recharge rapide de l'aquifère, mais sont capables de restituer l'eau contenue dans le milieu souterrain vers la surface, sur un temps plus long. Ces bassins-versants à la capacité de stockage différente ne vont pas régir de la même manière aux conditions climatiques futures. On peut supposer qu'un bassin-versant avec un temps de réponse plus long (forte capacité de stockage, type Nançon) ne sera pas forcément plus résilient qu'un bassin versant aux temps de réponses rapides (faible capacité de stockage, type Canut), selon la fréquence, l'amplitude et la durée des événements climatiques extrêmes, e.g. périodes sans précipitations (ou recharge).

Pour valider ces hypothèses, et observer l'effet d'années sèches consécutives, sur les 2 bassins-versants étudiés, 3 scénarios de recharge synthétiques (1960 à 2019) ([Figure 5.22a](#)) ont été testés :

- **Scénario « normal »** : succession d'années de recharge moyenne intermensuelle, calculée sur la période 1960- 2019.
- **Scénario « 2-years »** : sur la base de ce scénario « normal », ajout d'une succession de 2 années de sécheresse consécutives, définies comme la moyenne intermensuelle des années 1975 et 1976 (sécheresse historique extrême).
- **Scénario « 5-years »** : idem que le scénario « 2-years », mais avec une succession de 5 années de sécheresse consécutives.

Les résultats de simulation d'évolution du réseau hydrographique, et de son intermittence, pour les 3 scénarios de recharge sont mis en avant sur la [Figure 5.22](#). On note, au premier ordre, que la succession des années de sécheresse impacte significativement le réseau hydrographique du bassin-versant du Nançon ([Figure 5.22b](#)). En effet, dans les conditions de recharge aux années de sécheresse successives, l'expansion du réseau hydrographique est de plus en plus limitée. Pour ce

bassin-versant, les temps de réponse de l'aquifère plus longs ne permettent pas un remplissage rapide de l'aquifère, surtout lorsque celui-ci est plutôt vide, à la suite des années de type sécheresse. La période de recharge d'environ 3 mois dans les scénarios synthétiques est plus courte que le temps de réponse moyen de l'aquifère d'environ 100 j. Les résultats délivrent un message important : en s'appuyant sur le réseau hydrographique en surface, le bassin-versant avec la plus forte capacité de stockage (Nançon), n'est pas forcément le plus résilient face aux conditions de sécheresses répétées. Pour résumer, voici comment le réseau hydrographique des 2 bassins-versants se comportent face aux scénarios de sécheresses successives, par rapport au scénario « normal » :

- Bassin versant du Nançon : forte diminution de l'expansion du réseau hydrographique, mais diminution de la proportion d'intermittence
- Bassin versant du Canut : légère diminution de l'expansion du réseau hydrographique, mais augmentation de la proportion d'intermittence

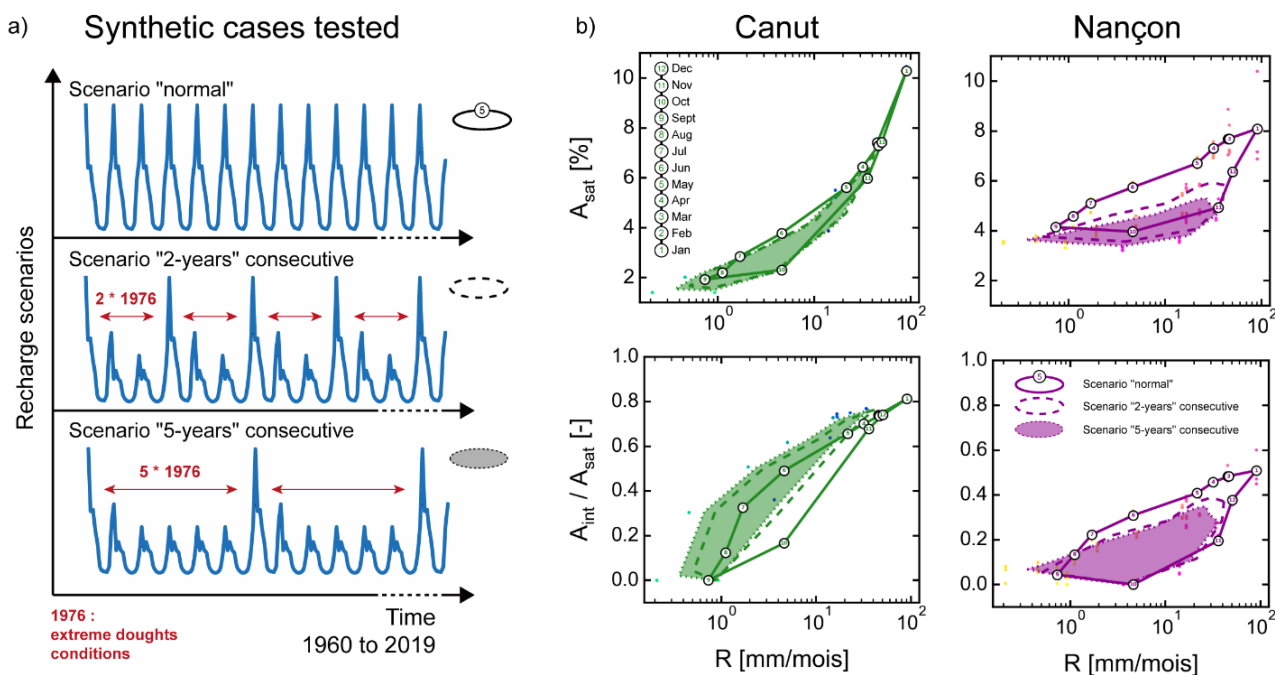


Figure 5.22. a) Scénarios de recharge synthétiques testés. Le scénario « normal » est la moyenne intermensuelle de 1960 à 2019 reportée chaque année. Le scénario « 2-years » est basé sur scénario normal auquel sont ajoutés une succession de 2 années de sécheresse consécutive (moyenne intermensuelle des années 1975 et 1976), intercalés dans la chronique. Idem pour le scénario « 5-years », mais avec 5 années consécutives. b) Aire saturée en eau A_{sat} (réseau hydrographique) et sa proportion intermittente A_{int} / A_{sat} , pour les 3 scénarios de recharge testés sur le bassin-versant du Canut et du Nançon.

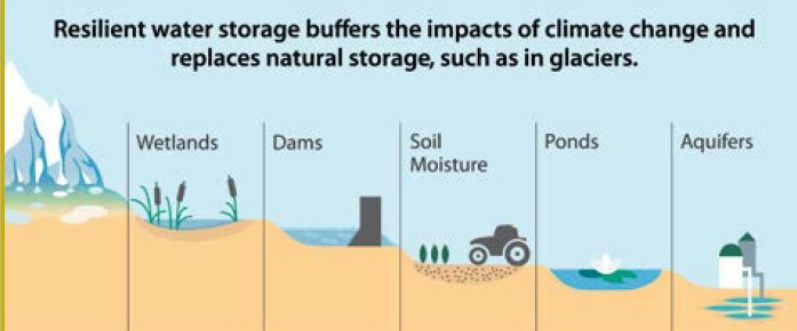
L'identification de la résilience des bassins-versants face aux conditions climatiques futures est complexe. Cette question nécessite d'être traitée dans le détail en perspectives des travaux, en analysant l'effet de scénarios de recharge synthétiques plus complexes et élaborés, comme proposé dans l'étude de Hellwig et al. (2021).

5.4 Reflexion autour de l'avenir du système d'alimentation en eau potable

5.4.1 Résilience des bassins-versants : capacité de transfert et de stockage

La résilience définit la capacité d'un système donné à surmonter les altérations provoquées, par un, ou des éléments perturbateurs, pour retrouver son état initial et/ou un fonctionnement normal.

Resilient water storage buffers the impacts of climate change and replaces natural storage, such as in glaciers.



	Wetlands	Dams	Soil Moisture	Ponds	Aquifers
Flood mitigation potential	Capture and slowly release floodwaters Detain floodwater pollutants	Rapid uptake and release High storage capacity	Reduce run-off and increase retention	Cost-effective and solution but limited capacity	High storage capacity but slow uptake through infiltration
Drought mitigation potential	Maintain river flows during dry periods Inundated areas recharge aquifers	Long-term predictable storage Controllable release	Extends period of water availability	Decentral low-cost solution but limited reliability	Long-term storage without evaporation losses
Other benefits	Ecosystem-based Mitigation: Carbon sink & storage Support livelihoods and high biodiversity Natural water treatment	Renewable energy generation	Support livelihoods (rainfed agriculture)	Support livelihoods (aquaculture)	Improves water quality Artificial recharge mitigates land submergence and counteracts saltwater intrusion
Disadvantages	Potentially produce CH4 emissions	High evaporation losses Potentially high social and ecological costs Potentially produce CH4 emissions	Use limited to plant growth	High vulnerability to pollution	Potentially high energy consumption for infiltration and pumping

Figure 5.23 Le potentiel de systèmes de stockage de l'eau pour une résilience accrue aux conditions climatiques futures. Source : compilation (Kerres et al., 2020) basée sur (McCartney, M., & Smakhtin, 2010).

Dans le cadre de ces travaux, les recherches sont axées sur la résilience des bassins-versants vis-à-vis du changement des conditions climatiques futures. Certes le climat conditionne les volumes d'eau disponibles, mais le milieu souterrain joue un rôle majeur sur la dynamique hydrologique du bassin versant. La répartition spatio-temporelle des stocks d'eau est gouvernée par les temps de réponse de l'aquifère, eux-mêmes dépendants de la géomorphologie, et des propriétés hydrauliques de la subsurface. Ces aquifères modulent le climat (Obando et al., 2022) et les contrôles hydrogéologiques conditionnent, d'une part, les variations de stock d'eau souterraine, et d'autre part, l'expansion/contraction du réseau hydrographique en surface, i.e. l'intermittence des cours d'eau. Les variations de stockage du bassin versant sont limitées par les intersections entre la nappe phréatique et la topographie : par la génération de cours d'eau et la déconnexion locale, à générale, des cours d'eau. Il reste encore des pistes à explorer sur ces relations entre intermittence et aquifère.

Pour identifier la résilience des bassins-versants à préserver leur quantité d'eau face aux changements climatiques, il est nécessaire de s'intéresser à la sévérité, la durée et la fréquence des événements extrêmes (ou non), e.g. des épisodes de déficit en eau. Le temps de réponse des aquifères nous renseigne sur leur capacité à remédier à ces événements climatiques en fonction de leurs temps de retour. Les systèmes aquifères décrits dans ces travaux sont volontairement simplifiés et parcimonieux afin d'identifier correctement les paramètres et processus de contrôle. Néanmoins, de nombreux autres facteurs interviennent dans ces questions de résilience à l'échelle du bassin-versant. Comme spécifié sur la [Figure 5.23](#), en plus des aquifères, différents systèmes de stockage d'eau existent pour augmenter la résilience d'un bassin-versant : les zones humides, les barrages, l'humidité du sol, et les plans d'eau.

5.4.2 Coupler les processus hydrologiques aux scénarios socio-économiques locaux

À propos de la représentation de l'ensemble des compartiments hydrologiques, une stratégie de modélisation plus complexe peut-être envisagée. Il existe des modèles hydro(géo)logiques, couplés et entièrement intégrés, capables de simuler l'ensemble des processus de surface et de la subsurface, comme HydroGeoSphere ([Brunner & Simmons, 2012](#)) ou encore ParFlow-CLM ([Maxwell & Kollet, 2008](#)). Ces modèles plus complexes et difficiles à mettre en place sont particulièrement bien adaptés pour examiner l'effet des changements climatiques sur la disponibilité en eau ([Cochand et al., 2018](#); [Goderniaux et al., 2011](#)). D'autres modèles du même type sont disponibles en open source et sont spécifiquement développés pour répondre à une problématique supplémentaire : comment la demande future en eau évoluera en fonction des changements socio-économiques ? C'est le cas de CWatM (Community Water Model) ([Burek et al., 2020](#)) développé par l'IIASA (International Institute for Applied Systems Analysis), outil développé pour évaluer l'approvisionnement en eau selon les demandes humaines et environnementales. Il est capable d'explorer les compromis économiques entre différentes options de gestion de l'eau, englobant à la fois les infrastructures d'approvisionnement en eau, et la gestion de la demande.

Menée dans le cadre de la chaire d'excellence « Ressource en eau du futur » de Rennes Métropole, CWatM a été utilisé pour répondre à des questions complémentaires de la thèse. Ce modèle s'appuie aussi sur MODFLOW ([Harbaugh, 2005](#)) pour simuler les écoulement d'eau souterraine. Les approches CWatM se sont alors appuyés sur les modèles hydrogéologiques calibrés dans les travaux de thèse. Au stade actuel des travaux, le projet s'intéresse particulièrement à l'effet de l'occupation du sol sur la répartition spatio-temporelle des ressources en eau, à l'échelle du bassin rennais. CWatM permet d'explorer l'effet du bocage, du type de sol, et de son artificialisation, sur la dynamique hydrologique des bassins-versants. Les différents cas testés dans ces travaux se basent sur des scénarios prospectifs d'aménagement du territoire, conceptuellement développés en concertation avec les acteurs locaux et partenaires du projet.

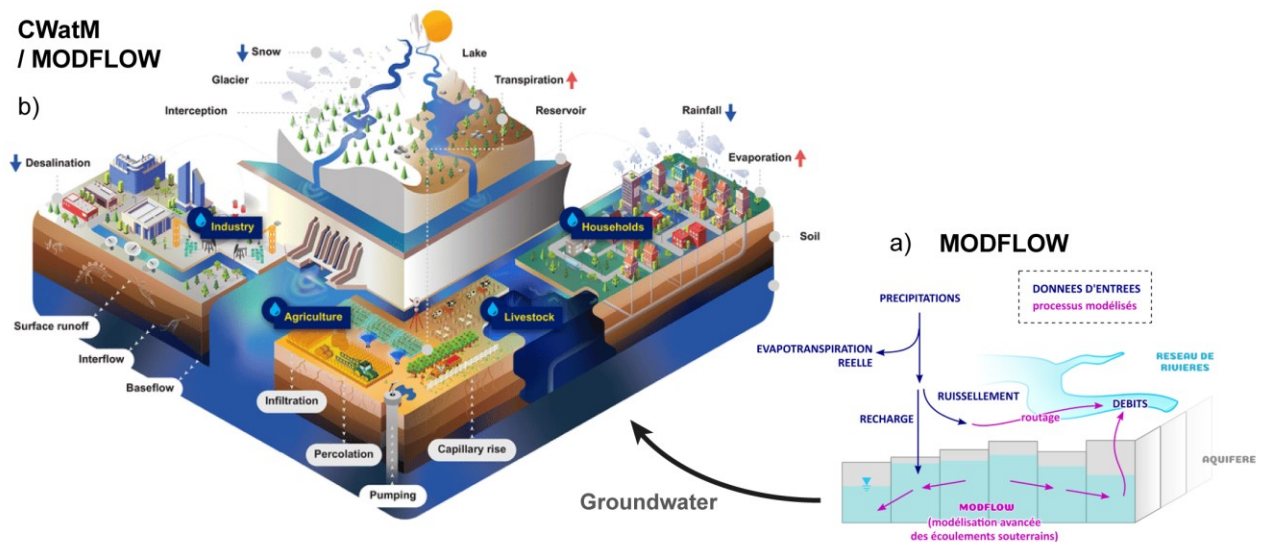


Figure 5.24. a) Schéma conceptuel de la chaîne de modélisation hydrogéologique développée dans cette thèse à partir de MODFLOW. Source : Chaire « Ressource en eau du futur » (Coche, 2022). b) Bloc diagramme illustrant le modèle CWatM, capable de coupler et simuler les processus hydrologiques généraux des eaux de surface et souterraines, en tenant compte des activités anthropiques. Source : (Burek et al., 2020).

L'augmentation de la population et le développement économique croissant impliquent une augmentation considérable des besoins en eau, en particulier dans les régions en voie de développement. Sur le bassin rennais, la consommation moyenne en eau, par habitant, est d'environ 110 L/j, contre une moyenne nationale de 148 L/j (données de 2020) (CEBR, 2022). Pour une évolution démographique entre 2015 et 2035 estimée à +20 %, 5 millions de m³ d'eau supplémentaires seraient nécessaires pour répondre aux futurs besoins. Dans ce même temps, il est fort probable que le changement climatique ait des répercussions mondiales, régionales et surtout locales sur la disponibilité de l'eau (Haddeland et al., 2014). Les travaux présentés dans cette thèse démontrent que le bassin Rennais n'est pas épargné. Dans ce contexte nouveau, on peut supposer que la demande en eau pour l'irrigation deviendra un nouvel enjeu important en Bretagne. Pour rappel, certaines tensions existent déjà alors que moins de 1 % de la superficie des SAU (surfaces agricoles utilisées) sont irriguées (données de 2010) (OEB, 2022).

Pour alimenter la réflexion, le schéma conceptuel de la Figure 5.25 illustre la situation générale à laquelle les gestionnaires de l'eau sont confrontés. Trois trajectoires de disponibilité en eau conceptuelles et simplifiées sont dessinées (R1 à R3). Ces scénarios de disponibilité en eau dépendent notamment des conditions climatiques futures et de la résilience des territoires à ces changements. Comme on l'a vu précédemment, les études montrent néanmoins que cette disponibilité tend à diminuer à l'avenir (scénario RCP8.5). En parallèle, la demande en eau qui tend à augmenter à l'échelle mondiale, est aussi perceptible sur le bassin rennais. Cette demande en eau dépend notamment de scénarios socio-économiques futurs (aménagement du territoire, politiques de gestion, changements de pratiques, etc.) (D1 à D3). Ces scénarios (disponibilité et demande) peuvent

être atténués par la mise en place de mesures pour amortir la pression sur les ressources en eau (cf. section 5.4.3). Néanmoins, lorsque les courbes de disponibilité et de demande en eau se croisent, une situation de crise est rencontrée, un seuil, ou point de rupture est atteint (Figure 5.25). Selon la croisée des scénarios, ces points de rupture apparaissent dans un futur plus ou moins proche, et plus ou moins souvent (non représenté sur la figure). Il existe aussi une forte rétroaction positive entre « offre et demande » en eau. Par exemple, lors d'un événement climatique extrême, les usages de l'eau amplifiés peuvent engendrer une aggravation, et une extension du déficit en eau. Les gestionnaires d'Eau du Bassin Rennais observent notamment une logique augmentation de la consommation et une demande en eau accrue lors d'épisodes caniculaires et/ou de sécheresses.

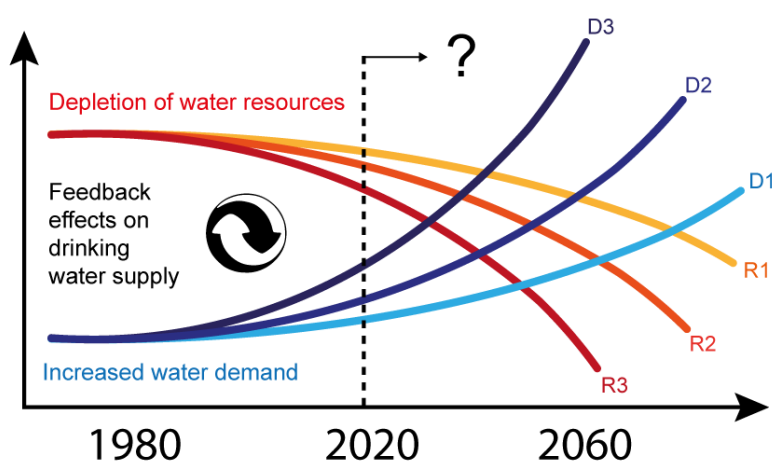


Figure 5.25. Schéma conceptuel illustrant d'hypothétiques situations de crise rencontrées lorsque les courbes de diminution des ressources en eau disponibles (scénarios conceptuels R1 à R3) croisent celles de l'augmentation de la demande en eau (scénarios conceptuels D1 à D3). Selon les scénarios conceptuels plus ou moins pessimistes dessinés, des effets de seuil sont atteints. Des rétroactions entre disponibilité et demande existent : le déficit en eau causé par la sécheresse peut-être à l'origine de besoins accrus en eau (irrigation pour l'agriculture, usages de l'eau potable lors d'épisodes caniculaires, etc.), eux-mêmes à l'origine d'un déficit en eau plus important.

Dans un contexte de disponibilité en eau changeant, répondre à la demande croissante en eau, sans compromettre l'environnement aquatique dont elle est issue, est un défi majeur. Toute une communauté en socio-hydrologie s'intéresse aux questions de la résilience des systèmes de ressources en eau, à ces équilibres « offre-demande », en lien avec les prises de décision et politiques d'adaptation, dans le contexte de changement global (Mao et al., 2017; Montanari et al., 2013; Sivapalan et al., 2012). Par exemple, à partir de concepts et outils de la prise de décision basée sur le risque, Hall et al. (2019) caractérisent la résilience d'un système d'approvisionnement en eau en évaluant sa persistance, son adaptabilité et sa transformabilité. Le système est caractérisé par une incidence et un impact croissant des épisodes de sécheresse, ce qui suggère une faible persistance. En parallèle, les actions robustes et transformations, identifiées dans cette étude, mettent en avant la capacité d'adaptation du système aux changements. Pour résumer, afin de répondre aux enjeux actuels et futurs en termes de gestion des ressources en eau, il est nécessaire de prendre en compte les processus hydrologiques du système, soumis à climat donné, sans oublier les scénarios socio-économiques, à l'origine de potentielles actions d'adaptation et de transformation.

D'autres travaux s'intéressent à des questions plus vastes autour du changement climatique, précurseur du changement global. L'accès aux ressources en eau, identifié à la fois comme une cause et conséquence de ces changements, occupe une place centrale dans ce type de travaux. Par exemple, Kemp et al. (2022) explorent des scénarios climatiques catastrophiques à l'échelle globale, allant jusqu'à se demander, tout en respectant une méthode scientifique, si le changement climatique anthropique pourrait entraîner l'effondrement de la société mondiale, voire l'extinction de l'humanité ? En partant de la défaillance climatique mondiale, les auteurs identifient les mécanismes qui pourraient entraîner de potentiels événements d'extinctions massives, et la vulnérabilité des sociétés anthropiques entraînées dans une cascade de risques (conflits, instabilité politique, effondrement économique, etc.) (Annexe 24). Et située à la base du problème, les pénuries d'eau constituent un verrou majeur et élément clé de leur réflexion. Pour compléter, on peut reprendre la notion de « limite planétaire », définie comme des seuils quantitatifs au-dessous desquels l'humanité doit rester pour ne pas compromettre les conditions favorables dans lesquelles elle a pu se développer (Rockström et al., 2009; Steffen et al., 2015). Selon une récente étude de Wang-Erlandsson et al. (2022), la nouvelle 6^{ème} limite planétaire, celle de l'eau verte – précipitations, évaporation et humidité du sol – partie intégrante du cycle de l'eau douce, est déjà franchie.

5.4.3 Vers la mise en place de stratégies adaptatives et de transformation

Les territoires du bassin rennais sont devenus vulnérables au manque d'eau, aux risques et autres bouleversements chroniques liés à l'eau (baisse des ressources disponibles, assèchement des cours d'eau, perte de biodiversité, conflits d'usages, etc.). Dans son « Plan d'adaptation au changement climatique », l'Agence de l'eau Loire-Bretagne (2018) dresse les principaux enjeux autour de cette problématique et propose des leviers d'action pour y répondre. La réflexion autour de l'atténuation et l'adaptation aux changements climatiques a aussi été engagée à l'échelle plus locale du bassin rennais (LETG, 2019). Les travaux de cette thèse apportent de nouvelles connaissances et de nouveaux outils pour répondre aux questions locales d'adaptation au changement climatique.

Autour de cette problématique, de nombreux élus et acteurs locaux se rassemblent pour mettre en œuvre des actions à l'échelle locale. Dans le cadre de ce projet, les travaux de recherche ont principalement été développés en concertation avec la Collectivité Eau du Bassin Rennais (CEBR), membre du Syndicat Mixte de Gestion pour l'approvisionnement en eau potable d'Ille-et-Vilaine (SMG 35), la Société Publique Locale (SPL) Eau du Bassin Rennais et Rennes Métropole. L'objectif principal commun est d'assurer un approvisionnement en eau de qualité, en continu et pour tous, tout en préservant les écosystèmes, et en pérennisant l'attractivité du territoire. Pour répondre à ce défi dans un contexte de changement, certaines stratégies sont déjà mises en place à l'échelle du bassin rennais. Selon 3 enjeux majeurs identifiés en lien avec les ressources en eau, une liste non exhaustive de ces actions est proposée ci-dessous.

- Sécuriser l'approvisionnement et anticipation

Tout d'abord, les gestionnaires de l'eau potable misent sur l'anticipation pour faire face aux situations de demain. Cette anticipation passe par une bonne compréhension des fonctionnements actuels. D'une part, ceux du système d'approvisionnement en eau potable, bien connu et maîtrisé, et d'autre part, ceux des bassins-versants, qui comme on l'a vu, réagissent aux conditions climatiques selon des caractéristiques physiques. Il est indispensable d'adapter les stratégies de gestion de l'eau potable, sur la base des connaissances acquises, à l'échelle du territoire. La bonne connaissance de ce dernier est primordiale pour démarrer les études de prévisions et/ou de projections de l'évolution des ressources en eau à l'échelle locale. L'anticipation des stratégies de gestion à adopter passe, à la fois, par une bonne connaissance des événements passés, grâce à laquelle on acquiert une certaine expérience, et une projection de l'avenir, permettant d'évaluer un ensemble de trajectoires possibles. C'est bien cette démarche qui a été suivie dans ces travaux de thèse.

La sécurisation de l'alimentation en eau potable se développe sur le bassin rennais. L'Aqueduc Vilaine Atlantique (AVA) illustre bien cette stratégie puisqu'il a pour ambition de renforcer la sécurisation mutuelle de 3 départements (35, 44 et 56). Toujours en cours d'installation à ce jour, cet aqueduc d'environ 90 km permettra d'interconnecter les 2 plus grosses usines de potabilisation de Bretagne : l'usine de Férel à l'exutoire de la Vilaine (Barrage d'Arzal) et l'usine de Villejean à Rennes (Barrage de la Chèze). L'eau pourra circuler dans les deux sens, pour faire face aux besoins de la côte Atlantique (56) en été et, à l'inverse, faciliter la recharge des ressources en eau (souterraines et barrages) de l'Ille-et-Vilaine (35), en hiver et au printemps. L'estimation prévoit un volume d'eau potable potentiel supplémentaire de 7 millions de m³, permettant de répondre au dynamisme économique et démographique du département, ainsi qu'aux incertitudes climatiques. Selon le SMG35, ce projet va dans le sens d'une optimisation de l'utilisation des ressources existantes, évitant la création d'une nouvelle réserve d'eau potable (barrage) sur le département, tout en garantissant un meilleur respect des débits minimaux lors des années sèches.

- Économiser la ressource et rétention des eaux

La CEBR a mis en place une importante politique d'économie d'eau, notamment à partir du programme ECODO (Figure 5.26b). L'objectif est d'économiser l'eau potable à toutes les étapes du cycle de l'eau : la production, la distribution ou encore la consommation. Tout d'abord, l'amélioration des infrastructures de production permettrait une économie d'eau d'environ 400 000 m³/an. En parallèle, 200 000 m³/an d'eau seraient économisés à partir de l'optimisation de la distribution en eau potable (détection et réparation des fuites), notamment grâce au renouvellement des réseaux d'adduction. La CEBR mise aussi sur des actions de sensibilisation et d'accompagnement des usagers domestiques ou professionnels, et vise l'objectif d'inverser la tendance de consommation unitaire de -10 %, pour une économie d'environ 2 500 000 m³/an. Par exemple, en équipant les foyers

de kit hydro-économiques (mousseurs ou réducteur de débit sur les robinets, réservoir de WC, etc.). Grâce à l'ensemble de ces mesures, les 5 millions de m³ d'eau supplémentaires nécessaires en 2035, suite à l'augmentation de la population, seraient alors compensés. Pour les consommations d'eau plus importantes, par les industries notamment, Eau du Bassin Rennais a saisi les parlementaires et le gouvernement pour faire évoluer la réglementation autour de l'obligation d'installer de la robinetterie hydroéconomique, ou encore, pour légiférer sur la tarification dégressive (« plus on consomme, moins on paye ») des gros consommateurs.

Concernant l'aménagement du paysage, on sait que l'imperméabilisation des sols favorise le ruissellement de surface, et empêche l'infiltration de l'eau vers les nappes d'eau souterraine. Autour de ce fort enjeu dans l'adaptation aux changements climatiques, des projets sont en cours afin de limiter l'étalement urbain et perméabiliser les sols. L'ensemble des démarches évoquées précédemment tendent finalement à améliorer la rétention des eaux sur le territoire. L'aménagement du territoire intègre de plus en plus de solutions basées sur la nature, souvent très efficaces. C'est le cas par exemple des MNRE (Mesures Naturelles de Rétention des Eaux), qui incluent par exemple la restauration de zones humides, la renaturation de cours d'eau et la restauration du bocage, pouvant favoriser le stockage de l'eau sur les territoires (Figure 5.26c).

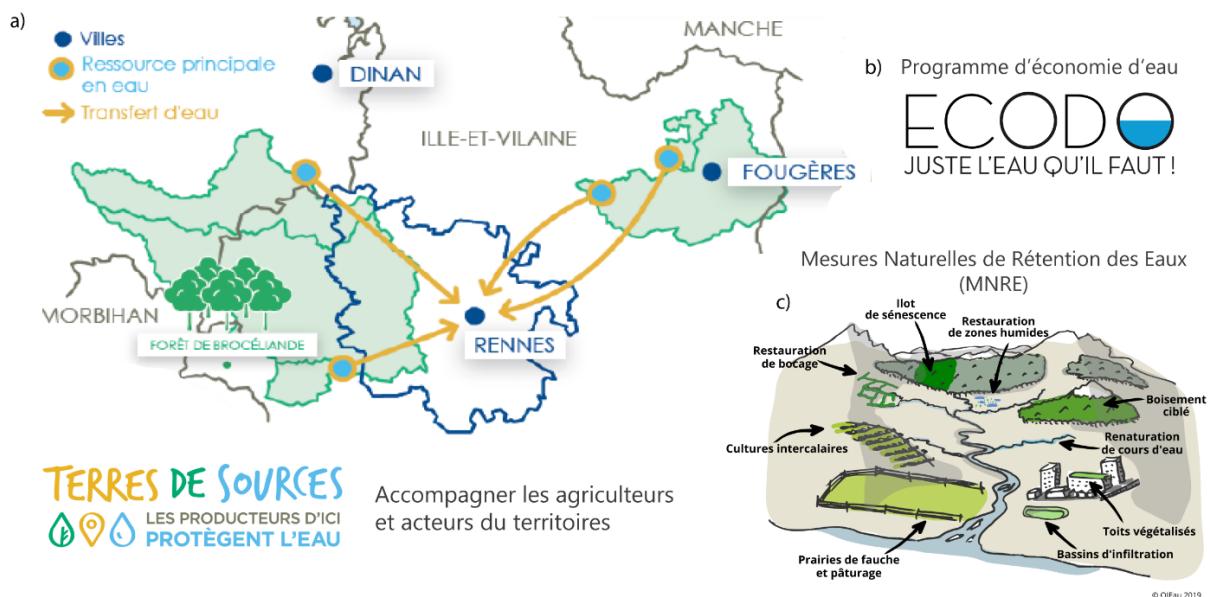


Figure 5.26. a) La marque de territoire « Terres de Sources » promeut les produits agricoles issus d'exploitations du Bassin Rennais s'engageant à faire progresser leur mode de production pour protéger les ressources en eau. Source : CEBR. b) Le programme ECODO est un programme dont l'objectif est d'économiser de l'eau potable à toutes les étapes du cycle de l'eau. Source : CEBR. c) Les mesures MNRE sont des actions qui contribuent à ralentir l'écoulement de l'eau par la restauration d'écosystèmes ou par la modification de pratiques notamment par des solutions fondées sur la nature (SfN). Source : (Fouillet & Le Grumelec, 2020).

Dans leur dernier rapport (Pörtner et al., 2021), le nouveau rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) et de la Plateforme intergouvernementale scientifique et politique sur la biodiversité et les services écosystémiques (IPBES) montre

l'importance de protéger la biodiversité dans le cadre de la lutte contre le dérèglement climatique notamment en utilisant les solutions fondées sur la nature (NBS).

- Accompagner le développement et la transition des territoires

Enfin, la CEBR engage des programmes de protection des aires d'alimentation de captage. C'est le cas du projet intitulé « Terres de sources » (Figure 5.26a). Ce programme soutient et encourage les bonnes pratiques des agriculteurs locaux qui s'engagent à agir pour l'environnement et la protection de l'eau potable, avec des modes de production plus vertueux. En retour, les agriculteurs bénéficient de nouveaux débouchés et leurs produits sont valorisés. Ce type de démarche va dans le sens de l'adaptation des pratiques agricoles face aux changements climatiques, comme par exemple, le développement de productions basées sur des cultures moins consommatrices d'eau.

Pour finir, Salles (2018) indique qu'il est nécessaire de « repenser l'eau à l'ère du changement climatique », lui attribuer une « valeur ». L'auteur dresse et explore les dimensions cognitives, les conflits d'intérêts, les visions du monde, ainsi que les démarches de sciences de l'anticipation (scénarios, trajectoires), qui sont à même d'accélérer la transition sociale-écologique vers des futurs de l'eau souhaitables, et justes. La nouvelle vision proposée par Arènes et al. (2018) suit cette logique, en proposant un nouvel imaginaire géographique de la Zone Critique (Gaillardet et al., 2018) ; où l'eau joue un rôle central en tant que « matrice » du vivant, dont les êtres humains font partie intégrante. En parallèle, le GIEC (2022), et plus globalement les scientifiques, alerte sur la nécessité de réduire, drastiquement, et immédiatement, les émissions de gaz à effet de serre, sans quoi, il sera impossible de limiter le réchauffement de la planète à 1,5°C (IPCC, 2018). Qui plus est, il faut aussi se préparer et accepter que cette atténuation au changement climatique devra irrémédiablement perdurer et s'éterniser dans le temps.

Dans son 6^{ème} rapport (IPCC, 2021), le GIEC classe la sobriété comme un levier indispensable pour diminuer les émissions de gaz à effet de serre, principal carburant du changement climatique, lui-même à l'origine de nouvelles tensions autour des ressources en eau (Annexe 25). Cette notion de sobriété est définie comme l'ensemble des mesures et des pratiques quotidiennes, qui permettent, tout en assurant le bien-être de tous les êtres humains, et dans les limites de la planète, de réduire la demande d'énergie, de matériaux, de terres et d'eau.

6 PISTES DE TRAVAUX COMPLÉMENTAIRES ET PERSPECTIVES

Ce dernier chapitre du manuscrit présente quelques travaux complémentaires déjà initiés qui seront repris en perspectives de cette thèse.

6.1 Déploiement régional des méthodes d'analyses et numériques développées

L'ensemble des outils développés dans cette thèse ont été pensés pour être déployés sur d'autres sites d'étude, favorisant l'exploration à plus grande échelle. Tout d'abord, une analyse préliminaire des données hydroclimatiques a été réalisée à l'échelle de la Bretagne (Figure 6.1a). Pour cela, le débit spécifique mesuré (Q / A , données issues du réseau national SCHAPI) est représenté en fonction des précipitations efficaces ($P - E$, données issues de SURFEX forcé par la réanalyse SAFRAN), pour une centaine de stations hydrométriques en Bretagne. Pour rappel, la caractérisation de ces boucles d'hystérésis est un bon outil de caractérisation du stock d'eau souterraine et de sa dynamique temporelle. Les boucles observées sont classées selon le type de lithologie dominante du bassin-versant drainé (Figure 6.1b).

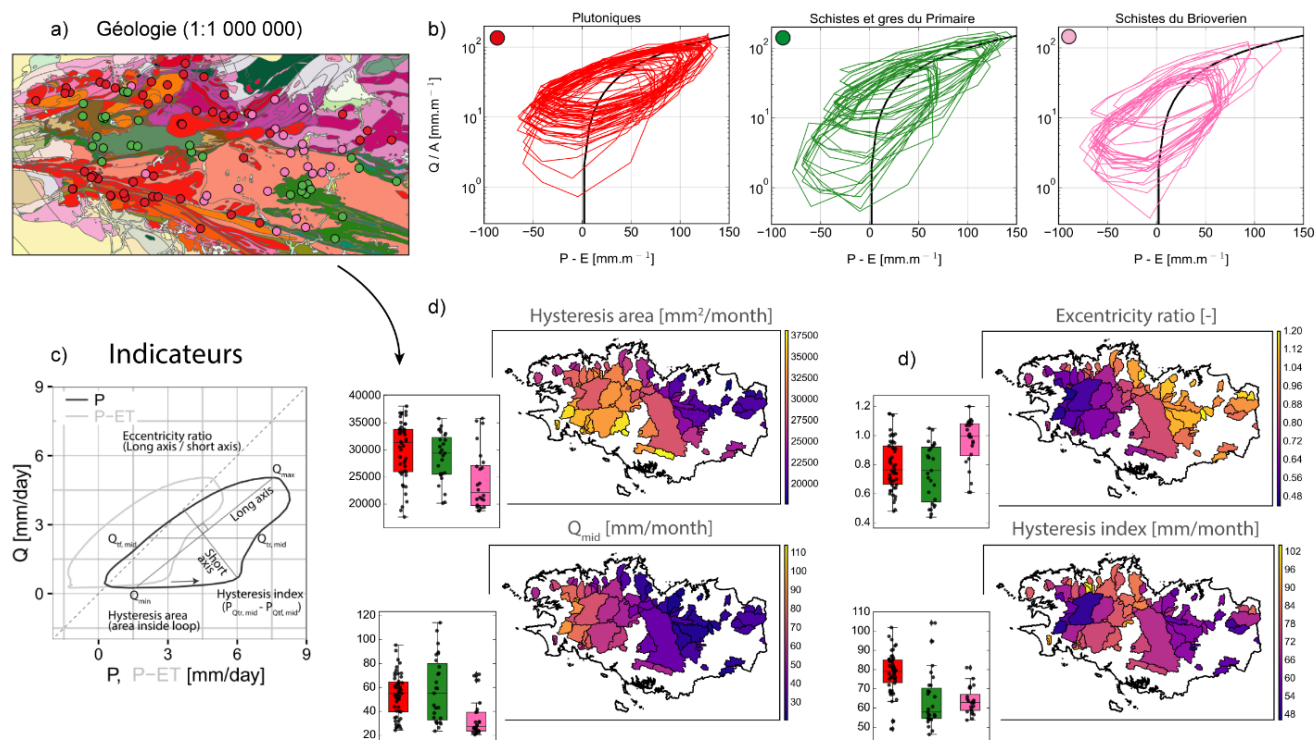


Figure 6.1. Déploiement de la méthode de caractérisation des boucles d'hystérésis de la relation P-E versus Q/A (précipitations (P), évapotranspiration réelle (E), débit (Q), aire du bassin-versant (A)). a) Carte géologique au 1 : 1 000 000 (BRGM) et points de localisation des stations hydrométriques utilisées colorés selon la lithologie dominante du bassin. b) Boucles d'hystérésis observées selon le type de lithologie. c) Illustration des indicateurs calculés. Source : (Schmidt et al., 2020). d) Résultats des indicateurs calculés et cartographiés pour chaque bassin-versant étudié. Les boxplots reprennent l'ensemble des résultats séparés selon le type de lithologie dominant (roches plutoniques, schistes et grès du Primaire, schistes du Briovérien).

En analysant au premier ordre la forme et la position des boucles, quelques différences apparaissent déjà entre les 3 types de lithologies. Toutefois à ce stade, des analyses complémentaires sont nécessaires pour comparer les boucles entre elles, notamment en filtrant l'effet du climat par la normalisation des axes.

Pour aller plus loin, quelques indicateurs (Figure 6.1c) proposés par Schmidt et al. (2020), décrits en section 2.2.2 et 4.2, sont calculés et cartographiés (Figure 6.1d), pour chaque bassin-versant drainé par les différentes stations hydrométriques. Un « boxplot » illustre les statistiques obtenues pour chacun de ces indicateurs et selon le type de lithologie dominante des bassins-versants (même code couleur de la Figure 6.1b). Sur les cartes produites, les indicateurs « Hysteresis area », « Excentricity ratio » et « Qmid » – corrélés entre eux d'une certaine manière – affichent une différence marquée entre la partie occidentale et orientale de la Bretagne. Cette différence notable correspond au gradient climatique entre la partie ouest et est de la Bretagne, déjà discuté dans la section 1.1.1. Néanmoins, le rôle d'autres facteurs géomorphologiques et géologiques reste à identifier et à prendre en compte. Dans ce sens, l'indicateur « Hysteresis index » affiche une variabilité plus importante à l'échelle de la région, qui permettrait éventuellement de mieux représenter la lithologie dominante des différents bassins-versants. Au stade actuel des travaux, ces analyses ont permis de mettre en place des outils, tester leur potentiel et leurs limites, tout en alimentant la réflexion sur le déploiement des méthodes. En travaillant plus finement sur les indicateurs et les résultats obtenus, on devrait être capable de déconvoluer l'effet du climat, de la géomorphologie et de la géologie des bassins-versants, à une échelle régionale. Dans ce sens, quelques-uns de ces indicateurs recueillis sur les boucles d'hystérésis ont été comparés à certaines caractéristiques de bassins-versants bretons, comme la pente et la densité de drainage (Annexe 16). Toujours dans cette optique de déploiement, les analyses ont aussi été étendues à d'autres climats et contextes géomorphologiques, à l'échelle nationale (Annexe 15).

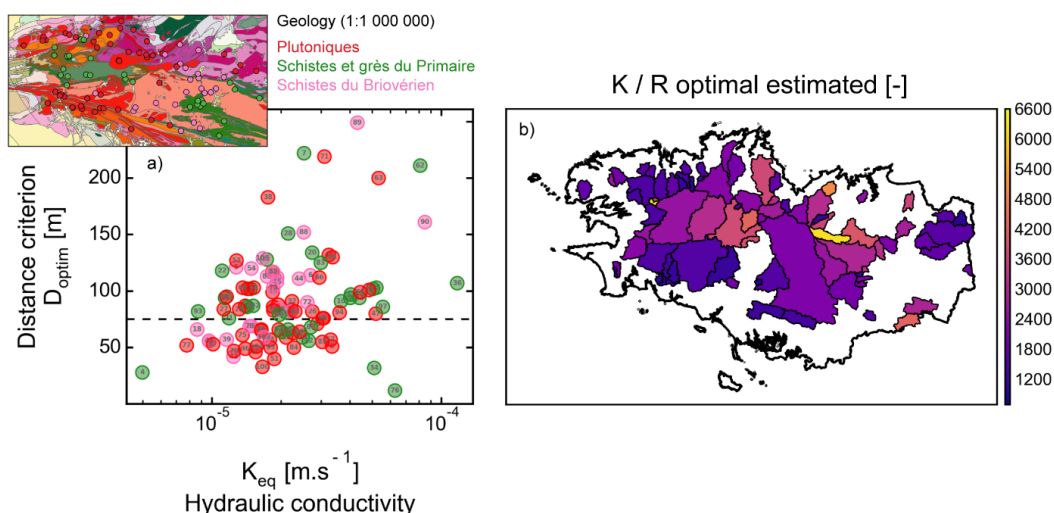


Figure 6.2. Déploiement à l'échelle régionale de la méthode d'estimation de la conductivité hydraulique K_{eq} à partir du réseau hydrographique sur la base de modélisation hydrogéologique. a) Résultats obtenus par type de lithologie dominante et b) cartographie du K/R optimal estimé pour chaque bassin-versant.

La méthode d'estimation de la conductivité hydraulique à partir du réseau hydrographique, a aussi été appliquée à de multiples bassins-versants bretons. Sur la [Figure 6.2a](#), les conductivités hydrauliques optimales estimées K_{eq} sont présentées selon le type de lithologie dominante du bassin-versant. Le ratio K/R optimal estimé est lui cartographié pour chaque bassin-versant sur la [Figure 6.2b](#). Les conductivités hydrauliques estimées varient de moins d'un ordre de grandeur sur toute la région. Cependant, la classification actuelle des résultats proposée selon les 3 types de lithologie dominants reste à affiner, par exemple en séparant les bassins-versants par zones climatiques. En effet, la recharge appliquée pour chaque bassin-versant influence la valeur de conductivité hydraulique estimée. Étant donné la forte sensibilité de la méthode au réseau de cours d'eau observé, il faudrait aussi critiquer nos résultats selon la densité de drainage des bassins-versants à cette échelle régionale ([Annexe 16](#)). Pour répondre à cet objectif de recherche, les stratégies d'extrapolation des outils à plus grand échelle restent encore à affiner. Néanmoins, la présentation de ces résultats préliminaires permet d'ores et déjà de mettre en évidence la robustesse de la méthode et sa facilité de déploiement à l'échelle régionale.

6.2 Effets de l'hétérogénéité sur les résurgences de nappe et les temps de résidence

L'hétérogénéité des propriétés hydrauliques modifie les écoulements souterrains et la distribution des résurgences de nappe simulées (voir les sections 3.2.2 et 4.2). Ces notions ont déjà été mises en avant dans la littérature, comme dans les travaux de modélisation de Gauthier et al. (2009), à l'échelle d'un bassin versant de 8 km². Les auteurs ont montré le fort impact de l'hétérogénéité de la subsurface sur les résultats de simulations, notamment sur la distribution spatiale des zones de résurgence, en se basant sur 8 scénarios de complexité géologique différente (ajouts successifs de multiples formations). Les auteurs indiquent notamment que les propriétés hydrauliques de la couche géologique superficielle apparaissent comme un élément clé de l'hétérogénéité, pour capturer correctement la réponse globale du bassin versant. L'hétérogénéité de la subsurface affecte aussi la recharge des aquifères. En effet, Hartmann et al. (2017) montrent que les régions avec une forte hétérogénéité de la subsurface – par rapport aux régions avec des propriétés homogènes - ont des taux de recharge actuels et futurs plus élevés, en raison d'une sensibilité différente de la recharge à la variabilité climatique.

Le même type de démarche que Gauthier et al. (2009) a été appliqué en amont du bassin versant du Lasset (4 km²), situé dans le département de l'Ariège, dans les Pyrénées (France) (localisation similaire au « Touyre », en [Annexe 15](#)). Ce bassin-versant, en zone de haute montagne et de type aquifère de socle, est récemment devenu un site d'observation suivi et instrumenté. Les différents cas de modélisation testés sur ce bassin-versant sont illustrés sur la [Figure 6.3a](#) et repris ci-dessous :

- **Cas 1 :** conductivité hydraulique K homogène, épaisseur d'aquifère constante
- **Cas 2 :** K homogène, aquifère à fond plat avec épaisseur hétérogène
- **Cas 3, 4 et 5 :** idem au cas 2, en ajoutant une décroissance exponentielle à K, perdant la moitié de sa valeur à : 20 m, 100 m, 500 m

À noter que la recharge, les conditions aux limites et le nombre de couches numériques appliquées, sont similaires entre ces 5 cas. La porosité aussi est fixée, à 10 %.

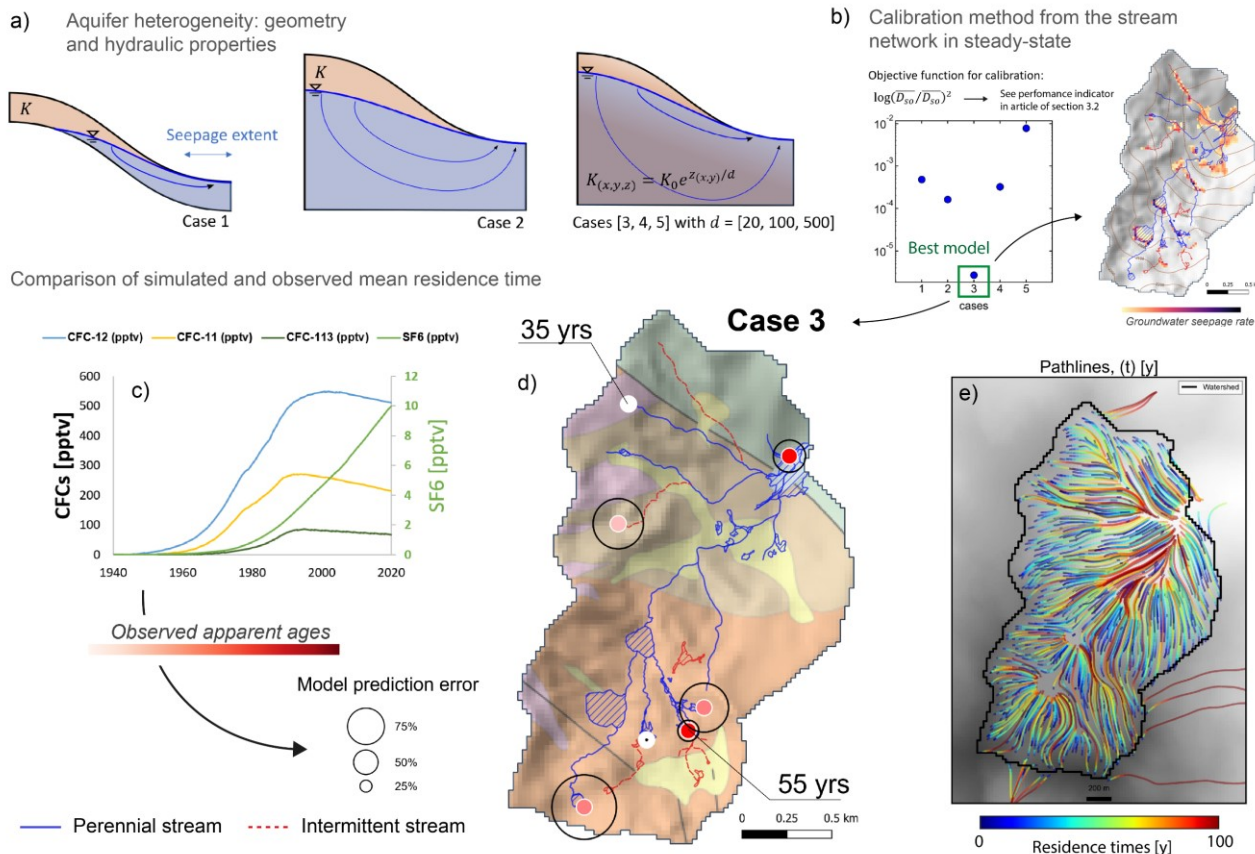


Figure 6.3. Effet de l'hétérogénéité des propriétés hydrauliques sur les zones de résurgence et les temps de résidence. a) Schémas conceptuels des 5 cas testés. b) Critère de performance calculé pour les 5 cas modélisés obtenus à partir la méthode de calibration sur réseau hydrographique. c) Evolution des concentrations en CFC et SF6 dans l'atmosphère depuis 1940 permettant d'estimer l'âge moyen des eaux souterraines. Source : inspiré de (Ayraud, 2006; Chatton, 2017) d) Âge moyen de l'eau mesuré en surface au niveau des sources d'eau souterraine sur le bassin-versant du Lasset (zone de montagnes en Ariège, dans les Pyrénées) et comparaison avec les estimations du modèle hydrogéologique pour le cas 3. e) « Pathlines » simulées et temps de résidence associées.

La méthode d'estimation de la conductivité hydraulique à partir du réseau hydrographique a été appliquée en régime permanent dans les 5 cas de figures. Le critère de performance de l'optimisation indique le « cas 3 » comme étant le meilleur modèle pour représenter le réseau hydrographique observé (Figure 6.3b). L'algorithme de « particle tracking » est ensuite appliqué sur ce « cas 3 » afin de quantifier les temps de résidence des eaux souterraines au niveau des zones de résurgence, et identifier le chemin des lignes d'écoulement, « pathlines » (Figure 6.3). Des mesures de CFC (chlorofluorocarbures) et SF6 (hexafluorure de soufre) (Figure 6.3c) renseignent sur le temps de résidence moyen des eaux prélevées au niveau des sources d'eau souterraine de quelques ruisseaux

(localisation des prélèvements sur la [Figure 6.3d](#)). Les CFC et SF₆, ces gaz d'origines essentiellement anthropiques, suivent une évolution de concentration bien connue dans l'atmosphère depuis les années 1950 ([Ayraud, 2006](#); [Chatton, 2017](#)). On émet l'hypothèse qu'une fois dans le milieu souterrain, les échanges gazeux entre l'eau et l'atmosphère sont négligeables. En considérant que l'eau souterraine alimente majoritairement les têtes de bassins-versants, on peut estimer le temps de résidence moyen de l'eau souterraine à partir de prélèvements réalisés le plus en amont des cours d'eau. En moyenne, entre tous les points de prélèvement, le temps de résidence moyen mesuré au niveau des sources d'eau souterraine est d'environ 40 ans. Ces observations sont comparées aux temps de résidence simulés, calculés à partir du modèle au niveau des points de prélèvements. Les simulations du modèle affichent des temps de résidence cohérents d'une moyenne de 50 ans entre l'ensemble des zones de prélèvements. Cette calibration préliminaire est encourageante pour la suite, et nous conforte dans l'idée de recourir à ce type de données pour contraindre les modèles hydrogéologiques.

Cette section met en avant l'intérêt de développer des modèles prenant en compte l'hétérogénéité géologique du milieu. Dans certains cas, comme déjà cités dans la section 5.1.3, les modèles homogènes ne suffisent pas à représenter correctement la dynamique hydro(géo)logique observé du bassin versant.

6.3 Instrumentation des sites pour mieux les caractériser et caler les modèles

Deux campagnes de terrain se sont déroulées sur le bassin versant du Gaël, en amont du bassin versant du Meu, et sur le bassin de la Chèze-Canut ([Figure 6.4](#)). L'ensemble des résultats pour ces 2 campagnes sont récapitulés dans le [Tableau 4](#). Deux objectifs principaux ont conduit à ces campagnes : 1) caractériser l'intermittence des cours d'eau de têtes de bassins-versants et 2) estimer le temps de résidence moyen de l'eau souterraine à partir d'analyses dans les cours d'eau.

- Premier objectif : caractériser l'intermittence des cours d'eau

Des premières observations ont été accomplies en amont de cours d'eau pour se rapprocher des sources d'eau souterraines. Suite à ces observations, des capteurs de pression, mesurant en continu le niveau d'eau, seront prochainement déposés sur le lit de certains cours d'eau du bassin-versant du Canut. Ces stations de suivis en continu permettront d'affiner la calibration des modèles hydrogéologiques développés. De plus, leur positionnement sur un transect permettra de suivre l'organisation hiérarchisée de l'intermittence des cours d'eau, de l'amont, à l'aval du bassin-versant. Ces nouvelles données compléteront avec une résolution spatiale et temporelle plus fine les observations du réseau ONDE déjà disponibles. De plus, le développement des sciences participatives (« citizen sciences ») dans le domaine ([Etter et al., 2020](#)) permet d'ores et déjà une meilleure distribution spatiale et une plus haute fréquence des observations d'écoulement des cours

d'eau. Par exemple, une application mobile développée dans le cadre du projet DRYVER (Datry et al., 2021) permet à n'importe quel utilisateur de répertorier l'état d'écoulement des cours d'eau, sur une carte à l'échelle de l'Europe, avec la possibilité d'ajouter une photo de l'observation. À ce jour, seule une dizaine d'observations sont répertoriées à l'échelle de la Bretagne (plus d'informations sur ce site : <https://www.dryver.eu/app>).

- Second objectif : estimer le temps de résidence moyen de l'eau souterraine

Pour chaque point d'observation, des mesures physico-chimiques et des prélèvements de gaz dissouts (radon, gaz nobles, CFCs, SF6) ont été réalisés dans le cours d'eau. Le radon est un gaz radioactif, d'une demi-vie d'environ 4 jours, principalement produit par les roches granitiques, mais aussi certains grès et schistes de domaine de socle. Il permet notamment de détecter la présence d'apports d'eau souterraine dans le cours d'eau. Certains gaz nobles, comme l'hélium, sont aussi de bons indicateurs d'apports d'eau souterraine dans les cours d'eau. L'analyse des CFC et SF6 donne une estimation du temps de résidence moyen de l'eau souterraine à partir de prélèvements dans le cours d'eau (cf. section 6.2 précédente). Néanmoins, les analyses en eaux de surface sont perturbées par la remise à l'équilibre des gaz dissouts en contact avec l'atmosphère. Ce phénomène est accentué par le processus de dégazage, lui-même favorisé par la turbulence de l'eau et la formation de bulles d'air par des cascades dans les ruisseaux (Vautier et al., 2020; Vautier et al., 2019). En raison de contraintes analytiques lors de la mesure des gaz dissouts au laboratoire, les analyses de CFC et SF6 des campagnes de terrains réalisées, à ce jour, n'ont pas pu être exploitées. D'autres campagnes de mesures sont cependant envisagées, et ces données de temps de résidence moyen permettront d'estimer le volume de l'aquifère, ou encore de caler les propriétés hydrauliques des modèles hydrogéologiques, telle que la porosité (Kolbe et al., 2016; Marçais et al., 2018).

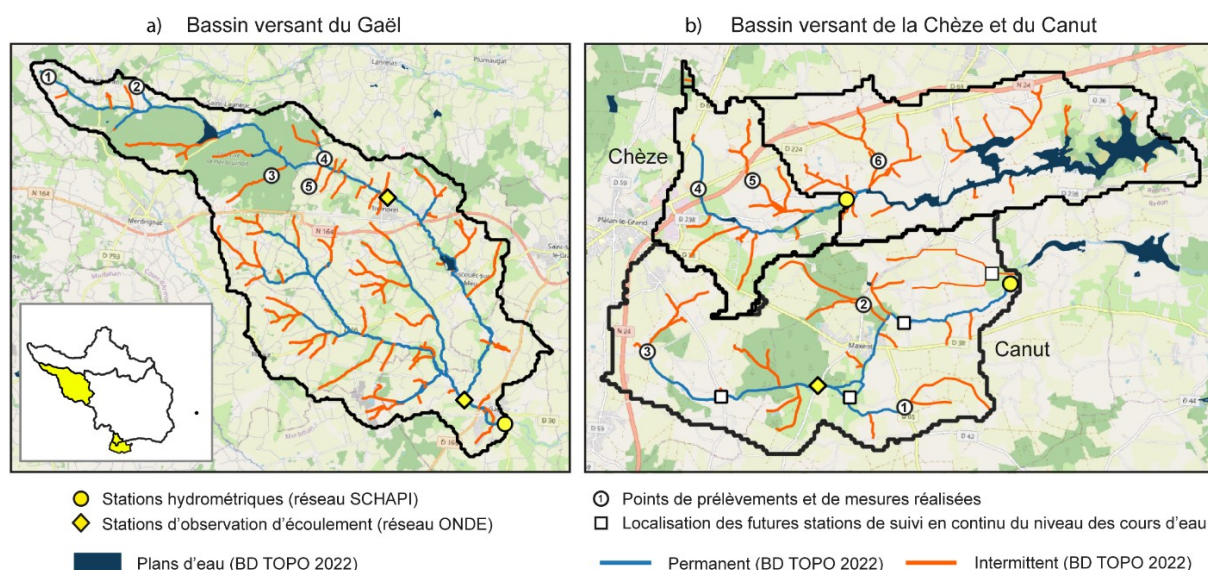


Figure 6.4. Localisation des stations disponibles et des points de mesure réalisés lors de campagnes de terrain a) en amont du bassin-versant du Meu, le 23/02/2021 et b) sur le bassin-versant de la Chèze-Canut, le 24/03/21. Sur les cartes, les chiffres indiqués dans les cercles font référence aux labels du Tableau 4.

Tableau 4. Récapitulatif des résultats de mesures physico-chimiques et d'analyse des gaz dissous effectuées lors des 2 campagnes de terrain.

Bassin versant	Label	Coordonnées (Lambert 93)		Altitude Z [m]	Lieu-dit	Date de prélèvement	Température de l'eau [°C]	pH [-]	Oxygène [mg/L]	Conductivité électrique [µS/cm]	Fluoride [mg/L]	Chlorure [mg/L]	Nitrite [mg/L]	Sulfate [mg/L]	Bromure [mg/L]	Phosphate [mg/L]	Nitrate [mg/L]	Radon [Bq/m ³]	Incertitude [Bq/m ³]	Ecart type [Bq/m ³]	
		X [m]	Y [m]																		
Gael	1	294115	6807221	220	la Haie	23/02/2021 09:45	7,8	7	11,5	136	0,12	17,7	n.a.	5,5	n.a.	n.a.	n.a.	18,9	907	346	108
Gael	2	297611	6806855	182	Lanhilleux	23/02/2021 11:30	9	7	10,2	144	n.a.	19,6	n.a.	5,4	n.a.	n.a.	n.a.	20,3	4257	603	236
Gael	3	302927	6803335	121	Forêt de la Hardouinai	23/02/2021 13:40	9,5	7	11,5	147	n.a.	28	n.a.	6,6	n.a.	n.a.	n.a.	5,4	3821	580	81
Gael	4	304993	6803997	110	le Doué du Bot	23/02/2021 14:45	10,6	7	10,6	148	n.a.	25,2	n.a.	7,2	n.a.	n.a.	n.a.	4,5	3761	580	81
Gael	5	304385	6802897	122	Les Saisines	23/02/2021 16:00	9,6	7	10,1	355	0,12	34,4	n.a.	20,2	0,19	n.a.	n.a.	11,6	1555	412	311
Canut	1	325663	6775361	111	le Guilly	24/03/2021 10:15	5,6	8	12,9	204	n.a.	25,16	n.a.	11,53	0,07	n.a.	n.a.	24,41	4001	933	202
Canut	2	324814	6777466	101	Maxent	24/03/2021 10:45	6,3	7	12,1	175	0,05	28,67	n.a.	8,29	0,09	n.a.	n.a.	11,87	2260	724	571
Canut	3	320395	6776495	123	les Champs Courtiaux	24/03/2021 11:30	7,3	7	11,5	230	0,1	30,45	n.a.	11,73	0,09	0,092	24,27	1457	607	323	
Chèze	4	321442	6779819	130	les Boulais de la Rivière	24/03/2021 13:20	9,2	7	8,5	181	0,091	19,44	n.a.	10,98	n.a.	n.a.	n.a.	10,93	2355	742	193
Chèze	5	322554	6779994	118	la Josselais	24/03/2021 14:30	9,4	8	11,3	246	0,049	33,05	n.a.	9,01	0,1	n.a.	n.a.	33,07	1885	675	416
Chèze	6	325125	6780393	93	le Buissin	24/03/2021 15:10	8,8	8	11,4	236	0,051	31,94	n.a.	11,17	0,08	n.a.	n.a.	33,41	1195	565	108

6.4 Couplage numérique entre l'aquifère et la gestion du barrage de la Chèze

Un des objectifs principaux de la chaire « Eaux et Territoires », défini en concertation avec les gestionnaires de l'eau potable, est de coupler un modèle simulant l'évolution des niveaux d'eau du barrage de La Chèze, au modèle d'écoulement d'eau souterraine déjà développé. Au vu de la stratégie actuellement mise en œuvre pour cette retenue d'eau dans le système d'approvisionnement en eau potable, Eau du Bassin Rennais souhaiterait projeter l'évolution des niveaux d'eau dans le barrage afin d'anticiper les futures mesures de gestion. Un modèle de barrage permettrait de prendre en compte l'ensemble des flux entrants et sortants, naturels et anthropiques, étudiés en section 2.1.3. À ce jour, ce type de modèle à réservoir n'est pas encore développé, mais des réflexions sont d'ores et déjà entamées sur la formalisation du problème et le développement du système d'équations. Le schéma conceptuel du fonctionnement du barrage de la [Figure 6.5](#) reprend un certain nombre de variables et paramètres définis dans le [Tableau 5](#). Les équations (15) à (22) développées ci-dessous sont aussi ajoutées.

La stratégie de couplage du modèle à réservoir avec le modèle hydrogéologique développé, n'est pas encore clairement définie. L'option envisagée est d'utiliser le package LAKE ([Merritt & Konikow, 2000](#)) de MODFLOW. Ce package pourrait directement être implémenté, numériquement, au modèle d'écoulement souterrain. Son utilisation permettrait de prendre en compte l'influence de la retenue d'eau sur les hauteurs d'eau et les écoulements dans l'aquifère, et de simuler les potentiels échanges latéraux ou verticaux. Ce sujet ferait l'objet d'une question de recherche intéressante : Comment les niveaux d'eau du barrage modifient les écoulements souterrains à l'échelle du bassin-versant ? Et inversement, comment la masse d'eau du barrage réagit aux conditions de l'aquifère ? Pour les gestionnaires, il serait particulièrement intéressant d'identifier les conditions pour lesquelles le barrage est alimenté, ou drainé, par le milieu souterrain. L'[Annexe 18](#) basée sur les travaux de [Woessner \(2020\)](#) illustre l'hypothèse autour de cette problématique : le barrage se remplit lorsque le niveau de nappe en amont est supérieure à celui de la cote de la surface d'eau libre, et se vide lorsque le niveau de la nappe devient inférieur à cette cote.

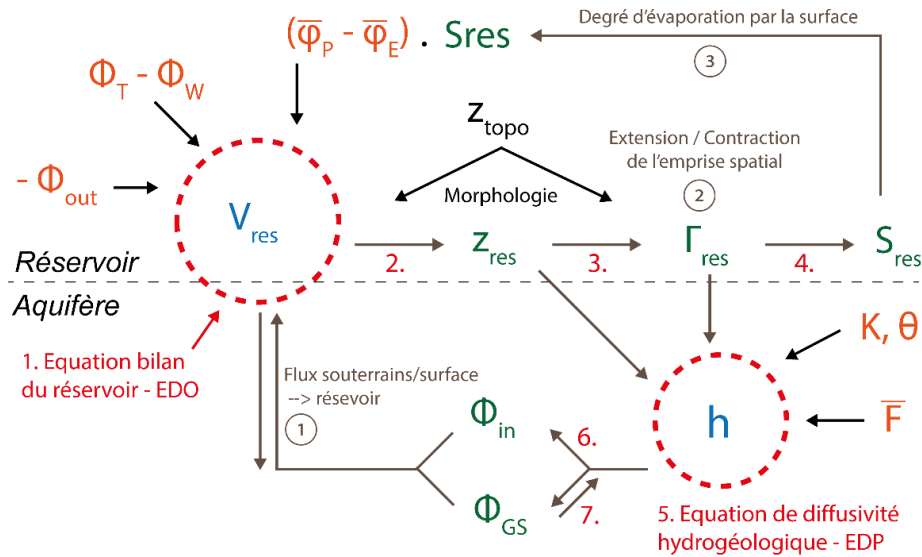


Figure 6.5. Schéma conceptuel du fonctionnement du barrage de La Chèze et représentation des paramètres du système d'équations développé pour le modèle à réservoir.

Tableau 5. Symboles et définitions des composantes du système d'équations pour développer le modèle à réservoir du barrage de La Chèze et son couplage avec le modèle hydrogéologique de l'aquifère.

Symbole	Définition
V_{res}	Volume d'eau dans le réservoir déduit de caractéristiques physiques et hydrologiques
z_{res}	Hauteur d'eau moyenne de la retenue mesurée comme l'altitude à partir du niveau de la mer
S_{res}	Surface de l'emprise de la retenue d'eau
Γ_{res}	Emprise de la retenue
Γ_{res}^{max}	Emprise maximale de la retenue
Ω_{res}	Milieu souterrain sous Γ_{res}
$\overline{\varphi}_E$	Evaporation moyenne sur la retenue exprimée en lame d'eau
$\overline{\varphi}_P$	Précipitations moyennes sur la retenue exprimées en lame d'eau
\overline{F}	Terme de forçage sur l'ensemble du bassin versant (différent de $\overline{\varphi}_P - \overline{\varphi}_E$)
Φ_{in}	Flux alimentant le réservoir depuis le cours d'eau principal et d'autres ruisseaux
Φ_{out}	Flux sortant du réservoir, notamment pour le débit de restitution
$\varphi_{GS}(x, y)$	Flux d'échange (\pm) entre le compartiment souterrain et la surface défini sur Γ_{res} Variable secondaire résultant de la simulation hydrogéologique.
Γ_C	Emprise du bassin-versant défini par la zone alimentant la retenue par les écoulements
Γ_S	Affleurement de la nappe
$z_a(x, y)$	Côte de la surface libre de l'aquifère
Ω_C	Aquifère sous Γ_C avec $\Omega_C = \{M(x, y, z)/z < z_a\}$
Φ_w	Pompages dans la retenue pour l'alimentation en eau potable
Φ_T	Transferts d'eau à partir d'autres ouvrages (remplissage par d'autres retenues ou pompages)

Systeme d'équations couplé de la retenue et du systeme aquifere

Equation 1 : bilan du reservoir

$$\frac{dV_{res}}{dt} = S_{res}(\overline{\varphi_P} - \overline{\varphi_E}) + \Phi_{GS} + \Phi_{in} - \Phi_{out} + \Phi_T - \Phi_w \quad (15)$$

Equation 2 : volume sous forme implicite

$$V_{res}(z_{res}) = \int_{(x,y) \in \Gamma_{res}} G(z_{res} - z_{topo}(x,y)) dx dy \quad (16)$$

Remarque : on connaît V_{res} en fonction de z_{res} . On a besoin, c'est de z_{res} qui est une fonction implicite de V_{res} (inversion)

Equation 3 : emprise de la retenue

$$\Gamma_{res} = \Gamma_{res}^{max} \cap \{M(x,y)/z_{res} > z_{topo}(x,y)\} \quad (17)$$

Equation 4 : surface de la retenue

$$S_{res} = \int_{(x,y) \in \Gamma_{res}} H(z_{res} - z_{topo}(x,y)) dx dy \quad (18)$$

H la fonction de Heaviside : $H(u) = 1$ si $u > 0$ $H(u) = 0$ sinon

Equation 5 : equation de diffusivité

Le milieu souterrain est défini comme : Ω_C

$$\theta \partial h / \partial t + \nabla \cdot (K \nabla h) = q \quad \text{où} \quad q(x,y,z_a) = \bar{F} \quad (19)$$

avec q les termes puits/sources

Potentiellement d'autres termes sources dans l'aquifere :

- Conditions aux limites sous le reservoir : Γ_{res}
- Conditions aux limites à charge imposée : $h(x,y,z_{topo}) = z_{res} - z_{topo}(x,y)$
- Conditions aux limites en dehors du reservoir sur les affleurements de nappe : $(\Gamma_C - \Gamma_{res}) \cap \Gamma_S$

Dans le package DRAIN de MODFLOW (Harbaugh, 2005; Niswonger et al., 2011), le flux au niveau des affleurements de nappe est différent et modifie les conditions aux limites de :

$$\varphi_{GS}(x,y,t) = -K \nabla h|_{x,y,z_{topo}} + \bar{F} \quad \text{où} \quad \varphi_{GS}(x,y,t) = -K_D(z_{topo} - h(x,y,z_{topo})) + \bar{F} \quad (20)$$

avec K_D la conductivité hydraulique du drain

Equation 6 : drainage du bassin versant vers le barrage

Selon l'affleurement de la nappe en surface selon la topographie :

$$\begin{aligned} \text{Si : } z_a(x,y) = z_{topo}(x,y) & \quad \text{alors : } \varphi_{GS}(x,y,t) = -K \nabla h|_{x,y,z_{topo}} + \bar{F} \\ \text{Si : } z_a(x,y) < z_{topo}(x,y) & \quad \text{alors : } \varphi_{GS}(x,y,t) = 0 \end{aligned}$$

$$\Phi_{in} = \int_{(x,y) \in (\Gamma_C - \Gamma_{res}) \cap \Gamma_S} \varphi_{GS}(x,y) dx dy \quad (21)$$

Equation 7 : flux d'interface entre le reservoir et le milieu souterrain

$$\varphi_{GS}(x,y,t) = -K \nabla h|_{x,y,z_{topo}} \quad \text{et} \quad \Phi_{GS} = \int_{(x,y) \in \Gamma_{res}} \varphi_{GS}(x,y) dx dy \quad (22)$$

6.5 Appropriation des outils développés par les partenaires et accès au grand public

L'ensemble des outils développés dans ces travaux seront disponibles en « open-access », comme c'est le cas de la plate-forme de modélisation développée « HydroModPy » (section 2.3.7). Les outils informatiques seront documentés, et progressivement mis à jour grâce à un développement collaboratif. Les partenaires d'Eau du bassin Rennais (EBR) souhaiteraient spécifiquement reprendre en main les outils de modélisation développés, pour in fine, les exploiter en tant qu'outils d'aide à la décision. L'objectif est alors de fournir un logiciel de modélisation suffisamment complet et facile d'utilisation pour les membres d'EBR. La stratégie d'appropriation des outils reste encore à définir, mais plusieurs scénarios sont d'ores et déjà envisagés selon les moyens techniques déployés et les besoins des partenaires.

Cette dernière Figure 6.6 fait office de conclusion illustrée puisqu'elle dresse un bilan de la démarche globale des travaux déroulée dans ce manuscrit, tout en présentant les différentes stratégies d'appropriation des outils par Eau du Bassin Rennais :

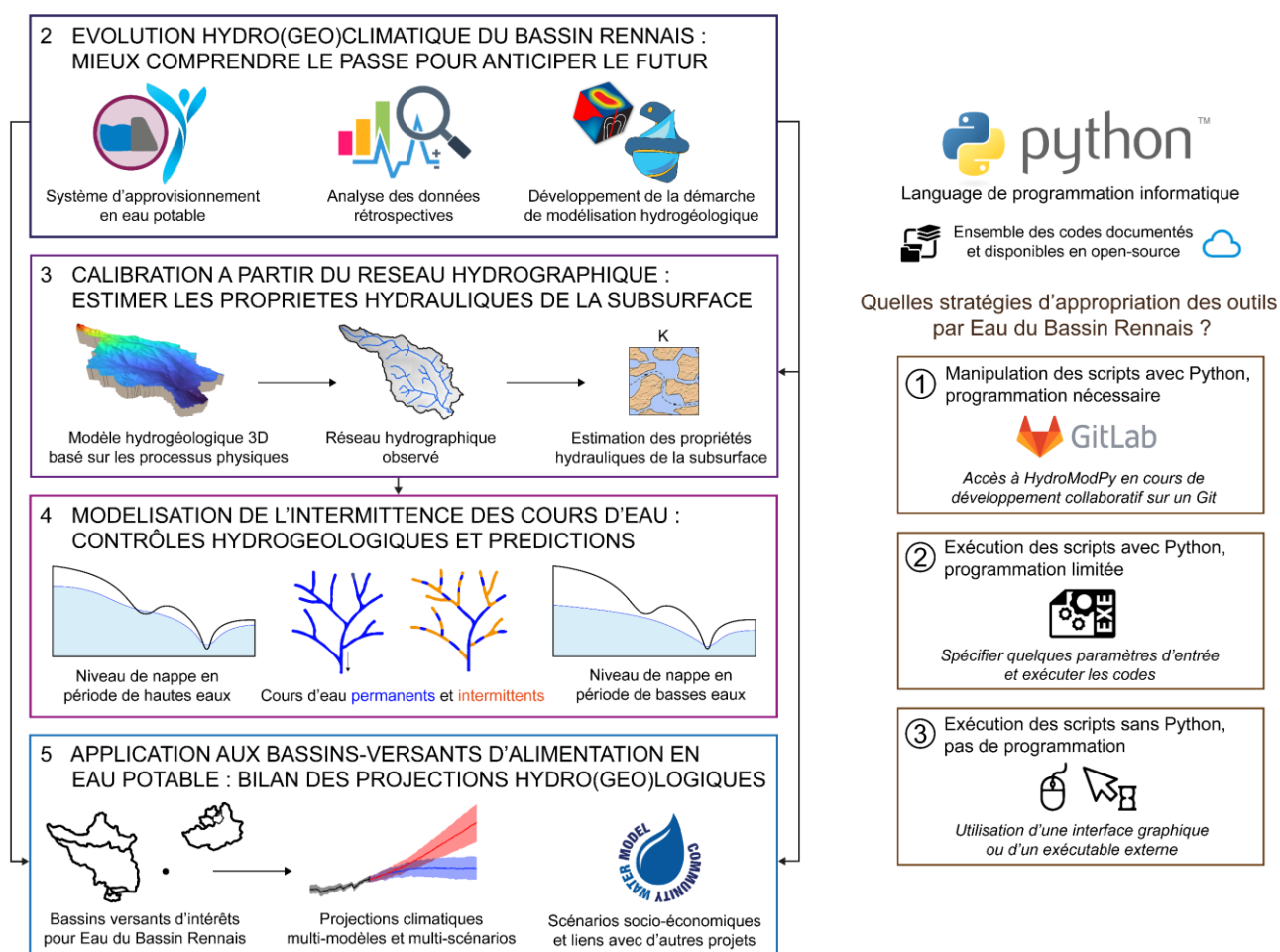


Figure 6.6. Schéma récapitulatif de la démarche des travaux de thèse reprenant les différents chapitres du manuscrit et les propositions de stratégie d'appropriation des outils par les partenaires.

7 CONCLUSION

Le changement climatique perturbe le cycle de l'eau et ses effets sont déjà perceptibles sur les ressources en eau du bassin rennais. L'ensemble du système d'alimentation en eau potable est fragilisé par les nouvelles conditions climatiques associée à la croissance de la demande en eau. Exposés à cette nouvelle vulnérabilité, les gestionnaires de l'eau potable d'Eau du Bassin Rennais font appel à l'appui scientifique pour projeter l'évolution de la disponibilité en eau en amont des ouvrages de captage. Cette requête nécessite de développer des questions de recherche spécifiques pour mieux comprendre le fonctionnement des hydrosystèmes et in fine, les modéliser.

Les travaux de la chaire ont suivi le triptyque de la démarche scientifique basée sur l'observation, l'expérimentation et la modélisation. En plus d'émettre de nouvelles hypothèses sur le fonctionnement hydrologique des sites d'études, les analyses de données rétrospectives recueillies sur les sites d'études ont permis d'orienter le choix des stratégies de modélisation. L'approche de modélisation hydrogéologique développée se focalise sur les relations entre la subsurface et la surface, et plus spécifiquement, sur les résurgences d'eau souterraine générées par l'interception de la nappe avec la topographie. Pour caler les modèles, une méthode de calibration basée sur le réseau hydrographique de surface est proposée, dans le but d'estimer les propriétés hydrauliques de l'aquifère. De cette innovation, découle la suite des travaux autour des cours d'eau intermittents, d'une importance majeure pour les écosystèmes, et de plus en plus prévalents sous l'effet du changement climatique. Autre originalité de la thèse, les modèles hydrogéologiques développés sont capables de simuler la dynamique spatio-temporelle d'expansion/contraction du réseau hydrographique, à l'échelle du bassin-versant. Ce type de modélisation permet de travailler sur les facteurs de contrôles hydrogéologiques, comme les temps de réponse de l'aquifère, déterminants dans la génération de l'intermittence des cours d'eau. En contrepartie, ces informations de surface, de plus en plus précises, et disponibles, peuvent être exploitées pour améliorer la capacité de prédiction des modèles hydro(géo)logiques.

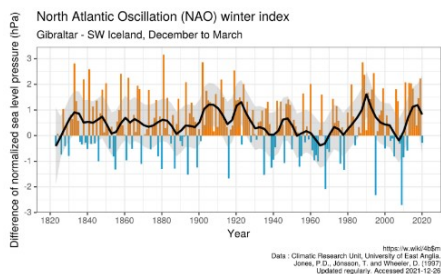
La stratégie de modélisation parcimonieuse adoptée est reproductible sur de multiples sites d'étude. Les capacités de déploiement et de transférabilité ont permis de calibrer un premier modèle hydrogéologique pour la majeure partie des bassins-versants, destinés à l'alimentation en eau potable du bassin rennais. Une fois calibrés, les modèles sont opérationnels pour projeter l'évolution des ressources en eau, en y intégrant des projections climatiques futures. Ces projections climatiques édifiées à partir d'ensembles de multi-modèles, et selon des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (RCP2.6 et RCP8.5) jusqu'à l'horizon 2100, fournissent une enveloppe des trajectoires probables du climat, plus ou moins pessimistes. Les travaux de thèse ont mis en avant l'influence des caractéristiques physiques de l'aquifère (lithologie - propriétés hydrauliques - capacité de stockage - temps de réponse) sur la résilience des bassins-versants, face aux conditions climatiques futures,

caractérisées par des épisodes de déficit en eau plus longs, et plus fréquents. Bien que les incertitudes s'accumulent sur l'ensemble de la chaîne de modélisation, on peut affirmer que les projections hydrologiques dressent un bilan plutôt pessimiste de la disponibilité en eau dans le futur à l'échelle du bassin rennais. D'après les analyses effectuées, selon le scénario RCP 8.5, la situation serait d'ores et déjà alarmante à un horizon futur relativement proche – dès les prochaines décennies – en continuant de se dégrader d'ici la fin du XXI^{ème} siècle.

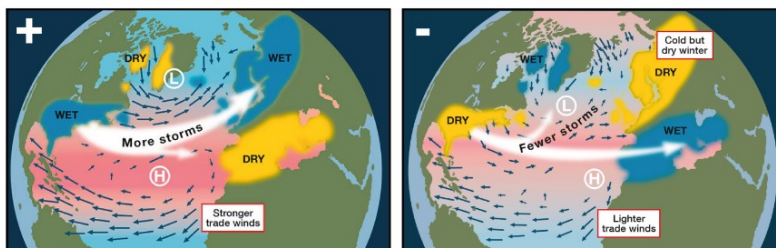
Au vu des projections, le besoin de connaissances et d'outils pour adapter les stratégies de gestion devient critique pour Eau du Bassin Rennais et Rennes Métropole. Ce constat se vérifie déjà aujourd'hui, au vu des expériences passées et des situations de crise actuelles, telle que l'année de sécheresse exceptionnelle de 2022. Ces demandes nécessiteront le déploiement des modèles à d'autres échelles, d'instrumentation sur les sites d'études, mais aussi la création d'outils plus spécifiques (e.g. modélisation du barrage de la Chèze). En misant sur l'anticipation, les gestionnaires de l'eau potable évoquent la nécessité d'avoir recourt à des prévisions hydrologiques, en quasi-temps réel, ou à l'échéance hebdomadaire/mensuelle. Néanmoins, cette stratégie est complexe à entreprendre et constitue un réel challenge technique, et scientifique ([WATERLINE project, 2022](#)). Au stade actuel des travaux, les outils développés en accès libre, les innovations proposées, et les résultats produits dans cette thèse, constituent une première base pour répondre à ce défi majeur, et complexe, qu'est l'intégration du changement climatique à la gestion de la ressource en eau.

8 ANNEXES

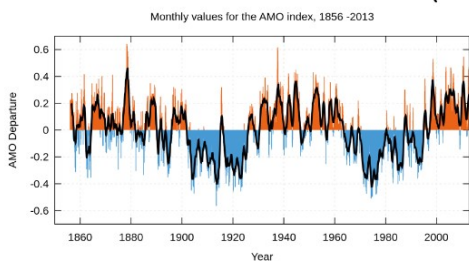
a) North Atlantic Oscillation (NAO)



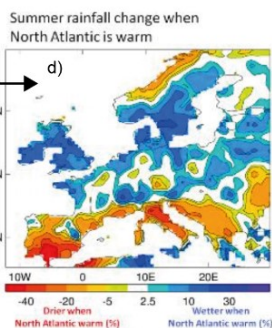
b) Rather the variability of atmospheric properties



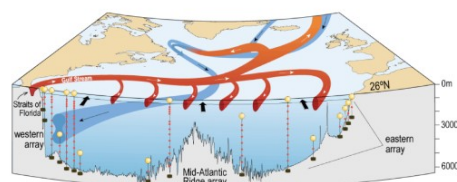
c) Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO)



Rather the variability of surface water temperature

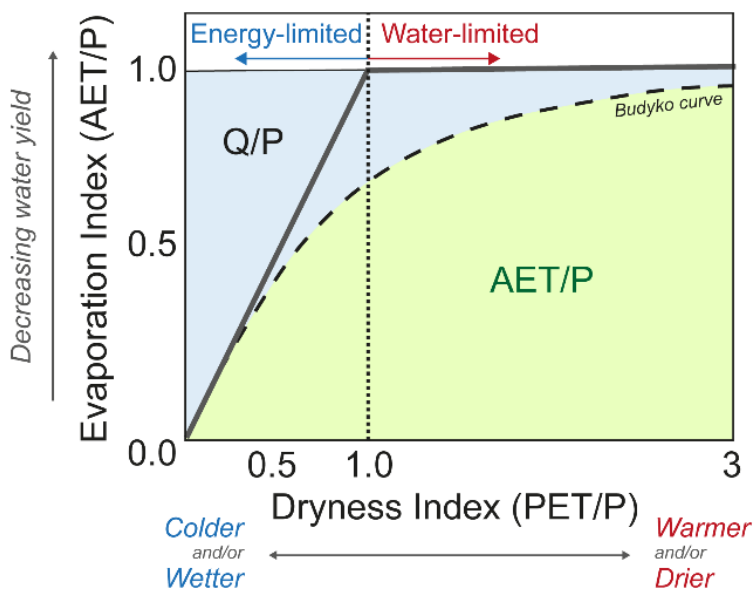


e) Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)

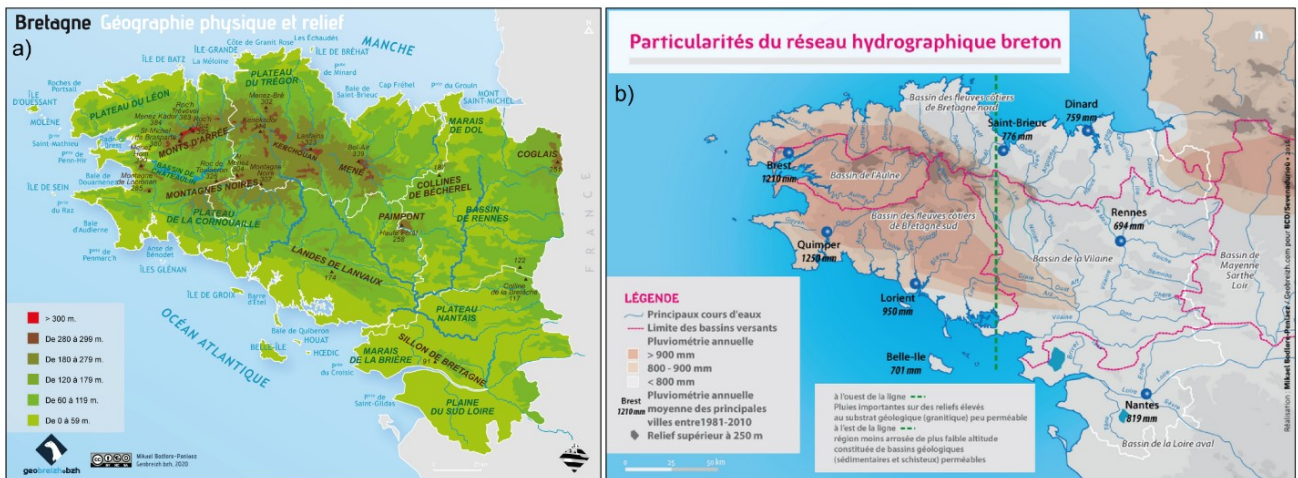


Rather the variability of thermohaline circulation

Annexe 1. Figures issues de la littérature illustrant l'effet de phénomènes atmosphériques et océanographiques globaux sur le climat de l'Europe. Sources : d) (Sutton & Buwen, 2012) et e) (Smeed et al., 2014).

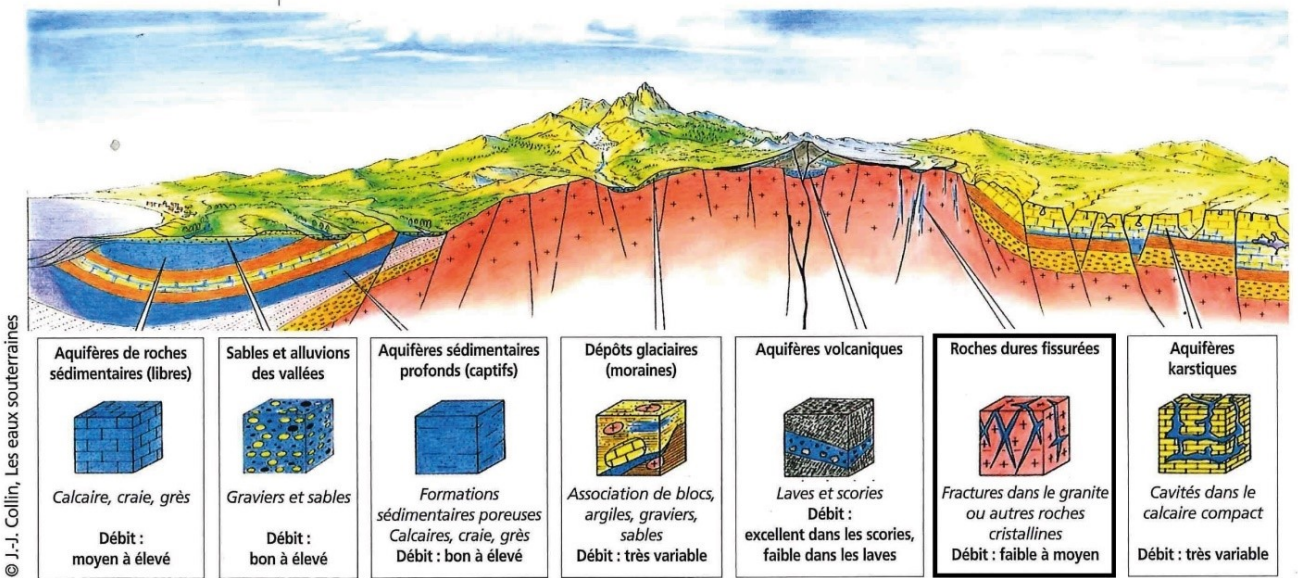


Annexe 2. Schéma conceptuel du cadre de « Budyko ». Q : débit, P : précipitations, AET : évapotranspiration réelle, PET : évapotranspiration potentielle. Inspiré de (Trancoso et al., 2016).

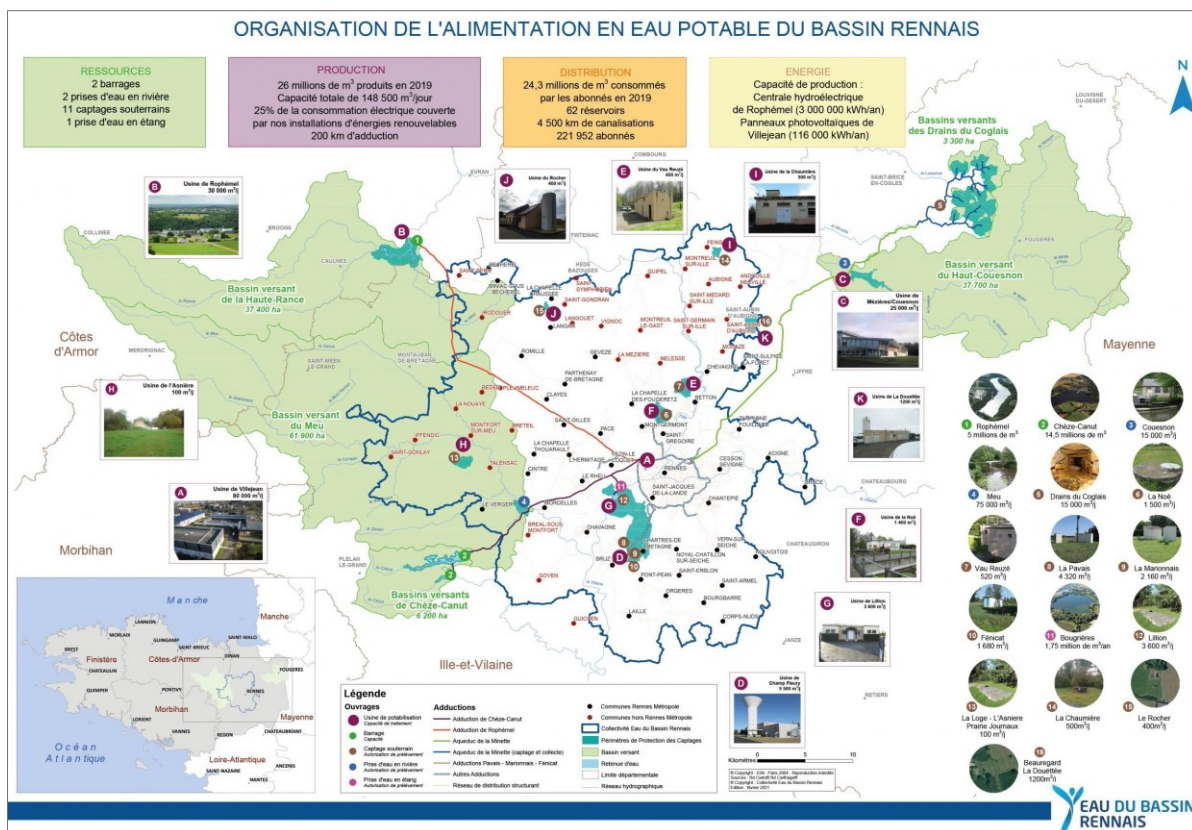


Annexe 3. Géographie de la Bretagne. Sources :

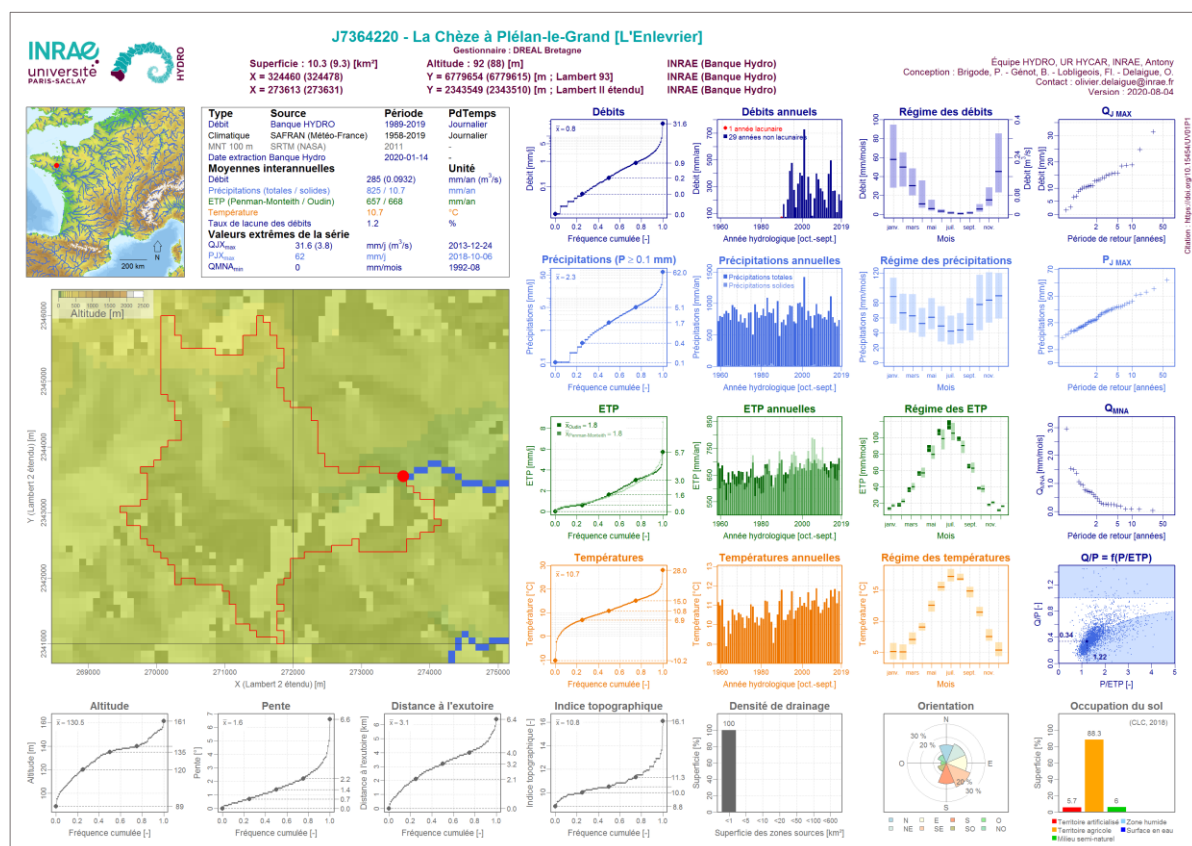
- a) <https://www.geobreizh.bzh/geographie-physique/>
- b) <https://bcd.bzh/becedia/fr/les-particularites-du-reseau-hydrographique-breton>.



Annexe 4. Représentation visuelle des différents types d'aquifère. Source : (BRGM, 2022).

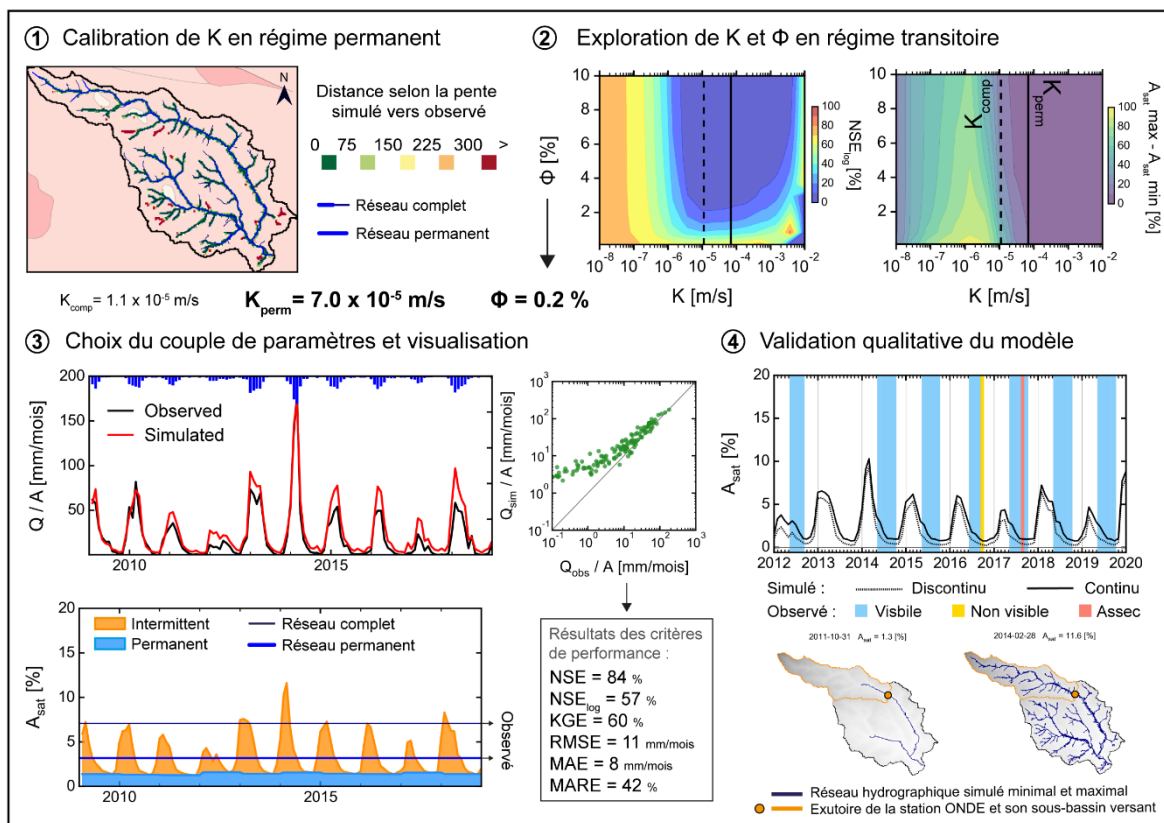


Annexe 5. Organisation de l'alimentation en eau potable du bassin rennais. Source : CEBR.



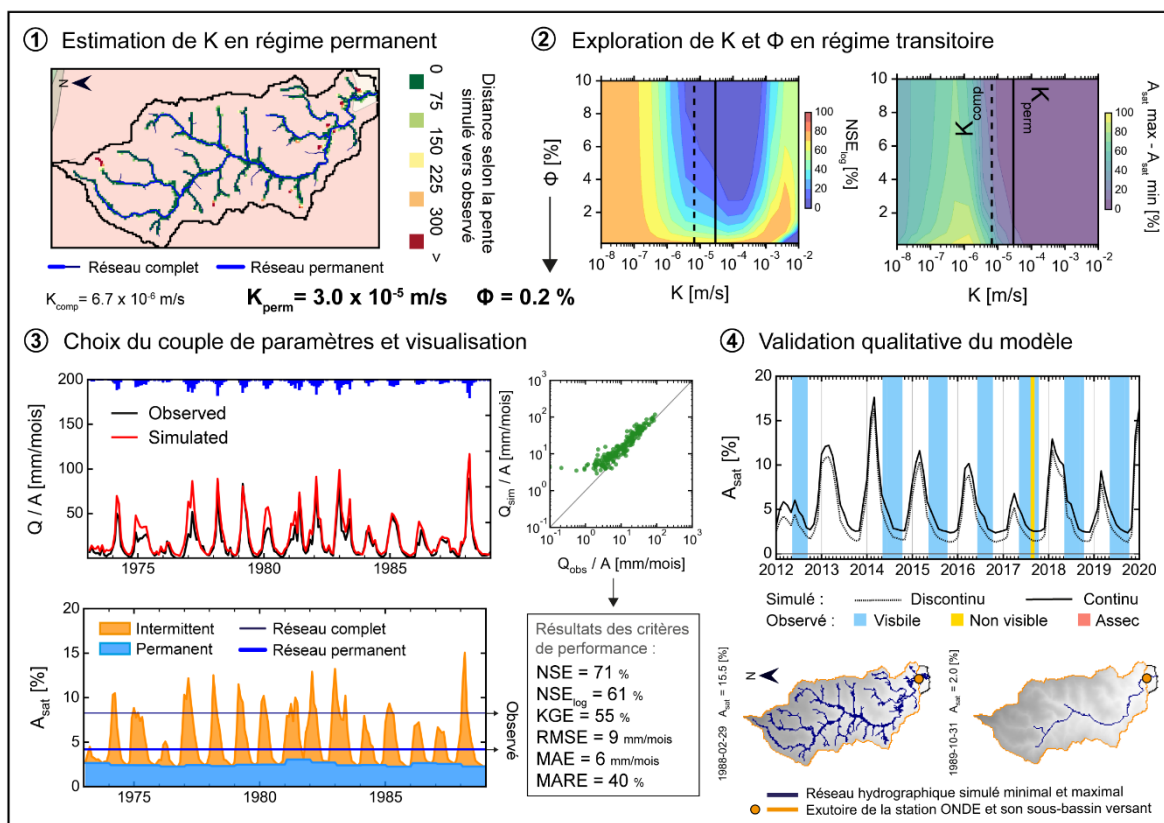
Annexe 6. Fiche synthèse des données hydro climatiques pour le bassin-versant de La Chêze, en amont de la retenue d'eau et du barrage. Ce type de planche est disponible pour plus de 4000 bassins versants en France. Source : INRAE Antony, (Brigode et al., 2020).

Gaël

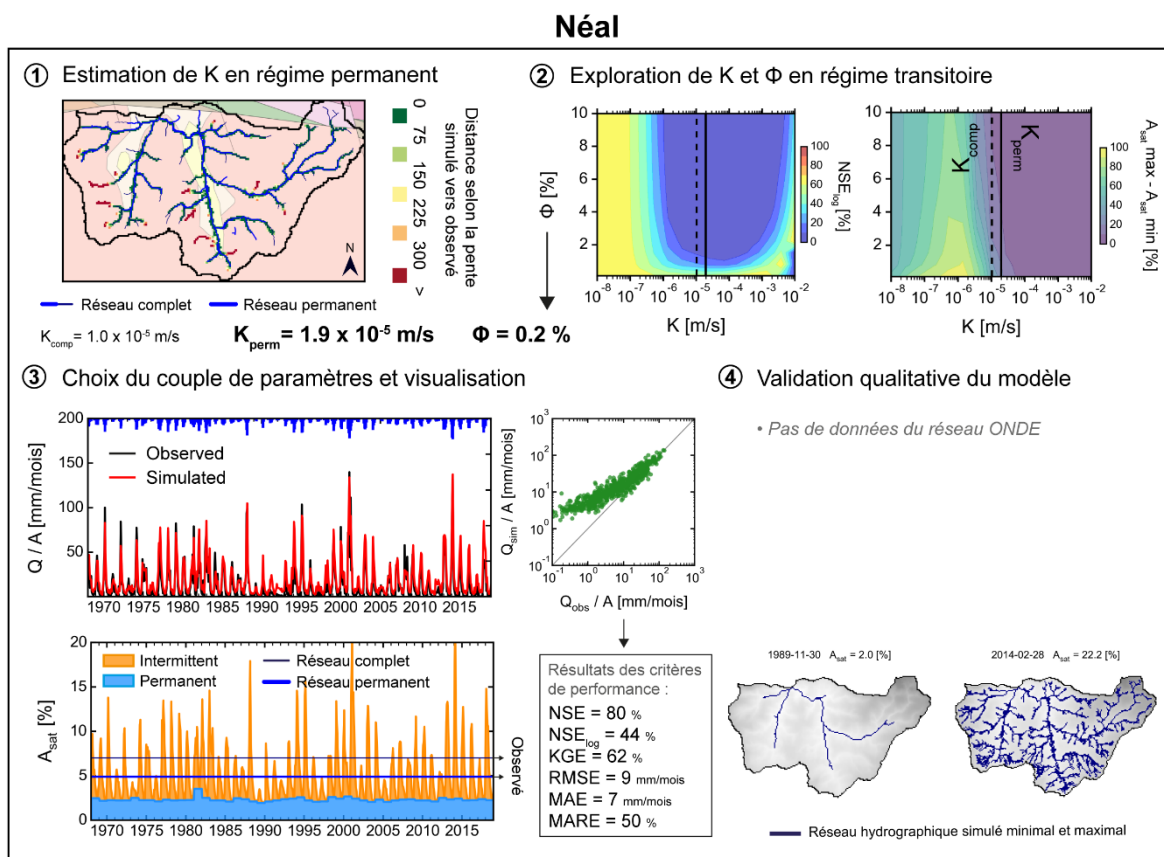


Annexe 7. Planche des résultats de la calibration et validation du modèle hydrogéologique du « Gaël ».

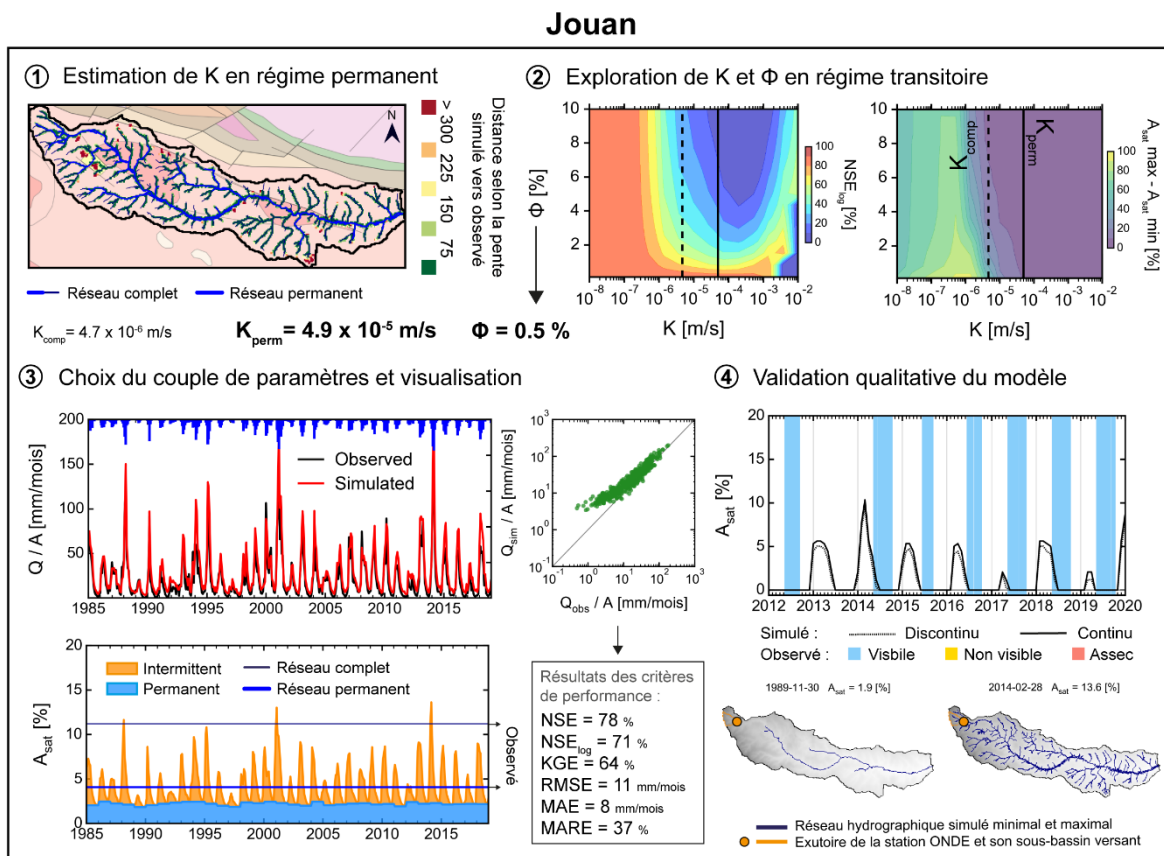
Vaunoise



Annexe 8. Planche des résultats de la calibration et validation du modèle hydrogéologique de la « Vaunoise ».

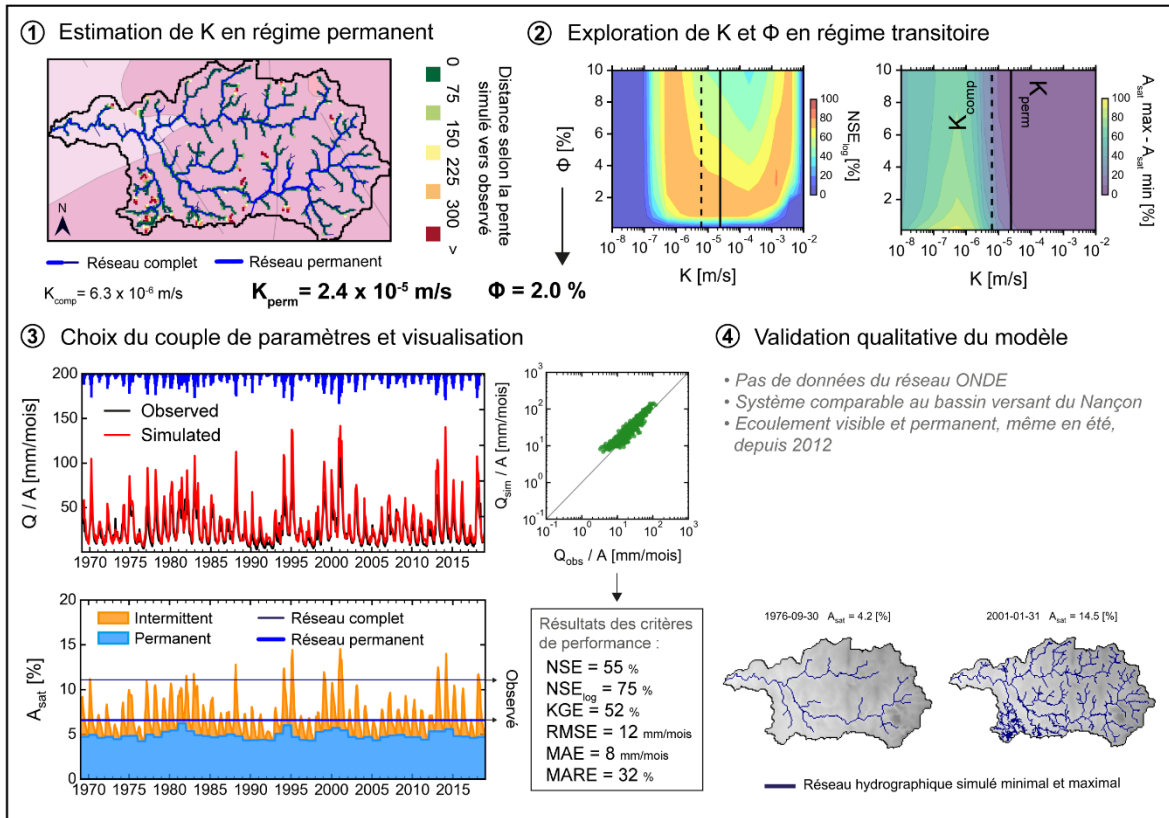


Annexe 9. Planche des résultats de la calibration et validation du modèle hydrogéologique du « Néal ».



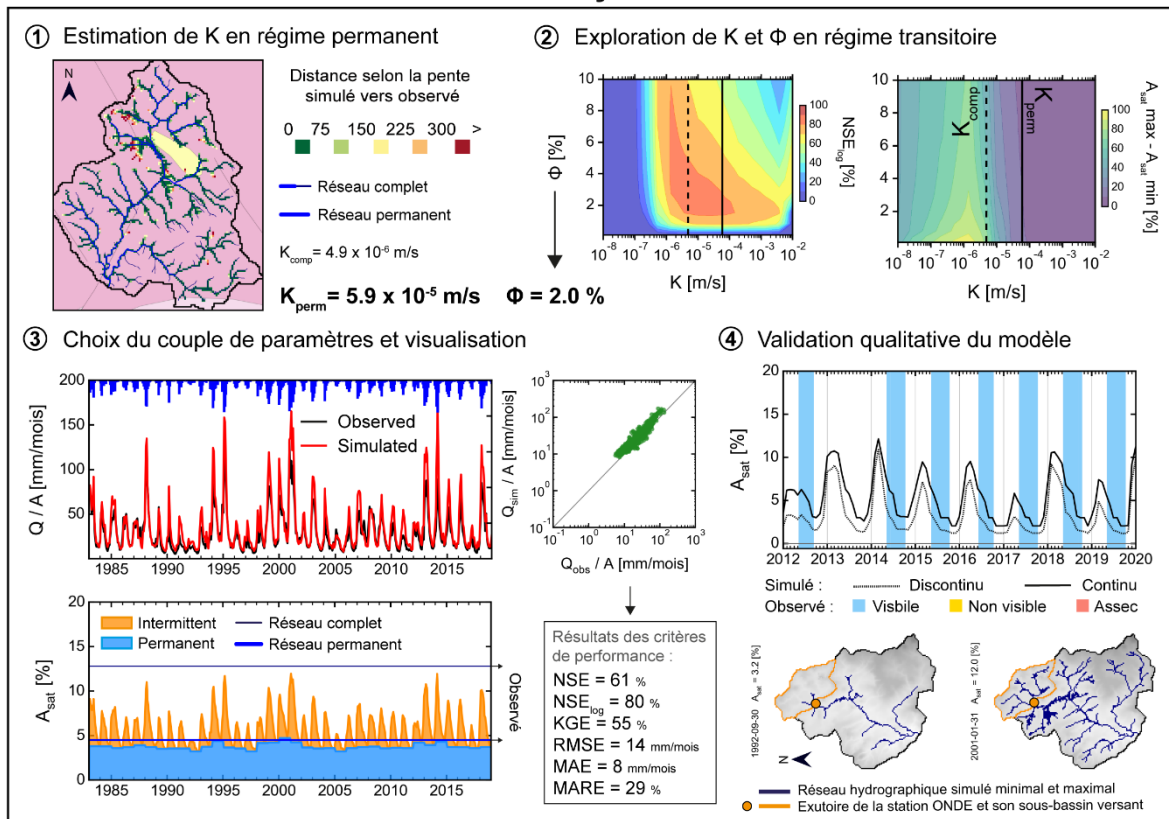
Annexe 10. Planche des résultats de la calibration et validation du modèle hydrogéologique du « Jouan ».

Moulin



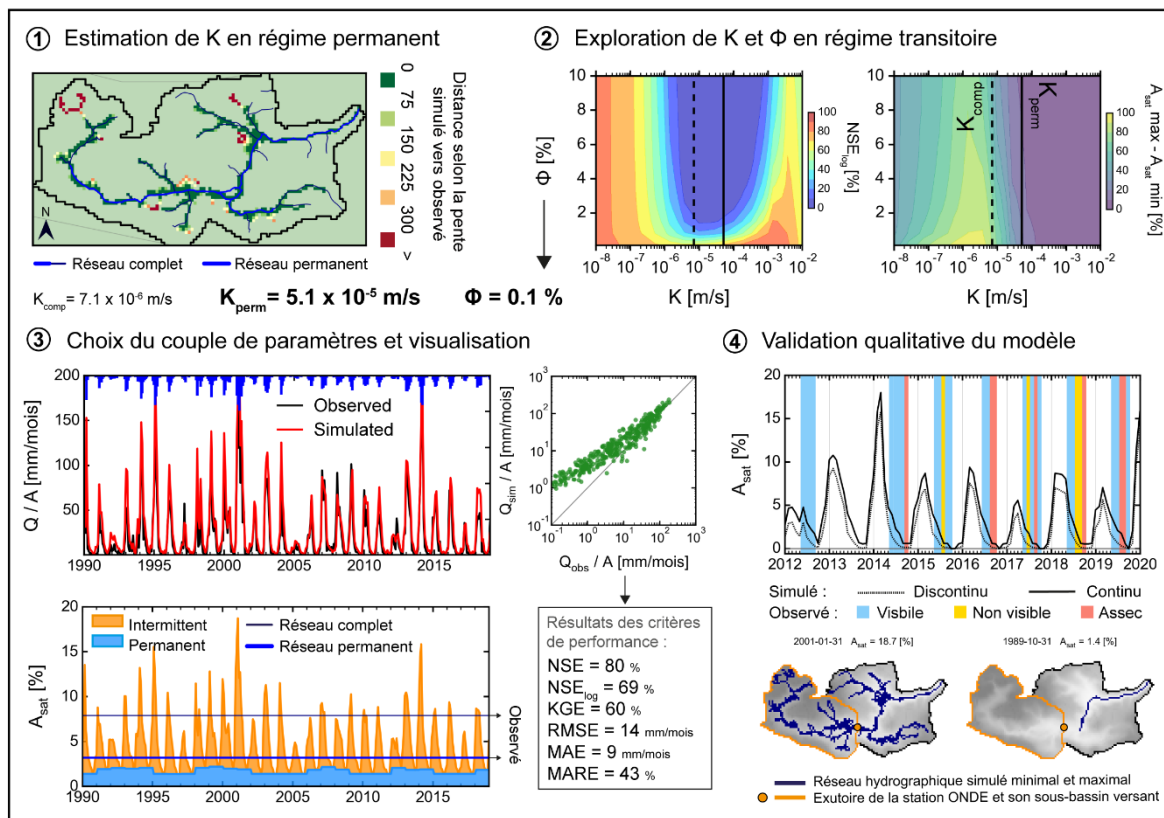
Annexe 11. Planche des résultats de la calibration et validation du modèle hydrogéologique du « Moulin ».

Nançon



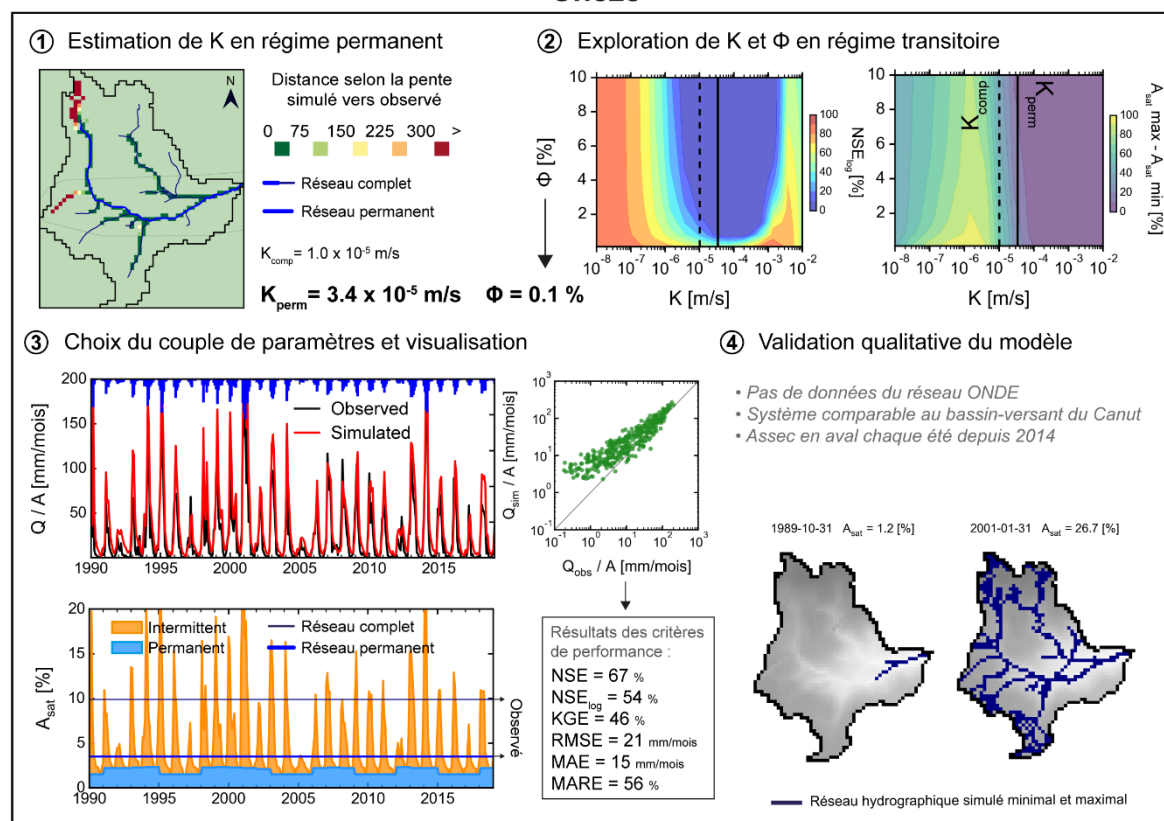
Annexe 12. Planche des résultats de la calibration et validation du modèle hydrogéologique du « Nançon ».

Canut

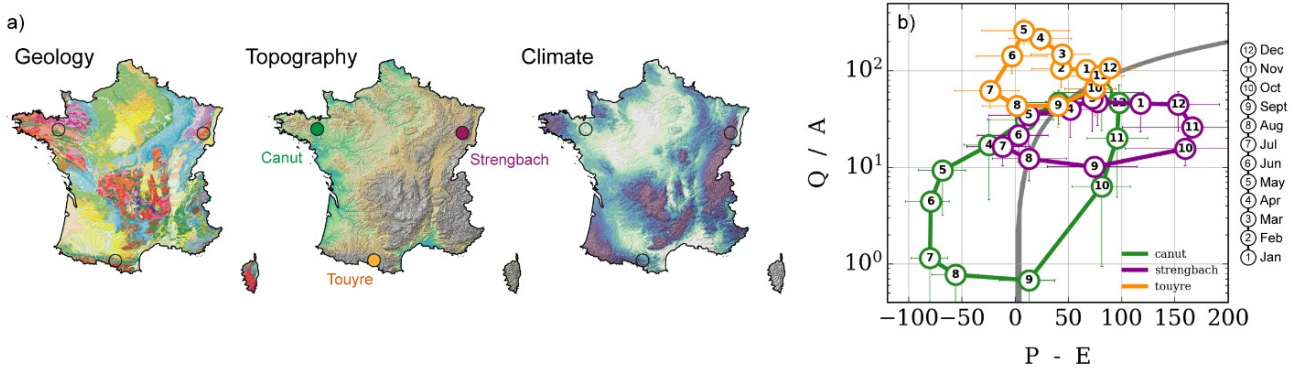


Annexe 13. Planche des résultats de la calibration et validation du modèle hydrogéologique du « Canut ».

Chèze

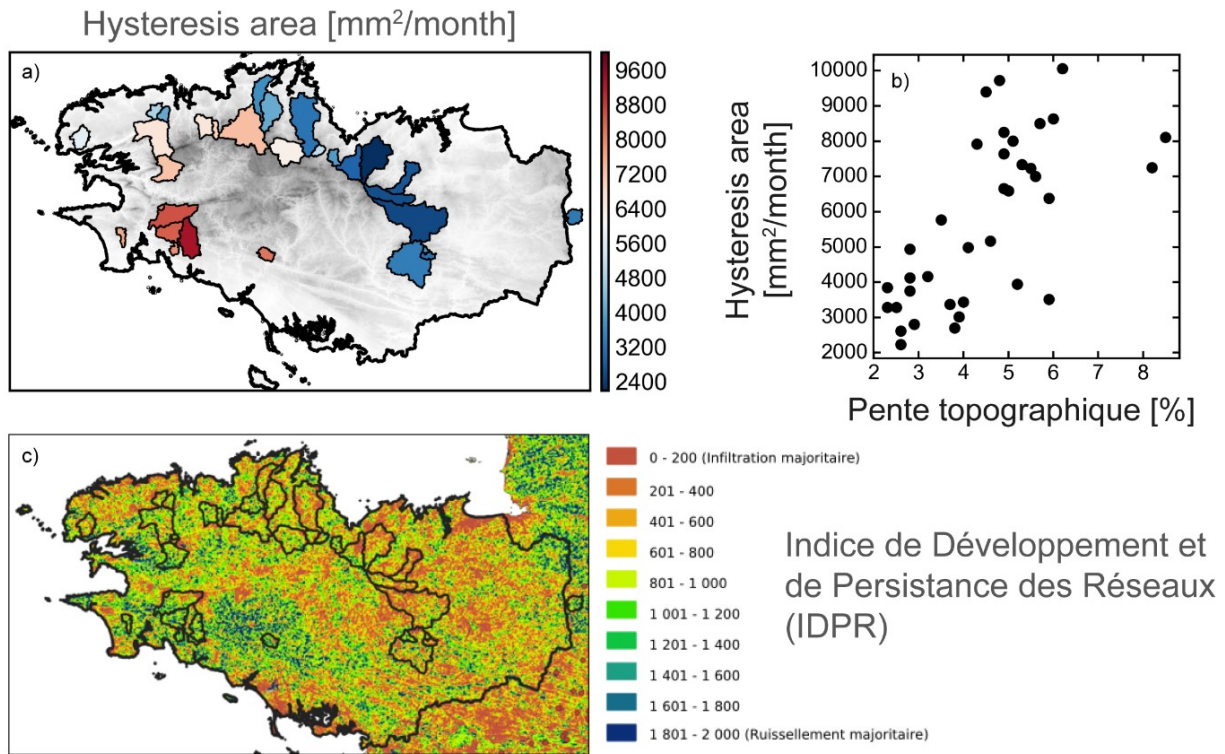


Annexe 14. Planche des résultats de la calibration et validation du modèle hydrogéologique de la « Chèze ».



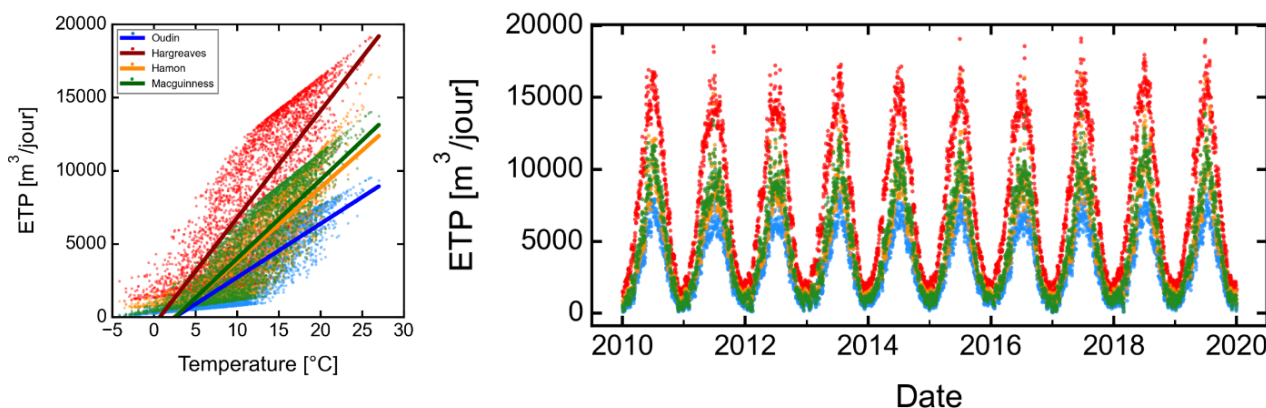
Annexe 15. a) Géologie au 1 : 1 000 000 (BRGM), topographie (IGN, BD ALTI 75 m) et précipitations moyennes de 1960 à 2019 (Météo-France) à l'échelle de la France. Localisation des bassins-versants étudiés en b) affichant l'hystérésis observé de la relation P-E versus Q/A.

L'analyse de la relation recharge-stock-débit a aussi été déployée sur d'autres bassins-versants à l'échelle de France. Nous retenons ici 3 bassins-versants d'aquifères de socle, au climat et à la géomorphologie significativement différents (Annexe 15). Ces 3 des sites d'observations sont suivis et instrumentés pour des recherches sur la zone critique.



Annexe 16. a) Aire de l'hystérésis observée de la relation P-E versus Q/A calculée pour une quarantaine de bassins-versants. b) Au premier ordre, cette aire d'hystérésis semble plutôt liée à la moyenne de la pente topographique du bassin-versant. c) Ces analyses pourront être comparées à l'IDPR, indicateur fortement lié à la densité de drainage du réseau hydrographique en surface.

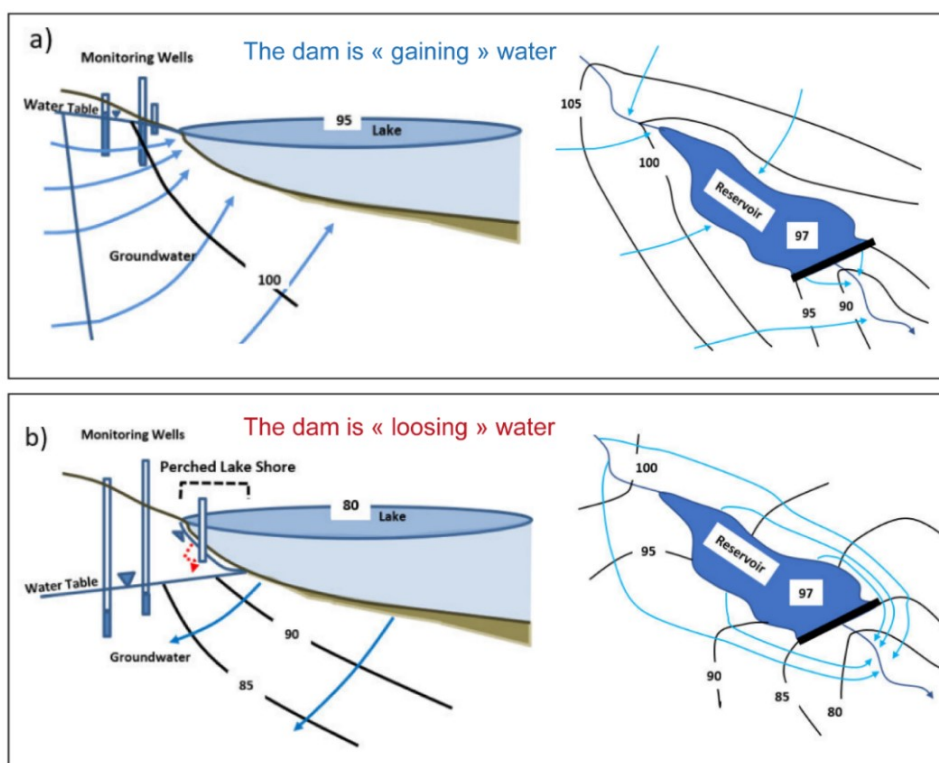
Une quarantaine de stations hydrométriques en Bretagne ont été étudiés pour l'Annexe 16 : chroniques de débit d'au moins 30 ans et non influencées par les activités anthropiques (retenues d'eau, pompages significatifs, obstacles à l'écoulement, etc.). Bien que l'on retrouve un gradient ouest-est à l'échelle de la région (Annexe 16a), L'indicateur « Hysteresis area » (voir section 6.1) calculé semble être lié à la pente topographique moyenne du bassin-versant (Annexe 16b). D'autres caractéristiques des bassins-versants, notamment en lien avec la densité de drainage et le réseau hydrographique de surface, ont été comparées aux métriques calculées par ces hystérésis. C'est par exemple le cas de l'Indice de Développement et de Persistance des Réseaux (IDPR) (Annexe 16c) développé par le BRGM (Mardhel et al., 2021). Sur la base d'un réseau de cours d'eau théorique généré numériquement et un réseau observé, cet indice indique les zones d'infiltration ou de ruissèlement majoritaire. En se basant sur la densité d'une couche de cours d'eau observé (densité de drainage et distribution spatiale), ce type d'indice intègre l'effet de facteurs climatiques, géomorphologiques et géologiques.



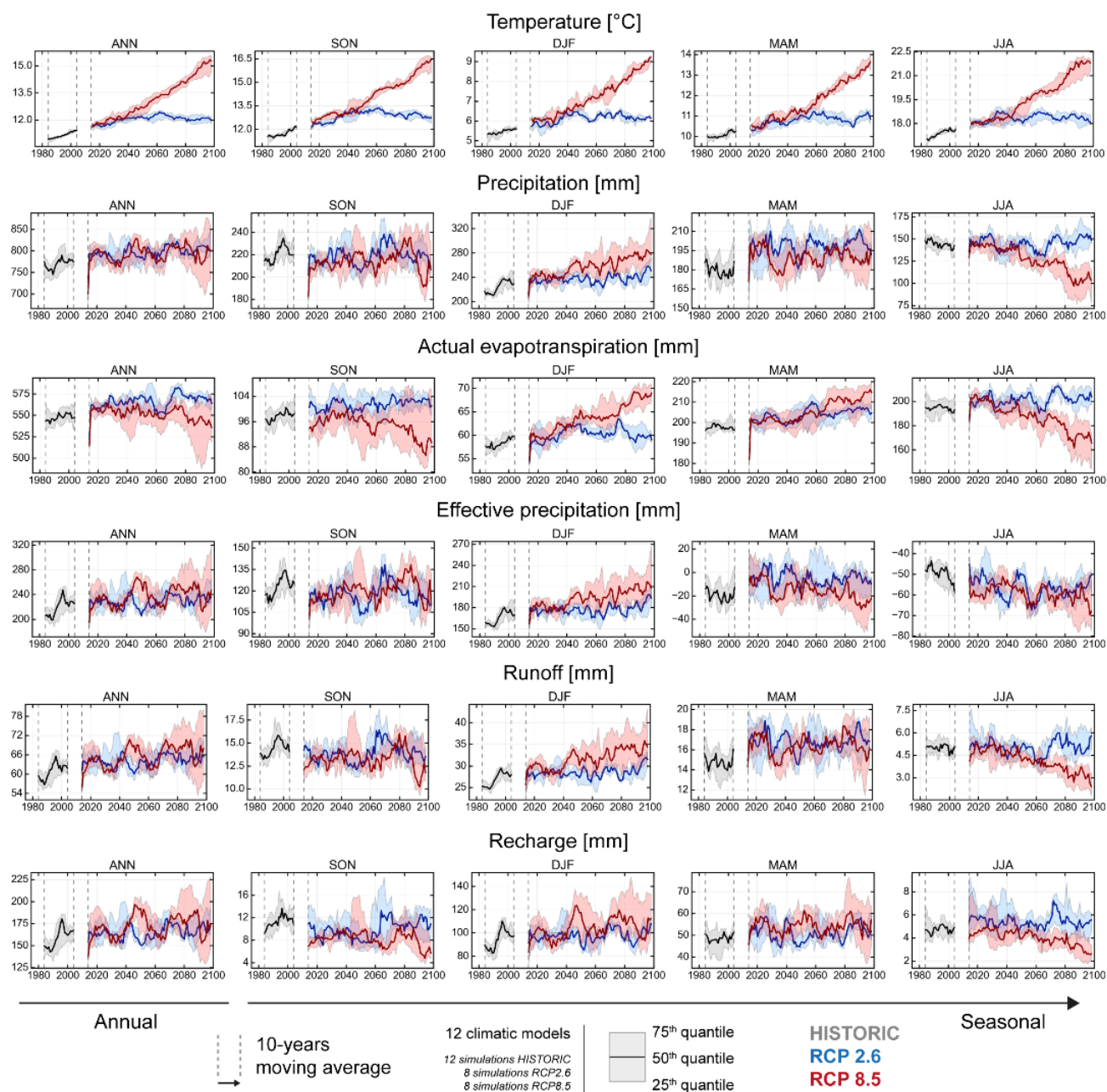
Annexe 17. Evapotranspiration potentielle (ETP) journalière calculée selon 4 formules empiriques. Les données de température nécessaires pour le calcul de l'ETP proviennent de la réanalyse SAFRAN, moyennées à l'échelle du bassin rennais.

Pour les équations de calcul, voir ce lien : <https://pyet.readthedocs.io/en/latest/methods/index.html>.

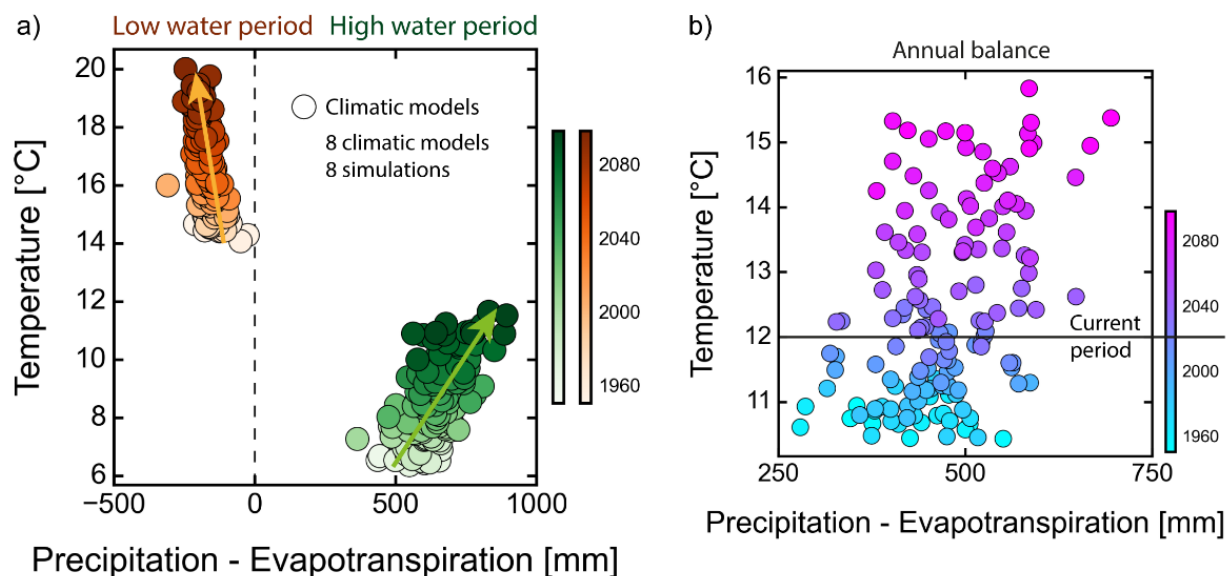
Selon la littérature, quantifier l'évaporation d'une retenue d'eau reste un défi majeur pour la communauté scientifique (Habets et al., 2018). Les estimations sont complexes (Aldomany, 2017), notamment puisque le stockage de la chaleur de la masse d'eau influe sur le flux énergétique de la surface. Ce stockage dépend en partie de la température des colonnes d'eau, influencée par la profondeur. D'autres processus entrent en jeu comme la circulation de l'eau dans le réservoir, la vitesse du vent et l'humidité de l'air. Outre la mesure directe par des instruments, plusieurs méthodes mathématiques (empiriques et analytiques) permettent d'estimer l'évaporation d'une surface d'eau libre, mais requiert des variables mesurées relativement complexes (Tanny et al., 2008). Il existe plusieurs types de méthodes : du bilan énergétique, du bilan hydrologique, de transfert de masse, de combinaison (bilan énergétique et aérodynamisme) (Rosenberry et al., 2007). Certaines d'entre elles ont été simplifiées pour n'avoir besoin que 4 paramètres climatiques principaux : la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et le rayonnement solaire. Les formules utilisées sont initialement conçues pour estimer l'évapotranspiration potentielle (ETP), mais sont adaptées pour estimer l'évaporation d'une surface en eau libre. C'est pourquoi, dans un premier temps, nous calculons l'évaporation de la retenue en calculant l'ETP. Les 4 formules utilisées requièrent seulement des données sur la température, les autres variables étant définie à partir de constantes. Une attention particulière sera accordée à l'évaporation supplémentaire sous l'effet du réchauffement climatique, déjà démontré dans la littérature (Helfer et al., 2012).



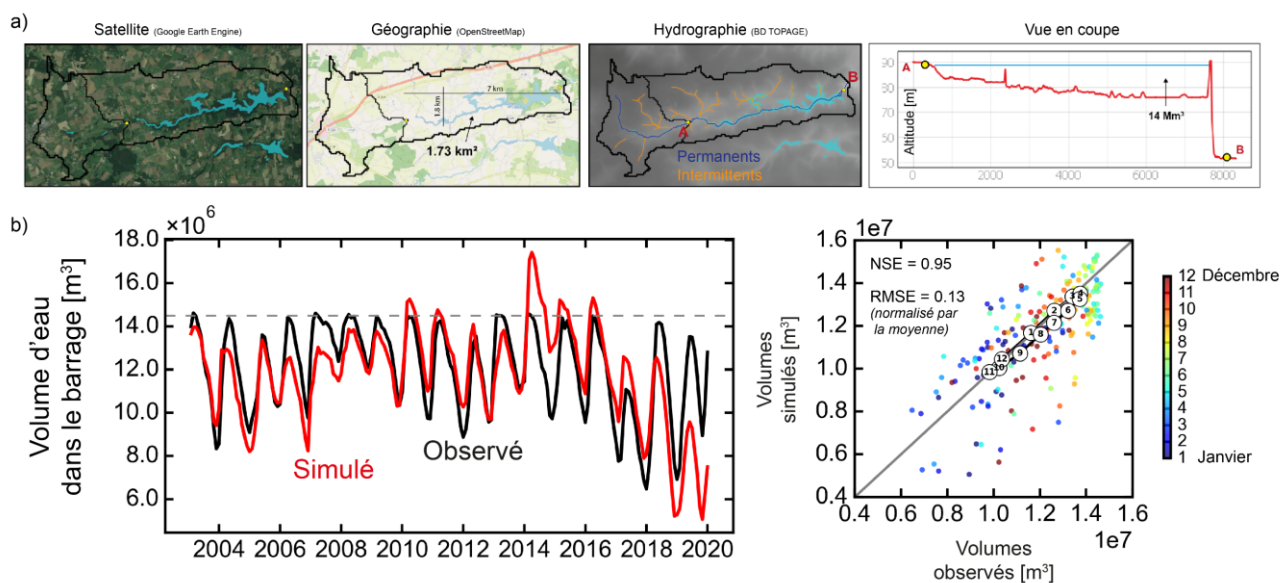
Annexe 18. Modèle conceptuel de l'écoulement a) du milieu souterrain vers le barrage et b) du barrage vers le milieu souterrain. Modifié d'après (Rosenberry, 2000) et (Woessner, 2020).



Annexe 19. Moyenne glissante sur 10 ans de l'évolution annuelle et saisonnière des variables hydroclimatiques issues de l'ensemble des projections multi-modèles « EXPLORE2-SIM2-2021 », affichée ici de 1975 à 2005 pour la partie historique, et de 2005 à 2100 pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5. Echelle du bassin rennais.



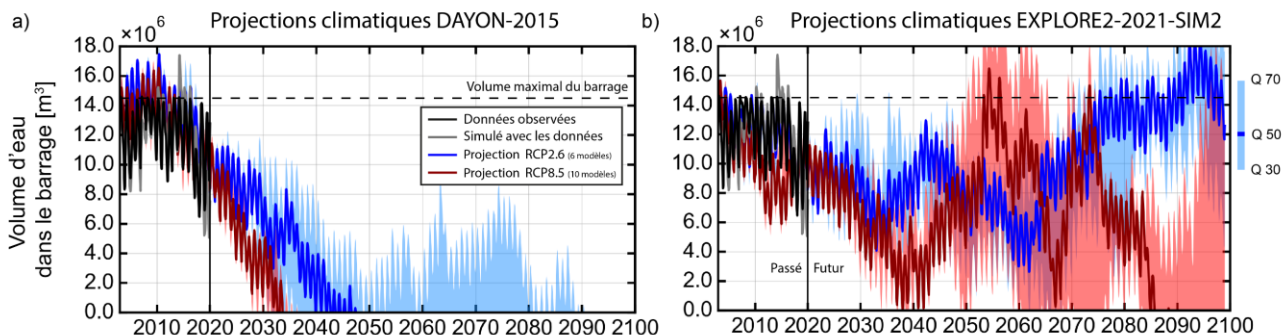
Annexe 20. Bilan du cumul des pluies efficaces en fonction des températures annuelles moyennes, issues de la moyenne de l'ensemble des projections multi-modèles « EXPLORE2-2021-SIM2 », a) pour la période de hautes eaux et basses eaux et b) à l'échelle de l'année hydrologique. Echelle du bassin rennais.



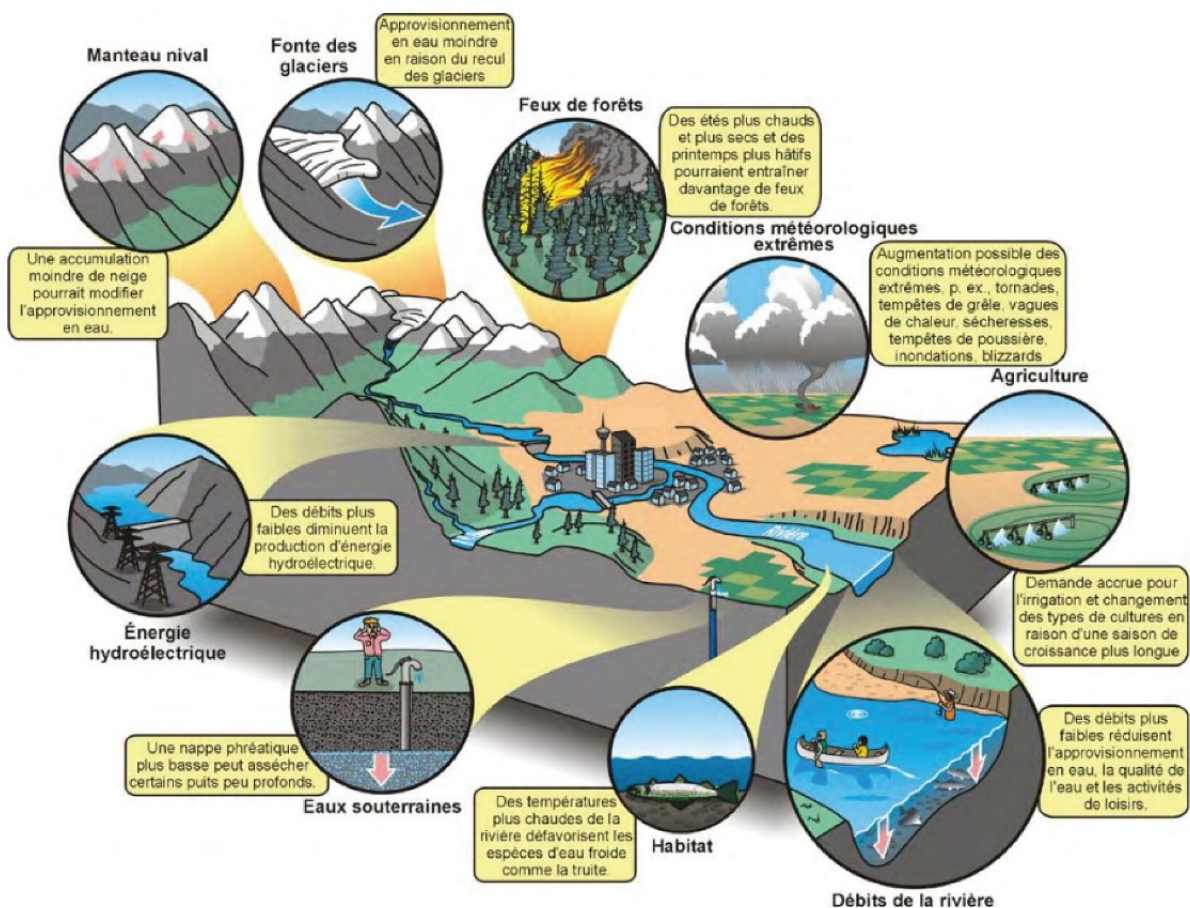
Annexe 21. a) Caractéristiques générales et géographie du barrage de la Chèze.

b) Comparaison des volumes d'eau observés et simulés à partir d'un modèle simple de cumul des volumes d'eau en entrée (précipitations, débit du cours d'eau principal en amont de la retenue, débit des ruisseaux sur les flancs de la retenue, ajouts opérationnels par le Meu et le Canut) et sortie (prélèvements, évaporation, et débit de restitution) du barrage. Les échanges entre le milieu souterrain restent inconnus ne sont pas quantifiés ni modélisés numériquement.

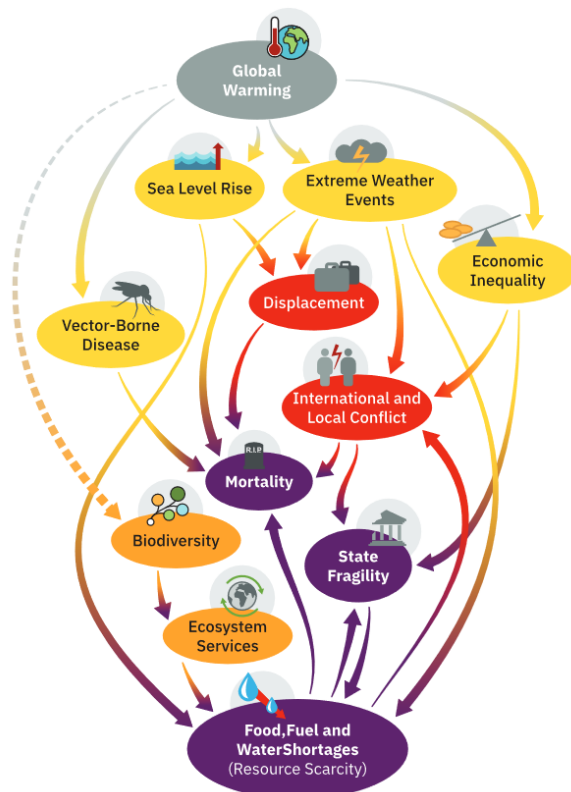
À noter, pour atteindre le modèle optimal présenté, avec un NSE de 0.95 ou RMSE normalisé par la moyenne de 0.13, il est nécessaire d'enlever 70 % du débit simulé des ruisseaux alimentant la retenue sur les flancs. Hypothèse : cette quantité d'eau « perdue » pourrait correspondre au volume d'eau perdu vers le milieu souterrain lorsque celui remonte en charge lors de la période de remplissage.



Annexe 22. Projections des volumes d'eau dans le barrage de la Chèze jusqu'en 2100, à partir des projections climatiques a) « DAYON-2015 » et b) « EXPLORE2-2021-SIM2 ».



Annexe 23. Potentiels impacts du changement climatique à l'échelle du bassin versant, et plus spécifiquement sur les ressources en eau. Source : (Ressources Naturelles Canada, 2008).



Annexe 24. Diagramme illustrant les causes et conséquences de la défaillance climatique mondiale en cascade, avec à sa base, la raréfaction des ressources, et principalement en eau. Source : (Kemp et al., 2022).



Annexe 25. Infographie sur les conséquences du changement climatique et les solutions pour l'Europe, basée sur le 6^{ème} rapport du GIEC (2021). Source : Deltares.

9 REFERENCES

- Abbott, B. W., Bishop, K., Zarnetske, J. P., Minaudo, C., Chapin, F. S., Krause, S., Hannah, D. M., Conner, L., Ellison, D., Godsey, S. E., Plont, S., Marçais, J., Kolbe, T., Huebner, A., Frei, R. J., Hampton, T., Gu, S., Buhman, M., Sara Sayedi, S., ... Pinay, G. (2019). Human domination of the global water cycle absent from depictions and perceptions. *Nature Geoscience*, 12(7), 533–540. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0374-y>
- Acuña, V., Datry, T., Marshall, J., Barceló, D., Dahm, C. N., Ginebreda, A., McGregor, G., Sabater, S., Tockner, K., & Palmer, M. A. (2014). Why should we care about temporary waterways? *Science*, 343(6175), 1080–1081. <https://doi.org/10.1126/science.1246666>
- Acuña, V., Hunter, M., & Ruhí, A. (2017). Managing temporary streams and rivers as unique rather than second-class ecosystems. *Biological Conservation*, 211, 12–19. <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2016.12.025>
- Aeschbach-Hertig, W., & Gleeson, T. (2012). Regional strategies for the accelerating global problem of groundwater depletion. *Nature Geoscience*, 5(12), 853–861. <https://doi.org/10.1038/ngeo1617>
- Agence de l'eau Loire-Bretagne. (2018). *Plan d'adaptation au changement climatique pour le bassin Loire-Bretagne*.
- Aldomany, M. (2017). *L'évaporation dans le bilan hydrologique des étangs du Centre-Ouest de la France (Brenne et Limousin)* [Université d'Orléans. Thèse.]. 2017ORLE1155. tel-01661489
- Allen, D. C., Datry, T., Boersma, K. S., Bogan, M. T., Boulton, A. J., Bruno, D., Busch, M. H., Costigan, K. H., Dodds, W. K., Fritz, K. M., Godsey, S. E., Jones, J. B., Kaletova, T., Kampf, S. K., Mims, M. C., Neeson, T. M., Olden, J. D., Pastor, A. V., Poff, N. L. R., ... Zimmer, M. (2020). River ecosystem conceptual models and non-perennial rivers: A critical review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 7(5), 1–13. <https://doi.org/10.1002/wat2.1473>
- Andermann, C., Longuevergne, L., Bonnet, S., Crave, A., Davy, P., & Gloaguen, R. (2012). Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers. *Nature Geoscience*, 5(2), 127–132. <https://doi.org/10.1038/ngeo1356>
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). *Applied groundwater modeling : simulation of flow and advective transport* (Second Edn). Elsevier, AP Academic press is an imprint of Elsevier.
- Arboleda Obando, P. F., Ducharne, A., Cheruy, F., Jost, A., Ghattas, J., Colin, J., & Nous, C. (2022). Influence of Hillslope Flow on Hydroclimatic Evolution Under Climate Change. *Earth's Future*, 10(9), 1–24. <https://doi.org/10.1029/2021EF002613>
- Arènes, A., Latour, B., & Gaillardet, J. (2018). Giving Depth to the Surface - an Exercise in the Gaia-graphy of Critical Zones. *Anthropocene Review*, 155, 1–26.
- Aubert, A. H., Gascuel-Oudou, C., & Merot, P. (2013). Annual hysteresis of water quality: A method to analyse the effect of intra- and inter-annual climatic conditions. *Journal of Hydrology*, 478, 29–39. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.11.027>
- Ayraud, V. (2006). Détermination du temps de résidence des eaux souterraines : application au transfert d'azote dans les aquifères fracturés hétérogènes. *Mémoires Du CAREN*, 14, 298.
- Bakker, M., Post, V., Langevin, C. D., Hughes, J. D., White, J. T., Starn, J. J., & Fienen, M. N. (2016). Scripting MODFLOW Model Development Using Python and FloPy. *Groundwater*, 54(5), 733–739. <https://doi.org/10.1111/gwat.12413>
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., & Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus - Geoscience*, 341(2–3), 174–201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>
- Beaufort, A. B., Sauquet, E., Michon, J., Magand, C., Nowak, C., Beaufort, A. B., Sauquet, E., Michon, J., Magand, C., & Mieux, C. N. (2019). Mieux connaître l'intermittence des cours d'eau grâce aux données de l'observatoire national des étiages "ONDE." *Colloque International UNESCO-SHF "Sécheresses, Étiages et Déficits En Eau", Paris, France*.
- Beaufort, A., Lamouroux, N., Pella, H., Datry, T., & Sauquet, E. (2018). Extrapolating regional probability of drying of headwater streams using discrete observations and gauging networks. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(5), 3033–3051. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3033-2018>
- Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F. (2018). Present and future köppen-geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 5, 1–12. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>
- Belemtougri, A. P., Ducharne, A., Tazen, F., Oudin, L., & Karambiri, H. (2021). Understanding key factors controlling the duration of river flow intermittency: Case of Burkina Faso in West Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 37. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100908>
- Belleguic, K., Conseil, C., Eveno, T., Lorge, S., & Baraer, F. (2012). Le Changement Climatique en Bretagne. *Etude Réalisée Par Météo-France Pour Le Conseil Régional de Bretagne*, 85.
- Blöschl, G., Bierkens, M. F. P., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., Kirchner, J. W., McDonnell, J. J., Savenije, H. H. G., Sivapalan, M., Stumpp, C., Toth, E., Volpi, E., Carr, G., Lupton, C., Salinas, J., Széles, B., Viglione, A., Aksoy, H., ... Zhang, Y. (2019). Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective. *Hydrological Sciences Journal*, 64(10), 1141–1158. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507>
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R. A. P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G. T., Bilbashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G. B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., ... Živković, N. (2019). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, 573(7772), 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>
- Boé, J. (2007). *Changement global et cycle hydrologique: Une étude de régionalisation sur la France*. 278. http://thesesups.ups-tlse.fr/227/%5Cnhttp://thesesups.ups-tlse.fr/227/1/Boe_Julien.pdf
- Boé, J., & Habets, F. (2014). Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 691–708. <https://doi.org/10.5194/hess-18-691-2014>
- Boé, J., Somot, S., Corre, L., & Nabat, P. (2020). Large discrepancies in summer climate change over Europe as projected by global and regional climate models: causes and consequences. *Climate Dynamics*, 54(5–6), 2981–3002. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05153-1>
- Bonnet, R., Boé, J., & Habets, F. (2020). Influence of multidecadal variability on high and low flows: the case of the Seine basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(4), 1611–1631. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1611-2020>

- Botter, G., Vingiani, F., Senatore, A., Jensen, C., Weiler, M., McGuire, K., Mendicino, G., & Durighetto, N. (2021). Hierarchical climate-driven dynamics of the active channel length in temporary streams. *Scientific Reports*, *11*(1), 1–13. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-00922-2>
- Bredheoef, J. (2005). The conceptualization model problem-surprise. *Hydrogeology Journal*, *13*(1), 37–46. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0430-5>
- Bresciani, E., Goderniaux, P., & Batelaan, O. (2016). Hydrogeological controls of water table-land surface interactions. *Geophysical Research Letters*, *43*(18), 9653–9661. <https://doi.org/10.1002/2016GL070618>
- BRGM. (2022). *SIGES Bretagne - Système d'information pour la gestion des eaux souterraines en Bretagne*. <https://sigesbre.brgm.fr/>
- Brigode, P., Génot, B., Lobligeois, F., & Delaigue, O. (2020). "Summary sheets of watershed-scale hydroclimatic observed data for France." *Recherche Data Gouv*, *V1*. <https://doi.org/https://doi.org/10.15454/UV01P>
- Brunner, P., & Simmons, C. T. (2012). HydroGeoSphere: A Fully Integrated, Physically Based Hydrological Model. *Ground Water*, *50*(2), 170–176. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00882.x>
- Brunner, P., Therrien, R., Renard, P., Simmons, C. T., & Franssen, H.-J. H. (2017). Advances in understanding river-groundwater interactions. *Reviews of Geophysics*, *55*(3), 818–854. <https://doi.org/10.1002/2017rg000556>
- Brutsaert, W., & Nieber, J. L. (1977). Regionalized Drought Flow Hydrographs From a Mature Glaciated Plateau. *Water Resources Research*, *13*(3).
- Büntgen, U., Urban, O., Krusic, P. J., Rybníček, M., Kolář, T., Kyncl, T., Ač, A., Koňasová, E., Čáslavský, J., Esper, J., Wagner, S., Saurer, M., Tegel, W., Dobrovolný, P., Cherubini, P., Reinig, F., & Trnka, M. (2021). Recent European drought extremes beyond Common Era background variability. *Nature Geoscience*, *14*(4), 190–196. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00698-0>
- Burek, P., Satoh, Y., Kahil, T., Tang, T., Greve, P., Smilovic, M., Guillaumot, L., Zhao, F., & Wada, Y. (2020). 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*, *13*(7), 3267–3298. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3267-2020>
- Busch, M. H., Costigan, K. H., Fritz, K. M., Datry, T., Krabbenhoft, C. A., Hammond, J. C., Zimmer, M., Olden, J. D., Rocha, M. P., Godsey, S., Allen, G. H., & Blaszcak, J. R. (2020). What's in a Name? Patterns, Trends, and Suggestions for Defining Non-Perennial Rivers and Streams. *Water*, 1–19.
- Carlier, C., Wirth, S. B., Cochand, F., Hunkeler, D., & Brunner, P. (2018). Geology controls streamflow dynamics. *Journal of Hydrology*, *566*, 756–769. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.08.069>
- Cassou, C., & Guilyardi, É. (2011). *3. Des prévisions météorologiques aux projections climatiques. Le climat à découvert*. Paris: CNRS Éditions. <https://doi.org/https://doi.org/10.4000/books.editions-cnrs.11489>
- CEBR. (2022). *ECODO: Juste l'eau qu'il faut!* <https://www.eauidubassinrennais-collectivite.fr/votre-eau/comment-economiser-eau/ecodo-un-programme-local-deconomies-deau/>
- Chatton, E. (2017). *Contribution of Dissolved Gases to the Understanding of Groundwater Hydrobiogeochemical Dynamics*. Université de Rennes 1. Thesis.
- Chilton, P. J., & Foster, S. S. D. (1995). Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal*, *31*, 36–49.
- Clair, J. S., Moon, S., Holbrook, W. S., Perron, J. T., Riebe, C. S., Martel, S. J., Carr, B., Harman, C., Singha, K., & De Richter, D. B. (2015). Geophysical imaging reveals topographic stress control of bedrock weathering. *Science*, *350*(6260), 534–538. <https://doi.org/10.1126/science.aab2210>
- Clauser, C. (1992). Permeability of crystalline rocks. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *73*(21), 233–238. <https://doi.org/10.1029/91EO00190>
- Clement, T. P. (2011). Complexities in hindcasting models--when should we say enough is enough? *Ground Water*, *49*(5), 620–629. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00765.x>
- Cochand, F., Therrien, R., & Lemieux, J. M. (2018). Integrated Hydrological Modeling of Climate Change Impacts in a Snow-Influenced Catchment. *Ground Water*. <https://doi.org/10.1111/gwat.12848>
- Condon, L. E., Markovich, K. H., Kelleher, C. A., McDonnell, J. J., Ferguson, G., & McIntosh, J. C. (2020). Where Is the Bottom of a Watershed? *Water Resources Research*, *56*(3). <https://doi.org/10.1029/2019WR026010>
- Copernicus. (2022). *Seasonal forecasts: The C3S regularly publishes seasonal forecast products. These products are based on data from several state-of-the-art seasonal prediction systems*. <https://climate.copernicus.eu/seasonal-forecasts>
- Cornette, N., Roques, C., Boisson, A., Courtois, Q., Marçais, J., Launay, J., Pajot, G., Habets, F., & de Dreuzy, J.-R. (2022). Hillslope-scale exploration of the relative contribution of base flow, seepage flow and overland flow to streamflow dynamics. *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/Submitted>
- Costigan, K. H., Jaeger, K. L., Goss, C. W., Fritz, K. M., & Goebel, P. C. (2016). Understanding controls on flow permanence in intermittent rivers to aid ecological research: integrating meteorology, geology and land cover. *Ecohydrology*, *9*(7), 1141–1153. <https://doi.org/10.1002/eco.1712>
- Costigan, K. H., Kennard, M. J., Leigh, C., Sauquet, E., Datry, T., & Boulton, A. J. (2017). CHAPTER 2.2: Flow Regimes in Intermittent Rivers and Ephemeral Streams. In *Intermittent Rivers and Ephemeral Streams*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803835-2.00003-6>
- Courtois, Q. (2019). Ressources en eau et transferts de solutés dans les zones altérées superficielles des régions de socle. *Thèse Université de Rennes 1. Ecole Doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation*.
- Cresswell-Clay, N., Ummenhofer, C. C., Thatcher, D. L., Wanamaker, A. D., Denniston, R. F., Asmerom, Y., & Polyak, V. J. (2022). *Twentieth-century Azores High expansion unprecedented in the past 1,200 years*. *15*. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-00971-w>
- Cuthbert, M. O., Gleeson, T., Moosdorf, N., Befus, K. M., Schneider, A., Hartmann, J., & Lehner, B. (2019). Global patterns and dynamics of climate-groundwater interactions. *Nature Climate Change*, *9*(2), 137–141. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0386-4>
- Dai, A. (2013). Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change*, *3*(1), 52–58. <https://doi.org/10.1038/nclimate1633>
- Datry, T., Allen, D., Argelich, R., Barquin, J., Bonada, N., Boulton, A., Branger, F., Cai, Y., Cañedo-Argüelles, M., Cid, N., Csabai, Z., Dallimer, M., de Araújo, J. C., Declerck, S., Dekker, T., Döll, P., Encalada, A., Forcellini, M., Foulquier, A., ... Vinyoles, D. (2021). Securing Biodiversity, Functional Integrity, and Ecosystem Services in Drying River Networks (DRYVER). *Research Ideas and Outcomes*, *7*. <https://doi.org/10.3897/rio.7.e77750>
- Datry, T., Boulton, A. J., Bonada, N., Fritz, K., Leigh, C., Sauquet, E., Tockner, K., Hugué, B., & Dahm, C. N. (2018). Flow intermittence and ecosystem

- services in rivers of the Anthropocene. *Journal of Applied Ecology*, 55(1), 353–364. <https://doi.org/10.1111/1365-2664.12941>
- Datry, T., Larned, S. T., & Tockner, K. (2014). Intermittent rivers: A challenge for freshwater ecology. *BioScience*, 64(3), 229–235. <https://doi.org/10.1093/biosci/bit027>
- Day, D. G. (1980). *Lithologic controls of drainage density : a stud of six small rural catchments in New England , N . S . W .* 7, 339–351.
- Dayon, G. (2015). *Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies*. Université de Toulouse. Thèse.
- Dayon, G., Boé, J., & Martin, E. (2015). Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *Journal of Geophysical Research*, 120(3), 1023–1043. <https://doi.org/10.1002/2014JD022236>
- Dayon, G., Boé, J., Martin, É., & Gailhard, J. (2018). Impacts of climate change on the hydrological cycle over France and associated uncertainties. *Comptes Rendus - Geoscience*, 350(4), 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2018.03.001>
- de Marsily, G., Combes, P., & Goblet, P. (1992). *Comment on "Ground-water models cannot be validated", by L.F. Konikow & J.D. Bredehoeft*.
- DEMOCLIM. (2022). Etude des impacts du changement climatique sur les ressources en eau bretonnes. Université de Rennes 2 (LETG), *Météo-France, Creseb*. <https://www.creseb.fr/projet-democlim/>
- Département d'Ille-et-Vilaine. (2022). *Atlas des paysages d'Ille-et-Vilaine*. Comprendre Les Paysages d'Ille-et-Vilaine. <https://paysages.ille-et-vilaine.fr/>
- Devauchelle, O., Petroff, A. P., Seybold, H. F., & Rothman, D. H. (2012). Ramification of stream networks. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(51), 20832–20836. <https://doi.org/10.1073/pnas.1215218109>
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., & Krishnamurthy, N. S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330(1–2), 260–284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>
- Dietrich, W. E., & Dunne, T. (1993). The channel head. *Channel Network Hydrology, eds Beven*, 175–219.
- Donchyts, G., Winsemius, H., Schellekens, J., Erickson, T., Gao, H., Savenije, H., & van de Giesen, N. (2016). Global 30m Height Above the Nearest Drainage. *Eguga*, 18(April), EPSC2016-17445. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3956.8880>
- Dubreuil, V., Lamy, C., & Planchon, O. (2003). Les sécheresses à Rennes : passé, présent et futur. *Colloque : Les Risques Naturels Dans Le Contexte Du Changement Climatique*, 1, 15–21.
- Dubreuil, V., Planchon, O., Letg, C., Cnrs, U. M. R., Ifr, F. R., Université, C., Le, R. H., & Rennes, M. (2009). Bilan d'un Siècle d'Observation Des Secheresses Et Des Types De Circulations Atmospheriques Associees a Rennes. *Geographia Technica. Numéro Spécial., May 2014*, 139–144.
- Dubreuil, Vincent. (2022). Le changement climatique en France illustré par la classification de Köppen. *La Météorologie*, 116, 37–47.
- Dupuit, J. (1863). *Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables* (Dunod (ed.)).
- Eckhardt, K. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352(1–2), 168–173. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.005>
- EEA. (2014). Projected change in annual and summer precipitation : mapping results of the EURO-CORDEX initiative. *European Environment Agency*. <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/projected-changes-in-annual-and-4>
- Elshall, A. S., Arik, A. D., El-Kadi, A. I., Pierce, S., Ye, M., Burnett, K. M., Wada, C. A., Bremer, L. L., & Chun, G. (2020). Groundwater sustainability: a review of the interactions between science and policy. *Environmental Research Letters*, 15(9). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab8e8c>
- Eng, K., Wolock, D. M., & Dettinger, M. D. (2016). SENSITIVITY OF INTERMITTENT STREAMS TO CLIMATE VARIATIONS IN THE USA. *River Research and Applications*, 32, 885–895. <https://doi.org/10.1002/rra.2939>
- Erskine, A. D., & Papaioannou, A. (1997). *The use of aquifer response rate in the assessment of groundwater resources*. 202, 373–391.
- Etter, S., Strobl, B., Seibert, J., & van Meerveld, H. J. I. (2020). Value of Crowd-Based Water Level Class Observations for Hydrological Model Calibration. *Water Resources Research*, 56(2), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2019WR026108>
- European Environment Agency. (2018). CORINE Land Cover 2018 (CLC2018). In *Copernicus Land Monitoring Service*. <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover/>
- Evin, G., Hingray, B., Blanchet, J., Eckert, N., Morin, S., & Verfaillie, D. (2019). Partitioning uncertainty components of an incomplete ensemble of climate projections using data augmentation. *Journal of Climate*, 32(8), 2423–2440. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0606.1>
- Explore 2070. (2012). *Explore 2070 : Hydrologie de surface, Rapport de synthèse. Ministère de l'écologie Du Développement Durable, Des Transports et Du Logement*.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Fan, Y. (2015). Groundwater in the Earth's critical zone: Relevance to large-scale patterns and processes. *Water Resources Research*, 51, 3052–3069. <https://doi.org/10.1002/2015WR017037>
- Fan, Y., & Schaller, M. F. (2009). River basins as groundwater exporters and importers: Implications for water cycle and climate modeling. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(4). <https://doi.org/10.1029/2008JD010636>
- Fetter, C. W. (2001). *Applied hydrogeology* (4th Ed.). Prentice Hall, Upper Saddle River, N. J.
- Flipo, N., Mouhri, A., Labarthe, B., Biancamaria, S., Rivière, A., & Weill, P. (2014). Continental hydrosystem modelling: the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(8), 3121–3149. <https://doi.org/10.5194/hess-18-3121-2014>
- Foster, S., Koundouri, P., Tuinhof, A., Kemper, K., Nanni, M., & Garduño, H. (2006). Sustainable Groundwater Groundwater Management : Management Groundwater Dependent Ecosystems. *Main, Figure 1*, 1–4.
- Fouillet, M., & Le Grumelec, S. (2020). *Les mesures naturelles de rétention d'eau : 10 retours d'expérience en France métropolitaine*. Office International de l'Eau (OIEau).
- Fovet, O., Ruiz, L., Hrachowitz, M., Faucheux, M., & Gascuel-Oudou, C. (2015). Hydrological hysteresis and its value for assessing process consistency in catchment conceptual models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1), 105–123. <https://doi.org/10.5194/hess-19-105-2015>

- Fovet, Ophelie, Belemtougri, A., Boithias, L., Marylise, J. C., Kevin, C., & Braud, I. (2021). Intermittent rivers and ephemeral streams : Perspectives for critical zone science and research on socio-ecosystems. *Wiley Interdisciplinary Reviews-Water, March*, 1–33. <https://doi.org/10.1002/wat2.1523>
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater* (Prentice-Hall (ed.)).
- Frei, S., Fleckenstein, J. H., Kollet, S. J., & Maxwell, R. M. (2009). Patterns and dynamics of river-aquifer exchange with variably-saturated flow using a fully-coupled model. *Journal of Hydrology*, 375(3–4), 383–393. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.038>
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., Dorfliger, N., Arnaud, N., Arnaud, P., Audry, S., Comte, V. B., Batiot, C., Battais, A., Bellot, H., Boudevillain, B., Moussa, I. B., Branger, F., Braun, J. J., & Brunet, P. (2018). *OZCAR : The French Network of Critical Zone Observatories*. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0067>
- Gauthier, M. J., Camporese, M., Rivard, C., Paniconi, C., & Larocque, M. (2009). A modeling study of climate change impacts on recharge and surface-groundwater interactions in the Thomas Brook catchment, Annapolis Valley (Nova Scotia, Canada). *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 1583–1596.
- Gelhar, L. W. (1993). *Stochastic Subsurface Hydrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N. J.
- Gharari, S., & Razavi, S. (2018). A review and synthesis of hysteresis in hydrology and hydrological modeling: Memory, path-dependency, or missing physics? *Journal of Hydrology*, 566, 500–519. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.06.037>
- Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J., & Lyon, I. (2012). Rôle de la variabilité climatique dans l'évolution temporelle des régimes d'étiage en France. *Rapport ONEMA*, 1–58.
- Gleeson, T., & Manning, A. H. (2008). Regional groundwater flow in mountainous terrain: Three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls. *Water Resources Research*, 44(10). <https://doi.org/10.1029/2008WR006848>
- Gleeson, T., Moosdorf, N., Hartmann, J., & van Beek, L. P. H. (2014). A glimpse beneath earth's surface: GLobal HYdrogeology MaPS (GLHYMPS) of permeability and porosity. *Geophysical Research Letters*, 41, 3891–3898. <https://doi.org/10.1002/2014GL059856>
- Gleeson, T., Wang-Erlandsson, L., Porkka, M., Zipper, S. C., Jaramillo, F., Gerten, D., Fetzer, I., Cornell, S. E., Piemontese, L., Gordon, L. J., Rockström, J., Oki, T., Sivapalan, M., Wada, Y., Brauman, K. A., Flörke, M., Bierkens, M. F. P., Lehner, B., Keys, P., ... Famiglietti, J. S. (2020). Illuminating water cycle modifications and Earth system resilience in the Anthropocene. *Water Resources Research*, 56(4), 1–24. <https://doi.org/10.1029/2019WR024957>
- Goderniaux, P., Brouyere, S., Blenkinsop, S., Burton, A., Fowler, H. J., Orban, P., & Dassargues, A. (2011). Modeling climate change impacts on groundwater resources using transient stochastic climatic scenarios. *Water Resources Research*, 47. <https://doi.org/10.1029/2010wr010082>
- Goderniaux, P., Brouyere, S., Fowler, H. J., Blenkinsop, S., Therrien, R., Orban, P., & Dassargues, A. (2009). Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *Journal of Hydrology*, 373(1–2), 122–138. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.017>
- Goderniaux, P., Davy, P., Bresciani, E., de Dreuzy, J. R., & Le Borgne, T. (2013). Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments. *Water Resources Research*, 49, 2274–2286. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20186>
- Godsey, S. E., & Kirchner, J. W. (2014). Dynamic, discontinuous stream networks: Hydrologically driven variations in active drainage density, flowing channels and stream order. *Hydrological Processes*, 28(23), 5791–5803. <https://doi.org/10.1002/hyp.10310>
- Gorelick, S. M., & Zheng, C. (2015). Global change and the groundwater management challenge. *Water Resources Research*, 51(5), 3031–3051. <https://doi.org/10.1002/2014wr016825>
- Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J. J., Allen, D. M., Hiscock, K. M., Treidel, H., & Aureli, A. (2011). Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, 405(3–4), 532–560. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.002>
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Habets, F., Boé, J., Déqué, M., Ducharne, A., Gascoïn, S., Hachour, A., Martin, E., Pagé, C., Sauquet, E., Terray, L., Thiéry, D., Oudin, L., & Viennot, P. (2013). Impact of climate change on the hydrogeology of two basins in northern France. *Climatic Change*, 121(4), 771–785. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0934-x>
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Seguí, P. Q., Rousset-Regimbeau, F., & Viennot, P. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(6), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2007JD008548>
- Habets, F., Molénat, J., Carluër, N., Douez, O., & Leenhardt, D. (2018). The cumulative impacts of small reservoirs on hydrology: A review. *Science of the Total Environment*, 643, 850–867. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.188>
- Haddeland, I., Heinke, J., Biemans, H., Eisner, S., Flörke, M., Hanasaki, N., Konzmann, M., Ludwig, F., Masaki, Y., Schewe, J., Stacke, T., Tessler, Z. D., Wada, Y., & Wisser, D. (2014). Global water resources affected by human interventions and climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111(9), 3251–3256. <https://doi.org/10.1073/pnas.1222475110>
- Haitjema, H. M., & Mitchell-Bruker, S. (2005). Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground Water*, 43(6), 781–786. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x>
- Hall, J. W., Borgomeo, E., Bruce, A., Di Mauro, M., & Mortazavi-Naeini, M. (2019). Resilience of Water Resource Systems: Lessons from England. *Water Security*, 8(November), 100052. <https://doi.org/10.1016/j.wasec.2019.100052>
- Hammond, J. C., Zimmer, M., Shanfield, M., Kaiser, K., Godsey, S. E., Mims, M. C., Zipper, S. C., Burrows, R. M., Kampf, S. K., Dodds, W., Jones, C. N., Krabbenhoft, C. A., Boersma, K. S., Datry, T., Olden, J. D., Allen, G. H., Price, A. N., Costigan, K., Hale, R., ... Allen, D. C. (2021). Spatial Patterns and Drivers of Nonperennial Flow Regimes in the Contiguous United States. *Geophysical Research Letters*, 48(2), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2020GL090794>
- Harbaugh, A. W. (2005). MODFLOW-2005 : the U.S. Geological Survey modular ground-water model--the ground-water flow process. In *Techniques and Methods*. <https://doi.org/10.3133/tm6A16>
- Hartmann, A., Gleeson, T., Wada, Y., & Wagener, T. (2017). Enhanced groundwater recharge rates and altered recharge sensitivity to climate variability through subsurface heterogeneity. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 114(11), 2842–2847. <https://doi.org/10.1073/pnas.1614941114>
- Havril. (2018). *Impacts of predicted climate change on groundwater flow systems: Can wetlands disappear due to recharge reduction?*

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.020>

- Hawkins, E., & Sutton, R. (2012). Time of emergence of climate signals. *Geophysical Research Letters*, 39(1), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2011GL050087>
- Helffer, F., Lemckert, C., & Zhang, H. (2012). Impacts of climate change on temperature and evaporation from a large reservoir in Australia. *Journal of Hydrology*, 475, 365–378. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.008>
- Hellwig, J., Stoelzle, M., & Stahl, K. (2021). *Groundwater and baseflow drought responses to synthetic recharge stress tests*. 2010, 1053–1068.
- Hill, M. C. (2006). The practical use of simplicity in developing ground water models. *Ground Water*, 44(6), 775–781. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00227.x>
- Hrachowitz, M., Savenije, H. H. G., Blöschl, G., McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Pomeroy, J. W., Arheimer, B., Blume, T., Clark, M. P., Ehret, U., Fenicia, F., Freer, J. E., Gelfan, A., Gupta, H. V., Hughes, D. A., Hut, R. W., Montanari, A., Pande, S., Tetzlaff, D., ... Cudennec, C. (2013). A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)-a review. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6), 1198–1255. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.803183>
- Huscroft, J., Gleeson, T., Hartmann, J., & Börker, J. (2018). Compiling and Mapping Global Permeability of the Unconsolidated and Consolidated Earth: Global HYdrogeology MaPS 2.0 (GLHYMPS 2.0). *Geophysical Research Letters*, 45(4), 1897–1904. <https://doi.org/10.1002/2017GL075860>
- IGN. (2021). Le modèle numérique de terrain (MNT) maillé qui décrit le relief du territoire français à moyenne échelle BD ALTI® version 2021. In *Information Géographique sur l'Eau et Institut National de l'Information Géographique et Forestière*. <https://geoservices.ign.fr/bdalti>
- IGN. (2022). BD TOPO®: La modélisation 2D et 3D du territoire et de ses infrastructures sur l'ensemble du territoire français. In *Information Géographique sur l'Eau et Institut National de l'Information Géographique et Forestière*. <https://geoservices.ign.fr/bdtopo>
- IGN and OFB. (2019). Jeu de données des cours d'eau de France métropolitaine BD TOPAGE® version 2019. In *Office Français de la Biodiversité (OFB) - Information Géographique sur l'Eau et Institut National de l'Information Géographique et Forestière*. <https://bdtopage.eaufrance.fr/>
- Ilja Van Meerveld, H. J., Vis, M. J. P., & Seibert, J. (2017). Information content of stream level class data for hydrological model calibration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(9), 4895–4905. <https://doi.org/10.5194/hess-21-4895-2017>
- IPCC. (2018). Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change., *Ipcc - Sr15*, 2(October), 17–20. www.environmentalgraphiti.org
- IPCC. (2021). Climate Change 2021 The Physical Science Basis Summary for Policymakers Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*.
- IPCC Secretariat. (2022). The evidence is clear: the time for action is now. We can halve emissions by 2030. *IPCC Working Group III*, 15(April). <https://www.ipcc.ch/2022/04/04/ipcc-ar6-wgiii-pressrelease/#:~:text=This assessment shows that limiting,by a quarter by 2030.>
- IPCC Working Group 1, I., Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., & Midgley, P. M. (2013). IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Ipcc, AR5*(September), 1535.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., ... Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Jaeger, K. L., Sando, R., McShane, R. R., Dunham, J. B., Hockman-Wert, D. P., Kaiser, K. E., Hafen, K., Risley, J. C., & Blasch, K. W. (2019). Probability of Streamflow Permanence Model (PROSPER): A spatially continuous model of annual streamflow permanence throughout the Pacific Northwest. *Journal of Hydrology X*, 2, 100005. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2018.100005>
- Jaeger, Kristin L., Olden, J. D., & Pelland, N. A. (2014). Climate change poised to threaten hydrologic connectivity and endemic fishes in dryland streams. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111(38), 13894–13899. <https://doi.org/10.1073/pnas.1320890111>
- Janos, D., Molson, J., & Lefebvre, R. (2018). Regional groundwater flow dynamics and residence times in Chaudière-Appalaches, Québec, Canada: Insights from numerical simulations. *Canadian Water Resources Journal / Revue Canadienne Des Ressources Hydriques*, 43(2), 214–239. <https://doi.org/10.1080/07011784.2018.1437370>
- Jencso, K. G., & McGlynn, B. L. (2011). Hierarchical controls on runoff generation: Topographically driven hydrologic connectivity, geology, and vegetation. *Water Resources Research*, 47(11), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2011WR010666>
- Jensen, C. K., McGuire, K. J., McLaughlin, D. L., & Scott, D. T. (2019). Quantifying spatiotemporal variation in headwater stream length using flow intermittency sensors. *Environmental Monitoring and Assessment*, 191(4). <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7373-8>
- Jensen, C. K., McGuire, K. J., & Prince, P. S. (2017). Headwater stream length dynamics across four physiographic provinces of the Appalachian Highlands. *Hydrological Processes*, 31(19), 3350–3363. <https://doi.org/10.1002/hyp.11259>
- Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailles, J., Hilal, M., & Wavresky, P. (2010). Les types de climats en France, une construction spatiale. *CyberGeo*, 2010, 0–25. <https://doi.org/10.4000/cybergeog.23155>
- Jouzel, J. (2011). Scénarios climatiques : indices sur la France métropolitaine pour les modèles français ARPEGE-Climat et LMDz et quelques projections pour les DOM-COM. *Météo-France/CNRM*.
- Kemp, L., Xu, C., Depledge, J., Ebi, K. L., Gibbins, G., & Kohler, T. A. (2022). Climate Endgame : Exploring catastrophic climate change scenarios. *PNAS*, 1–9. <https://doi.org/10.1073/pnas.2108146119/-/DCSupplemental.Published>
- Kerres, M., Servos, M., Kramer, A., Hattermann, F., Tänzler, D., Pilz, T., & Mueller, A. (2020). *Stop Floating , Start Swimming: Water and climate change – interlinkages and prospects for future action*. Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit (GIZ) GmbH.
- Kirchner, J. W. (2009). Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2). <https://doi.org/10.1029/2008wr006912>
- Kløve, B., Ala-aho, P., Bertrand, G., Boukalova, Z., Ertürk, A., Goldscheider, N., Ilmonen, J., Karakaya, N., Kupfersberger, H., Kværner, J., Lundberg, A., Mileusnic, M., Moszczynska, A., Muotka, T., Preda, E., Rossi, P., Siergieiev, D., Šimek, J., Wachniew, P., ... Widerlund, A. (2011). Groundwater dependent ecosystems. Part I: Hydroecological status and trends. *Environmental Science and Policy*, 14(7), 770–781.

- <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2011.04.002>
- Kløve, B., Ala-Aho, P., Bertrand, G., Gurdak, J. J., Kupfersberger, H., Kværner, J., Muotka, T., Mykrä, H., Preda, E., Rossi, P., Uvo, C. B., Velasco, E., & Pulido-Velazquez, M. (2014). Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *Journal of Hydrology*, 518(PB), 250–266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.037>
- Kolbe, T., Marçais, J., Thomas, Z., Abbott, B. W., de Dreuzy, J.-R., Rousseau-Gueutin, P., Aquilina, L., Labasque, T., & Pinay, G. (2016). Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. *Journal of Hydrology*, 543, 31–46. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.020>
- Konikow, L. F. (2011). The secret to successful solute-transport modeling. *Ground Water*, 49(2), 144–159. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00764.x>
- Lachassagne, P., Dewandel, B., & Wyns, R. (2021). Review : Hydrogeology of weathered crystalline / hard-rock aquifers-guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>
- Laluet, P. (2019). *Estimation Des Propriétés Hydrauliques De Bassins Versants En Milieu De Socle Pour Anticiper L'Évolution Des Stocks D'Eaux Souterraines*. Université de Rennes 1. Mémoire de master.
- Lamy, C. (2014). *Impact du changement climatique sur la fréquence et l'intensité des sécheresses en Bretagne* [Université Rennes 2. Thèse.]. 2013REN20025 . tel-01059818
- Lamy, C., & Dubreuil, V. (2010). Impact des sécheresses en Bretagne sur le bilan hydrique: modélisation à partir du climat d'années passées. *23ième Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, September*, 325–330.
- Le Moigne, P., Besson, F., Martin, E., Boé, J., Decharme, B., Etchevers, P., Faroux, S., Habets, F., Lafaysse, M., Leroux, D., & Rousset-Regimbeau, F. (2020). The Latest Improvements in SURFEX v8.0 of the Safran-Isba-Modcou Hydrometeorological Model over France. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1–32. <https://doi.org/10.5194/gmd-2020-31>
- Leibowitz, S. G., Wigginton, P. J., Schofield, K. A., Alexander, L. C., Vanderhoof, M. K., & Golden, H. E. (2018). Connectivity of Streams and Wetlands to Downstream Waters: An Integrated Systems Framework. *Journal of the American Water Resources Association*, 54(2), 298–322. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12631>
- Leleu, I., Tonnelier, I., Puechberty, R., Gouin, P., Viquendi, I., Cobos, L., Foray, A., Baillon, M., & Ndimba, P.-O. (2014). La refonte du système d'information national pour la gestion et la mise à disposition des données hydrométriques. *La Houille Blanche*, 1, 25–32. <https://doi.org/https://doi.org/10.1051/lhb/2014004>
- LETG. (2019). Vulnérabilités et atouts du bassin rennais : quelle adaptation face au changement climatique ? *AUDIAR RENNES*.
- Lindsay, J. B. (2016). Whitebox GAT: A case study in geomorphometric analysis. *Computers & Geosciences*, 95, 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.003>
- Litwin, D. G., Tucker, G. E., Barnhart, K. R., & Harman, C. J. (2022). Groundwater Affects the Geomorphic and Hydrologic Properties of Coevolved Landscapes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(1), 1–36. <https://doi.org/10.1029/2021JF006239>
- Lovill, S. M., Hahm, W. J., & Dietrich, W. E. (2018). *Drainage from the critical zone: lithologic controls on the persistence and spatial extent of wetted channels during the summer dry season*. <https://doi.org/10.1029/Water>
- Luijendijk, E. (2022). Transmissivity and groundwater flow exert a strong influence on drainage density. *Earth Surf. Dynam.*, 1–22. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/esurf-10-1-2022>
- Magand, C., Alves, M. H., Calleja, E., Datry, T., Dörflinger, G., England, J., Gallart, F., Gómez, R., Jorda-Capdevila, D., Marti, E., Munne, A., Pastor, V. A., Stubbington, R., Tziortzis, I., & Von Schiller, D. (2020). Intermittent Rivers and Ephemeral streams : What water managers need to know Edited by : Contributing authors. *Technical Report – Cost ACTION CA 15113*. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3888474>
- Mao, F., Clark, J., Karpouzoglou, T., Dewulf, A., Buytaert, W., & Hannah, D. (2017). HESS Opinions: A conceptual framework for assessing socio-hydrological resilience under change. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7), 3655–3670. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3655-2017>
- Marçais, J., Gauvain, A., Labasque, T., Abbott, B. W., Pinay, G., Aquilina, L., Chabaux, F., Viville, D., & de Dreuzy, J. R. (2018). Dating groundwater with dissolved silica and CFC concentrations in crystalline aquifers. *Science of the Total Environment*, 636, 260–272. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.196>
- Mardhel, V., Pinson, S., & Allier, D. (2021). Description of an indirect method (IDPR) to determine spatial distribution of infiltration and runoff and its hydrogeological applications to the French territory. *Journal of Hydrology*, 592. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125609>
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouysse, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J. C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A. L., ... Voldoire, A. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4), 929–960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>
- Masson, Valéry, Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C., & Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9), 1261–1282. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.9.1261>
- Maxwell, R. M., & Kollet, S. J. (2008). Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change. *Nature Geoscience*, 1(10), 665–669. <https://doi.org/10.1038/ngeo315>
- McCartney, M., & Smakhtin, V. (2010). *Water storage in an era of climate change: addressing the challenge of increasing rainfall variability. Blue paper (No. 212430)*. International Water Management Institute. September.
- McDonough, O. T., Hosen, J. D., & Palmer, M. A. (2011). Temporary streams: The hydrology, geography, and ecology of non-perennially flowing waters. In *River Ecosystems: Dynamics, Management and Conservation* (Issue January).
- McSweeney, C. F., Jones, R. G., Lee, R. W., & Rowell, D. P. (2015). Selecting CMIP5 GCMs for downscaling over multiple regions. *Climate Dynamics*, 44(11–12), 3237–3260. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2418-8>
- Merritt, M. L., & Konikow, L. F. (2000). Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW Ground-Water Flow Model and the MOC3D Solute-Transport Model. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4167*, 146.
- Messenger, M. L., Lehner, B., Cockburn, C., Lamouroux, N., Pella, H., Snelder, T., Tockner, K., Trautmann, T., Watt, C., & Datry, T. (2021). Global prevalence of non-perennial rivers and streams. *Nature*, 594(7863), 391–397. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03565-5>

- Météo-France. (2019). L'INDICATEUR SWI « UNIFORME ». Note.
- Météo-France. (2021). *Les nouvelles projections climatiques de référence DRIAS 2020 pour la métropole*. <http://www.drias-climat.fr/>
- Michael Johnson, J., Munasinghe, D., Eyelade, D., & Cohen, S. (2019). An integrated evaluation of the National Water Model (NWM)-Height above nearest drainage (HAND) flood mapping methodology. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19(11), 2405–2420. <https://doi.org/10.5194/nhess-19-2405-2019>
- Montanari, A., Young, G., Savenije, H. H. G., Hughes, D., Wagener, T., Ren, L. L., Koutsoyiannis, D., Cudennec, C., Toth, E., Grimaldi, S., Blöschl, G., Sivapalan, M., Beven, K., Gupta, H., Hipsey, M., Schaeffli, B., Arheimer, B., Boegh, E., Schymanski, S. J., ... Belyaev, V. (2013). “Panta Rhei-Everything Flows”: Change in hydrology and society-The IAHS Scientific Decade 2013-2022. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6), 1256–1275. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.809088>
- Moseki, M. C. (2018). Climate change impacts on groundwater : literature review. *Environ Risk Assess Remediat*, 2(1), 16–20.
- Mougin, B., Allier, D., Blanchin, R., Carn, A., Courtois, N., Gateau, C., & Putot, E. (2008). *SILURES Bretagne (Système d'Information pour la Localisation et l'Utilisation des Ressources en Eaux Souterraines)*. <https://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56457-FR.pdf>
- Müller-Plath, G., Lüdecke, H.-J., & Lüning, S. (2022). Long-distance air pressure differences correlate with European rain. *Scientific Reports*, 12(1), 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-14028-w>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Nastev, M., Savard, M. M., Lapcevic, P., Lefebvre, R., & Martel, R. (2004). Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 12(3). <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0340-6>
- Navarro-Martinez, F., Salas Garcia, A., Sanchez-Martos, F., Baeza Espasa, A., Molina Sanchez, L., & Rodriguez Perulero, A. (2017). Radionuclides as natural tracers of the interaction between groundwater and surface water in the River Andarax, Spain. *J Environ Radioact*, 180, 9–18. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.09.015>
- NGWA. (2017). *Integrated Surface Water-Groundwater Modeling*. National Ground Water Association Press., ISBN 1-560.
- Niswonger, R. G., Panday, S., & Ibaraki, M. (2011). MODFLOW-NWT , A Newton Formulation for MODFLOW-2005. *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, 6(A16), 0–44.
- Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Hodnett, M. G., Rennó, C. D., Rodrigues, G., Silveira, A., Waterloo, M. J., & Saleska, S. (2011). *Height Above the Nearest Drainage - a hydrologically relevant new terrain model*. May. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.051>
- Noilhan, J., & Mahfouf, J. F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1–4), 145–159. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00043-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00043-7)
- Nordstrom, D. K. (2012). Models, validation, and applied geochemistry: Issues in science, communication, and philosophy. *Applied Geochemistry*, 27(10), 1899–1919. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2012.07.007>
- Nowak, C., & Durozoi, B. (2012). Observatoire national des Etiages. Technical report. ONEMA.
- OEB. (2022). *Observatoire de l'environnement en Bretagne*. <https://bretagne-environnement.fr/>
- Olsson, J., Arheimer, B., Borris, M., Donnelly, C., Foster, K., Nikulin, G., Persson, M., Perttu, A.-M., Uvo, C., Viklander, M., & Yang, W. (2016). Hydrological Climate Change Impact Assessment at Small and Large Scales: Key Messages from Recent Progress in Sweden. *Climate*, 4(3). <https://doi.org/10.3390/cli4030039>
- Oreskes, N., Shrader-Frechette, K., & Belitz, K. (1994). Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science*, 263(5147), 641–646. <https://doi.org/10.1126/science.263.5147.641>
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., Anctil, F., & Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303(1–4), 290–306. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
- Paris, F. (2017). Deux milliards d'années d'histoire géologique bretonne. *Bretagne Culture Diversité*. <https://bcd.bzh/becedia/fr/deux-milliards-d-annees-d-histoire-geologique-bretonne>
- Pederson, D. T. (2001). Stream Piracy Revisited: A Groundwater-Sapping Solution. *GSA Today*. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:SPRAGS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:SPRAGS>2.0.CO;2)
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1633–1644. <https://doi.org/www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/1633/2007/>
- Peters, G. P., & Hausfather, Z. (2020). Emissions - the “business as usual” story is misleading. *Nature*, 577(January), 618–620.
- Pollock, D. W. (2016). User guide for MODPATH Version 7 -- A particle-tracking model for MODFLOW: U.S. Geological Survey Open-File Report. *U.S. Geological Survey, Open File Report 2016-1086*, 35.
- Pörtner, H. O., Scholes, R. J., Agard, J., Archer, E., Arneth, A., Bai, X., Barnes, D., Burrows, M., Chan, L., Cheung, W. L., Diamond, S., Donatti, C., Duarte, C., Eisenhauer, N., Foden, W., Gassala, M. A., Handa, C., Hickler, T., Hoegh-Guldberg, O., Ichii, K., ... Ngo, H. T. (2021). IPBES-IPCC Co-Sponsored report on biodiversity and climate change. *IPBES and IPCC Co-Sponsored Workshop*, 115(4), 608–609. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4782538>
- Prancevic, J. P., & Kirchner, J. W. (2019). Topographic Controls on the Extension and Retraction of Flowing Streams. *Geophysical Research Letters*, 46(4), 2084–2092. <https://doi.org/10.1029/2018GL01799>
- Price, A. N., Jones, C. N., Hammond, J. C., Zimmer, M. A., & Zipper, S. C. (2021). The Drying Regimes of Non-Perennial Rivers and Streams. *Geophysical Research Letters*, 48(14). <https://doi.org/10.1029/2021GL093298>
- Pumo, D., Caracciolo, D., Viola, F., & Noto, L. V. (2016). Climate change effects on the hydrological regime of small non-perennial river basins. *Science of the Total Environment*, 542, 76–92. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.10.109>
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., & Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), 92–107. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>

- Refsgaard, J. C., & Henriksen, H. J. (2004). Modelling guidelines—terminology and guiding principles. *Advances in Water Resources*, 27(1), 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2003.08.006>
- Rempe, D. M., & Dietrich, W. E. (2014). A bottom-up control on fresh-bedrock topography under landscapes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111(18), 6576–6581. <https://doi.org/10.1073/pnas.1404763111>
- Rennó, C. D., Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Soares, J. V., Hodnett, M. G., Tomasella, J., & Waterloo, M. J. (2008). HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. *Remote Sensing of Environment*, 112(9), 3469–3481. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.03.018>
- Ressources Naturelles Canada. (2008). *Vivre avec les changements climatiques au Canada*. Projet. Gouvernement du Canada.
- Riebe, C. S., Hahm, W. J., & Brantley, S. L. (2017). Controls on deep critical zone architecture: a historical review and four testable hypotheses. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(1), 128–156. <https://doi.org/10.1002/esp.4052>
- Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology*, 480, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Rivard, C., Paniconi, C., Vigneault, H., & Chaumont, D. (2014). A watershed-scale study of climate change impacts on groundwater recharge (Annapolis Valley, Nova Scotia, Canada). *Hydrological Sciences Journal*, 59(8), 1437–1456. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.887203>
- Rockström, J., Steffen, W., K. Noone, Å. Persson, Chapin, F. S., E. F. Lambin, T. M. Lenton, M. Scheffer, C. Folke, H. J. Schellnhuber, B. Nykvist, C. A. de Wit, T. Hughes, S. van der Leeuw, H. Rodhe, S. Sörlin, P. K. Snyder, R. Costanza, U. Svedin, ... J. A. Foley. (2009). A safe operation space for humanity. *Nature*, 461(September), 472–475.
- Rohde, M. M., Froend, R., & Howard, J. (2017). A Global Synthesis of Managing Groundwater Dependent Ecosystems Under Sustainable Groundwater Policy. *Groundwater*, 55(3), 293–301. <https://doi.org/10.1111/gwat.12511>
- Roques, C. (2014). *Hydrogéologie des zones de failles du socle cristallin: implications en terme de ressources en eau pour le Massif Armorican*. Université de Rennes 1. Thèse.
- Roques, C., Aquilina, L., Bour, O., Maréchal, J. C., Dewandel, B., Pauwels, H., Labasque, T., Vergnaud-Ayraud, V., & Hochreutener, R. (2014). Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer. *Journal of Hydrology*, 519(PD), 3110–3128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.052>
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., & Dewandel, B. (2016). High-yielding aquifers in crystalline basement: insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France. *Hydrogeology Journal*, 24(8), 2157–2170. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1451-6>
- Roques, C., Lacroix, S., Leith, K., & Longuevergne, L. (2021). *Geomorphological and geological controls on storage-discharge functions of Alpine landscapes : evidence from streamflow analysis in the Swiss Alps and perspectives for the Critical Zone Community*. May.
- Roques, C., Rupp, D. E., Dreuz, J. De, Longuevergne, L., Elizabeth, R., Grant, G., Aquilina, L., & Selker, J. S. (2022). Recession discharge from compartmentalized bedrock hillslopes. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. [Preprint]*, January, 1–24. <https://doi.org/10.5194/hess-2022-7>
- Rosenberry, D. O. (2000). Unsaturated-zone wedge beneath a large , natural lake from Little Sand Water seeps out of the than Belle Taine . Seepage-meter data indicate water is seeping out of Belle Upper Bottle. *Water Resources Research*, 36(12), 3401–3409.
- Rosenberry, D. O., Winter, T. C., Buso, D. C., & Likens, G. E. (2007). Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 340(3–4), 149–166. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.018>
- Rousi, E., Kornhuber, K., Beobide-Arsuaga, G., Fei, L., & Coumou, D. (2022). Accelerated western European heatwave trends linked to more-persistent double jets over Eurasia. *Nature Communications*, (in revision). <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31432-y>
- Rubel, F., & Kottek, M. (2010). Observed and projected climate shifts 1901–2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(2), 135–141. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2010/0430>
- Salles, D. (2018). Repenser l'eau à l'ère du changement climatique. *Annales Des Mines*, 32–36.
- Sauquet, E., Beaufort, A., Sarremejane, R., & Thirel, G. (2021). Predicting flow intermittence in France under climate change. *Hydrological Sciences Journal*, 66(14), 2046–2059. <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1963444>
- Sauquet, E., Shanafield, M., Hammond, J. C., Sefton, C., Leigh, C., & Datry, T. (2021). Classification and trends in intermittent river flow regimes in Australia, northwestern Europe and USA: A global perspective. *Journal of Hydrology*, 597, 126170. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126170>
- Schmidt, A. H., Lüdtkke, S., & Andermann, C. (2020). Multiple measures of monsoon-controlled water storage in Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 546. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116415>
- Schwartz, F. W., Liu, G., Aggarwal, P., & Schwartz, C. M. (2017). Naive Simplicity: The Overlooked Piece of the Complexity-Simplicity Paradigm. *Ground Water*, 55(5), 703–711. <https://doi.org/10.1111/gwat.12570>
- Scriven, B. W. G., McGrath, H., & Stefanakis, E. (2021). GIS derived synthetic rating curves and HAND model to support on-the-fly flood mapping. *Natural Hazards*, 109(2), 1629–1653. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04892-6>
- Seibert, J., & Vis, M. J. P. (2016). How informative are stream level observations in different geographic regions? *Hydrological Processes*, 30(14), 2498–2508. <https://doi.org/10.1002/hyp.10887>
- Senatore, A., Micieli, M., Liotti, A., Durigetto, N., Mendicino, G., & Botter, G. (2021). Monitoring and Modeling Drainage Network Contraction and Dry Down in Mediterranean Headwater Catchments. *Water Resources Research*, 57(6). <https://doi.org/10.1029/2020WR028741>
- Shanafield, M., Bourke, S. A., Zimmer, M. A., & Costigan, K. H. (2021). An overview of the hydrology of non-perennial rivers and streams. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 8(2), 1–25. <https://doi.org/10.1002/wat2.1504>
- Shiklomanov's, I. (1993). Chapter “World fresh water resources” in Peter H. Gleick (editor), *Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources*. (Oxford University Press, New York).
- Singhal, B. B. S., & Gupta, R. P. (2010). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks* (Springer Science+Business Media (ed.); 2nd ed.). Springer Dordrecht. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7>
- Sivapalan, M., Savenije, H. H. G., & Blöschl, G. (2012). Socio-hydrology: A new science of people and water. *Hydrological Processes*, 26(8), 1270–1276. <https://doi.org/10.1002/hyp.8426>

- Smeed, D. A., McCarthy, G. D., Cunningham, S. A., Frajka-Williams, E., Rayner, D., Johns, W. E., Meinen, C. S., Baringer, M. O., Moat, B. I., Duchez, A., & Bryden, H. L. (2014). Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004-2012. *Ocean Science*, *10*(1), 29–38. <https://doi.org/10.5194/os-10-29-2014>
- Snelder, T. H., Detry, T., Lamouroux, N., Larned, S. T., Sauquet, E., Pella, H., & Catalogne, C. (2013). Regionalization of patterns of flow intermittence from gauging station records. *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*(7), 2685–2699. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2685-2013>
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, *10*(1), 52–67. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- Soubeyroux, J., Franchistéguy, L., Habets, F., Baillon, M., Regimbeau, F., Vidal, J., Moigne, P. Le, & Morel, S. (2008). Safran-Isba-Modcou - Un outil pour le suivi hydrométéorologique opérationnel et les études. *La Météorologie*, *63*, 40–45.
- Staudinger, M., Stoelzle, M., Cochand, F., Seibert, J., Weiler, M., & Hunkeler, D. (2019). Your work is my boundary condition!: Challenges and approaches for a closer collaboration between hydrologists and hydrogeologists. *Journal of Hydrology*, *571*(February), 235–243. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.01.058>
- Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., & Ludwig, C. (2015). The trajectory of the anthropocene: The great acceleration. *Anthropocene Review*, *2*(1), 81–98. <https://doi.org/10.1177/2053019614564785>
- Sutton, R. T., & Buwen, D. (2012). *Atlantic Ocean influence on a shift in European*. <https://doi.org/10.1038/ngeo>
- Tanny, J., Cohen, S., Assouline, S., Lange, F., Grava, A., Berger, D., Teltch, B., & Parlange, M. B. (2008). Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, *351*(1–2), 218–229. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.12.012>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *93*(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/bams-d-11-00094.1>
- Taylor, R. G., Scanlon, B., Doll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J. S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T. R., Chen, J. Y., Taniguchi, M., Bierkens, M. F. P., MacDonald, A., Fan, Y., Maxwell, R. M., Yechieli, Y., ... Treidel, H. (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, *3*(4), 322–329. <https://doi.org/10.1038/nclimate1744>
- Tollefson, J. (2021). Top climate scientists are sceptical that nations will rein in global warming. *Nature*, *599*(7883), 22–24. <https://doi.org/10.1038/d41586-021-02990-w>
- Tootchi, A., Jost, A., & Ducharne, A. (2019). Multi-source global wetland maps combining surface water imagery and groundwater constraints. *Earth System Science Data*, *11*(1), 189–220. <https://doi.org/10.5194/essd-11-189-2019>
- Trancoso, R., Larsen, J. R., McAlpine, C., McVicar, T. R., & Phinn, S. (2016). Linking the Budyko framework and the Dunne diagram. *Journal of Hydrology*, *535*, 581–597. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.017>
- Trenberth, K. E., Dai, A., Van Der Schrier, G., Jones, P. D., Barichivich, J., Briffa, K. R., & Sheffield, J. (2014). Global warming and changes in drought. *Nature Climate Change*, *4*(1), 17–22. <https://doi.org/10.1038/nclimate2067>
- UNESCO. (2019). *Rapport mondial des Nations Unies sur la mise en valeur des ressources en eau 2019*.
- United Nations. (2022). Groundwater: Making the invisible visible. In *The United Nations World Water Development Report 2022* (UNESCO). <https://doi.org/10.1111/1740-9713.01654>
- van Meerveld, H. J. I., Kirchner, J. W., Vis, M. J. P., Assendelft, R. S., Seibert, J., Ilja Van Meerveld, H. J., Kirchner, J. W., Vis, M. J. P., Assendelft, R. S., & Seibert, J. (2019). Expansion and contraction of the flowing stream network alter hillslope flowpath lengths and the shape of the travel time distribution. *Hydrology and Earth System Sciences*, *23*(11), 4825–4834. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4825-2019>
- Vannier, O., Braud, I., & Anquetin, S. (2014). Regional estimation of catchment-scale soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models. *Hydrological Processes*, *28*(26), 6276–6291. <https://doi.org/10.1002/hyp.10101>
- Vautier, C., Abhervé, R., Chatton, E., Labasque, T., & de Dreuzy, J.-R. (2020). A new method to quantify air–water gas exchanges in streams based on slug injection and semicontinuous measurement. *Limnology and Oceanography: Methods*, *18*(8). <https://doi.org/10.1002/lom3.10376>
- Vautier, Camille, Abhervé, R., Labasque, T., Laverman, A. M., Guillou, A., Chatton, E., Dupont, P., Aquilina, L., & de Dreuzy, J.-R. (2019). Mapping gas exchanges in headwater streams with membrane inlet mass spectrometry. *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124398>
- Verfaillie, D., Déqué, M., Morin, S., & Lafaysse, M. (2017). The method ADAMONT v1.0 for statistical adjustment of climate projections applicable to energy balance land surface models. *Geoscientific Model Development*, *10*(11), 4257–4283. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4257-2017>
- Vergnes, J.-P., Roux, N., Habets, F., Ackerer, P., Amraoui, N., Besson, F., Caballero, Y., Courtois, Q., de Dreuzy, J.-R., Etchevers, P., Gallois, N., Leroux, D. J., Longuevergne, L., Le Moigne, P., Morel, T., Munier, S., Regimbeau, F., Thiéry, D., & Viennot, P. (2020). The AquifR hydrometeorological modelling platform as a tool for improving groundwater resource monitoring over France: evaluation over a 60-year period. *Hydrology and Earth System Sciences*, *24*(2), 633–654. <https://doi.org/10.5194/hess-24-633-2020>
- Vidal, J. P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., & Soubeyroux, J. M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, *30*(11), 1627–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>
- Viner. (2012). Spatial Downscaling. *Climatic Research Unit, University of East Anglia, UK*.
- Vries, J. J. De. (1994). Dynamics of the interface between streams and groundwater systems in lowland areas, with reference to stream net evolution. *Journal of Hydrology*, *169*(93).
- Wada, Y., van Beek, L. P. H., van Kempen, C. M., Reckman, J., Vasak, S., & Bierkens, M. F. P. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, *37*. <https://doi.org/10.1029/2010gl044571>
- Wang-Erlandsson, L., Tobian, A., van der Ent, R. J., Fetzer, I., te Wierik, S., Porkka, M., Staal, A., Jaramillo, F., Dahlmann, H., Singh, C., Greve, P., Gerten, D., Keys, P. W., Gleeson, T., Cornell, S. E., Steffen, W., Bai, X., & Rockström, J. (2022). A planetary boundary for green water. *Nature Reviews Earth and Environment*, *3*(6), 380–392. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00287-8>
- Ward, A. S., Schmadel, N. M., & Wondzell, S. M. (2018). Simulation of dynamic expansion, contraction, and connectivity in a mountain stream network. *Advances in Water Resources*, *114*, 64–82. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.01.018>
- Ward, A. S., Wondzell, S. M., Schmadel, N. M., & Herzog, S. P. (2020). Climate Change Causes River Network Contraction and Disconnection in the H.J. Andrews Experimental Forest, Oregon, USA. *Frontiers in Water*, *2*(April), 1–10. <https://doi.org/10.3389/frwa.2020.00007>

- Warix, S. R., Godsey, S. E., Lohse, K. A., & Hale, R. L. (2021). Influence of groundwater and topography on stream drying in semi-arid headwater streams. *Hydrological Processes*, 35(5), 1–18. <https://doi.org/10.1002/hyp.14185>
- WATERLINE project. (2022). *NEW SOLUTIONS FOR DATA ASSIMILATION AND COMMUNICATION TO IMPROVE HYDROLOGICAL MODELLING AND FORECASTING*. CHIST-ERA 2019. <http://waterlineproject.eu/>
- Wells, N., Goddard, S., Hayes, M., Drought, A. S. P., Index, S., & Al, W. E. T. (2004). *A Self-Calibrating Palmer Drought Severity Index*.
- Wetter, O., Pfister, C., Werner, J. P., Zorita, E., Wagner, S., Seneviratne, S. I., Herget, J., Grünwald, U., Luterbacher, J., Alcoforado, M. J., Barriandos, M., Bieber, U., Brázdil, R., Burmeister, K. H., Camenisch, C., Contino, A., Dobrovolný, P., Glaser, R., Himmelsbach, I., ... Spring, J. L. (2014). The year-long unprecedented European heat and drought of 1540 - a worst case. *Climatic Change*, 125(3–4), 349–363. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1184-2>
- Whiting, J. A., & Godsey, S. E. (2016). Discontinuous headwater stream networks with stable flowheads, Salmon River basin, Idaho. *Hydrological Processes*, 30(13), 2305–2316. <https://doi.org/10.1002/hyp.10790>
- Winter, T. C. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 28–45. <https://doi.org/10.1007/s100400050178>
- Woessner, W. (2020). Groundwater-Surface Water Exchange. In *Groundwater-Surface Water Exchange (The Ground)*. <https://doi.org/10.21083/978-1-7770541-5-1>
- Wohl, E. (2017). The significance of small streams. *Frontiers of Earth Science*, 11(3), 447–456. <https://doi.org/10.1007/s11707-017-0647-y>
- Wondzell, S. M., LaNier, J., & Haggerty, R. (2009). Evaluation of alternative groundwater flow models for simulating hyporheic exchange in a small mountain stream. *Journal of Hydrology*, 364(1–2), 142–151. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.10.011>
- Woollings, T., & Blackburn, M. (2012). The north Atlantic jet stream under climate change and its relation to the NAO and EA patterns. *Journal of Climate*, 25(3), 886–902. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00087.1>
- Wu, W. Y., Lo, M. H., Wada, Y., Famiglietti, J. S., Reager, J. T., Yeh, P. J. F., Ducharme, A., & Yang, Z. L. (2020). Divergent effects of climate change on future groundwater availability in key mid-latitude aquifers. *Nature Communications*, 11(1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17581-y>
- Wyns, R., Baltassat, J.-M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., & Mathieu, F. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 175(1), 21–34. <https://doi.org/10.2113/175.1.21>
- Yildirim, I., & Aksoy, H. (2022). Intermittency as an Indicator of Drought in Streamflow and Groundwater. *Hydrological Processes*, May. <https://doi.org/10.1002/hyp.14615>
- Zanetti, F., Durighetto, N., Vingiani, F., & Botter, G. (2021). Analysing river network dynamics and active length - discharge relationship using water presence sensors. *Hydrology and Earth System Sciences*, March, 1–27.
- Zhang, H., Wang, B., Liu, D. L., Zhang, M., Feng, P., Cheng, L., Yu, Q., & Eamus, D. (2019). Impacts of future climate change on water resource availability of eastern Australia: A case study of the Manning River basin. *Journal of Hydrology*, 573, 49–59. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.067>
- Zimmer, M. A., & McGlynn, B. L. (2017a). Bidirectional stream–groundwater flow in response to ephemeral and intermittent streamflow and groundwater seasonality. *Hydrological Processes*, 31(22), 3871–3880. <https://doi.org/10.1002/hyp.11301>
- Zimmer, M. A., & McGlynn, B. L. (2017b). Ephemeral and intermittent runoff generation processes in a low relief, highly weathered catchment. *Water Resources Research*, 53(8), 7055–7077. <https://doi.org/10.1002/2016WR019742>
- Zimmer, M. A., & McGlynn, B. L. (2018). Lateral, Vertical, and Longitudinal Source Area Connectivity Drive Runoff and Carbon Export Across Watershed Scales. *Water Resources Research*, 54(3), 1576–1598. <https://doi.org/10.1002/2017WR021718>
- Zipper, S. C., Hammond, J. C., Shanafield, M., Zimmer, M., Datry, T., Jones, C. N., Kaiser, K. E., Godsey, S. E., Burrows, R. M., Blaszcak, J. R., Busch, M. H., Price, A. N., Boersma, K. S., Ward, A. S., Costigan, K., Allen, G. H., Krabbenhoft, C. A., Dodds, W. K., Mims, M. C., ... Allen, D. C. (2021). Pervasive changes in stream intermittency across the United States. *Environmental Research Letters*, 16(8). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac14ec>
- Zuecco, G., Penna, D., Borga, M., & van Meerveld, H. J. (2016). A versatile index to characterize hysteresis between hydrological variables at the runoff event timescale. *Hydrological Processes*, 30(9), 1449–1466. <https://doi.org/10.1002/hyp.10681>

Titre : Intégration du changement climatique dans la gestion de la ressource en eau : exemple du bassin rennais

Mots clés : ressource en eau, changement climatique, modélisation hydrogéologique, calibration, cours d'eau intermittents, projections hydrologiques, résilience

Résumé : Le bassin rennais n'est pas épargné par le changement climatique. Les conditions inhabituelles fragilisent déjà le système d'alimentation en eau potable du territoire. Mais qu'en sera-t-il dans le futur ? Les gestionnaires d'Eau du Bassin Rennais ont besoin d'outils pour prédire l'évolution des ressources en eau en amont des ouvrages de captages. Pour y répondre, la démarche de modélisation hydro(géo)logique développée, adaptée au contexte géologique de socle en Bretagne, s'est concentrée sur les relations entre la nappe d'eau souterraine et les cours d'eau. En se basant sur le réseau hydrographique de surface, une méthode de calibration des modèles a été innovée pour estimer les propriétés de la subsurface. L'approche de modélisation basée sur les processus hydrogéologiques reproduit l'intermittence des cours d'eau, indicateur de la résilience des bassins versants. Une fois la calibration validée, les modèles hydrogéologiques sont forcés par de multiples projections climatiques, allant de 1980 à 2100, et selon différents scénarios d'émission de gaz à effet de serre (RCP). Ces simulations hydrologiques fournissent une enveloppe de trajectoires probables d'évolution future du stock d'eau souterraine, du débit des cours d'eau, et de l'intermittence du réseau hydrographique. De manière générale, les projections prévoient une extension des périodes de déficit en eau, avec une occurrence accrue d'années de sécheresses consécutives. Les connaissances apportées et les outils opérationnels développés dans le cadre de cette thèse permettent, d'une part, de progresser sur des questions de recherches en plein essor, et d'autre part, d'offrir de nouvelles perspectives d'anticipation et d'optimisation des stratégies de gestion de l'eau, à l'échelle du territoire.

Title : Integration of climate change in water resource management : example of the Rennes area

Keywords : water resources, climate change, groundwater modeling, calibration, intermittent streams, hydrological projections, resilience

Abstract : The Rennes area is not spared by climate change. Abnormal conditions are already weakening the basin's drinking water supply system. But what will happen in the future? The managers of Eau du Bassin Rennais need tools to predict the evolution of water resources upstream of the interest catchments. To meet this demand, a hydro(geo)logical modeling approach has been developed, adapted to the Brittany region with shallow basement aquifers, focusing on subsurface-surface relationships. Based on the hydrographic network, a model calibration method was innovated to estimate subsurface properties. The process-based modeling developed is able to simulate the stream intermittency, an indicator of watershed resilience. Once the calibration is validated, the hydrogeological models are forced by multiple climate projections, ranging from 1980 to 2100, and for different greenhouse gas emission scenarios (RCP). The hydrological simulation results provide an envelope of likely future trajectories of groundwater storage, streamflow, and stream intermittency. In general, the projections anticipate an extension of water deficit periods, with an increased occurrence of consecutive drought years. The knowledge provided and the operational tools developed in the framework of this thesis allow, on the one hand, to progress on burgeoning research questions, and on the other hand, to offer new perspectives for anticipating and optimizing water management strategies, at the territory scale.