UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE FRANCHE-COMTÉ
UFR Sciences Vie Terre Environnement
Ecole doctorale Environnement Santé

THÈSE
Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université de Bourgogne Franche-Comté
Discipline : Sciences de la Terre - Hydroclimatologie

par
Etienne BRULEBOIS

- 2016 -

Impacts du changement climatique sur la disponibilité de la ressource en eau en Bourgogne : aspects quantitatifs et qualitatifs

Devant le jury composé de :

E. Sauquet, DR IRSTEA-CNRS	UR Hydrologie-Hydraulique, Villeurbanne	Rapporteur
M. Vanclooster, Professeur UCL	Earth & Life Institute, Louvain-la-Neuve	Rapporteur
J-M. Soubeyroux, Ingénieur MétéoFrance	DSCC,Toulouse	Examinateur
J.M. Sanchez-Perez, DR CNRS-ECOLAB	Toulouse	Examinateur
P. Amiotte-Suchet, Maître de conférence UB	Biogéosciences, Dijon	Directeur de thèse
M. Ubertosi, Maître de conférence AgroSup	Agroécologie Dijon	Co-encadrante

Couverture : Fosse Dionne à Tonnerre (89), Source de l'Ignon (21), Voûtes de la Colancelle (58) ,la Grosne (71)

Remerciements

C'est avec un plaisir non boudé que je rédige ces quelques lignes de remerciements. Elles sont primordiales, car de nombreuses personnes m'ont accompagné et soutenu durant ces trois années de thèse. La première est bien-sûr mon directeur de thèse, Philippe Amiotte-Suchet. Merci pour la confiance que tu m'as accordée dès le début, lors de mon stage de M2, pour ta disponibilité, tes conseils et ta bienveillance tout au long de cette thèse.

Je dois également remercier les différents membres du jury, pour avoir accepté d'évaluer mon travail. Merci donc à Eric Sauquet et Marnik Vanclooster, les deux rapporteurs, ainsi qu'à José-Miguel Sanchez Perez et Jean-Michel Soubeyroux, tous deux examinateurs.

Ce travail est le fruit d'une collaboration avec des équipes de différentes disciplines, notamment dans le cadre du projet HYCCARE. Un grand merci aux climatologues du CRC : Thierry Castel et Yves Richard, pour votre disponibilité et votre contribution importante à ces travaux. Merci Aurélien, pour le boulot monstre que tu as abattu dans des conditions pas toujours faciles. Mais la roue a tourné, bonne route avec ta famille. Merci également aux Agrosupiens : Marjorie Ubertosi, Olivier et Jérémy, dont la contribution à l'implémentation de SWAT m'a été précieuse.

Merci à Nicolas Le Moine pour l'expertise sur GR4J, et Marc Philippe pour celle sur les données hydrométriques.

Merci également aux HYCCARiennes : Sandrine Petit, Marie-Hélène Vergotte, Elsa Martin, Anne-Cerise Tissot, Delphine de Fornel, et sans oublier Hélène Toussaint, pour votre gentillesse, votre implication, votre intérêt pour nos travaux. Les échanges ont toujours été constructifs au cours des nombreux comités scientifiques.

Je n'aurais pas acquis les compétences techniques dans l'utilisation du modèle SWAT sans l'aide des membres d'Ecolab : un grand merci à José et Sabine, qui m'ont accueilli à deux reprises à Toulouse, et aux thésards/post-doc de l'équipe également : Léo (7-1 représente), Laurie, Youenn, Xiaoling, Antoine et les autres. Merci à Mathieu et Jessica, pour votre accueil durant ces séjours toulousains.

Je tiens également à remercier les stagiaires : Damien, Lucile, Vincent, Yoann. D'une façon générale, merci à tous ceux qui ont porté un intérêt à ces travaux et apporté leur aide. Merci à mes parents sans qui ce manuscrit comprendrait nombre de coquilles. Merci à Aline et à Carmela, pour l'anglais des deux articles.

Un salut aux collègues thésards : Julien et Luca, qui m'ont fait découvrir ce qu'est un thésard en fin de thèse (j'ai gagné, j'ai pas dormi au labo !), Edouard et Christophe (les hipsters), le bureau des filles (Anthony, Jessica, Axelle, Elise), et les climato (Damien, Basile, Florian).
Merci à Aurélie et Anne-Sab, qui ont su (admirablement) combler le vide laissé par le départ de mes premiers co-bureaux. Tout mon soutien pour les suivants : Salomé, Margot, Paul l'aristochat…
Je suis obligé de citer également une personne qui m'a maintenu en perfusion de sucre (dinosaurus, cocottes, petit beurre, mr freeze, barres glacées…), merci Mathieu, je vais devoir me payer une cure grâce à toi. Merci aussi à tous les autres membres du labo : Olivier (première sortie spéléo dans un trou à 12% d'oxygène, pas banal !), Séb le chasseur d'ours (on retourne quand dans le tube ?), Thomas, Nico (les bières de Climb-Up me paraissent déjà loin!), Alain (pour les adresses IP). En fait, au vu de ces remerciements, je crois que j'aurais mieux fait de remercier le laboratoire dans son intégralité…
Mais de nombreuses autres personnes m'ont distrait de ma thèse durant ces trois années. : Agathe et Amandine, et nos discussions philosophiques sur le sens de la vie, Thib le grand médecin, Greg-big-mollets ou **** de buffles, Flo (alias la cloque), Arnaud le grand guerrier, Pierrot le hippie , Pierre le beauf, Loïc le pêcheur… Je dois aussi citer mes nombreux ex-colocs, sans qui ma scolarité n'aurait pas eu la même saveur : Etienne (l'autre), Anthony, Panda, Dieu, le Sudiste et le mannequin/écrivain (même si vous ne payiez pas de loyer ^^). Merci Jacky aussi, tu nous as montré ce qu'on avait pas envie de devenir. Merci Marie (et tous les autres) de m'avoir entraîné sous terre, le p'tiot est autonome maintenant .
Merci à mes parents pour leur soutien indéfectible.
Cette dernière année, j'ai passé beaucoup de temps dans la belle-famille. Merci à eux de m'accueillir comme ils le font.
Le meilleur pour la fin, merci Sarah de m'avoir accompagné et supporté ces derniers mois. Je t'aime. On sort ensemble ?

Table des matières

Introduction générale **15**

Partie A : Contexte et méthodologies **19**

Chapitre 1. Contexte de la thèse **21**

1. Le cycle hydrologique 22
2. Le changement climatique 27
3. Impacts observés du changement climatique sur la ressource en eau en France au XXème siècle 29
4. D'autres facteurs occultés par le changement climatique 34
5. Impacts futurs du changement climatique sur la ressource en eau 37
6. La Bourgogne, un contexte fragile vis-à-vis de la ressource en eau 48
7. Objectifs de la thèse 51

Chapitre 2. Implémentation de la chaîne de modélisation **53**

1. Introduction 55
2. Choix préalables 55
3. Bases de données nécessaires aux modèles 75
4. Méthodes de calibration et de validation des modèles hydrologiques 104

Synthèse de la partie A **111**

Partie B : Test de la chaîne de modélisation hydroclimatique sur le temps présent **113**

Chapitre 3. Validation des modèles sur la période de référence **115**

1. Simulation des débits sur les 13 bassins versants par le modèle GR4J 116
2. Simulation des débits sur 3 bassins versants par le modèle SWAT 124
3. Simulation de la qualité de l'eau sur 3 bassins versants par le modèle SWAT 128

Chapitre 4. Robustesse des modèles hydrologiques en contexte de changement climatique **133**

1. Introduction 136
2. Materials and methods 138
3. Results 145
4. Discussion 150
5. Conclusion and perspectives 152
6. Synthèse de l'article 153

Chapitre 5. Sensibilité du modèle SWAT à la résolution de la base de données sol 155
1. Introduction 156
2. Méthode d'agrégation de la base de données sol 158
3. Implémentation et calibration des modèles à partir des trois bases de données 163
4. Résultats et discussion 165
5. Conclusion 171
Synthèse de la partie B 173

Partie C : Le changement climatique et ses impacts sur la ressource en eau en Bourgogne 175
Chapitre 6. Changement climatique observé en France et en Bourgogne 177
1. Introduction 181
2. Material and methods 183
3. Results 187
4. Discussion 194
5. Conclusion and perspectives 197
6. Synthèse de l'article 198
7. Et en Bourgogne ? 200

Chapitre 7. Projection de la chaîne de modélisation hydroclimatique sur la période 1980-2100 209
1. Evolution des paramètres hydroclimatiques 210
2. Evolution des autres composantes du cycle hydrologique 225
3. Evolution de la qualité de l'eau 237
4. Synthèse et discussion 243

Chapitre 8. Capacité du modèle SWAT à évaluer les impacts de changements de pratiques agricoles 247
1. Introduction 248
2. Scénarios détaillés 249
3. Résultats des tests 253
4. Conclusion 264
Synthèse de la partie C 268

Discussion 271
Conclusion générale et perspectives 275
Bibliographie 279
Annexes 297

Table des illustrations

Figure 1: Cycle de l'eau d'après (Dingman, 2008). Les flèches représentent les flux (en km^3/an), les nombres entre parenthèses représentent les volumes (km^3). ... 22
Figure 2: Evolution de la disponibilité en eau par habitant (Pitman, 2002, modifié d'après Ashley and Cashman, 2006). ... 25
Figure 3: Détermination du bon état des masses d'eaux superficielles (gauche) et souterraines (droite), d'après l'Agence de l'eau Loire Bretagne ... 26
Figure 4 : Evolution de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre sur les derniers 2000 ans (U.S. Global Change Research Program, 2014) ... 28
Figure 5 : Evolution des températures globales par rapport à la moyenne 1890-1919, observées et simulées à partir de plusieurs ensembles climatiques (Meehl et al., 2004) ... 28
Figure 6 : Tendances 1901-2000 en °C par siècle des températures minimales (gauche) et maximales (droite) d'après Moisselin et al. (2002) ... 30
Figure 7: Scénarios RCP (Moss et al. 2010) a) Evolution du forçage radiatif par rapport à la période pré-industrielle. b) Evolution des émissions de $C0_2$ anthropiques pour les RCP choisis. ... 38
Figure 8 : Ecart des températures hivernales et estivales par rapport à la référence (1976-2005) pour les scénarios RCP4.5 et 8.5. C25 et C75 représentent le premier et le troisième quartile de la distribution des simulations CMIP, d'après Ouzeau et al.(2014) ... 41
Figure 9 : Ecart des précipitations hivernales et estivales par rapport à la période de référence (1976-2005) pour les scénarios RCP4.5 et 8.5. C25 et C75 représentent le premier et le troisième quartile de la distribution des simulations CMIP5 , d'après Ouzeau et al.(2014). ... 42
Figure 10 : Résultats des simulations du projet Explore2070. Moyenne des 14 simulations ... 44
Figure 11: Géologie simplifiée de la Bourgogne et réseau hydrographique ... 50
Figure 12: Relief de la Bourgogne ... 50
Figure 13 : Evolution du nombre de stations hydrométriques disponibles en Bourgogne, parmi une sélection de 40 stations de la Banque Hydro ... 56
Figure 14 : Classification des modèles hydrologiques selon leur structure ... 58
Figure 15 : Schéma de fonctionnement de GR4J (Perrin, 2007) ... 60
Figure 16 : Schéma du module hydrologique de SWAT ... 62
Figure 17: Fonctions de transferts utilisées dans SWAT (d'après Chaponnière, 2005) ... 65
Figure 18: Localisation des stations hydrométriques retenues et des bassins versants correspondants. ... 68
Figure 19: Représentation des indicateurs d'étiages retenus (d'après Giuntoli et al., 2013) A Min : minimum annuel, Start : début d'étiage, Center : centre d'étiage, End : fin d'étiage, Vol.Def : volume de déficit; Threshold : seuil d'étiage ... 73
Figure 20: Représentation schématique des mouvements de l'eau lors de la percolation ... 74
Figure 21 : Représentation schématique de la diminution de la teneur en eau du sol conduisant au stress hydrique de la végétation ... 74
Figure 22: Assolement du bassin versant de la Tille pour l'année 2009 d'après le RPG (gauche) et après simplification (droite) ... 78
Figure 23: Principe de construction de la base de données RRP.(INRA, 2014) ... 79
Figure 24: Sols du bassin versant de l'Arroux à Dracy-Saint-Loup, après harmonisation des UCS ... 80
Figure 25 : Localisation géographique des stations de mesures utilisées ... 83
Figure 26: Données réanalysées ERA-INTERIM à la résolution de ~80km. La Bourgogne est représentée ici par 12 points de simulation. La résolution de 80 km ne permet pas de résoudre la variabilité compatible avec l'échelle des bassins versants étudiés. ... 86
Figure 27: Correction/désagrégation des données de précipitations (à gauche) et de température minimale et maximale (à droite) ERA-INT par la méthode de quantile mapping : en haut, données ERA-INT brutes, au milieu, ERA/QQMAP, en bas, GRIDOBS. ... 87
Figure 28: Régimes mensuels interannuels des précipitations, des températures moyennes et des températures minimales et maximales issus des jeux GRIDOBS, ERA-INT et ERA-INTQQMAP sur la période 1980-2010. 89
Figure 29: Principe de la méthode d'emboîtements des modèles : les données simulées par le MCG (en haut) alimente aux limites un MCR sur le domaine D01 (a), les sorties du MCR alimente le même MCR sur le domaine D02 (b)et D03 (c) ... 90
Figure 30: Comparaison des précipitations annuelles (en mm/an) ERA-INT/WRF, GRIDOBS et SAFRAN sur l'emprise des bassins versants ... 92

Figure 31: Régime mensuel interannuel de l'ETP sur 1980-2010, calculé avec Hargreaves et Penman-monteith. 95
Figure 32: Courbes de fréquences cumulées des précipitations annuelles (en haut) et saisonnières (en bas) des 18 MCG non désagrégés et de GRIDOBS sur la période de référence (1980-2010) 99
Figure 33 : Courbes de fréquences cumulées des précipitations annuelles (en haut) et saisonnières (en bas) des 18 MCG désagrégés par quantile mapping et de GRIDOBS sur la période de référence (1980-2010) 100
Figure 34: Evolution de l'ETP Hargreaves (à gauche) et des précipitations (à droite) sur la Bourgogne, donnée par l'ensemble des 18MCG désagrégées statistiquement. 101
Figure 35: Evolution comparée de l'ETP Hargreaves (en haut) et des précipitations (en bas) donnée par la médiane des 18 MCG et par le MCG médian 103
Figure 36: Relation entre variation des paramètres et incertitude des simulations, d'après Abbaspour, 2014)... 108
Figure 37 : Coefficient de croissance de la plante en fonction de la température de l'air (d'après Neitsch et al., 2011) 110
Figure 38: Schéma des travaux menés durant la thèse 112
Figure 39: Performance journalière de GR4J en calibration et validation. NS: critère de Nash/SQ : critère de NS sur la racine des débits/Log : critère de NS sur le log des débits 117
Figure 40: Paramètres fixés avec la FO NSQ, et l'ETP Hargreaves (en ordonnée) et Penman-monteith (en abscisse) 119
Figure 41: Fréquences cumulées des valeurs de 3 critères de performance confondus, en calibration à partir de la F.O NS SQ, des différents jeux de précipitations et des ETP Hargreaves, pour les 13 bassins. 120
Figure 42: Régime hydrologique moyen observé et simulé des 13 bassins versants 120
Figure 43: Hydrogrammes de l'Arroux à Rigny/Arroux. La période surlignée en rouge correspond au zoom au pas de temps plus fin. 121
Figure 44: Exemple de reproduction des indices d'étiage pour le bassin versant de l'Arroux à Rigny/Arroux... 123
Figure 45: Influence des paramètres CN2 et SURLAG sur la performance de SWAT sur le bassin de l'Arroux. En ordonnée : valeur de la F.O, en abscisse : valeur du paramètre. 125
Figure 46: Débits mensuels simulés et observés sur les 3 bassins versants. 127
Figure 47: Flux de MES, N-NO_3^- et OD, en kg/jour à Tronchoy (Armançon) 131
Figure 48: Flux de MES, N-NO_3^- et OD, en kg/jour à Champdôtre (Tille)..... 131
Figure 49: Flux de MES, N-NO_3^- et OD, en kg/jour à Autun (Arroux) 131
Figure 50: Burgundy geological contexts, selected watersheds and climate data grid points 139
Figure 51: Monthly performance (NSE criteria) of a) SWAT model; b) GR4J model, on the selected watersheds. 144
Figure 52: Streamflow anomalies (%) of the 8 outlets between the 2 subperiods,simulated and observed. Significance (stars) is based on t-test at 5% uncertainty. 146
Figure 53: SWAT (left) and GR4J (right) performances (Nash Efficiency) of the watersheds for the four modalities 147
Figure 54: Correlation of SWAT calibrated parameter values between the 2 calibrations. Stars show significance. 149
Figure 55: Correlation of GR4J calibrated parameter values between the 2 calibrations.Stars show significance. 149
Figure 56: Monthly observed streamflow and 95PPU from uncertainty analysis a) Tille at Arceau, b) Nohain at St-Martin/Nohain 149
Figure 57: Résultat de l'ACP sur les 36 sols du bassin de l'Arroux 158
Figure 58: Analyse HCPC (à gauche) et regroupement des sols (à droite), dans le plan produit par l'ACP. 159
Figure 59: Comparaison de la représentation géographique des sols de la BDS 1 et 2 sur l'Arroux. Pour la BDS 1, la représentation graphique a nécessité l'agrégation des sols de même dénomination. Pour la BDS2 les deux luvisols ont également été regroupés graphiquement. 161
Figure 60: Distribution de la surface du bassin versant (en %) selon les valeurs de capacité de la RU (en mm) entre les trois BDS, et pour chaque bassin versant. 162
Figure 61: Débits journaliers simulés et observés(m3/s) en calibration (à gauche) et validation (à droite) de l'Armançon à Brienon/Armançon 167
Figure 62: Courbes de fréquences cumulées des flux journaliers simulés et observés (en kg/an) à l'exutoire du bassin de l'Armançon (à gauche) de la Tille (au centre) et de l'Arroux (à droite). 168
Figure 63: Indicateurs de stress hydrique et de recharge des nappes, en nombres de jours par an, simulés selon les 3 bases de données, pour la Tille, l'Armançon et l'Arroux.Un point par sous-bassin et par an. 170
Figure 64: Map of temperature, rainfall and hydrometric stations studied. 184
Figure 65: Description of runoff time series. Temporal distribution of complete years of selected runoff time series (a); cumulative distribution of corresponding watershed areas (b). The x-axis is logarithmic. 185

Figure 66: Bayesian and linear regression model analyses for shift detection in annual Tmin and Tmax. Bayesian posterior mean (a); Bayesian posterior probability and structural change-point (vertical line) from linear regression model (b). 188
Figure 67: Temporal distribution of stations recording a shift in both Tmin and Tmax. 189
Figure 68: HAC analysis on rainfall time series: spatial clusters of rainfall stations (a); evolution of anomalies in mean monthly rainfall, averaged by area (b). Rainfall stations "1" correspond to the "temperate area", and rainfall stations "2" correspond to the "Mediterranean area" 191
Figure 69: Percentage of annual (YR) and quarterly moving average anomalies of cumulative rainfall(ΔP) for the two areas. Significant values (stars) are based on Bayesian analysis. 192
Figure 70: Runoff quarterly moving average (full lines) and median (dotted lines) for the 1969-87 (blue) and 1988-09 (red) periods and corresponding variability, 0.25-0.75 percentiles, (coloured zones). Temperate area (a); Mediterranean area (b). 193
Figure 71: Percentage of annual (YR) and quarterly moving average anomalies of cumulative runoff (ΔQ) for the two areas. Significant values (stars) are based on Bayesian analysis. 194
Figure 72: Evolution des températures moyennes annuelles sur la Bourgogne pour la période 1961-2015, d'après Tissot et al. (2016). La ligne en pointillé correspond à la moyenne a posteriori calculée à partir de la méthode bayésienne 201
Figure 73: Evolution des cumuls annuels de précipitations sur la Bourgogne. La ligne rouge représente la moyenne de chaque sous-période (1961-1987 et 1988-2011) 201
Figure 74: Evolution spatiale et saisonnière des températures (en haut) et des précipitations (en bas) aux stations météorologiques sélectionnées 202
Figure 75: Différence de débit annuel entre les périodes 1969-1987 et 1988-2009 sur les bassins versants étudiés 204
Figure 76: Evolution du régime mensuel interannuel entre les deux sous-périodes 204
Figure 77 : Différence entre les deux sous-périodes du nombre de jours moyen par an de recharge (en haut) et de stress hydrique (en bas), sur les trois bassins versants simulés par SWAT 207
Figure 78: Evolution de l'ETP annuelle et tendances linéaires sur la période 1980-2100 (noir), 2010-2100 (vert), 2040-2100 (bleu) et 2070-2100 (rouge) 211
Figure 79: Evolutions absolue(a) et relative par rapport à la période 1980-2010 (b) du régime mensuel interannuel de l'ETP. Les différences sont toutes significatives à 5% (test t). 211
Figure 80: Evolution des précipitations moyennes annuelles sur la Bourgogne. Courbe noire :moyenne des 18 MCG, rouge : moyenne mobile sur 10 ans, bleues : valeurs annuelles minimum et maximum des 18 MCG. Droite noire : moyenne sur la période totale 213
Figure 81: Evolutions absolue et relative (par rapport à la période 1980-2010) du régime mensuel interannuel des précipitations . Les différences significatives au seuil de 5% sont signalées par une étoile (test t). 213
Figure 82: Evolution des débits annuels (mm/an) simulés par GR4J à l'exutoire des bassins versants 215
Figure 83: Evolution relative (par rapport à la période 1980-2010) des régimes mensuels interannuels de quatre bassins versants simulés par GR4J. 216
Figure 84: Analyse en composante principale des bassins versants à partir de plusieurs indicateurs calculés par le BRGM. 218
Figure 85: Influences respectives des MCG et de la calibration de GR4J sur les projections de débits annuels de l'Armançon. 219
Figure 86: Evolution des indicateurs d'étiage pour le bassin de l'Armançon 221
Figure 87: Comparaisons des débits annuels simulés par SWAT et GR4J pour la Tille, l'Arroux et l'Armançon 225
Figure 88: Evolution des principales composantes du cycle hydrologique (mm/an) 227
Figure 89: Evolution saisonnière et par bassin versant de la réponse de la demande évapotranspiratoire (en % de la valeur d'évapotranspiration potentielle) 230
Figure 90: Evolution saisonnière et par bassin versant du remplissage de la réserve utile des sols (en % de la capacité de la réserve utile) 230
Figure 91: Indicateurs de stress hydrique et de recharge des nappes, valeurs annuelles et moyennes par sous-périodes (1980-2010, 2011-2040, 2041-2070 et 2071-2100) 231
Figure 92: Différences des indicateurs de recharge des nappes (à gauche) et de stress hydrique (à droite) par rapport aux indicateurs calculés sur la période de référence (1980-2010) 235
Figure 93: Modification relative du taux de remplissage de la réserve utile du sol, par saison et par période, par rapport à la période 1980-2010 235
Figure 94: Evolution de la quantité d'eau percolée par saison et par période, par rapport à la période 1980-2010 236
Figure 95: Evolution des flux ($kg.ha^{-1}.an^{-1}$) et des concentrations(mg/L) de MES, NO_3^- et OD 238
Figure 96: Courbes de fréquences cumulées des 10% des débits maximums 238

Figure 97: Evolution du nombre de jours par an où la qualité de l'eau est dégradée 241
Figure 98: Différences (en jours par an) entre la durée de couverture du sol par le blé et celle par le maïs 255
Figure 99 : Différences entre les exports de nitrates selon le type de culture (blé - maïs), en kg.ha^{-1}.an^{-1}..... 256
Figure 100: Rendements de blé et de maïs (en kg MS.ha^{-1}.an^{-1}) par sous-période et par bassin versant 256
Figure 101: Impacts de l'ajustement des rendements par bassin versant sur la période 1980-2100..... 257
Figure 102: Débits annuels observés et simulés par les 2 rotations (CBO et pois) 259
Figure 103: Différences (en t MS.ha^{-1}.an^{-1}) dans les rendements moyens des cultures selon la rotation (Pois - CBO)..... 259
Figure 104 : Impacts du type de rotation sur les simulations SWAT par bassin versant 261
Figure 105: Impact des changements d'occupation du sol sur les simulations SWAT..... 264

Liste des tableaux

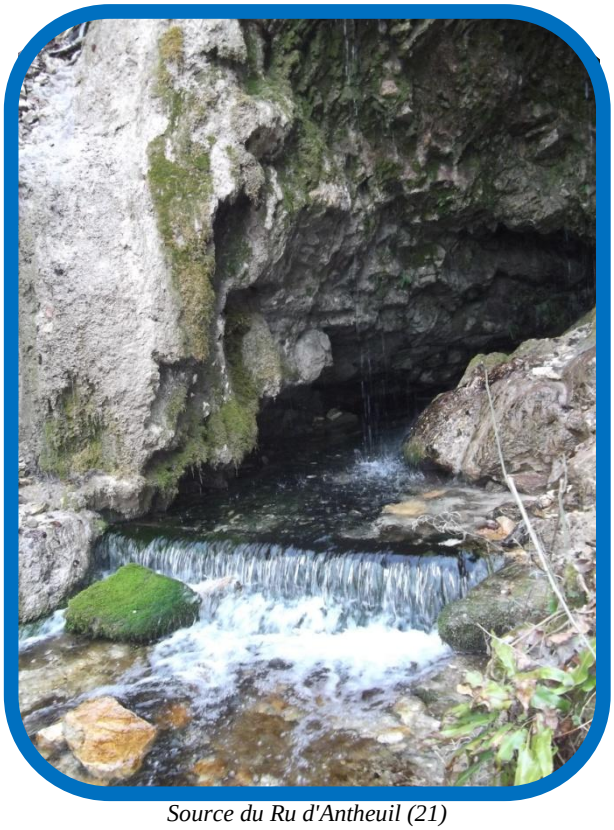
Tableau 1 : Paramètres de GR4J, signification et valeurs par défaut (Perrin et al., 2003) 60
Tableau 2 : Données nécessaires au fonctionnement du modèle SWAT 64
Tableau 3: Paramètres les plus modifiés durant la calibration du modèle (Arnold et al., 2012a) 66
Tableau 4: Bassins versants retenus et leur surface respective 68
Tableau 5 : Répartition de la surface de la Bourgogne et des bassins versants choisis entre les 3 zones hydrographiques..... 69
Tableau 6 : Occupation du sol simplifiée de la Bourgogne et des 13 bassins versants, d'après Corine Land Cover 2006 (European Environment Agency, 2007)..... 69
Tableau 7 : Représentation des contextes hydrogéologiques, d'après BD LISA (Seguin and Mardhel, 2012)..... 70
Tableau 8 : Paramètres physico-chimiques simulés par SWAT et les valeurs seuils respectives d'après la grille SEQeau V2 (Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie and Agences de l'eau, 2003) 71
Tableau 9: Indicateurs d'étiage retenus 72
Tableau 10 : Correspondance entre les types d'occupation du Corine Land Cover et du modèle SWAT..... 76
Tableau 11 : Répartition de l'occupation du sol de chaque bassin après simplification de CLC (en % de la superficie du BV)..... 76
Tableau 12: Correspondances entre les assolements du RPG et ceux de SWAT..... 77
Tableau 13 : Affinement de l'assolement avec le RPG (en % des surfaces agricoles) 78
Tableau 14 : Paramètres pédologiques de la table "usersoil" et origine des données. Les paramètres en grisé ne sont pas activés dans SWAT..... 81
Tableau 15 : Comparaison du nombre de sols par bassin versant selon les deux bases de données Donesol et BDGSF..... 82
Tableau 16 : Modèles d'ETP recensés dans la littérature d'après Oudin (2004)..... 93
Tableau 17: Résumé des données climatiques utilisées en calibration..... 96
Tableau 18 : Description des MCG utilisés pour la projection des modèles hydrologiques 97
Tableau 19 : MCG classés selon leur éloignement à la médiane des MCG 102
Tableau 20 : Paramètres identifiés comme sensibles lors de l'analyse de sensibilité 106
Tableau 21 : Description des runs SWAT-CUP..... 109
Tableau 22 : Paramètres modifiés relatifs aux bases de données des plantes..... 110
Tableau 23: Chute du critère NS journalier entre calibration et validation 118
Tableau 24: Bornes de calibration insérées dans SWAT-CUP 124
Tableau 25: Valeurs des paramètres calibrés 126
Tableau 26: Performances du modèle sur les stations hydrométriques..... 127
Tableau 27: Valeurs moyennes observées des paramètres physico-chimiques étudiés..... 129
Tableau 28: Performance du modèle pour la reproduction des paramètres de qualité des eaux. 130
Table 29: Main characteristics of the 8 selected watersheds..... 140
Table 30 : Despcription of the most sensitive parameters of the SWAT model in our study, with their default values, range of calibration and minimum and maximum values form the semi-automati- calibration based on 1000 simulations run of SWAT-CUP 142
Table 31: Mean values of each climate parameters during sub-periods..... 145
Table 32: SWAT and GR4J monthly performances (NASH coefficient) on calibration and validation..... 147
Table 33: Errors (in percentage) between observed and simulated interannual module. 148

Tableau 34: Nombre de types de sols différents pour les 3 BDS après l'agrégation des sols 160
Tableau 35: Caractéristiques des projets SWAT pour les BDS 1, 2 et 3..... 163
Tableau 36: Description des runs effectués pour chaque base de données 164
Tableau 37: Liste des paramètres pris en compte dans la calibration de SWAT et valeurs fixées 164
Tableau 38: Critère de NS calculé à l'échelle annuelle (A), mensuelle (M) et journalière (J) lors de la calibration 166
Tableau 39: Critère de NS calculé à l'échelle annuelle (A), mensuelle (M) et journalière (J) lors de la validation 166
Tableau 40: Critères de performances dans la reproduction des paramètres de qualité des eaux 166
Tableau 41: Principaux écoulements simulés sur les bassins versants (mm/an) 169
Tableau 42: Corrélation des indicateurs entre les 3 bases de données 171
Table 43: Percentage of stations recording the 1987/88 shift, anomalies (ΔT) and 95% confidence interval of the difference of the mean (95% HDI) at annual and seasonal scales, for Tmin and Tmax. Significant values (*) are based on Bayesian analysis. 189
Tableau 44 : Evolution des températures minimales et maximales, et des précipitations, entre les deux sous-périodes, sur la Bourgogne, d'après Tissot et al. (2016)..... 203
Tableau 45 : Paramètres hydroclimatiques et indicateurs hydriques sur les deux périodes 205
Tableau 46: Résumé statistique des indicateurs d'étiages futurs. Moyenne, minimum, maximum et écart-type sont calculés sur les 13 bassins versants. 222
Tableau 47: Pourcentage de tendances significatives (test de Mann-Kendall) au seuil de 5% sur les indicateurs d'étiage calculés à partir des différentes projections de GR4J 223
Tableau 48: Amplitudes des valeurs minimales et maximales des indicateurs d'étiage selon la calibration de GR4J utilisée (Cal) , ou le MCG alimentant GR4J (MCG) moyennées sur les 13 bassins versants. 224
Tableau 49: Valeurs du tau de Kendall (test de Mann-Kendall) calculées à partir des valeurs moyennes saisonnières des différentes variables sur la période 1980-2100..... 228
Tableau 50: Valeurs des tau de Kendall calculés sur les flux et concentrations en MES, nitrates et OD. 238
Tableau 51: Valeurs des tau de Kendall calculées sur les indicateurs de qualité des eaux 242
Tableau 52: Paramétrisation des itinéraires culturaux pour le scénario 1. 250
Tableau 53: Objectifs de rendements décrits par l'arrêté prefectoral établissant le référentiel régional de mise en œuvre de l'équilibre de la fertilisation azotée pour la région Bourgogne (2015) 251
Tableau 54: Attribution des sols de la BDS 2 à ceux de l'arrêté préfectoral 251
Tableau 55: Succession des assolements pour les deux rotations culturales..... 252
Tableau 56: Surfaces concernées(en%) par les scénarios de changement des pratiques agricoles 253
Tableau 57 : Valeurs moyennes annuelles et écarts-types d'exports de matières selon le type de monoculture (scénario n°1) sur la période 1980-2100 254
Tableau 58: Impacts sur la fertilisation azotée..... 262
Tableau 59: Synthèse des différences constatées sur la période 1980-2100 selon les scénarios..... 267

Liste des acronymes

ACP : Analyse en composantes principales
AEP : Alimentation en eau potable
AMO : Atlantic multidecadal oscillation
WRF : Weather research and forecasting model
BDGSF : Base de données géographiques des sols de France
BDS : Base de données sol
CLC : Corine Land Cover
CMIP : Coupled model intercomparison project
CNRM : Centre national de recherche météorologique
COD : Carbone organique dissous
DCE : Directive cadre sur l'eau
DREAL : Direction régionale de l'environnement, de l'aménagement et du logement
ECMWF : European center for medium range weather forecasts
ETR : Evapotranspiration réelle
ETP : Evapotranspiration potentielle
FAO : Food and agriculture organization of the united nations
FO : Fonction objectif
GES : Gaz à effet de serre
GIEC : Groupe international d'experts sur le climat
GR4J : Modèle du génie rural à 4 paramètres journaliers
HAC : Hierarchical ascendant clustering
HCPC : Hierarchical clustering on principal components
HDI : Highest density interval
HRU : Hydrological response unit
HYPRES : Hydraulic properties of european soils
IGCS : Inventaire, gestion et conservation des sols
IGN : Institut national géographique
INRA : Institut national de la recherche agronomique
IRSTEA : Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture
LAI : Leaf area index
MCG : Modèle de circulation général
MCR : Modèle climatique régional
MES : Matières en suspension
MFSN : MeteoFrance station network
MNT : Modèle numérique de terrain
MOD : Matière organique dissoute
MUSLE : Modified universal soil loss equation
NAO : North-Atlantic oscillation
NS : Nash and Sutcliffe index
ONEMA : Office national de l'eau et les milieux aquatiques
ONU : Organisation des nations unies
PHU : Potential heat units
PNUD : Programme des nations unies pour le développement
PTRDB : Pedotransfer database
RPG : Référentiel parcellaire graphique
RRP : Référentiel régional pédologique
RU : Réserve utile du sol
SAGE : Schéma d'aménagement et de gestion des eaux
SDAGE : Schéma directeur d'aménagement et de gestion des eaux
SGDBE : Soil Geographical Database of Eurasia
SIG : Système d'information géographique
SIM : Safran-isba-modcou
SPADE : Soil profile attribute data environment
SSR : Surface solar radiation
SWAT : Soil and water assessment tool
SWAT-CUP : Soil and water assessment tool, calibration/uncertainty program
TAMU : Texas agricultural and mechanical university
UCS : Unité cartographique de sol
UTS : Unité typologique de sol
UV : Rayon ultra-violet
ZRE : Zone de répartition des eaux

Introduction générale



Source du Ru d'Antheuil (21)

La prise en compte du changement climatique dans la gestion de la ressource en eau est de plus en plus développée au sein des politiques publiques, grâce à la réalisation d'études d'impact du changement climatique.

Depuis plusieurs décennies, de nombreuses études ont ainsi traité ces aspects au travers de travaux de modélisation utilisant toujours plus de ressources informatiques (Bates et al., 2008). Ces études comprennent habituellement des simulations climatiques à l'échelle du globe, qui alimentent des modèles d'impacts tels que des modèles hydrologiques.

Ainsi, les impacts du changement climatique sur les grands fleuves mondiaux ou français ont déjà été étudiés à plusieurs reprises. Cependant, en raison des difficultés de la prise en compte de la variabilité locale du climat, peu d'outils de modélisation sont implémentés sur l'emprise des petits bassins versants. Ces outils seraient pourtant un atout majeur pour aider la prise de décision à l'échelle locale.

Dans ce cadre, un groupe de travail réunissant climatologues, hydrologues ou encore agronomes, travaille actuellement sur la problématique du changement climatique en Bourgogne. Son objectif principal est de mettre à disposition des décideurs locaux les outils qui leur permettront de mieux prendre en compte le risque lié aux impacts du changement climatique sur la ressource en eau. Cette thèse s'est inscrite pleinement dans cet axe de recherche et possédait deux objectifs :

- la mise en place et la validation d'un outil de modélisation sur la région Bourgogne, à l'échelle de plusieurs bassins versants de petite taille.
- l'application de cet outil de modélisation afin de fournir aux gestionnaires de l'eau des indicateurs susceptibles d'alimenter la réflexion autour des impacts du changement climatique, et de favoriser la prise de décision à l'échelle des territoires.

D'abord, nous présentons dans une première partie l'état des connaissances traitant du changement climatique, de l'étude du cycle hydrologique et des différents impacts que le premier peut avoir sur les différentes composantes du cycle hydrologique. Puis nous explicitons l'ensemble des choix et des méthodes qui ont été mobilisés lors des travaux de modélisation. Ces choix comprennent notamment la sélection de bassins versants, de modèles hydrologiques, les indicateurs qualitatifs et quantitatifs de la ressource en eau, et finalement la mise en place d'une chaîne de modélisation hydroclimatique sur les bassins versants de l'étude.

La seconde partie décrit la calibration et la validation de cette chaîne de modélisation hydroclimatique et étudie la robustesse des modèles utilisés en contexte de changement climatique. Cette partie se termine par une étude de sensibilité de l'un des deux modèles utilisés à la résolution de la base de données pédologiques avec laquelle il est alimenté.
Après avoir validé l'emploi de la chaîne de modélisation, nous analysons dans une troisième partie les tendances hydroclimatiques passées, puis les tendances issues de nos simulations sur la période de projection (1980-2100). Cette dernière partie se termine par l'examen des possibilités d'application de la chaîne de modélisation hydroclimatique en terme d'évaluation de bonnes pratiques agricoles.

Ce travail de thèse a été financé par le Conseil Régional de Bourgogne (CRB) et les agences de l'eau Loire-Bretagne, Seine-Normandie et Rhône-Méditerranée-Corse. Il s'inscrit dans le cadre du projet de recherche HYCCARE Bourgogne (Hydrologie Changement Climatique, Adaptation et Ressource en Eau en Bourgogne, 2012-2016) du programme Gestion et Impact du Changement Climatique(GICC) du Ministère de l'Environnement, de l'Energie et de la Mer (MEEM) et co-financé par l'ADEME et par les agences de l'eau Loire-Bretagne, Seine-Normandie et Rhône-Méditerranée-Corse.

Partie A : Contexte et méthodologies

Chapitre 1. Contexte de la thèse

Chapitre 2. Implémentation d'une chaîne de modélisation hydroclimatique

"Human-induced climate change is a huge, highly topical and rapidly changing subject. New books, reports and scientific papers on the subject are appearing with amazing frequency. It is tempting to say that if they were all piled in a heap and buried underground the amount of carbon so sequestered would solve the problem".
Pittock, A.B. (2009). Climate Change.

Chapitre 1. Contexte de la thèse

Cette partie vise à présenter les principaux concepts qui seront employés dans la suite du manuscrit, et fait un état des lieux de la connaissance liée aux impacts du changement climatique sur la ressource en eau.

1. Le cycle hydrologique

Avec des réseaux de mesures météorologiques plus développés, des capacités de calculs en plein essor, des physiciens qui s'emparent des problématiques météorologiques, la science du climat est passée d'une science "intuitive" (a guessing science) vers une discipline de plus en plus sophistiquée (Harper, 2008). De son côté, l'hydrologie est perçue comme une science en devenir. Elle est soumise à des exigences de plus en plus fortes, pour répondre aux problématiques d'aménagement, de protection des activités humaines (Roche et al., 2012). Ces deux sciences sont intimement liées dans ce qu'on appelle l'hydroclimatologie. Des travaux de plus en plus nombreux sont réalisés à l'interface de ces disciplines, afin d'étudier les relations entre le cycle de l'eau et le climat.

1.1 Le bilan hydrologique : de l'échelle globale à l'échelle du bassin versant

La planète Terre est la seule du système solaire à posséder de l'eau sous ses trois formes physiques (liquide, solide et gazeuse) en quantité suffisante pour permettre à la vie de se développer (Musy, 2004). A l'échelle globale, l'énergie fournie par le rayonnement solaire évapore l'eau à la surface des océans et des continents. Cette vapeur d'eau se condense, puis précipite sous forme liquide ou solide. Au-dessus des continents, le surplus de précipitations par rapport à la quantité évaporée crée des écoulements, formant rivières et fleuves, permettant le retour de l'eau aux océans. La quantité d'eau présente à la surface du globe est constante. Ainsi, on ne peut pas parler de "consommation" de la ressource, mais plutôt de son "utilisation" (Cosandey and Robinson, 2015). Mais la répartition de cette ressource est inégale (figure 1).

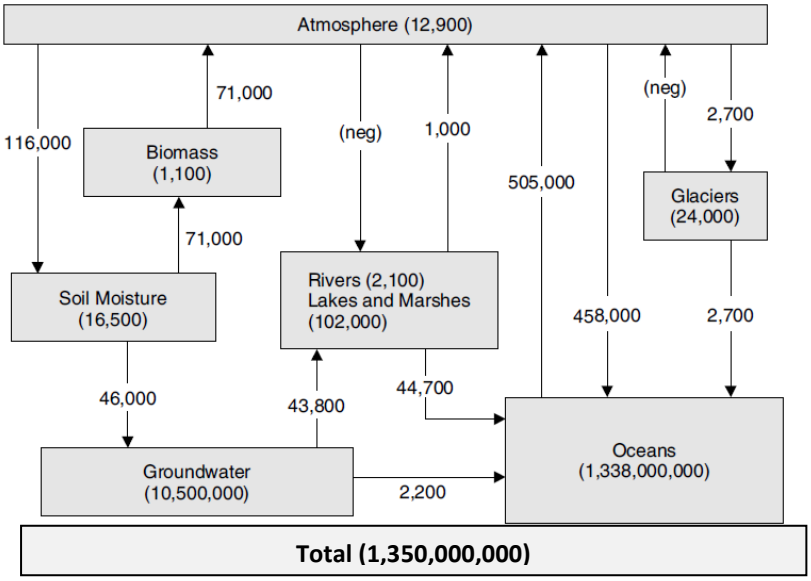


Figure 1: Cycle de l'eau d'après (Dingman, 2008). Les flèches représentent les flux (en km^3/an), les nombres entre parenthèses représentent les volumes (km^3).

Le volume total représente près de 1.4 milliard de km^3, mais la part qui compose le cycle hydrologique (précipitations, ou évapotranspiration) ne représente que 500 000 km^3.

Par définition, l'hydrologie est la science qui étudie l'eau. Mais pour des raisons évidentes, cette science ne s'est pas intéressée à tous les domaines où l'eau est présente (Chow, 1965). Par exemple, elle ne couvre pas l'étude des océans (océanographie) ou l'étude de l'eau du corps humain (hydrologie médicale). Elle s'attache à décrire l'ensemble des nombreux processus affectant le cycle hydrologique. Par ses liens avec la climatologie, la météorologie, l'agronomie, la pédologie, la géologie, l'aménagement du territoire, et bien d'autres disciplines, l'hydrologie est une science pluridisciplinaire, dont les membres forment une famille qualifiée par Le Moine, (2008 d'après Klemes, 1986a) de "famille recomposée", tant les domaines d'origine des hydrologues sont variés.

L'échelle spatiale à laquelle s'étudie le cycle hydrologique a évolué avec les problématiques. D'abord étudié à l'échelle locale, puis à l'échelle intégrée des bassins, le cycle hydrologique est maintenant de plus en plus étudié à l'échelle globale, dans le cadre des études du changement climatique (Roche et al., 2012). Néanmoins, l'échelle du bassin versant demeure incontournable pour l'hydrologue. Elle constitue une emprise spatiale cohérente pour aborder les questions relatives à la gestion de l'eau et à la prise de décision opérationnelle sur un territoire (Gril and Dorioz, 2004).

Par des mesures à son exutoire (débit, concentration en éléments), le bassin versant permet d'appréhender la relation "pluie-débit", mais il fournit aussi des informations sur les flux de polluants. Le concept de bassin versant peut se définir comme une unité hydrologique à l'intérieur de laquelle l'eau précipitée est drainée jusqu'à un point précis d'un cours d'eau, qu'on appelle son exutoire (Roche, 1963). Idéalement, la ligne de crête bordant le cours d'eau définit sa zone d'alimentation, et donc l'emprise géographique du bassin versant. Le bilan hydrologique est alors réalisé entre la quantité d'eau précipitée sur son emprise, les écoulements mesurés à son exutoire, et la quantité d'eau évapotranspirée. Mais cette simplification n'est pas la réalité, des échanges de diverses origines sont possibles avec l'extérieur du bassin versant : soit d'origine naturelle (circulation souterraine, dans les zones karstiques par exemple), soit anthropique (prélèvements et/ou rejets en dehors de la surface d'alimentation du bassin versant).

En outre, plus la relation "pluie-débit" sera analysée à un pas de temps fin, plus les processus qui l'affecteront seront nombreux. Un bilan annuel est simple car il ne prend pas en compte le retard des écoulements et les variations de stock au cours de l'année hydrologique. Un bilan

effectué à un pas de temps inférieur devra prendre en compte l'interception des précipitations par la végétation, la rétention de l'eau dans les sols, qui est fonction des conditions initiales d'humidité du sol, le retard des différents écoulements (faible pour le ruissellement de surface, modéré pour les écoulements de subsurface, et important pour les écoulements profonds), la présence de plans d'eau, dont le remplissage peut écrêter la réponse hydrologique du bassin versant…. A l'échelle infra-annuelle, le bilan hydrologique peut alors se révéler négatif (lorsque les pertes sont supérieures aux pluies efficaces, période d'épuisement des réserves) ou positif (période de reconstitution des réserves).

La détermination des termes de ce bilan est entachée de nombreuses incertitudes. La prise en compte de la variabilité spatiale des précipitations est réduite aux mesures stationnelles au sein du bassin. L'estimation des mesures de débit est soumise à la précision de la courbe de tarage des stations hydrométriques. De nombreux autres paramètres sont difficiles voire impossibles à mesurer. L'évapotranspiration est, la plupart du temps, déduite de bilans faisant intervenir les précipitations, l'évapotranspiration potentielle (ETP) et le remplissage de la réserve utile des sols (RU). Cette ETP est un concept utilisé par de nombreuses communautés scientifiques : hydrologues, climatologues, agronomes, et peut se définir comme étant "*la quantité maximale d'eau susceptible d'être évaporée dans des conditions climatiques données, par une surface d'eau libre ou un couvert végétal pour lequel l'eau n'est pas un facteur limitant*"(Cosandey and Robinson, 2015). Son utilisation même, à l'échelle des bassins versants, est reconnue comme source d'incertitude (Oudin, 2004).

Calculer le bilan hydrologique d'un bassin est donc à la fois une façon d'appréhender les processus à l'œuvre, et donc de comprendre leurs interactions mais aussi un véritable challenge, étant donné les difficultés rencontrées dans l'estimation des différents paramètres du bilan hydrologique. Sa détermination devra toujours être considérée avec un œil critique sur la qualité des données utilisées dans le bilan. Cependant, depuis quelques décennies, aidés par les progrès réalisés en modélisation, les hydrologues ont pu réaliser des travaux avec toujours plus de données à leur disposition et donc améliorer la compréhension des processus à l'oeuvre.

1.2 Disponibilité de la ressource

Bien que l'eau douce disponible ne représente qu'un faible pourcentage (0.0076%) de l'eau présente à la surface du globe (Musy, 2004), elle a toujours été un élément indispensable aux sociétés humaines. Les grandes civilisations ont prospéré lorsqu'elle était abondante, ont sécurisé son accès, ou se sont éteintes à cause de son absence.

Aujourd'hui, les activités humaines soumettent la ressource à une pression de plus en plus importante, jusqu'à poser de réels problèmes de disponibilité. Les usages de l'eau pour l'alimentation en eau potable (AEP), les besoins industriels ou agricoles, ont mené à une gestion non durable de la ressource. Pour preuve, la disponibilité en eau par habitant n'a cessé de décroître depuis les dernières décennies, avec une inégalité significative entre les pays du nord et ceux du sud (figure 2).

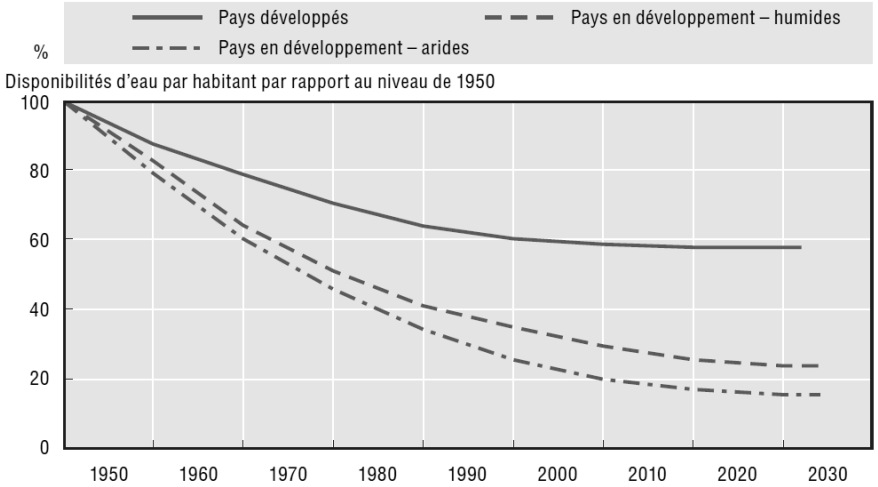


Figure 2: Evolution de la disponibilité en eau par habitant (Pitman, 2002, modifié d'après Ashley and Cashman, 2006).

L'ONU, à travers le Programme des Nations Unies pour le Développement (PNUD), estime qu'environ 4 milliards de personnes seront en situation de stress hydrique d'ici 2050 (à savoir, une disponibilité en eau inférieure à 1700 m^3 par an et par habitant). La prise de conscience de cette vulnérabilité a poussé les Etats à créer des normes ou à les mettre à jour pour réglementer les rejets et également assurer un débit minimum dans les cours d'eau.

En France, les questions relatives à la gestion de l'eau sont traitées pour la première fois dans le Code Civil Napoléonien (1804), mais il faut attendre 160 ans de plus (1964) pour trouver une loi qui dicte une première organisation de l'eau, et formalise la lutte contre la pollution chimique (Cosandey and Robinson, 2015). Depuis les années 1970, la politique relative à la gestion de l'eau est encadrée par des directives européennes, d'abord sur les usages de l'eau, puis sur la réduction des pollutions. En 1992, la deuxième loi sur l'eau promulguée en France inscrit des principes de protection quantitative et qualitative pour tous les types d'eau (eau

souterraine, eau de surface) et consacre l'eau en tant que "patrimoine commun de la Nation". De nouveaux outils, les schémas directeurs d'aménagement et de gestion des eaux (SDAGE, Gest'eau, 2016b) et les schémas d'aménagement et de gestion des eaux (SAGE, Gest'eau 2016a) sont créés pour organiser la gestion des eaux par bassin. En 2000, l'Europe adopte une Directive Cadre Européenne de l'Eau, visant à harmoniser la politique de protection des ressources et des milieux aquatiques. Transposée en France en 2004, elle a fixé l'atteinte de l'objectif de "bon état" pour toutes les masses d'eau à l'horizon 2015. Pour les eaux superficielles, ce bon état des masses d'eau est déterminé par l'atteinte à la fois d'un bon état écologique, et d'un bon état chimique. L'état écologique comporte 5 classes (figure 3), selon les valeurs des indicateurs biologiques et des paramètres physico-chimiques mesurés. L'état est satisfaisant s'il est jugé "bon" à "très bon". L'état chimique est basé sur le respect de normes de qualités environnementales pour 41 substances définies par la Directive n° 2008/105/CE du 16/12/2008 établissant des normes de qualité environnementale dans le domaine de l'eau (directive fille de la DCE). Pour les masses d'eaux souterraines, le bon état doit satisfaire un bon état quantitatif et qualitatif (basé lui aussi sur des normes de qualité environnementale).

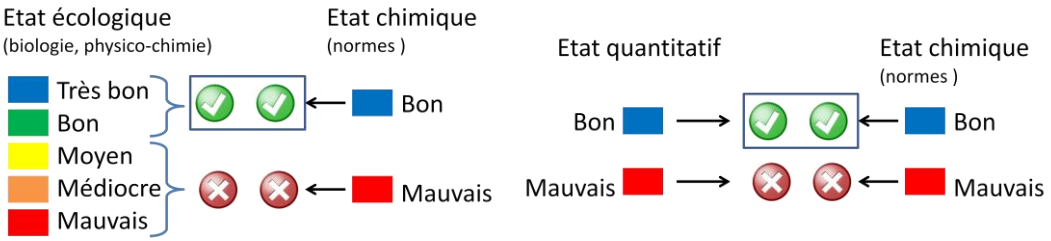


Figure 3: Détermination du bon état des masses d'eaux superficielles (gauche) et souterraines (droite), d'après l'Agence de l'eau Loire Bretagne

Actuellement, les nitrates représentent un facteur déclassant pour de nombreuses masses d'eaux superficielles et souterraines. Si la mise en œuvre de la directive Nitrates (1991) a permis, dans un premier temps, une diminution des concentrations en nitrates dans les eaux continentales françaises, on observe aujourd'hui une relative stabilisation des concentrations autour de valeurs qui restent souvent trop élevées.

Depuis l'adoption de la DCE en 2000, la France a été condamnée à de multiples reprises, pour manquement à la réglementation communautaire dans le domaine de l'eau : pollution en mer, eau potable, eau usée, eau de baignade, nitrates (Bouleau and Richard, 2008). Cette obligation de résultats en matière de qualité écologique est contraignante mais bénéfique; elle implique l'abandon de certaines pratiques (usage de matières polluantes, épandages de boues trop

contaminées…) et permet la remise en cause de comportements, de façons de faire des politiques dans des domaines variés : transport, énergie, logement, santé….

2. Le changement climatique

Le changement climatique est devenu, ces dernières décennies, un véritable enjeu pour la communauté internationale. En raison de l'augmentation des concentrations en gaz à effet de serre, jusqu'à des taux qui n'avaient pas été atteints dans l'atmosphère depuis longtemps, le bilan radiatif de la planète est devenu légèrement positif, ce qui signifie que la Terre se réchauffe. Le dernier rapport du Groupe International d'Expert sur le Climat (GIEC) confirme que ces trois dernières décennies sont les plus chaudes jamais enregistrées par l'Homme (Stocker et al., 2014). Depuis la fin de l'ère préindustrielle jusqu'à nos jours, la température moyenne à la surface du globe a augmenté de 0.85 °C. Cette augmentation peut paraître peu impressionnante, mais elle cache des disparités régionales importantes, si certaines zones ont subi peu de réchauffement, d'autres ont déjà enregistré des augmentations de plus de 2°C.

C'est à partir des années 1820 que les scientifiques ont commencé à entrevoir l'importance de certains gaz dans la régulation de la température du globe (Huddleston and National Research Council (U.S.), 2012). Joseph Fourier fut le premier à suggérer que l'atmosphère de la planète agissait tel un isolateur thermique. Les gaz en question incluent le dioxyde de carbone, le méthane, l'oxyde nitreux, ou encore la vapeur d'eau, et permettent à eux seuls de maintenir une température modérée à la surface de la planète. Les radiations solaires interceptées à la surface de la Terre sont en partie réfléchies, et en partie absorbées par les océans et les continents, puis réémises sous forme de rayonnement infrarouge. Sans l'effet de serre, ces rayonnements s'échapperaient vers l'espace. Grâce aux gaz à effet de serre (GES), ils vont être redirigés dans plusieurs directions, y compris vers la surface du globe, réchauffant ainsi l'atmosphère. Le problème, c'est que la concentration atmosphérique de ces gaz, constante sur les derniers millénaires, a explosé depuis notre révolution industrielle (U.S. Global Change Research Program, 2014). Ces gaz ont diverses origines, naturelles pour certaines, complètement anthropiques pour d'autres. Leur augmentation exponentielle depuis la révolution industrielle (figure 4) est principalement liée à l'utilisation d'énergie fossile. Le CO_2, et le CH_4 ont ainsi atteint des concentrations jamais enregistrées depuis 800 000 ans à la surface du globe (Stocker et al., 2014).

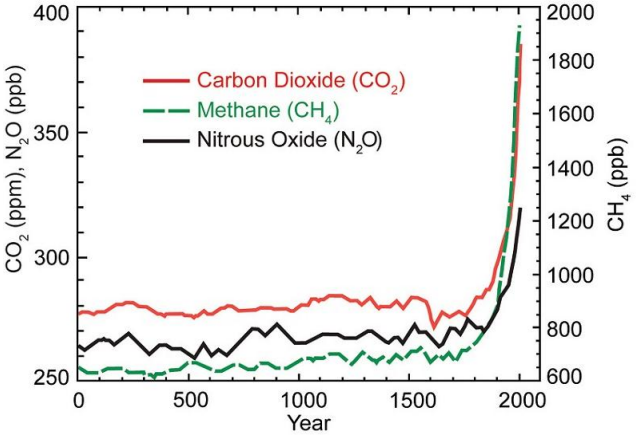


Figure 4 : Evolution de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre sur les derniers 2000 ans (U.S. Global Change Research Program, 2014)

Les questions fondamentales sur lesquelles les scientifiques se sont penchés au cours des dernières décennies ont été la détection et l'attribution du changement climatique. La détection d'un changement nécessite de prouver que l'évolution observée est incompatible avec la variabilité interne du système. Dans le cas du climat, il faut chercher des causes naturelles (con volcanisme ou la variabilité de l'activité solaire) ou anthropiques (l'émission de GES ou d'aérosols) pour expliquer ces changements (Boé, 2007). Démontrer qu'un changement climatique est d'origine anthropique revient à prouver que seule la prise en compte de facteurs anthropiques dans la simulation climatique permet de reproduire le changement détecté. C'est l'objet des travaux de Meehl et al. (2004). Des modèles climatiques ont été appliqués sur la période post-industrielle (figure 5). Seules les simulations prenant en compte les forçages de gaz à effet de serre et d'ozone ont permis de reproduire l'évolution observée des températures globales au cours du XXème siècle. Il a été ainsi démontré que l'évolution des températures se distinguait de sa variabilité interne, et qu'elle était en effet cohérente avec celle des GES d'origine anthropique, que ce soit à l'échelle du globe (Stott et al. 2001), comme à l'échelle de la France (Planton and Terray, 2007).

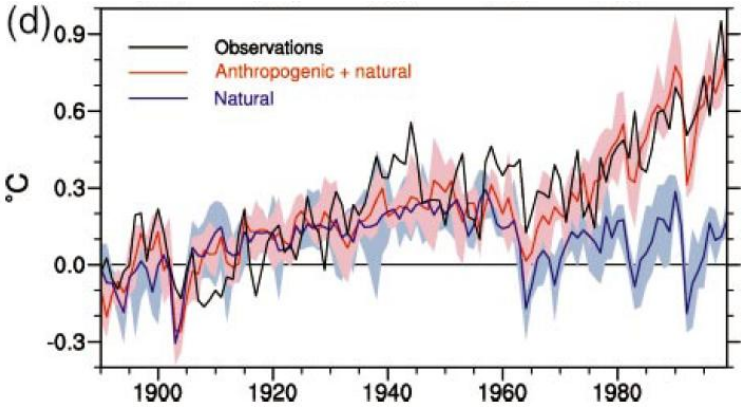


Figure 5 : Evolution des températures globales par rapport à la moyenne 1890-1919, observées et simulées à partir de plusieurs ensembles climatiques (Meehl et al., 2004)

Dans chacun de ses rapports, le GIEC présente les derniers résultats concernant la détection des changements climatiques déjà survenus, la simulation des changements à venir via l'utilisation des modèles climatiques globaux, ainsi que l'analyse des nombreux impacts (observés et attendus) de ces changements climatiques. Ceux relatifs à la ressource en eau ont d'ores et déjà été exhaustivement décrits dans ces rapports (Bates et al., 2008). Dans la section suivante, nous reprenons les principales approches de détermination de ces impacts, et les résultats déjà obtenus sur l'emprise du territoire français.

3. Variabilité hydroclimatique observée en France au XXème siècle

Les interactions entre le climat et le cycle de l'eau sont nombreuses et complexes. L'évaporation de l'eau consomme de l'énergie et la transforme en chaleur latente, qui est relâchée lorsque l'eau se condense. Le déplacement des masses d'air humide constitue alors un moyen très important de répartition de l'énergie dans le système climatique (Boé, 2007). Les rétroactions positives et négatives entre climat et cycle de l'eau sont au cœur de la variabilité climatique. Ainsi on notera (Karl and Trenberth, 2003) :

- La formation des nuages qui joue un rôle complexe, à la fois en terme de refroidissement (réflexion du rayonnement solaire) et de réchauffement (réflexion des rayonnements infrarouges terrestres) ;
- La fusion du couvert neigeux qui diminue la réflexion du rayonnement solaire incident (pouvoir d'albédo), et provoque un réchauffement supplémentaire ;
- Le réchauffement des températures qui autorise davantage de vapeur d'eau, GES efficace, à être stockée dans l'atmosphère, accentuant encore plus le réchauffement.

La première approche pour examiner les impacts du changement climatique sur la ressource en eau se base sur l'analyse de séries temporelles passées. L'objectif est de corréler les tendances détectées entre variables hydrologiques et variables climatiques. Mais cette corrélation est soumise à de nombreuses limites qu'il convient de prendre en compte.

D'abord, cette méthode requiert des données observées sur une période suffisamment longue, pour que les éventuelles tendances ou ruptures détectées soient robustes statistiquement. De plus, le signal observé peut être biaisé par des observations de mauvaise qualité. En effet, certaines mesures demeurent entachées d'incertitudes (les précipitations par exemple), quand d'autres ne sont pas ou rarement effectuées (humidité du sol, évapotranspiration réelle), ce qui empêche de réaliser des analyses exhaustives des changements (Bates et al., 2008). Malgré tout, de nombreuses études existent, y compris sur le territoire français.

3.1. Evolution des températures

En France, l'étude des températures homogénéisées au cours du XXème siècle (Moisselin et al., 2002) a montré une augmentation à la fois des températures minimales (+0.7 à +1.7°C/siècle selon la région) et maximales annuelles (0 à +1.3°C/siècle). L'augmentation présente un gradient est-ouest (figure 6) pour les températures minimales (Tmin), et un gradient nord-sud pour les maximales (Tmax). Elle présente également une saisonnalité puisque les Tmin et Tmax augmentent de manière plus significative en été (100% de significativité pour les Tmin et 49% pour les Tmax) et en automne (87% pour les Tmin et 70% pour les Tmax).

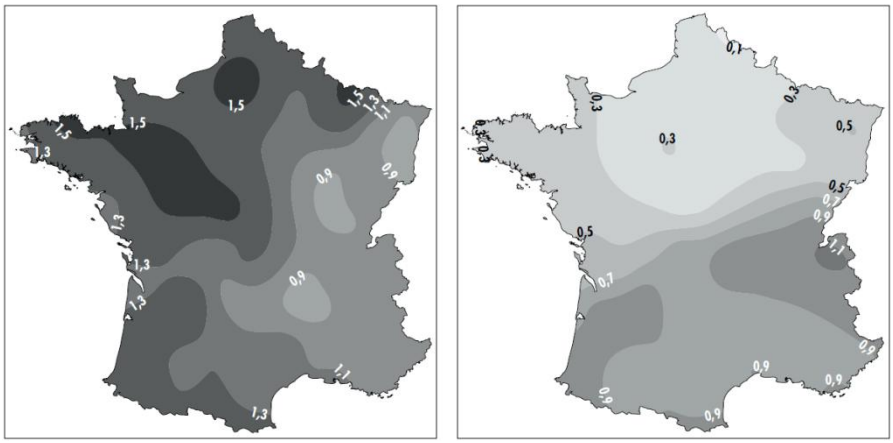


Figure 6 : Tendances 1901-2000 en °C par siècle des températures minimales (gauche) et maximales (droite) d'après Moisselin et al. (2002)

Mais cette augmentation n'est pas homogène au cours du siècle. Dans ses travaux à l'échelle globale, Dai (2011), décrit un réchauffement sur la France de 0.1 à 0.3°C par décade sur la période 1950-2008.

Lespinas et al.(2010) étudient les tendances des variables hydroclimatiques sur la période 1970-2010, dans plusieurs bassins versants du sud de la France. Durant cette période de 40 ans, ils montrent que les températures ont augmenté significativement d'au moins 0.8°C sur l'ensemble des bassins versants étudiés. Dans le sud de la France également, et sur une période plus courte (1980-2000), Ludwig et al. (2004), détectent des tendances à l'augmentation pour la plupart des stations météorologiques considérées. Au printemps, la plupart des stations enregistrent des augmentations de température de 2.5°C et jusqu'à 3.8°C au cours de la période de 20 ans. Ces valeurs fortes soulignent l'importance de la longueur des chroniques considérées pour la détection de tendances.

Dans sa thèse, Cuccia (2013) analyse l'évolution des températures de 85 stations en Bourgogne sur la période 1961-2009. Il détecte une augmentation des températures minimales

et maximales, avec une brutale augmentation à partir de 1988. Ces différents résultats concordent avec la réalité du réchauffement déjà observé. Mais une caractérisation plus poussée de cet accroissement brutal de température apporterait des connaissances sur la configuration que prendra le réchauffement futur.

3.2 Evolution des précipitations

En réponse au changement climatique, il est attendu que le cycle de l'eau subisse une intensification (Huntington, 2006). Le réchauffement autorisant davantage de vapeur d'eau à être stockée dans l'atmosphère, le volume d'eau précipité ainsi qu'évaporé serait plus élevé. Or il s'avère que les tendances détectées dans les précipitations au cours des dernières décennies ne montrent pas toutes le même signe d'évolution.

Dans son étude à l'échelle globale, Dai et al. (2009) déterminent une pluviométrie plus faible sur le pourtour méditerranéen (-0.4 à -1 mm/jour), et en faible hausse ou stagnante sur la moitié nord de la France, sur la période 1950-2008.

Ces résultats globaux semblent concorder avec ceux de Boé and Terray, (2008), ou encore ceux de van Haren et al.(2013) qui détectent des tendances à la hausse sur la moitié nord de la France, et à la baisse sur la moitié sud, durant la seconde moitié du XXème siècle. Tendances que Boé et Terray (2008) parviennent à corréler avec l'évolution de l'occurrence des régimes de temps dans le sud uniquement.

A l'inverse, d'autres auteurs, comme Lespinas et al. (2010) ou Ludvig et al. (2004) font état de l'absence de tendance significative dans le sud de la France durant la seconde moitié du XXème siècle. Lespinas et al., (2010) expliquent cela par la plus forte dépendance des précipitations aux facteurs locaux, contrairement aux températures, ainsi qu'à la saisonnalité des changements observés dans les circulations générales, qui interviennent principalement aux saisons les moins pluvieuses. Ludvig et al. (2004) ne détectent pas non plus de tendances claires sur la période 1980-2000, malgré une modification spatiale des précipitations, car le ratio "pluies amont/pluies aval" sur les bassins versants qu'ils étudient tend à diminuer au cours de la période.

A l'aide des séries temporelles de précipitations homogénéisées produites sur l'ensemble du territoire métropolitain, Moisselin et al. (2002) n'arrivent pas à prouver l'existence de tendances généralisées. Aucune baisse n'est significative au cours du XXème siècle. Un certain nombre de séries montrent une tendance à l'augmentation, qui reste cependant peu marquée, et qui montre peu de cohérence spatiale.

On voit au travers de ces quelques études la difficulté qui réside dans l'analyse de données. Bien que les données observées soient censées fournir une information plus sûre que les modèles, les choix faits dans leur traitement (période considérée, qualité des stations échantillonnées, échelle spatiale) modifient certainement significativement les conclusions de ces études.

3.3 Evolution des débits

Les précipitations représentent un facteur prépondérant dans le débit des cours d'eau, mais l'influence d'autres paramètres tels que la température, l'occupation du sol ou l'irrigation a augmenté depuis les dernières décennies (Gerten and Gedney, 2008).

Face à l'absence de concordance des résultats de certaines études portant sur les précipitations, on peut imaginer un constat similaire concernant les débits, à moins que le réchauffement observé des températures ne vienne modifier la relation pluie-débit.

A l'échelle du globe, de nombreux auteurs ont analysé les débits des grands fleuves. Probst et Tardy (1987) soulignent une augmentation des débits globaux d'environ 3% entre 1910 et 1975. Labat et al. (2004) mettent en évidence une corrélation entre le réchauffement global et l'augmentation des débits des grands cours d'eau continentaux (4% par degré de réchauffement). Cette relation est cependant critiquée par Legates et al. (2005), qui la remettent en cause pour plusieurs raisons : l'utilisation de chroniques influencées, de méthodes d'estimation des données manquantes non adaptées, l'influence de certaines valeurs exotiques, ou encore certains manques dans la bibliographie. L'évolution des débits sur le territoire métropolitain montre une certaine cohérence à la fois avec celle des précipitations et celle des températures. Lang and Renard (2007) détectent plusieurs changements dans les extrêmes hydrologiques, notamment une tendance à l'aggravation des crues dans le nord de la France, et dans la région nord-est (en lien avec une augmentation des précipitations), ainsi que des étiages moins sévères et une fonte plus précoce des neiges dans les bassins alpins (en lien avec l'augmentation des températures). Giuntoli et al. (2013) détectent des diminutions de disponibilité de la ressource dans le sud de la France, avec une aggravation de la sévérité des étiages, et une occurrence plus précoce des étiages durant l'année hydrologique, sur la période 1968-2008. Sur la même période, dans le sud de la France, Lespinas et al. (2010) observent une diminution d'environ 20% des débits pour un tiers des bassins versants étudiés. Cette diminution est principalement attribuée à l'augmentation des températures (de 1.5°C sur les bassins versants) durant la même période. Enfin, Ludwig et al. (2004) montrent à la fois des diminutions des débits printaniers et estivaux, en lien avec une augmentation forte des

températures sur la même période, et également des augmentations des débits hivernaux. Ils observent également une intensification des débits de crues, qu'ils relient aux modifications dans la répartition spatiale des précipitations au sein des bassins versants. Ainsi donc, l'évolution constatée des débits semble pour certains bassins plus sensibles à l'évolution des précipitations, et pour d'autres à l'évolution des températures.

3.4 Evolution de la qualité de l'eau

Les études portant sur les impacts observés du changement climatique sur la qualité de l'eau sont moins nombreuses que celles portant sur les aspects quantitatifs. Elles portent sur des aspects diversifiés : qualité des lacs (Carvalho et al., 2012; Thies et al., 2007), des cours d'eau (Evans et al., 2005; Hejzlar et al., 2003), température des eaux de surface (Webb et al., 2003) ou souterraines (Figura et al., 2011).

Sur le territoire français, de nombreuses études se sont consacrées à l'analyse des températures de la Loire et du Rhône (Gosse et al., 2009 ; Huguet et al., 2008 ; Khalanski et al., 2008; Moatar and Gailhard, 2006 ; Poirel et al., 2009). Le constat général est celui d'un réchauffement des cours d'eau sur les décennies récentes. Le Rhône s'est ainsi réchauffé d'environ 1.5°C à l'amont et d'environ 3°C à l'aval, entre 1980 et 2008 (Khalanski et al., 2008 ; Poirel et al., 2009). Ce réchauffement est attribuable en partie au changement climatique, et en partie au réchauffement lié au refroidissement des centrales nucléaires, aboutissant à des modifications dans les peuplements piscicoles.

Moatar and Gailhard (2006) montrent une augmentation des températures d'environ 2°C sur la Loire entre 1976 et 2003, avec la décade la plus chaude observée sur la période 1994-2003. Dans une étude portant sur la Meuse, van Vliet and Zwolsman, (2008) décrivent l'impact de l'aggravation des étiages sur 24 paramètres de qualité des eaux : ils concluent à une sévère dégradation de la qualité du cours d'eau en réponse à l'augmentation de la température et la diminution des débits : eutrophisation, concentration en polluants…

4. D'autres facteurs occultés par le changement climatique

Ces évolutions dans les débits (moyens ou extrêmes) et la qualité des eaux constituent la réponse du bassin versant à un forçage climatique donné. Mais ce forçage ne peut être exclusivement attribué au changement climatique (Harding et al., 2011). D'autres facteurs influencent en effet le climat : variabilité climatique pluriannuelle (Pociask-Karteczka, 2006 ; Shorthouse and Arnell, 1997) voire pluri-décennale (Boé and Habets, 2014 ; Giuntoli et al., 2013), et d'autres facteurs influencent les débits directement : évolution de l'occupation du sol (Schilling et al., 2010 ; Twine et al., 2004 ; Zhang and Schilling, 2006), ou de l'aménagement hydraulique (Döll et al., 2009 ; Graf, 2006).

4.1 Oscillations décennales et multi-décennales

Le climat connaît un nombre important d'oscillations, matérialisées via le calcul d'indices. Ces oscillations interviennent à plusieurs échelles temporelles, pluriannuelles à multi-décennales, et leur détection est directement fonction de la période de disponibilité des données climatiques observées. L'influence de ces oscillations climatiques sur le débit des cours d'eau est prépondérante (Pekárová et al., 2003). Dans leur analyse conjointe de chroniques de débits de cours d'eau métropolitains et d'indices climatiques multi-décennaux, Boé and Habets, (2014) parviennent à la conclusion que la part de variabilité induite par les oscillations climatiques est aussi importante que celle induite par le signal du changement climatique. Dans les décennies à venir, cette influence multi-décennale pourrait donc totalement occulter la réponse des débits au changement climatique, comme elle pourrait l'accentuer significativement. Les corrélations entre le débit des cours d'eau européens et les oscillations climatiques ont été détectées par différents auteurs (Labat, 2006, 2010 ; Pociask-Karteczka, 2006; Shorthouse and Arnell, 1997). Shorthouse and Arnell (1997) constatent une corrélation positive au nord et négative au sud de l'Europe, entre l'indice North Atlantic Oscillation (NAO) et les débits hivernaux des cours d'eau Européens. Pociask-Karteczka (2006) propose une revue détaillée des différents impacts observés de l'indice NAO sur les débits des cours d'eau européens. Sur le territoire métropolitain, Giuntoli et al. (2013) soulignent qu'il ne peut être exclu que plusieurs des tendances détectées dans les indicateurs d'étiages résultent de la variabilité climatique décennale et multi-décennale à large échelle. Il apparaît donc incontournable de prendre en compte ce mode de variabilité des débits durant une analyse de données observées. Labat et al. (2004) recommandent pour cela, l'utilisation de chroniques hydrométriques longues (10 à 100 ans), dont les cours d'eau drainent de vastes surfaces (100

000 à 1 millions de km²), désinfluencées des activités humaines telles que les barrages ou l'irrigation, et dont les lacunes sont comblées par une méthode de calcul adaptée. Ces critères contraignants sont la raison pour laquelle la majeure partie des études en hydrologie ne prennent pas en compte la variabilité climatique décennale et pluri-décennale.

4.2 Influences des activités humaines

4.2.1 Occupation du sol

Le couvert végétal et sa modification influent tant sur la quantité que sur la qualité des cours d'eau. Par exemple, un couvert forestier intercepte davantage les précipitations et prive le sol d'une quantité d'eau non négligeable. A l'inverse, pour un même évènement pluvieux, un sol cultivé recevra davantage d'eau, donc la quantité d'eau ruisselée ou percolée sera elle aussi plus élevée (Vörösmarty et Moore, 1991, Zhang et Schilling, 2006, Musy, 2004).

La diminution du couvert végétal (conversion d'une forêt en surface cultivée par exemple), implique de nombreux impacts : érosion et amincissement des sols, transports sédimentaires, apparition éventuelle d'une croûte de battance favorisant le ruissellement, et au final, une accélération de la réponse hydrologique (Vörösmarty et Moore, 1991).

Bien qu'une déforestation engendre systématiquement une augmentation du débit (la végétation arborée est l'une des végétations les plus consommatrices en eau), de nombreux autres paramètres sont à prendre en compte. Dans sa revue bibliographique, Andreassian, (2004) souligne ainsi les effets encore mal connus de la repousse, de la densification et du vieillissement des forêts sur la réponse hydrologique face à un changement d'occupation du sol. Il note également le rôle des caractéristiques climatiques, physiologiques (essences végétales présentes) ou du type de sol, dont les caractéristiques physiques (infiltrabilité, capacité de rétention) régulent les écoulements (Musy, 2004).

Les changements d'occupation du sol touchent aussi la qualité des eaux superficielles (Linglois-Dussert, 2003 ; Grieve and Marsden, 2001 ; Pekárová and Pekár, 1996 ; Vörösmarty et Moore, 1991). Linglois-Dussert (2003)**,** parmi d'autres, met en évidence l'influence de l'occupation du sol et de la densité de population sur les flux de nutriments et de sédiments qui augmentent lorsque les surfaces cultivées s'accroissent, confirmant les résultats de Pekárová and Pekár (1996). La quantité et la qualité de la matière organique dissoute (MOD) présente dans le cours d'eau influent sur sa transparence, la filtration des UV ou la mobilité d'éléments traces. Chantigny (2003) relie la qualité et le transfert de la MOD aux cours d'eau avec différents facteurs dont le couvert végétal. Amiotte-Suchet et al. (2007) confirme cette relation entre couvert végétal, qualité des MOD et donc qualité des eaux de surface.

4.2.2 Aménagement et gestion hydraulique

A l'instar des modifications de l'occupation du sol, la gestion et l'aménagement des cours d'eau affectent la ressource en eau sur le plan qualitatif et quantitatif et peuvent modifier le profil en long ou en travers des rivières, agir sur le cours d'eau ou sur ses abords, ou encore avoir des répercussions sur une région entière (Roche et al., 2012).

Les barrages sont conçus initialement pour créer des retenues qui modifient la répartition temporelle des débits (Graf, 2006) dans le but de permettre un écrêtage de crue et un soutien d'étiage, comme c'est le cas pour les grands lacs de Seine-amont (Villon, 1997), ou d'alimenter des centrales hydroélectriques pour produire de l'énergie en période de pointe, comme pour les lacs alpins (Vivian, 1992). Mais ces aménagements ont d'autres effets non voulus. Vuglinsky, (1995) décrit une augmentation de l'évapotranspiration au niveau de la retenue d'eau et dans les zones bordant la retenue. Vörösmarty et Moore (1991) souligne la sédimentation accrue des particules en aval des retenues, la discontinuité écologique le long du profil de rivière, ou encore le développement de parasites au niveau des retenues. Zubala, (2009) constate une qualité détériorée des eaux dans le réservoir et en aval de celui-ci. Graf (2006) décrit des canaux moins larges, des plaines d'inondation moins actives, et finalement, des écosystèmes moins complexes.

L'irrigation peut également influencer de manière significative la ressource, via l'augmentation de l'évapotranspiration. A l'échelle globale, Döll et al., (2009) estiment qu'un sixième de la surface continentale mondiale (excluant l'Antarctique et le Groënland) aurait subi une diminution supérieure à 10% des débits moyens annuels, principalement en raison de l'irrigation.

A l'exception de certains bassins versants très anthropisés, comme celui du Mississipi, qui a fait l'objet de très nombreuses études (Raymond et al., 2008 ; Rossi et al., 2009 ; Schilling et al., 2010 ; Twine et al., 2004 ; Zhang and Schilling, 2006), la plupart des impacts dus à l'aménagement hydraulique ne sont pas déterminés.

Dans le cadre d'études traitant des impacts futurs du changement climatique sur la ressource en eau, il apparaît pourtant indispensable de déterminer au préalable cette variabilité supplémentaire de la ressource en eau. Cela est d'autant plus nécessaire lorsque le bassin versant est fortement anthropisé. C'est par exemple ce qui a été réalisé sur le bassin de la Garonne, dans le cadre du projet Imagine 2030 (Sauquet et al., 2010) via une renaturalisation du débit.

4.2.3 Les pratiques agricoles et les rejets

Les pratiques agricoles ainsi que les pollutions urbaines (notamment industrielles) participent à faire varier la composition chimique et donc la qualité des eaux de surface (Carpenter et al., 1998 ; Elmi et al., 2002 ; Wang et al., 2007 ; Pekárová and Pekár, 1996).

Les intrants sont très souvent utilisés en excès par rapport aux exports de nutriments sur la parcelle (soit par une sur-fertilisation, soit par une mauvaise assimilation du fertilisant par les plantes). Ils sont transférés aux milieux aquatiques par percolation à travers le sol, ou ruissellement, et participent fortement à leur eutrophisation.

La concentration en nutriments dans les eaux de surface, corrélée avec la quantité de fertilisant utilisée en agriculture (Pekarova et Pekar, 1996) a déjà été très largement étudiée. On trouvera une revue bibliographique des sources de pollution et des processus menant à la dégradation de la qualité des eaux dans les travaux de Carpenter et al, (1998).

5. Impacts futurs du changement climatique sur la ressource en eau

La deuxième manière d'aborder les impacts du changement climatique sur la ressource en eau est celle qui emploie des modèles d'impacts, alimentés par un climat futur, dans le but de détecter des modifications par rapport à une période de référence. Cette approche modélisatrice est nécessaire afin de mieux percevoir les différentes interactions existantes entre les nombreux processus conditionnant la ressource en eau (Kroeze et al., 2012).

La construction des projections climatiques utilisées en entrée des modèles d'impacts est décrite dans la thèse de Boé (2007). Elle implique la désagrégation spatiale de simulations climatiques globales, issues des modèles de circulation générale.

5.1 Modèles de circulation générale et scénarios d'émission de gaz à effet de serre

Les modèles de circulation générale (MCG) sont des représentations numériques de la circulation générale de l'atmosphère et de l'océan (pour les modèles dits "couplés océan-atmosphère"). Ils représentent le climat sous forme de mailles sur plusieurs points de latitude, de longitude et sur plusieurs niveaux verticaux. Ils possèdent une paramétrisation qu'il convient de calibrer. Cette paramétrisation est nécessaire dans le traitement de la convection, de la couverture nuageuse, des processus de surface, et représente la plus grande source d'incertitude des MCG (Monerie, 2013).

Afin de prendre en compte la variabilité causée par les différentes paramétrisations et conceptualisations des MCG dans les simulations climatiques, le programme mondial de

recherche sur le climat (WCRP) a mis en place une vaste comparaison des différentes simulations issues des principaux MCG (projet CMIP, Coupled Model Intercomparison Project). Ce projet permet la mise à disposition de données, la documentation, la validation et l'intercomparaison des sorties de 20 MCG. Dans sa phase n°5 (CMIP5), le projet intègre des modèles de cycles biogéochimiques couplés aux MCG ("Earth System Models", ou ESM). De plus, plusieurs MCG sont appliqués sur des runs longs, de 1850 à 2300 (Taylor et al., 2012).

En revanche, ces modèles ne sont pas capables d'anticiper certaines évolutions, comme les émissions de GES. Ils ont donc besoin d'un forçage relatif à ce paramètre. Pour cela, les experts du groupe de travail n°3 du GIEC ont établi des scénarios d'évolution de ces émissions. Ces scénarios ont évolué entre les différentes phases CMIP : des "Special Report Emissions Scenarios" ou SRES pour le CMIP3 (IPCC, 2000), dans les années 2000, on est passé aujourd'hui aux "Representative Concentration Pathways" (ou scénarios RCP) pour le CMIP5 (Moss et al., 2010).

Le projet CMIP5 comprend 4 scénarios RCP (figure 7), dont le nom rappelle l'augmentation prévue du forçage radiatif (par exemple, le scénario RCP 8.5 prévoit donc une augmentation de 8.5 W/m² à l'horizon 2100).

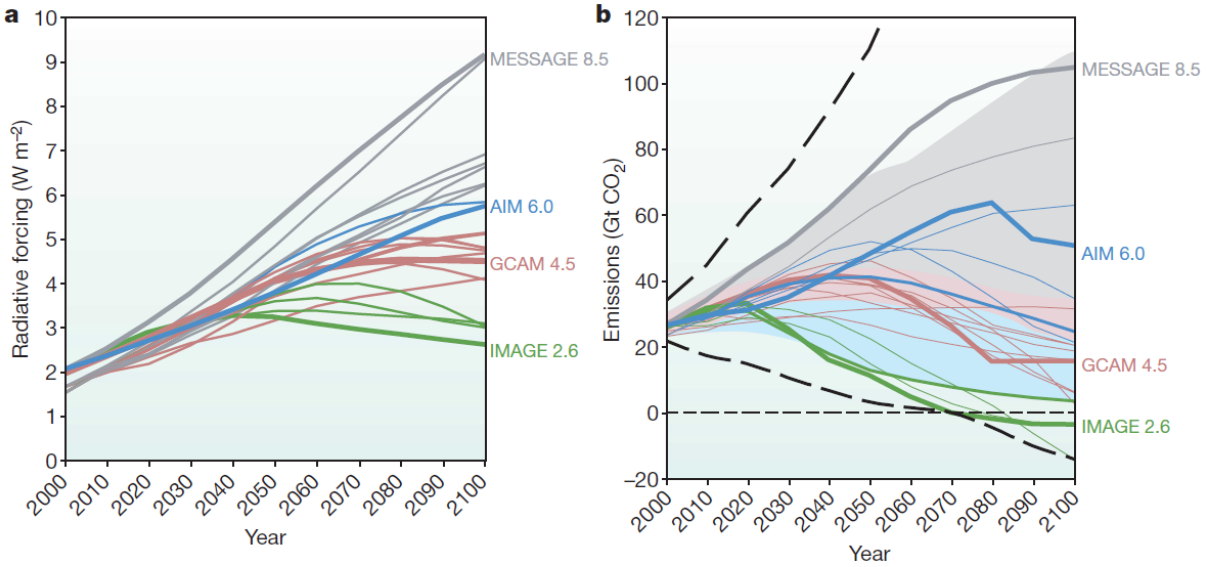


Figure 7: Scénarios RCP (Moss et al. 2010) a) Evolution du forçage radiatif par rapport à la période pré-industrielle. b) Evolution des émissions de $C0_2$ anthropiques pour les RCP choisis.

5.2 Régionalisation des données issues des modèles de circulation générale

Dans le cadre des études d'impacts, il est nécessaire de disposer d'informations climatiques aux échelles spatiales et temporelles adaptées aux modèles d'impacts utilisés. En raison de leur coût numérique, les MCG sont appliqués à des résolutions grossières de 150 à 300 km en moyenne. Or les modèles d'impacts simulent des processus intervenant à des échelles spatiales beaucoup plus fines, et sont sensibles à des variations climatiques à petite échelle (Boé, 2007). Les simulations des MCG ne permettent pas de prendre en compte les caractéristiques physiographiques locales (usage des sols, topographie, hydrographie…), modifiant le climat local (von Storch, 1999). Cela aboutit à des biais importants, sur les précipitations notamment, et donc interdit l'alimentation des modèles d'impacts à partir de ces données. Il devient alors nécessaire de définir le scénario climatique à l'échelle régionale à partir des informations disponibles à l'échelle globale : c'est la désagrégation spatiale du climat, réalisée selon deux grandes familles de méthodes : les méthodes de désagrégation statistique, et les méthodes de désagrégation dynamique.

5.2.1 Désagrégation statistique du climat global

Ces méthodes consistent en la prédiction d'une variable d'intérêt à l'échelle locale, connaissant la distribution d'une autre variable, dite prédictive, à l'échelle globale. Ces méthodes reposent sur plusieurs hypothèses contraignantes pour leur utilisateur (Boé, 2007) :

- la variable prédictive doit être fortement liée au climat local et simulée de façon réaliste par le modèle climatique global ;
- la relation entre la variable prédictive et le climat local est supposée constante dans le temps;
- la variable prédictive doit être sensible aux changements climatiques.

La seconde de ces hypothèses, dite de "stationnarité" est problématique, car elle n'est pas vérifiable dans le cadre des études sur le changement climatique. C'est-à-dire qu'il n'est pas garanti que dans un climat futur, la variable prédictive et le climat local soient liés de la même façon.

5.2.2 Désagrégation dynamique du climat global

Il s'agit ici de simuler directement le climat à une résolution plus haute, ce qui est en théorie possible en augmentant la résolution du modèle de circulation générale (MCG), mais qui peut devenir très coûteux en temps de calcul. Des alternatives existent :

- augmenter la résolution du MCG sur une zone précise, en diminuant la maille à mesure qu'on s'éloigne de cette zone; on parle alors de modèle à résolution variable;
- utiliser un modèle climatique régional (MCR) sur une zone géographique limitée; celui-ci est alors forcé à ses frontières par le MCG.

Cette dernière approche présente l'avantage de reproduire à l'échelle locale la physique du climat et les variables climatiques correspondantes.

5.3 Evolution des températures au XXIème siècle sur le territoire métropolitain

D'après les travaux recensés par le GIEC, la température moyenne du globe devrait probablement augmenter de plus de 2°C à l'horizon 2100 pour le scénario RCP 4.5 (et plus encore pour les RCP 6.0 et 8.5). Et l'augmentation des températures devrait se poursuivre après 2100, sauf pour le scénario RCP 2.6 (Stocker et al., 2014). Le climat européen subit des influences maritime, transitoire, continentale, polaire et méditerranéenne (Bates et al, 2008). Du fait de ces différentes composantes climatiques, le continent ne sera pas touché de manière uniforme par le changement climatique (GIEC, 2007).

A l'échelle de la France, Ouzeau et al., (2014) ont fait la synthèse des simulations issues de l'exercice CMIP5 (figure 8). Ils soulignent une augmentation des températures moyennes plus forte en été qu'en hiver, avec des réchauffements estivaux de l'ordre de +0.7 à +2°C et des réchauffements hivernaux de l'ordre de +0.4 à +1.6°C à l'horizon 2050, par rapport à la période 1976-2005, et selon le scénario considéré. Pour la fin de siècle, ces réchauffements atteignent +0.6 à +5.1°C en été et +0.4 à +3.4°C en hiver selon la trajectoire RCP. Le réchauffement n'est pas homogène sur le territoire métropolitain. On constate un gradient de réchauffement nord-ouest/sud-est pour le réchauffement hivernal, tandis qu'il est davantage nord/sud pour le réchauffement estival. Dans tous les cas, le quart sud-est de la France subit le réchauffement le plus important.

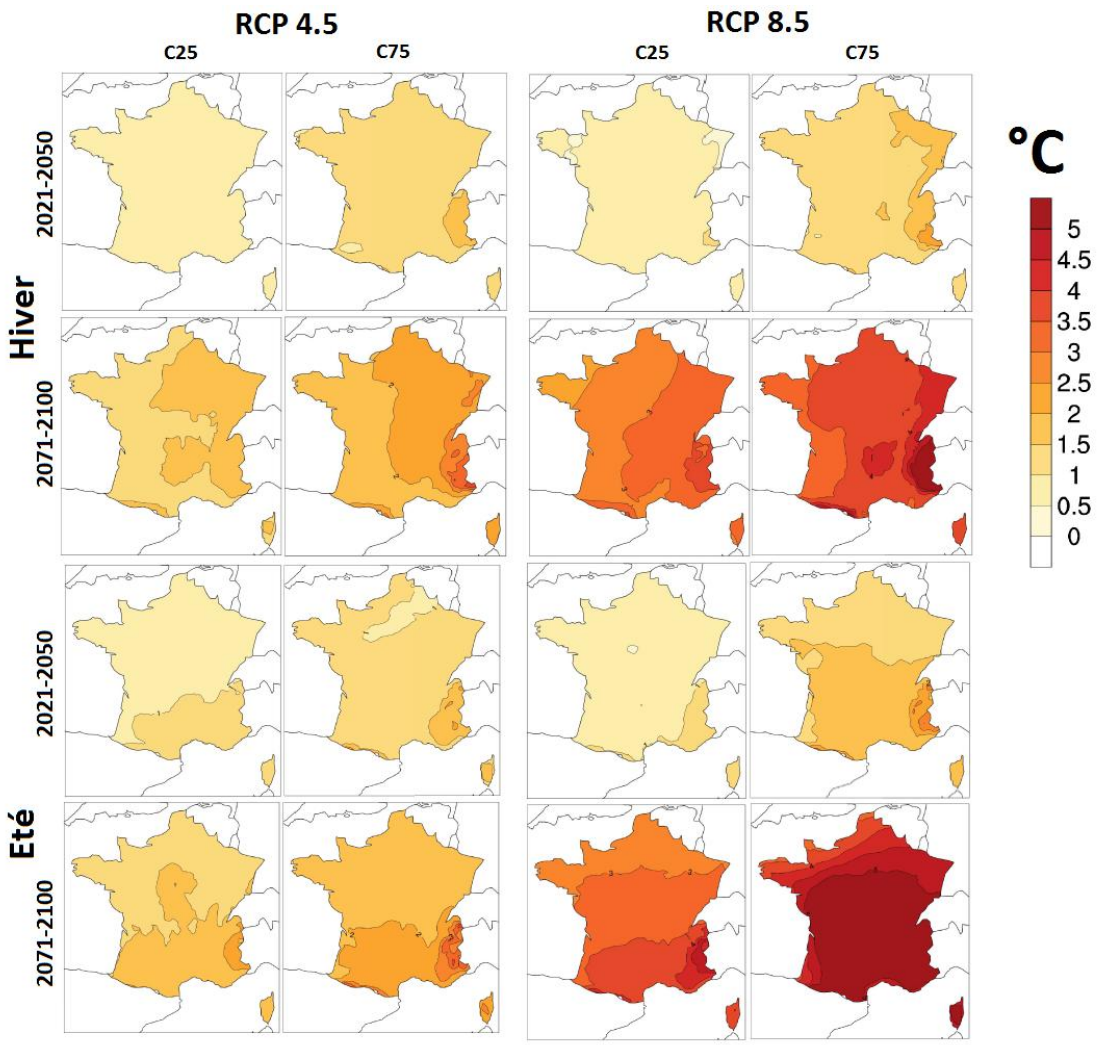


Figure 8 : Ecart des températures hivernales et estivales par rapport à la référence (1976-2005) pour les scénarios RCP4.5 et 8.5. C25 et C75 représentent le premier et le troisième quartile de la distribution des simulations CMIP, d'après Ouzeau et al.(2014)

5.4 Evolution des précipitations au XXIème siècle sur le territoire métropolitain

Les normales de précipitations moyennes sur la période 1971-2000 sont de 900 mm/an sur le territoire français métropolitain. Elles peuvent varier de moins de 600 mm à plus de 2000 mm par an selon les régions (MétéoFrance). Comme pour les températures, Ouzeau et al. (2014) ont réalisé le même travail de synthèse des projections climatiques pour les précipitations. A l'échelle de la France, l'écart des précipitations hivernales et estivales par rapport à la référence (1976-2005) est très variable selon les modèles et les trajectoires RCP considérés. Toutes simulations confondues, et pour la période 2021-2050, Ouzeau et al. (2014) constatent une variation comprise entre -0.21 et +0.41 mm/jour pour les pluies hivernales, et de -0.49 à +0.14 mm/jour pour les pluies estivales (figure 9).

Pour la fin de siècle (2071-2100), la variabilité est encore plus grande, avec des valeurs comprises entre -0.8 et +0.54 mm/jour en hiver, et -0.7+0.14 mm/jour en été.

Jacob et al., (2013) présentent les résultats des désagrégations spatiales des simulations CMIP5 sur l'Europe. En France, à l'horizon 2100, et pour le scénario RCP8.5, ils montrent une évolution des précipitations annuelles entre -5 et +15%, qui s'avère cependant plus marquée à l'échelle saisonnière. Ils soulignent ainsi une augmentation jusqu'à 35% des précipitations durant les mois d'hiver (décembre-janvier-février, ou DJF), et 25% durant les mois d'automne (septembre-octobre-novembre) et de printemps (mars-avril-mai) tandis que les précipitations estivales sont peu modifiées (-5% à +15%).

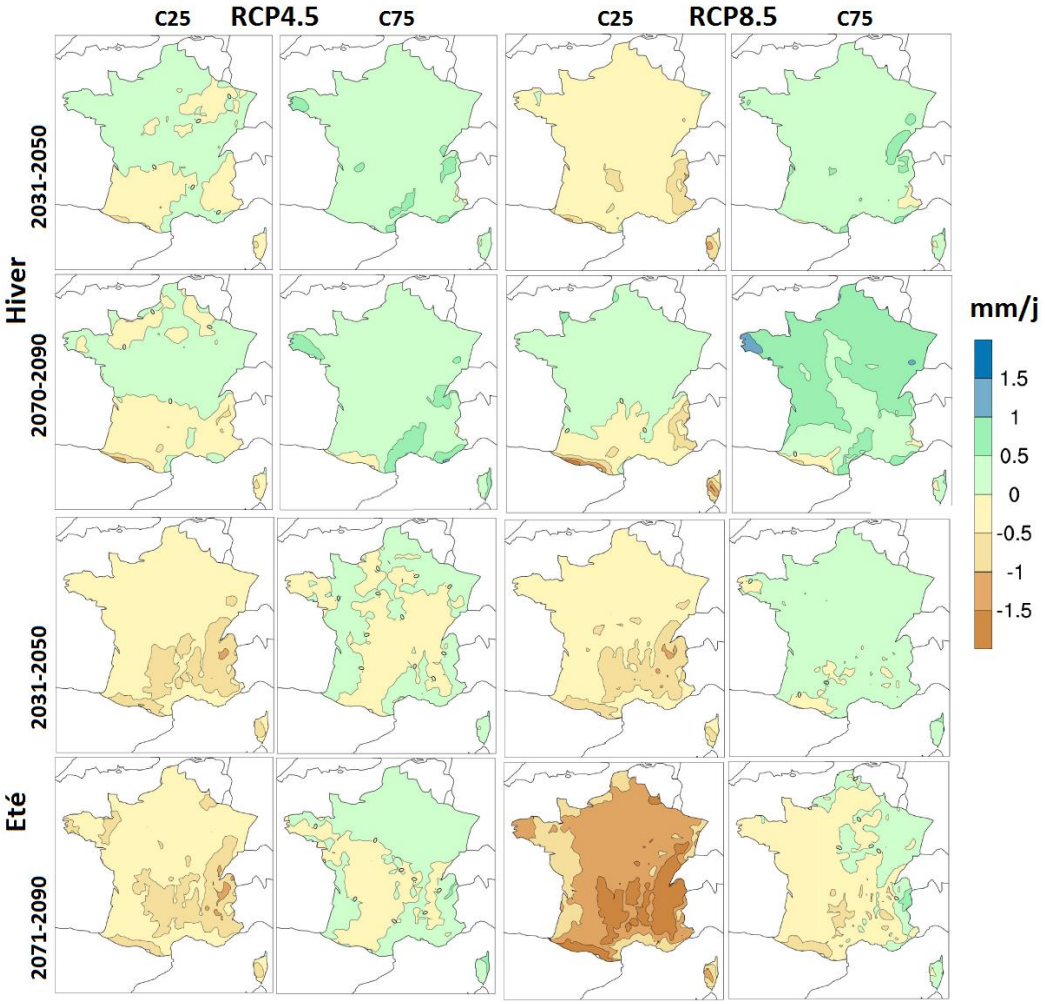


Figure 9 : Ecart des précipitations hivernales et estivales par rapport à la période de référence (1976-2005) pour les scénarios RCP4.5 et 8.5. C25 et C75 représentent le premier et le troisième quartile de la distribution des simulations CMIP5 , d'après Ouzeau et al.(2014).

5.5 Impacts quantitatifs attendus sur la ressource en eau

5.5.1 Impacts à l'échelle de l'Europe

Le VIème rapport du GIEC (Bates et al., 2008) prévoit des modifications dans tous les compartiments du cycle hydrologique et durant l'année hydrologique dans son intégralité.

A l'échelle de l'Europe, la région méditerranéenne et le sud de l'Europe devraient être davantage touchés par le changement climatique, du fait d'un climat déjà chaud et semi-aride. Les situations de sécheresse et d'aridité provoqueront la chute de la production hydroélectrique et agricole et menaceront les cours d'eau. Milly et al., (2005) ont simulé les tendances globales de l'évolution des débits à l'horizon 2060. Ils prévoient une diminution d'environ 10 à 30% dans le sud de l'Europe. Alcamo et al. (2007) prévoient des valeurs de débits de + 9 à +22% en Europe du nord d'ici 2070 en même temps qu'une diminution de -6 à -36% aux mêmes échéances dans le sud de l'Europe.

Au-delà des débits moyens, les impacts comprendront à la fois des débits de pointe plus élevés, ainsi que des étiages plus longs et plus sévères (Arnell, 2003). A titre d'exemple, sur un bassin d'Europe centrale, Eckhardt and Ulbrich, (2003) mettent en évidence un risque de crue plus élevé en hiver, en même temps que des diminutions de la recharge des nappes, et des diminutions des débits jusqu'à 50% en été.

Dankers and Feyen, (2008) prévoient pour l'Europe de l'ouest une diminution de la période de retour des crues centennales à une cinquantaine d'années ou moins. Lehner et al. (2006), eux, la prévoient diminuée à moins de 40 ans pour le nord de l'Europe, à l'horizon 2070.

Feyen and Dankers, (2009) étudient l'évolution de plusieurs indicateurs de débit d'étiage à l'horizon 2050, sur plusieurs cours d'eau d'Europe. Ils constatent une augmentation de la sévérité des étiages pour l'ensemble des cours d'eau sélectionnés, excepté ceux situés en Europe du nord. Ces résultats sont en accord avec ceux de Lehner et al., (2006), qui décrivent une forte réduction de la période de retour des sécheresses centennales sur l'Europe centrale et du sud.

D'autres compartiments du cycle hydrologique subissent aussi ces impacts. Döll et al.,(2009) analysent les sorties de plusieurs MCG et montrent des diminutions de la recharge des nappes allant jusqu'à -10% pour le nord de l'Europe et jusqu'à -50% pour le sud, à l'horizon 2050. Beniston, (2012) montre que la fonte des glaciers augmentera dans un premier temps les débits estivaux alpins, mais également que les glaciers suisses pourraient perdre de 50% à 90% de leur masse à l'horizon 2100.

5.5.2 Impacts à l'échelle de la France

De nombreuses études ont été réalisées à l'échelle nationale de pays européens, par exemple Veijalainen et al. (2010) pour la Finlande, Thodsen (2007) pour le Danemark, ou Steele-Dunne et al. (2008) pour l'Irlande. La synthèse bibliographique réalisée dans le cadre du projet Explore2070 (MEDDE, 2012a) permet d'avoir un aperçu de l'ensemble des études réalisées sur la France. On peut ainsi citer les travaux de Boé (2007), Boé et al. (2009), le projet Explore2070 (MEDDE, 2012b), CLIMSEC (Soubeyroux et al., 2012), ou plus récemment, la thèse de Dayon (2015). Entre la période 2046-2065 et 1971-2000, Boé et al. (2009) prévoient une diminution des débits des grands fleuves français, répartie sur l'ensemble de l'année hydrologique, allant jusqu'à -30% pour les débits estivaux et automnaux. Ils prévoient également une diminution significative de l'humidité des sols (particulièrement au printemps).

Le projet Explore2070 (MEDDE, 2011b) a permis la détermination de l'évolution hydrologique sur un grand nombre de stations hydrométriques, à l'horizon 2065, avec 7 MCG différents, alimentant deux modèles hydrologiques de conceptualisation différente.

Les résultats des simulations sont présentés dans la figure 10.

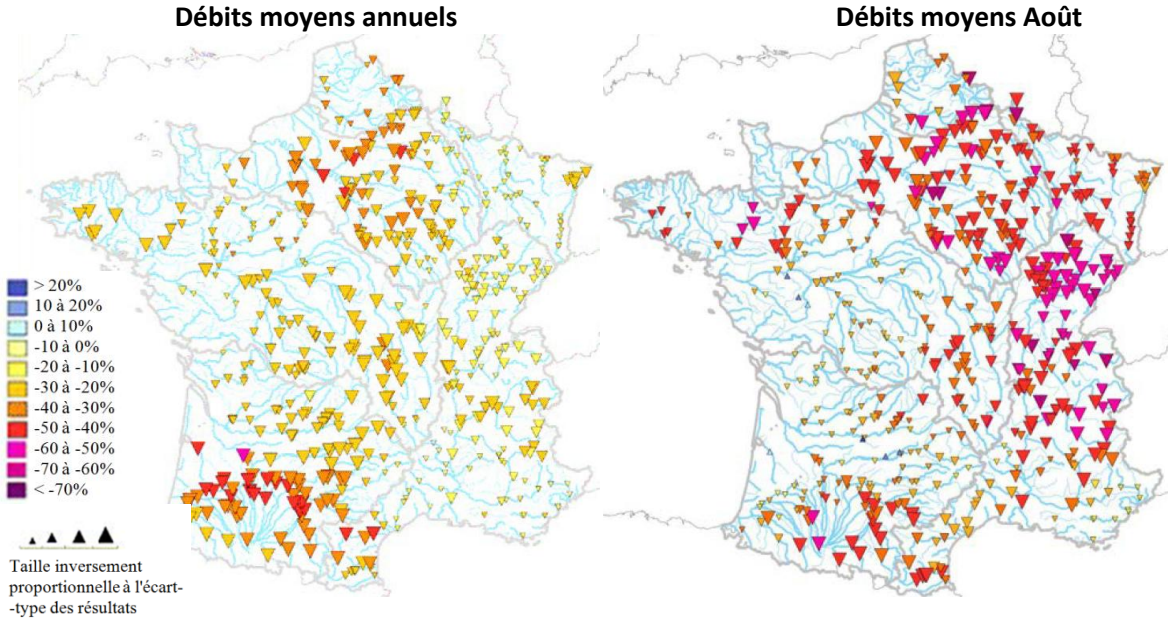


Figure 10 : Résultats des simulations du projet Explore2070. Moyenne des 14 simulations

Entre la période 1961-1990 et 2045-2065, ces résultats montrent une diminution généralisée des débits moyens des cours d'eau français, de l'ordre de 30 à 50% pour le bassin de la Seine, et de 40 à 50% dans les Pyrénées, de 20 à 30% au centre du territoire, ainsi que des évolutions peu significatives au nord-est et sud-est. Les débits estivaux (mois d'août) montrent une diminution jusqu'à 60% dans le bassin de la Seine, et à l'amont du bassin du Rhône. Les fortes

divergences constatées dans les sorties de modèles peuvent en partie s'expliquer par la variabilité induite par les MCG, notamment dans la simulation des précipitations hivernales.

Dayon (2015) montre à l'horizon 2100 des tendances à la baisse sur l'ensemble du territoire pour les débits estivaux, quelque soit le scénario considéré tandis que les débits hivernaux montrent plus d'hétérogénéité spatiale et selon les scénario. Le scénario RCP8.5 montre une augmentation des débits sur le quart nord-est, aboutissant à une stagnation des débits annuels.

A l'échelle régionale, plusieurs grands fleuves français ont été étudiés séparément.

C'est le cas du Rhin (Feyen and Dankers, 2009; Görgen et al., 2010; Hagemann et al., 2009; Hurkmans et al., 2010; Lenderink et al., 2007; Shabalova et al., 2003). Dans le projet RheinBlick2050 (Görgen et al., 2010), les débits d'étiage du Rhin simulés à l'horizon 2100 diminuent jusqu'à 25% tandis que les débits hivernaux eux tendent à augmenter, à l'horizon 2050 (0 à +15%) comme à l'horizon 2100 (+5 à +40%). Le résultat sur les débits annuels est l'absence de tendances significatives à l'horizon 2100. Ces résultats concordent avec ceux de Hagemann et al., (2009), et de Hurkmans et al., (2010), qui prévoient une augmentation de 30% des débits hivernaux et printaniers, une diminution similaire sur les débits estivaux et automnaux, et une augmentation de la sévérité des crues comme des étiages, au cours du XXIème siècle.

Sur la Seine, dans le cadre du projet RexHyss, Habets et al., (2011) montrent , en lien avec des cumuls de précipitations diminués d'environ 11% à l'horizon 2100, et l'augmentation des températures, une baisse de 20 à 40% des débits moyens sur la Seine.

Sur la Loire, le projet HydroQUAL (Ducharne et al., 2010) montre des diminutions généralisées des débits à l'horizon 2100. Les variables liées aux forts débits montrent des évolutions incertaines, Mais les débits d'étiage sont en baisse, en accord avec les valeurs déterminées par le projet RexHyss, sur le bassin voisin de la Seine.

Sur la Garonne, le projet opérationnel IMAGINE2030 (Sauquet et al., 2010) montre une diminution des débits annuels de l'ordre de 10 à 20% selon les modèles hydrologiques utilisés. Sur la Garonne toujours, Grusson, (2016) estime lui qu'à l'horizon 2050, les débits de la moitié sud du bassin versant (contrefort du massif pyrénéen) devraient être en augmentation sur une large partie de l'année mais en forte diminution durant l'été, tandis que ceux de la moitié nord présenteront une diminution jusqu'à -50% en été, et une augmentation des débits en automne.

Le Rhône a également été étudié, notamment dans le cadre du projet GICC-Rhône (Etchevers et al., 2002 ; Leblois, 2005). A l'horizon 2050, sous un scénario d'émission de CO_2 doublée par rapport à la période de référence, les risques de crue du Rhône et de ses affluents tendent à

augmenter, tandis que les débits estivaux sont globalement en baisse. Plus récemment, des études se sont consacrées à déterminer l'évolution de la disponibilité de la ressource sur le bassin de la Durance (Hingray et al., 2013; Sauquet, 2015).

La comparaison des résultats de ces études est difficile car celles-ci emploient des MCG, des scénarios d'émissions de GES et des modèles hydrologiques différents et simulent les impacts du changement climatique à des horizons différents également. Néanmoins, les tendances dégagées peuvent être, elles, comparées les unes aux autres.

De ces études on constate : 1. des tendances différentes, voire inversées entre le sud et le nord de l'Europe, 2. des impacts sur les deux types d'extrêmes hydrologiques (crues et étiages),

3. sur la France, les tendances sont globalement à la baisse pour tous les cours d'eau, bien que certaines études récentes (Dayon, 2015) montrent des signaux plus nuancés.

5.6 Impacts qualitatifs attendus sur la ressource en eau

Les impacts du changement climatique sur la qualité des eaux sont multiples et les connaissances concernant ces impacts sont encore incomplètes (Le Treut, 2013 ; Whitehead et al., 2009). Malgré tout, il est communément admis que le changement climatique ira dans le sens d'une diminution de la qualité des eaux, que cela soit pour les paramètres physico-chimiques (pH, température, salinité) ou pour la concentration en micropolluants organiques et inorganiques.

La dégradation de la qualité des eaux est en partie liée aux modifications quantitatives de la ressource (Delpla et al., 2009). Une augmentation de la sévérité des étiages, par exemple, va favoriser la concentration des polluants dans le cours d'eau; les inondations provoqueront une pollution importante également, via un lessivage des sols ou une saturation des usines de traitements des eaux usées. Les principales atteintes à la qualité des eaux sont décrites dans les lignes suivantes.

Température du sol

Le réchauffement de l'air provoquera une augmentation de la température du sol. Cela aura pour conséquence une augmentation de l’activité microbienne, et de la vitesse de minéralisation des nutriments, qui seront alors moins disponibles dans le sol, et plus rapidement évacués dans le milieu aquatique (Murdoch et al., 2000).

Dans les zones auparavant protégées par des calottes de neige ou de glace, les nutriments seront également libérés des sols. De manière plus globale, l’augmentation des températures,

et l'enrichissement en CO_2 va entraîner un accroissement de la production primaire, provoquant un enrichissement en matière organique dissoute dans les eaux de surface (Le Treut, 2013).

Température du cours d'eau et teneur en oxygène dissous

La première cause de réchauffement du cours d'eau est bien sûr liée à l'augmentation des températures de surface et de l'évapotranspiration (Bates et al., 2008 ; Ducharne, 2008 ; Figura et al., 2011). Le réchauffement de la colonne d'eau fera varier l'équilibre physico-chimique des cours d'eau : complexation, volatilisation, dégradation et transferts des contaminants chimiques. Le pH va modifier la spéciation et donc la transférabilité des éléments polluants (Delpla, 2009). La toxicité des micropolluants se verra elle aussi modifiée par la température (Lydy et al., 1999).
Ce réchauffement provoque également la diminution des gaz dissous dans les cours d'eau, notamment l'oxygène dissous (Williams and Boorman, 2012), et diminue ainsi la qualité écologique du cours d'eau (Hari et al., 2006), et amène à des phénomènes d'anoxies (Murdoch et al., 2000).

Turbidité du cours d'eau

Les évènements pluvieux intenses risquent de surcharger les systèmes d'assainissement et de traitement des eaux, diminuant ainsi leur efficacité, et induiront également une remise en suspension des sédiments dans les cours d'eau, ainsi que des éléments polluants piégés dans ceux-ci (Bates et al., 2008). Cela aura pour conséquence d'augmenter la turbidité du cours d'eau, augmentant l'absorption des radiations solaires et donc le développement algaire (Delpla et al., 2006).

Concentration en éléments polluants

La diminution des volumes d'eau (liée à l'augmentation de l'évapotranspiration) aura pour conséquence une concentration accrue de tous les éléments polluants, et de la salinité, modifiant ainsi la qualité du cours d'eau.

Eutrophisation du cours d'eau

Les épisodes de fortes précipitations aboutiront à une érosion accrue des sols, et également à un lessivage accru des nutriments et de la matière organique contenus dans les sols (accentuant ainsi les concentrations en nutriments et en MOD déjà augmentées).

De plus, ces épisodes intenses provoqueront de forts débits qui pourront par exemple remuer les sédiments d'un cours d'eau et libérer des nutriments permettant le développement de certaines espèces toxiques (Bates et al, 2008 ; Le Treut, 2013).

Ces exports plus intenses et la remise en mobilité des nutriments amèneront à des risques d'eutrophisation élevés sur les eaux de surfaces, risques encore accentués par les autres atteintes de la qualité de l'eau (température du cours d'eau, oxygène dissous).

Les relations entre changement climatique et altération de la qualité des eaux sont si nombreux qu'il serait fastidieux d'en faire une description complète ici. Par exemple, la salinité des eaux souterraines côtières sera accentuée par l'augmentation du niveau global des mers, les réactions photo-chimiques impliquant la matière organique et les grands cycles biogéochimiques seront favorisées par la diminution de la couche d'ozone (Häder et al., 2011; Zepp et al., 2007).

Malgré tout, nous constatons ici que chaque modification du système climatique peut aboutir à une dégradation d'un ou plusieurs paramètres de qualité des eaux, et que des interactions entre les processus peuvent venir accentuer ces dégradations. Face à ces éléments, seule une approche modélisatrice peut permettre la prise en compte de l'ensemble des processus régulant la qualité de l'eau.

6. La Bourgogne, un contexte fragile vis-à-vis de la ressource en eau

La Bourgogne, d'une superficie de 31500 km², est divisée en 3 grandes zones hydrographiques : les bassins de la Loire, de la Seine (dont la source est située en Côte d'Or) et du Rhône. Son réseau hydrographique est influencé par son substratum géologique varié (figure 11). Au nord et à l'ouest se situent les calcaires, marnes et craies correspondant à la terminaisons sud-est du bassin parisien. A l'est, la Bourgogne est traversée par un relief de Côte, d'axe nord-est/sud-ouest, issu de l'ouverture du fossé Bressan à l'Oligocène, formant ainsi les coteaux calcaires sur lesquels la viticulture a pu se développer. Dans le fossé Bressan coule la Saône. Enfin, au centre de la région, on trouve le massif granitique et métamorphique du Morvan (figure 12), qui est le prolongement du Massif Central. Les eaux ruissellent sur le substratum granitique imperméable. Le réseau hydrographique y est donc dense. Les

territoires se voient obligés de créer des retenues superficielles afin de s'alimenter en AEP. Ces retenues sont par essence vulnérables aux pollutions ponctuelles et diffuses, dans une zone où les activités d'élevage prédominent (Petit, 2015)

Sur les plateaux calcaires, dans lesquels on observe de nombreuses pertes, le réseau hydrographique se fait plus lacunaire. Les nombreuses sources nécessaires à l'approvisionnement des communes tarissent lors des sécheresses, et sont également sensibles aux pollutions agricoles. Dans le bassin versant de l'Armançon par exemple, de nombreux captages ont dû être fermés pour cause de dépassement de seuil pour les nitrates. Enfin, plusieurs bassins versants du Rhône (la Tille, l'Ouche, la Vouge) sont placés en Z.R.E (Zone de Répartition des Eaux), afin de prioriser et d'allouer un volume d'eau prélevable pour chaque usager de l'eau.

La Saône et la Loire, bordant la région à l'est et au sud-ouest respectivement, possèdent chacune une nappe d'accompagnement permettant de satisfaire l'ensemble des usages de l'eau (AEP, irrigation, industries, production animale…).

Du point de vue climatique, les différents reliefs influent sur la répartition spatiale des précipitations et des températures. A l'ouest du Morvan, on observe un climat océanique dégradé, avec des hivers doux et pluvieux, et des étés frais et humides, à l'est, dans la plaine de la Saône, perdure un climat plus continental, avec des hivers froids et secs, et des étés chauds (Cuccia, 2008). Les précipitations moyennes annuelles varient fortement selon la situation géographique. Elles atteignent environ 850 mm par an sur la région, mais peuvent varier de 600 à 700 mm en moyenne dans le nord de l'Yonne, à 700/900 mm dans la plaine de Saône, et jusqu'à 1500 mm sur le massif du Morvan. Les températures moyennes annuelles sont d'environ 10 à 11°C sur la région.

La région Bourgogne ne connaît pas actuellement de difficulté majeure d'approvisionnement concernant la ressource en eau. Malgré cela, le morcellement de cette ressource sur le territoire, la diversité des approvisionnements nécessaires pour satisfaire les usages de l'eau, et la variabilité climatique au sein du territoire en font une région susceptible d'être fortement impactée par le changement climatique, tant du point de vue qualitatif que quantitatif.

Les principales études existantes sur la détermination des impacts du changement climatique sur la ressource en eau ne concernent que des grands bassins versants (Rhin, Rhône, Loire, Seine, Garonne). Sur une région telle que la Bourgogne, la détermination de ces impacts doit se faire à une échelle plus locale, afin de prendre en compte la diversité des facteurs influençant la ressource en eau.

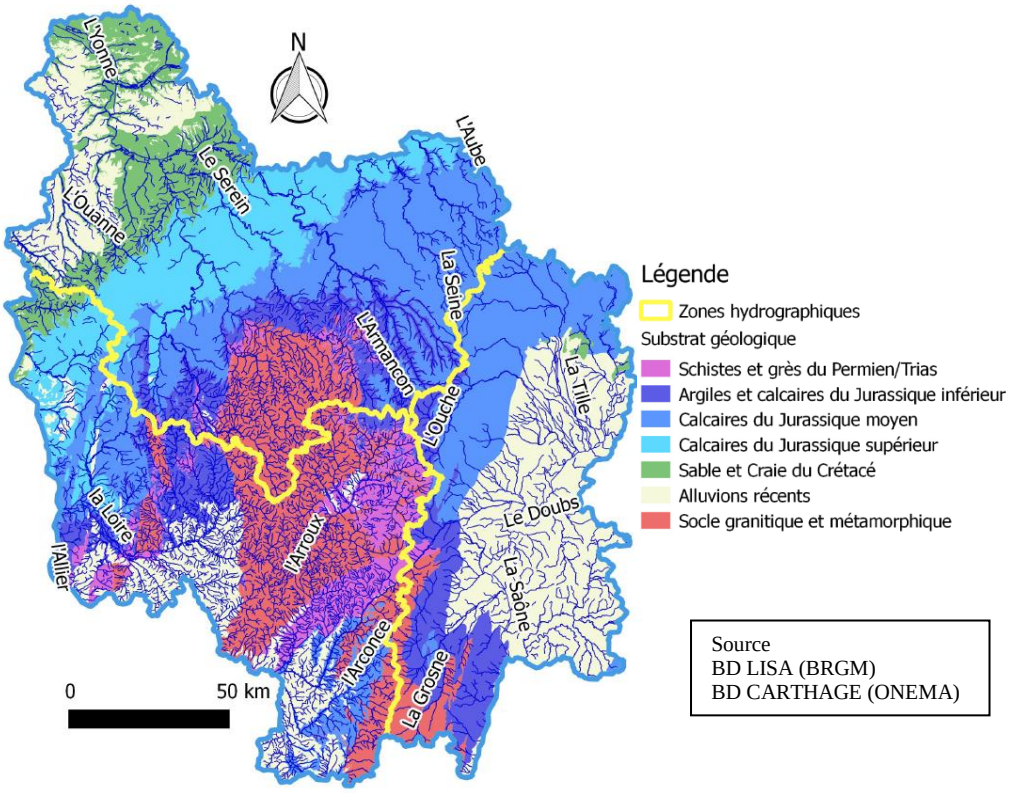


Figure 11: Géologie simplifiée de la Bourgogne et réseau hydrographique

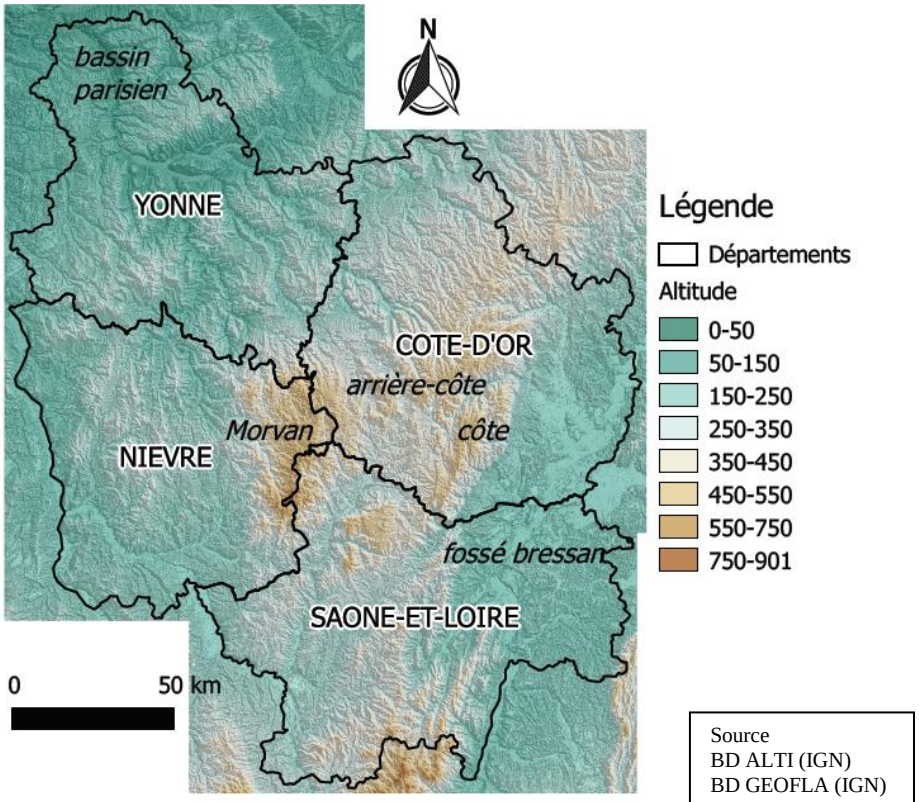


Figure 12: Relief de la Bourgogne

7. Objectifs de la thèse

Après avoir rappelé les concepts principaux du changement climatique, et les processus affectant le cycle hydrologique, nous avons réalisé un état de l'art des impacts du changement climatique sur la ressource en eau à travers des aspects quantitatifs et qualitatifs.

Depuis quelques décennies, les impacts du changement climatique sur la ressource en eau sont de mieux en mieux documentés, bien que le point de vue quantitatif est davantage abordé que le point de vue qualitatif. Cependant, au travers de la littérature existante, on constate qu'un grand nombre d'études porte sur les évolutions globales de la ressource en eau, ou bien à l'échelle de grands bassins versants, aux échelles internationales ou nationales. Cela est essentiel, car l'enjeu du changement climatique est global. Mais cette échelle ne permet pas de mobiliser localement les acteurs. Or c'est au niveau des territoires que les impacts du changement climatique se font et se feront sentir, et donc que l'adaptation est nécessaire (Tissot et al., 2016). La région Bourgogne qui est à la croisée de plusieurs grands fleuves français, possède un contexte hydrogéologique et climatique très variable spatialement et représente donc un territoire d'expérimentation tout à fait intéressant.

Dans ce cadre, les deux objectifs principaux de cette thèse ont été

- la mise en place d'une chaîne de modélisation hydroclimatique permettant de déterminer les impacts du changement climatique à l'échelle des petits bassins versants de Bourgogne, en prenant en compte à la fois des aspects qualitatifs et quantitatifs ;

- l'utilisation de cette chaîne de modélisation pour fournir aux gestionnaires de l'eau des indicateurs de l'évolution de la disponibilité de la ressource en eau, et les incertitudes associées.

Les travaux menés pour répondre à ces deux objectifs sont repris dans les 7 chapitres suivants, et permettront à chaque fois de répondre à une question précise :

Chapitre 2 : Quelles méthodes doit-on mobiliser pour la mise en place d'une chaîne de modélisation hydroclimatique à l'échelle des petits bassins versants de Bourgogne ?

Chapitre 3 : La chaîne de modélisation hydroclimatique mise en place sur les bassins versants de l'étude est-elle en mesure de reproduire les paramètres quantitatifs et qualitatifs de de la ressource en eau qui ont été choisis ?

Chapitre 4 : Peut-on projeter les modèles hydrologiques choisis dans cette étude sur une longue période de simulation en contexte de changement climatique ?

Chapitre 5 : Quelle est la résolution minimale de la base de données pédologiques nécessaire pour conserver des performances satisfaisantes du modèle SWAT ?

Chapitre 6 : Le changement climatique et ses impacts sur la ressource en eau ont-ils déjà été observés en France et en Bourgogne ?

Chapitre 7 : Quels sont les impacts attendus du changement climatique sur la ressource en eau en Bourgogne au cours du XXIème siècle ?

Chapitre 8 : L'outil de modélisation mis en place dans ces travaux est-il en mesure de répondre à des problématiques opérationnelles d'aménagement du territoire ?

Chapitre 2. Implémentation de la chaîne de modélisation

1. Introduction

Ces dernières années, l'augmentation de la performance des ordinateurs, conjuguée à la disponibilité croissante de données, ont permis de réaliser des travaux toujours plus vastes sur le changement climatique et ses impacts. Le développement de réseaux d'observation fiables permet une meilleure analyse des tendances passées, et la paramétrisation de modèles plus complexes. La croissance exponentielle des capacités de calcul des ordinateurs permet la réalisation de "runs" climatiques longue durée, à un pas de temps très fin, et sur des mailles plus fines. Malgré tout, chaque opération de modélisation conduit à une simplification de la réalité, ce qui engendre un grand nombre d'incertitudes. Dans le cadre des études d'impacts du changement climatique sur la ressource en eau, ces incertitudes ont plusieurs origines : incertitude dans les émissions futures de GES, dans la reproduction des processus du système climatique par les modèles climatiques globaux (MCG), dans les méthodes de désagrégation spatiale des MCG, et enfin dans la reproduction des processus hydrologiques. Cette succession de simplifications de la réalité aboutit à une vraie "cascade d'incertitudes", affectant chaque étude d'impacts du changement climatique.

Si elles sont inévitables, ces incertitudes peuvent néanmoins être prises en compte dans les modélisations. C'est le cas des études d'impacts considérant plusieurs scénarios RCP, contraignant plusieurs MCG, qui eux-mêmes alimentent plusieurs modèles d'impacts (Boé et al., 2009; Perrin et al., 2010 ; Habets et al., 2011; Sauquet et al., 2010).

Dans ce travail, une chaîne de modélisation hydroclimatique a été implémentée sur des bassins versants de Bourgogne. Cette chaîne de modélisation comprend plusieurs étapes : i) le choix de bassins versants dont le fonctionnement sera simulé, ii) le choix de modèles hydrologiques pour simuler ces processus, iii) la calibration sur la période de référence des modèles d'impacts, iv) la récupération de données climatiques globales sur la période future, v) la désagrégation spatiale des données climatiques globales en vue d'alimenter les modèles d'impacts et vi) la projection future des modèles d'impacts.

Afin de calibrer correctement les modèles sur chaque bassin versant (étape iii), et donc de reproduire les processus hydrologiques les plus proches de la réalité, il est nécessaire d'utiliser des données climatiques réelles (c'est-à-dire un climat tel qu'il s'est produit réellement). Nous avons donc utilisé des données climatiques observées, ainsi que des données issues de réanalyses (simulations climatiques intégrant une part d'observation afin de contraindre les modèles).

Les données climatiques futures ne sont disponibles qu'à l'échelle globale. En vue d'alimenter les modèles d'impacts à une échelle plus fine, leur désagrégation spatiale est nécessaire (étape v). Ce sont habituellement des méthodes de désagrégation statistiques qui sont employées dans ce type d'étude. Ici, nous avons employé deux méthodes différentes : une méthode statistique et une méthode dynamique, dont l'efficacité respective a été testée lors de leur utilisation sur les réanalyses (disponibles à l'échelle globale seulement) sur le temps présent. La méthode permettant d'obtenir les meilleures performances lors de la calibration/validation des modèles a été retenue et appliquée sur les données climatiques futures.

Chacune de ces étapes de modélisation comporte donc un nombre important de choix méthodologiques. Ils se doivent d'être les plus objectifs possibles et orientés de façon à répondre le mieux possible aux problématiques scientifiques soulevées. En pratique, ils demeurent encore fréquemment liés à des considérations matérielles. Ce chapitre s'attache à décrire l'ensemble des choix méthodologiques inhérents à chacune de ces étapes.

2. Choix préalables

2.1. Période de référence

C'est la période sur laquelle les modèles hydrologiques sont calibrés puis validés, au travers d'une méthode de "split sampling" (Klemes, 1986b), décrite dans le Chapitre 2. Il est nécessaire pour cela de disposer d'une période suffisamment longue, pour laquelle on dispose de données observées fiables, afin de paramétrer correctement les modèles hydrologiques.

D'autre part, les simulations futures sont comparées aux simulations sur cette période de référence. Cette comparaison (entre simulation future et simulation sur la période de référence) est rendue possible car la reproduction des processus sur le temps présent a été validée au préalable, lors de la phase de calibration/validation. Cela implique néanmoins une hypothèse, commune à tous les travaux de ce type, qui admet que le biais de modélisation existant sur le temps présent (entre données simulées et observées) est le même sur la période future (MEDDTL, 2011a).

Par convention, une période de 30 ans est généralement employée, afin de disposer d'une variabilité représentative des différents processus hydroclimatiques. Dans de nombreux travaux passés, la période 1961-1990 a été largement utilisée (Bates et al., 2008).

Dans le cadre des travaux sur le changement climatique, le choix de cette période de référence est largement lié à la disponibilité des données observées. Dans leurs travaux sur la surveillance des étiages, Giuntoli and Renard, (2010) échantillonnent 236 stations

hydrométriques françaises en fonction de la qualité de leurs données et de la longueur des chroniques. Ils constatent que 70% des stations retenues sont bancarisées à partir de 1960. A partir de critères équivalents (chroniques longues et de bonne qualité), on fait le même constat sur les stations hydrométriques de Bourgogne (figure 13). Dans nos travaux, la période de 30 ans nous permettant de disposer des données les plus fiables et complètes est donc la période 1980-2010. Elle a été retenue comme période de référence.

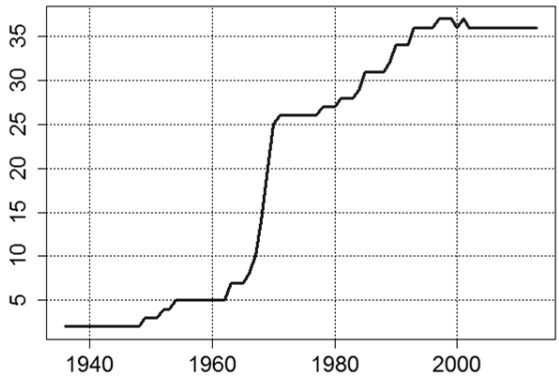


Figure 13 : Evolution du nombre de stations hydrométriques disponibles en Bourgogne, parmi une sélection de 40 stations de la Banque Hydro

2.2. Choix de modèles hydrologiques

2.2.1 Classification des modèles hydrologiques

Un modèle simplifie un système réel et complexe, afin d'en reproduire le comportement et d'améliorer la compréhension de son fonctionnement. En modélisation hydrologique, le système considéré est le bassin versant, qui *« transforme les signaux "précipitations solides et liquides" et "évapotranspiration" en un signal de sortie "écoulement", en intégrant son état de surface, les échanges avec les eaux souterraines, les prélèvements, les rejets et la gestion des ouvrages de transfert et/ou de régulation »* (MEDDTL, 2011b).

La détermination des limites du bassin versant peut se révéler problématique lorsque des échanges existent avec d'autres bassins connexes (cas des bassins karstiques notamment). La limite topographique, habituellement admise, ne correspond alors plus à la surface réelle d'infiltration du bassin versant (Le Moine, 2008). La calibration du modèle hydrologique sur chaque bassin versant étudié permet de prendre en considération les caractéristiques locales, telles que ces échanges.

Un grand nombre de modèles hydrologiques existent. Ces modèles se différencient selon leurs finalités (simulation de crue, de qualité des eaux, transformation pluie-débit,…), selon les données nécessaires à leur fonctionnement, ou encore selon leur structure (figure 14).

Conceptualisation du modèle

Les modèles hydrologiques peuvent, pour reproduire le débit du cours d'eau, s'appuyer sur des conceptualisations différentes. D'abord, certains sont basés sur des équations empiriques, pour transformer le signal d'entrée (la pluie) en signal de sortie (le débit). Ces équations sont établies à partir de l'analyse des données entrées et sorties du modèle, et ne cherchent pas à reproduire les processus élémentaires (Roche et al., 2012). C'est le cas par exemple du modèle GR4J (Perrin et al., 2003).

A l'inverse, d'autres modèles cherchent à décomposer le fonctionnement du système grâce à des équations physiques, basées sur une discrétisation fine du milieu, qui tentent de représenter les processus réels. Cette conceptualisation physique diminue l'utilisation de coefficients empiriques, et permet au modèle d'être applicable sur n'importe quel bassin versant. Le modèle MIKE SHE (Refsgaard and Storm, 1995) fait partie de cette catégorie.

Notons qu'il existe une catégorie intermédiaire, les modèles dits conceptuels. Plus simples que les modèles à base physique, ils cherchent à représenter le fonctionnement du bassin versant sous la forme de réservoirs interconnectés (Roche et al., 2012). Certains modèles, comme le modèle SWAT (Arnold et al., 1998) appartiennent à plusieurs de ces catégories : bien qu'en partie à base physique et en partie conceptuel, il intègre cependant des équations empiriques, par exemple pour la génération du ruissellement (USDA-SCS, 1986).

Distribution spatiale des paramètres

Les modèles globaux, de type "boîte noire", sont les plus simples. Le bassin versant y est représenté comme une maille unique élémentaire. Le nombre de paramètres à calibrer est généralement faible, et les données nécessaires à son fonctionnement sont peu nombreuses et ne sont pas spatialement distribuées. Par exemple, le modèle GR4J nécessite uniquement les données de précipitations et d'évapotranspiration potentielle journalière pour simuler le débit à l'exutoire du bassin versant. Les modèles semi-distribués discrétisent le bassin versant en plusieurs unités hydrologiques, et permettent donc de simuler les variables de sorties à l'échelle de sous-bassins.

Les modèles distribués, eux, utilisent des informations spatialisées sur le bassin versant. Ils sont en théorie les plus précis, et permettent une meilleure compréhension des phénomènes naturels à différentes échelles (Le Moine, 2008) mais ils soulèvent la question du niveau de précision à prendre en compte (avec quelle précision doit-on renseigner les données d'entrée

?). Les données nécessaires sont en outre plus nombreuses et pas toujours disponibles à l'échelle voulue.

Résolution temporelle

Le pas de temps d'un modèle correspond à la fréquence à laquelle les équations sont résolues. Il doit être choisi selon les processus étudiés : si l'on s'intéresse à la dynamique de crue, il conviendra de choisir un modèle fonctionnant au pas de temps horaire. Généralement, un pas de temps de simulation court est associé à une structure plus complexe du modèle.

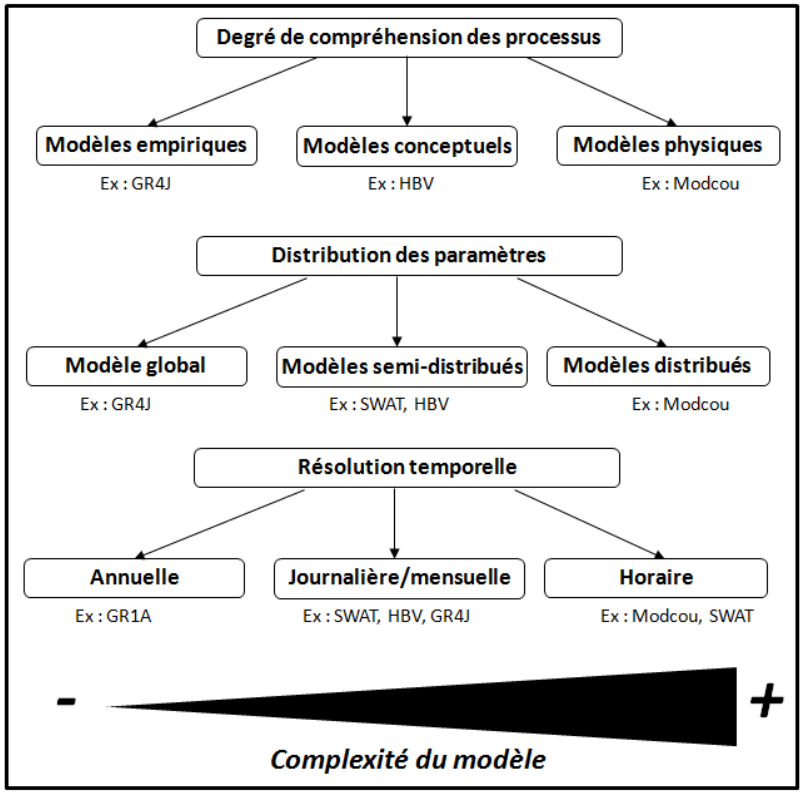


Figure 14 : Classification des modèles hydrologiques selon leur structure

2.2.2 Choix des modèles hydrologiques et leur fonctionnement

Les objectifs principaux de ce travail de thèse sont de déterminer l'impact qu'aura le changement climatique sur la disponibilité de la ressource en Bourgogne. Cette disponibilité peut se traduire de différentes manières : disponibilité qualitative et quantitative en lien avec les différents usages de l'eau. Le débit du cours d'eau simulé à l'exutoire du bassin versant, s'il ne renseigne pas directement sur la disponibilité quantitative sur tout le bassin versant, constitue tout de même un indicateur de la disponibilité globale de la ressource en eau.

L'aspect qualitatif peut être approché via la simulation de plusieurs paramètres tels que la concentration en nitrates, en matières en suspension (MES), ou en oxygène dissous. Le

croisement des approches qualitatives et quantitatives permet d'évaluer les flux de matière dans le bassin (nitrates, MES…).

Pour répondre à cette double problématique, nous avons choisi d'utiliser deux modèles hydrologiques différents. Le premier modèle nous a servi à simuler le débit à l'exutoire des bassins versants, en continu sur la période 1980-2100. C'est le modèle non distribué GR4J (Perrin, et al. 2003) qui a été choisi pour remplir cet objectif.

Le second modèle nous a permis de simuler les paramètres de qualité des eaux sur le bassin versant. C'est le modèle semi-distribué SWAT (Arnold et al., 1998) qui a été choisi. Leur fonctionnement est décrit dans les paragraphes suivants.

Le modèle GR4J

Le modèle GR4J, développé par l'IRSTEA, est un modèle de type « pluie-débit » : il s'attache à transformer un signal d'entrée (les précipitations) en un signal de sortie (le débit), à partir d'équations empiriques. Il appartient à la famille des modèles globaux, ce qui signifie qu'il simule le débit à l'exutoire du bassin versant sur la base de données non spatialement distribuées. Seuls deux paramètres climatiques journaliers, moyennés sur l'emprise du bassin versant, sont nécessaires pour simuler le débit : les précipitation et l'évapotranspiration potentielle (ETP). Il possède une fonction de production, qui permet de transformer les précipitations "brutes" en précipitations efficaces (fraction alimentant effectivement le bassin versant), une fonction de transfert, qui calcule les délais de routage de l'eau dans le système, et deux réservoirs interconnectés (figure 15).

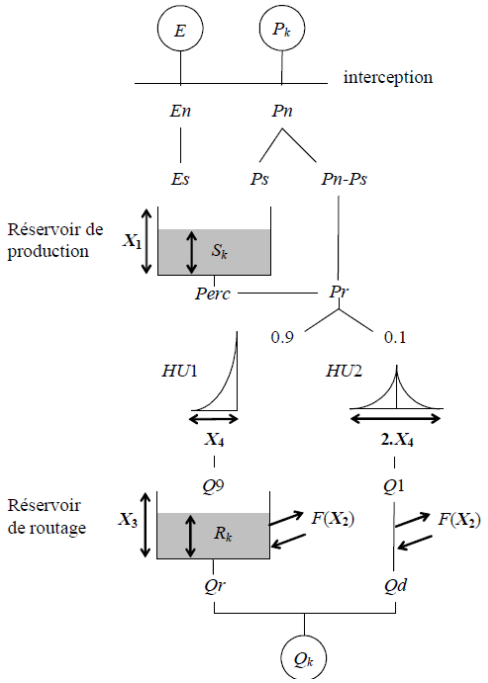


Figure 15 : Schéma de fonctionnement de GR4J (Perrin, 2007)

Le modèle GR4J est relativement simple puisqu'il ne possède que 4 paramètres qu'il convient de calibrer sur chacun des bassins versants. Ces 4 paramètres (tableau 1) possèdent des bornes minimales et maximales qui ont été déterminées après application à un très large échantillon de bassins versants (Perrin et al., 2003).

Tableau 1 : Paramètres de GR4J, signification et valeurs par défaut (Perrin et al., 2003)

Paramètres	Signification	Valeurs min et max	Unité
X1	Capacité du réservoir de production	[100 ; 1200]	mm
X2	Coefficient d'échange souterrain	[-5 ; 3]	mm/jour
X3	Capacité du réservoir de routage	[20 ; 300]	mm
X4	Temps de base de l'hydrogramme unitaire	[1.1 ; 2.9]	jour

Sa faible paramétrisation (seulement 4 paramètres à calibrer) lui confère une certaine robustesse (Perrin, 2000). En effet, son développement obéit au principe de parcimonie (Nash and Sutcliffe, 1970), qui implique que toute augmentation de la complexité d'un modèle se fasse en contrepartie d'une augmentation significative de la performance et de la robustesse du modèle.

Ce principe est d'autant plus important dans le cadre d'études prospectives comme c'est le cas dans les études d'impact du changement climatique, telles que la notre.

Enfin, ce modèle a déjà été employé dans de nombreuses études d'impacts du changement climatique, plus particulièrement en France, notamment dans l'étude Explore 2070 (MEDDE, 2012b), sur le bassin de la Seine (Ducharne et al., 2011), sur celui de la Garonne (Sauquet et al., 2010), sur des bassins du sud de la France (Lespinas et al., 2014). De plus, sa robustesse

en contexte de changement climatique a également été comparée à une vingtaine d'autres modèles globaux (Seiller et al., 2012). Il advient que GR4J permet d'obtenir les meilleures performances lors des expériences de calibrations/validations en climats contrastés.

Le modèle GR4J est disponible gratuitement sur le site de l'IRSTEA (http://webgr.irstea.fr), sous forme d'un exécutable EXCEL, et depuis peu, sous forme d'un package R. Dans ce travail, le modèle GR4J a été implémenté sur les bassins versants grâce au package hydromad (Andrews, 2011) comprenant le modèle GR4J ainsi que d'autres modèles.

Le modèle SWAT

Il est développé aux États-Unis depuis 1980 par la Texas Agricultural and Mechanical University (TAMU).

Le modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tool) est un modèle agro-hydrologique à base physique et semi-distribué. Il permet de simuler toutes les variables du cycle hydrologique au sein d'un bassin versant, de façon continue et journalière (et même horaire dans sa dernière version). Il prend en compte la variabilité spatiale des données climatiques. Il permet ainsi, à l'échelle de sous-bassins et à chaque pas de temps, de simuler les flux d'eau et de matières, dans chaque compartiment hydrologique : eau ruisselée, eau de subsurface, eau souterraine, jusqu'au cours d'eau (figure 16). Mais il est capable également de fournir à l'utilisateur de nombreuses autres sorties en lien avec l'agronomie ou la qualité des eaux par exemple.

Depuis sa création, de nombreuses modifications et améliorations ont été ajoutées. A chaque révision du modèle, les modifications apportées sont décrites dans des notices techniques. La version du modèle utilisée dans ce travail est la version SWAT 2012 rev 637.

La description exhaustive des équations et processus intégrés dans SWAT, ainsi que des données nécessaires au modèle sont rassemblés dans le manuel théorique du modèle SWAT (Neitsch et al., 2011) et dans la documentation des entrées et sorties du modèle (Arnold et al., 2012b). Dans ce manuscrit, nous présenterons brièvement les différents modules du modèle SWAT et leurs principales sorties.

<u>Module climatique</u>

Le premier module à considérer est celui relatif au climat. L'utilisateur peut rentrer ses propres données climatiques à des stations définies, ou bien utiliser les équations du "Weather Generator" (Nicks, 1974) pour simuler ces données à partir de caractéristiques statistiques de

la variable climatique en question. Ce module comprend également des équations régulant la couverture neigeuse et sa fonte, ainsi que la température de chaque horizon du sol.

Module hydrologique

C'est le plus important dans le modèle, puisque les mouvements d'eaux influent sur l'ensemble des processus modélisés. Les précipitations sont d'abord interceptées par la végétation, en fonction du type de végétation et de l'indice de croissance foliaire (LAI) simulé par le modèle. Puis les précipitations atteignant la surface du sol sont infiltrées ou ruisselées selon les équations développées par USDA-SCS (1986), l'état d'humidité et les caractéristiques physiques du sol.

L'eau retenue dans le sol peut-être évaporée, ou transpirée par les plantes, selon les valeurs d'évapotranspiration potentielle calculées par le modèle et la croissance potentielle des plantes, ou bien s'écouler sous forme d'écoulement de sub-surface.. Trois formulations d'ETP à complexité croissante sont disponibles dans SWAT : formulation de Hargreaves (Hargreaves, 1975), de Priest-Taylor (Priestley and Taylor, 1972) et de Penman-Monteith (Monteith, 1965).

Enfin, lorsque la capacité de rétention du sol est dépassée, l'eau peut percoler et alimenter la nappe superficielle. Là, elle peut de nouveau être re-mobilisée par réévaporation, ou recharger l'aquifère profond ou alimenter le cours d'eau via la vidange de la nappe.

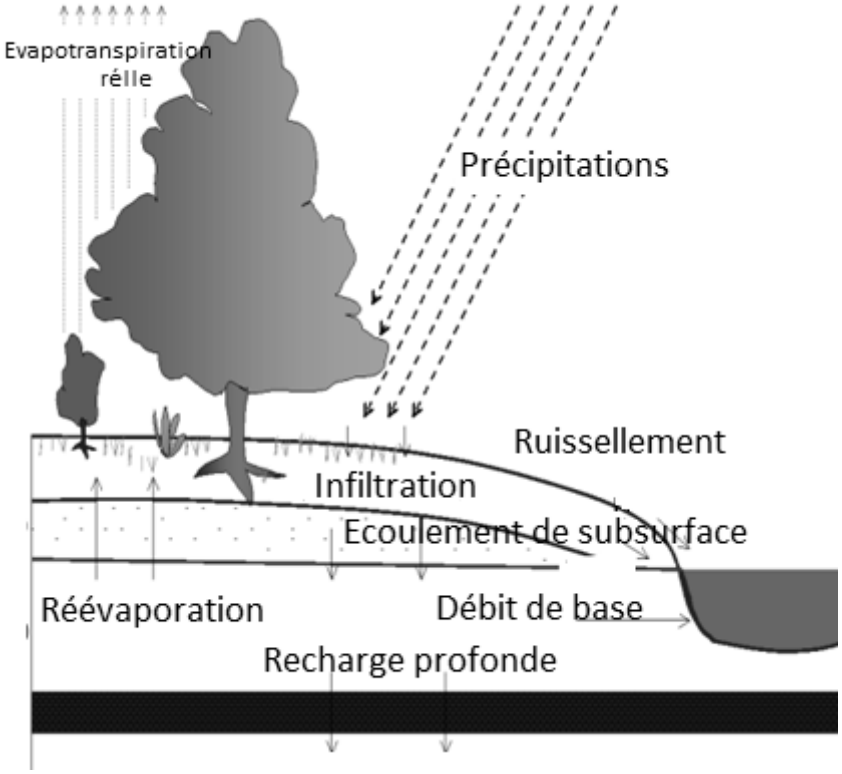


Figure 16 : Schéma du module hydrologique de SWAT

Module de croissance des plantes

Le module comprend une base de données des principales caractéristiques physiologiques de nombreuses cultures et couverts végétaux. Les équations permettent de simuler la croissance potentielle de la plante (en termes de biomasse) en fonction des conditions environnementales (température, humidité du sol, disponibilité en nutriments, énergie solaire interceptée). Il permet le calcul de l'évapotranspiration réelle (qui est fonction de l'évapotranspiration potentielle et de la disponibilité en eau du sol), de la demande en nutriments azotés et phosphorés, d'après les équations de Jones (1983).

Module d'érosion des sols

L'érosion des sols et le flux de sédiments sont calculés via les équations MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation), développées par Williams (1975).

Module nutriments

Les mouvements et les transformations des différentes formes de l'azote et du phosphore sont simulés, notamment l'apport et la consommation par les plantes de fertilisant organique et minéral, la minéralisation des résidus de culture, la nitrification et la dénitrification, la fixation atmosphérique ou encore la volatilisation.

Module de simulation des pesticides

Le modèle prend également en compte l'application de pesticides, et simule notamment leur transfert dans le cours d'eau.

Module des pratiques agricoles

Elles peuvent être renseignées à l'échelle spatiale la plus fine du modèle (échelle des HRU). Les interventions paramétrées auront lieu à des dates fixes exprimées en jours juliens , ou bien en fonction du nombre de degrés-jour cumulés.

Le modèle propose la paramétrisation du semis des plantes, l'application de fertilisant et pesticides (date et quantité), l'irrigation ou le drainage, ainsi que les différents travaux du sol. Les rotations culturales peuvent être insérées, en changeant de pratique d'une année sur l'autre.

Routage du cycle hydrologique

Une fois que les flux d'eau, d'éléments dissous et en suspension, ont été calculés, le modèle simule le transfert de ces flux au sein du réseau hydrographique. De nouveaux processus, intervenant au sein des cours d'eau, modifient alors la qualité des eaux (dépôt ou remise en suspension , biodégradation, dilution, croissance algale et bactérienne).

Le fonctionnement de l'ensemble de ces modules est relativement peu coûteux en termes de capacité et temps de calcul. Par ailleurs, en conservant les valeurs initiales des paramètres, l'utilisateur n'a besoin que d'informations géographiques et climatiques pour implémenter le modèle (tableau 2).

Tableau 2 : Données nécessaires au fonctionnement du modèle SWAT

Types de données	Paramètre	Unité	Pas de temps
Géographiques	Altitude	m	-
	Occupation du sol	-	
	Types de sol	-	
Climatiques	Température minimale	°C	journalier
	Température maximale	°C	
	Radiation solaire	MJ/m²	
	Vitesse du vent	m/s	
	Précipitations	mm	
	Humidité relative	%	

2.2.3 Implémentation du modèle SWAT

L'implémentation du modèle SWAT sur un bassin versant nécessite plusieurs étapes et couches d'informations géographiques. Cette implémentation est facilitée par l'utilisation d'ArcSWAT, module ArcGIS disponible gratuitement sur le site internet de la TAMU. Elle se réalise en plusieurs étapes décrites ci-après :

Discrétisation du bassin versant

A partir des routines de surface contenues dans ArcGIS, et du modèle numérique de terrain (MNT), le module ArcSWAT modélise un réseau hydrographique. Puis, à partir d'un seuil surfacique défini par l'utilisateur, ArcSWAT délimite des sous-bassins versants. Plus le seuil surfacique est petit, plus le module ArcSWAT crée un nombre élevé de sous-bassins. Il convient alors de trouver un compromis afin d'obtenir un nombre de sous-bassins ni trop faible (reproduction trop simpliste de la réalité) ni trop fort (augmentation du temps de calcul et des ressources informatiques nécessaires). A partir d'une centaine de sous-bassins, la performance du modèle atteint un seuil et n'augmente plus (Jha et al., 2004). Il est recommandé de vérifier que la taille des sous-bassins est homogène, afin d'éviter que

plusieurs sous-bassins amont de grande taille se déversent dans un sous-bassin aval de taille réduite (saturation des compartiments).

Les unités de réponses hydrologiques (ou HRU) sont ensuite construites pour chaque sous-bassin, grâce à la combinaison unique des types d'occupation du sol, des types de sols et des classes de pentes au sein du sous-bassin. Ces HRU correspondent à la maille élémentaire du modèle, c'est à cette échelle que sont résolues les équations de transferts de matières et d'eau (figure 17). Les HRU ne sont pas spatialisées au sein du sous-bassin et aucun transfert n'a lieu entre les HRU. Les écoulements et transferts de matières sont agrégés à l'échelle du sous-bassin, en prenant en compte plusieurs facteurs modifiant le bilan hydrologique (infiltration, ralentissement….) et permettant ainsi d'obtenir des sorties semi-spatialisées du modèle.

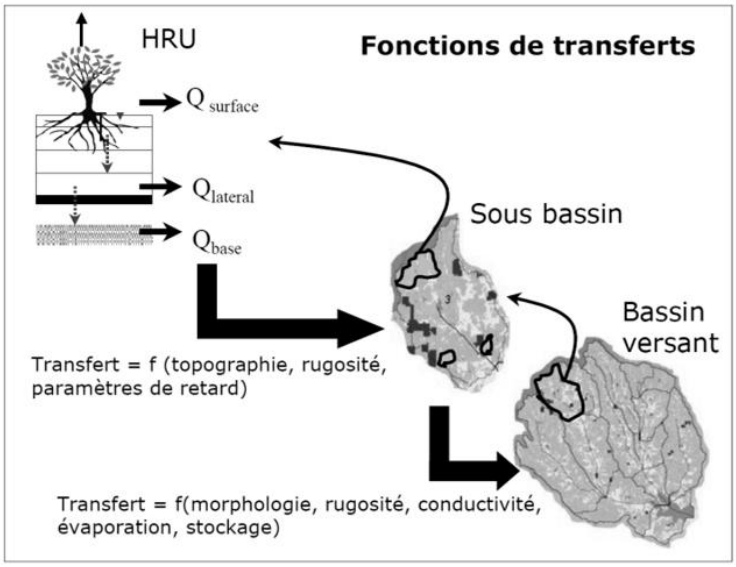


Figure 17: Fonctions de transferts utilisées dans SWAT (d'après Chaponnière, 2005)

Insertion des données climatiques

Les données climatiques nécessaires au modèle peuvent être rentrées par l'utilisateur ou bien simulées par le Weather Generator. Un fichier contenant les coordonnées de chaque station climatique est utilisé afin d'associer à chaque sous-bassin, la station de données climatiques la plus proche de son centroïde.

Calibration des paramètres

La calibration des paramètres permet d'adapter le modèle aux conditions locales d'application, et de réduire les incertitudes de prédiction du modèle. Le nombre de paramètres susceptibles d'être calibrés étant important (43 paramètres modifiables sous ArcSWAT), la calibration nécessite d'abord d'identifier les paramètres sensibles du modèle, c'est-à-dire, ceux qui

modifient sensiblement les sorties des variables d'intérêts. Les paramètres les plus modifiés dans la littérature (tableau 3) concernent exclusivement le cycle de l'eau, ce qui est cohérent avec le fait que c'est lui qui contrôle principalement toutes les autres sorties du modèle.

Tableau 3: Paramètres les plus modifiés durant la calibration du modèle (Arnold et al., 2012a)

Processus	Paramètre	Signification	unité	Valeurs par défaut
Ruissellement de surface	CN2	Coefficient de ruissellement	-	Calculé par SWAT
	SURLAG	Retard des ruissellements de surface	Jours	4
Ecoulement de subsurface	SOL_AWC	Capacité de rétention en eau du sol	mm H_20/mm sol	Fourni par l'utilisateur
	SOL_K	Conductivité hydraulique à saturation	mm/h	
	ESCO	Coefficient de compensation de l'évaporation du sol	-	0.95
Ecoulement souterrain	ALPHA_BF	Coefficient de récession de la nappe	/jour	0.048
	RCHRG_DP	Coefficient de recharge de la nappe profonde	-	0.01
	GW_DELAY	Délai de routage de l'eau de percolation	jours	31
	GW_QMIN	Niveau de nappe nécessaire pour contribuer au débit	mm	1000
	REVAP_MN	Niveau de nappe nécessaire pour contribuer à la réévaporation	mm	750
	GW_REVAP	Coefficient de réévaporation de la nappe	-	0.02

L'utilisateur va alors modifier la valeur par défaut des paramètres en fonction de sa connaissance du fonctionnement du bassin versant puis en comparant la simulation à une donnée observée après chaque modification de paramètre.

2.3.Quels bassins versants pour cette étude ?

2.3.1 Critères de sélection des bassins versants

Les bassins versants considérés dans cette étude ont comme exutoire les stations hydrométriques de la Banque HYDRO (MEDDE, 2014) fournissant les données d'observation nécessaires à la modélisation.

La sélection se base sur la disponibilité des données hydrologiques ainsi que sur la représentativité de leur bassin versant en termes de caractéristiques hydro-climatiques, de couverture et d'usage des sols.

Parmi les 202 stations hydrométriques présentes en Bourgogne, ont été uniquement considérées celles :

- couvrant la période de référence (1980-2010), avec un minimum de 20 années consécutives de données disponibles sur cette période ;

- drainant une superficie de bassin versant supérieure à 10 km² pour conserver une représentativité des données climatiques sur le bassin, et inférieure à 5000 km² afin de conserver des bassins versants de taille modérée, et compris majoritairement en Bourgogne ;
- fournissant des débits fiables, peu ou pas influencés par les activités humaines, sous forme de chroniques continues peu ou pas lacunaires.

Ce premier tri permet de sélectionner 61 stations hydrométriques:

14 sur le bassin hydrographique de la Loire ; 26 sur celui du Rhône ; 21 sur celui de la Seine. Ces stations ont ensuite été soumises à l'expertise du service hydrométrie (Marc Philippe), producteur de ces données à la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL) Bourgogne. Au final, après élimination des stations présentant des valeurs de débits douteuses ou trop influencées, 28 stations ont été validées. Parmis ces 28 stations, c'est finalement un jeu de 13 stations (correspondant à autant de bassins versants) qui a été arrêté (figure 18 et tableau 4) sur la base de la qualité de leurs données hydrologiques, de leur représentativité (reflet de la diversité des situations hydrographiques, hydrogéologiques et d'occupation des sols en Bourgogne) et des préoccupations des acteurs locaux (présence d'un syndicat mixte gestionnaire, schéma de gestion et d'aménagement des eaux, contrat de rivière, zone de répartition des eaux,…).

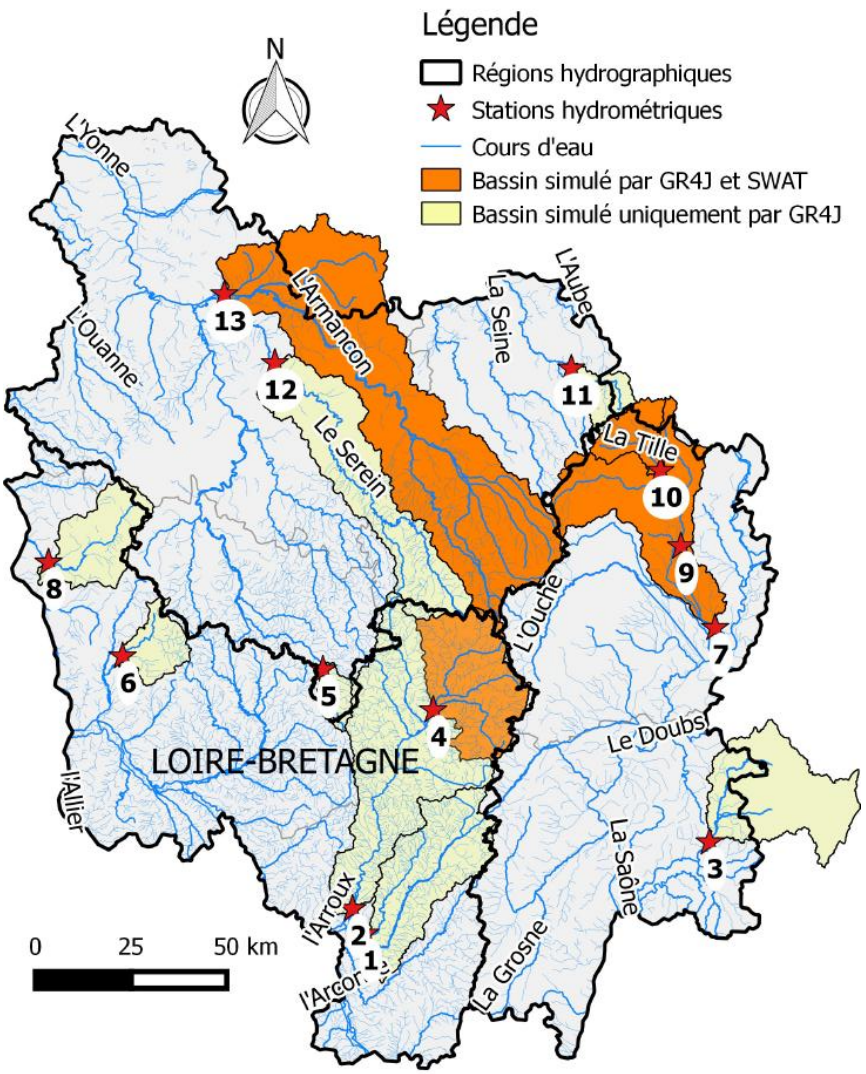


Figure 18: Localisation des stations hydrométriques retenues et des bassins versants correspondants.

Tableau 4: Bassins versants retenus et leur surface respective

N°	Cours d'eau	Stations	Surface (km²)
1	Bourbince	Vitry-en-Charollais	827
2	Arroux	Rigny/Arroux	2266
3	Seille	St-Usuge	885
4	Arroux	Dracy-St-Loup	773
5	Yonne	Corancy	106
6	Nièvre d'Arzembouy	Poiseux	235
7	Tille	Champdôtre	1260
8	Nohain	St-Martin/Nohain	476
9	Tille	Arceau	844
10		Crecey/Tille	231
11	Ource	Leuglay	176
12	Serein	Chablis	1117
13	Armançon	Brienon/Armançon	2977

2.3.2 Représentativité des 13 bassins versants

Les 13 bassins versants retenus occupent une surface d'environ 10 000 km² dont 1300km² sont situés en dehors de la Bourgogne, dans les départements limitrophes. Nos bassins occupent donc environ 30% de la surface de la Bourgogne, et sont répartis assez équitablement entre les trois zones hydrographiques (Tableau 5).

Tableau 5 : Répartition de la surface de la Bourgogne et des bassins versants choisis entre les 3 zones hydrographiques

	Surface (km²)	Bassin hydrographique		
		Loire	Rhône	Seine
13 bassins	10300	38%	26%	36%
Bourgogne	31716	31%	27%	42%

Leur occupation du sol (tableau 6), se répartit majoritairement entre des zones forestières (36% des surfaces) et agricoles (58% des surfaces). A ce titre, les bassins versants sélectionnés sont assez représentatifs du territoire bourguignon.

Tableau 6 : Occupation du sol simplifiée de la Bourgogne et des 13 bassins versants, d'après Corine Land Cover 2006 (European Environment Agency, 2007)

Bassin versant	Surface	Zones artificialisées	Forêts et milieux semi-naturels	Surfaces agricoles	Prairies permanentes	Surfaces en eau
	Km²	en % de la surface du bassin versant				
La Tille à Crecey/Tille	231	0.4	52.4	34.6	12.1	0.0
La Tille à Arceau	844	2.0	49.6	41.4	7.0	0.1
La Tille à Champdôtre	1260	4.4	40.8	48.7	5.2	0.5
La Seille à St-Usuge	885	2.7	31.5	49.6	15.6	0.6
L'Ource à Leuglay	176	0.6	50.0	35.8	13.6	0.0
L'Armançon à Brienon/A.	2977	2.1	31.0	45.8	21.0	0.1
Le Serein à Chablis	1117	1.2	26.6	46.3	25.8	0.1
L'Yonne à Corancy	106	0.9	64.2	2.8	32.1	0.0
L'Arroux à Dracy-St-Loup	773	1.7	25.5	16.3	56.3	0.3
L'Arroux à Rigny/A.	2266	2.3	33.8	12.1	51.6	0.2
La Bourbince à Vitry-en-C.	827	9.2	12.3	15.0	62.6	0.8
Le Nohain à St-Martin/N.	473	1.3	26.6	64.9	8.0	0.0
La Nièvre d'Arzembouy à Poiseux	234	0.4	43.6	20.5	35.5	0.0
13 BV	**10 321**	**2.8**	**31.6**	**36.4**	**28.9**	**0.2**
Bourgogne	**31 716**	**3.3**	**30.0**	**39.6**	**26.4**	**0.6**
France métropolitaine	**551 500**	**5**	**26.5**	**46.5**	**18.0**	**1.6**

Les formations géologiques présentes en Bourgogne sont également présentes sur les bassins versants retenus, dans des proportions similaires (tableau 7). Cela garantit une bonne représentativité des différents fonctionnements hydrogéologiques présents en Bourgogne.

Tableau 7 : Représentation des contextes hydrogéologiques, d'après BD LISA (Seguin and Mardhel, 2012)

Bassin versant	Surface	Scl	Grs	Tr	Ls	Jm	Js	Cr	Te	Brs	All		Ks
	Km²	en % de la surface											
La Tille à Crecey-sur-Tille	231	0	0	0	0	100	0	0	0	0	0		99.8
La Tille à Arceau	844	0	0	0	1	97.6	0	0	0	0.6	1.2		97.5
La Tille à Champdôtre	1 260	0	0	0	0	73.5	0	0	0	18.2	7.9		73.4
La Seille à St-Usuge	885	0	0	0	0	37.5	0	0	0	62.5	0		21.2
L'Ource à Leuglay	176	0	0	0	1	99.1	0	0	0	0	0		0.5
L'Armançon à Brienon/Armançon	2 977	1	0	1.4	23	26.9	18.7	12.1	12.1	0	4.8		15.2
Le Serein à Chablis	1 117	20.6	0	5.3	22	17.5	32.4	0	0	0	2.3		24.9
L'Yonne à Corancy	106	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0		0
L'Arroux à Dracy-St-Loup	773	29.1	13.8	39.9	15	0.8	0	0	1.3	0	0		0
L'Arroux à Rigny-sur-Arroux	2 266	57.7	16.9	16.7	5	0.4	0	0	3.1	0	0		0
La Bourbince à Vitry-en-Charollais	827	27	25.7	0	0	19.8	0	0	17.6	0	0		0
Le Nohain à St-Martin-sur-Nohain	473	0	0	0	0	10.5	86.1	0	3.3	0	0		0.1
La Nièvre d'Arzembouy à Poiseux	234	3.1	0	1.3	22	73.3	0.3	0	0.1	0	0		0.0
13 BV	10321	18.4	5.8	5.7	10.6	27.3	12.8	3.5	5.7	7.6	2.6		17.8
Bourgogne	31716	16.5	2.5	2.9	9	26.4	10.7	2.9	13.7	10.8	4.7		21.5

Scl : Socle du Morvan (granite, gneiss) - Grs : grès, argilites et schistes du Permo-carbonifère Tr: grès & argiles du Trias - Ls: marnes du lias - Jm: calcaires du jurassique moyen - Js: calcaires du jurassique supérieur - Cr: crétacé inf. du Bassin Parisien - Te: tertiaire du Bassin Parisien - Brs: formations tertiaires de la Bresse - All: alluvions quaternaires - kst: formations karstiques.

2.3.3 Quels bassins versants pour la modélisation SWAT?

En raison de la complexité et de la quantité de données nécessaires au modèle SWAT, celui-ci n'a été implémenté que sur 3 des 13 bassins versants de l'étude: celui de l'Arroux à Dracy-Saint-Loup, de la Tille à Champdôtre et de l'Armançon à Brienon-sur-Armançon. Ils ont été choisi pour leur représentativité des différents contextes hydrogéologiques .

La Tille à Champdôtre possède un substratum géologique majoritairement calcaire et karstique dans sa partie amont, et alluvionnaire dans sa partie aval. Les réservoirs aquifères sont principalement localisés dans les calcaires karstifiés. L'occupation du sol, y est partagée entre surfaces cultivées et milieux naturels essentiellement forestiers (41%).

Le bassin de l'Arroux à Dracy-Saint-Loup, situé dans le Morvan, posssède un substratum géologique composé de roches détritiques, de socle ainsi que des marnes du lias. Les aquifères, localisés dans les grès et l'arène granitique y sont peu développés. Les prairies occupent une grande partie du bassin versant (56%), le reste étant partagé entre forêt et cultures 25% et 15% respectivement).

Le bassin de l'Armançon à Brienon/Armançon est situé en contexte calcaire et karstifié sur sa large moitié supérieure, tandis que l'aval du bassin est situé sur les craies du Crétacé. L'occupation du sol sur le bassin est majoritairement agricole et forestière.

2.4 Indicateurs quantitatifs et qualitatifs de la ressource en eau

La problématique principale de la thèse repose sur la détermination des impacts du changement climatique sur la disponibilité de la ressource en eau en Bourgogne. Cette disponibilité se traduisant par des critères quantitatifs et qualitatifs, la chaîne de modélisation mise en place dans le cadre de cette thèse doit permettre de répondre à cette problématique, via le calcul de plusieurs indicateurs que nous allons décrire ici.

2.4.1 Aspects qualitatifs

Nous avons vu précédemment que la réglementation concernant les eaux de surface utilise de nombreux paramètres pour caractériser la qualité des eaux :

- quantification de substances chimiques ;
- mesure de paramètres physico-chimiques ;
- calcul d'indices biologiques.

En France, la qualité des cours d'eau est appréciée grâce aux grilles d'évaluation issues du Système d'Evaluation de la Qualité des cours d'eau (SEQ-EAU) (Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie et Agences de l'eau, 2003). Dans ces travaux, nous nous sommes intéressés à 3 paramètres physico-chimiques simulés par SWAT et utilisés dans ces grilles d'évaluation (tableau 8). A chacun de ces paramètres sont associées des valeurs seuils encadrant des classes de qualité des eaux de surface.

A partir des sorties du modèle SWAT, nous avons déterminé un nombre de jours par an de dépassement de ces seuils, pour les trois bassins versants de la modélisation SWAT. Ces valeurs annuelles ont également été complétées par l'export moyen annuel de matières.

Tableau 8 : Paramètres physico-chimiques simulés par SWAT et les valeurs seuils respectives d'après la grille SEQeau V2 (Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie and Agences de l'eau, 2003)

Paramètre	**Libellé**	**Unités**	**Indice de qualité**				
			Bleu	Vert	Jaune	Orange	Rouge
		Indice de qualité	80	60	40	20	0
O_2	Taux d'oxygène dissous	mg 0_2/L	> 8	< 8	< 6	< 4	< 3
NO_3^-	Concentration en nitrates	mg NO_3^-/L	< 2	> 2	> 10	> 25	> 50
MES	Concentration en matières en suspension	mg MES/L	< 2	> 2	> 25	> 38	> 50

2.4.2 Aspects quantitatifs

Sur le plan quantitatif, seule la disponibilité de la ressource a été examinée dans ces travaux. Les problématiques d'évènements catastrophiques ponctuels comme les inondations n'ont pas été abordées. Dans les bassins versants de Bourgogne, le régime des cours d'eau est un régime simple et pluvial. Simple car les cours d'eau ne connaissent qu'une période de hautes-eaux (de novembre à février) et une période de basses-eaux par an (généralement, entre juillet et septembre). Pluvial car la principale alimentation du cours d'eau est l'infiltration des pluies (contrairement aux régimes nival ou glaciaire). Nous cherchons ici à caractériser cette période de basses-eaux, à la fois en terme de sévérité (faiblesse des débits d'étiages) et de saisonnalité.
Outre l'évolution des débits moyens annuels, et des régimes mensuels interannuels, plusieurs indicateurs, issus de la littérature ont été retenus et parfois adaptés, en concertation avec les gestionnaires des bassins versants concernés afin de leur fournir des données utiles pour leurs travaux.
Les indicateurs présentés ici (tableau 9 et figure 19) ont notamment été employés par l'ONEMA (Giuntoli and Renard, 2010) dans le cadre de l'élaboration d'un réseau de surveillance des étiages.et repris dans une étude de Giuntoli et al. (2013) afin de les corréler avec des indices d'oscillations climatiques multi-décennales.

Tableau 9: Indicateurs d'étiage retenus

Indice	Caractérisation de l'étiage	Définition	Unité
Débit minimum journalier (VCN3)	Sévérité	Débit minimum sur une période de 3 jours glissants	mm/jour
Durée de l'étiage		Nombre de jours par an sous un seuil (ici VCN10 calculé sur la période de référence 1980-2010)	jours
Volume de déficit		Somme des différences entre le seuil d'étiage et le débit journalier (intégration de la partie grisée sur la figure 20)	mm
Date de début d'étiage	Saisonnalité	Date à laquelle 10%, 50% et 90% du volume de déficit ont été atteints	jour julien
Date de centre			
Date de fin			
Date du minimum annuel		Date d'occurrence du VCN3 calculé précédemment	

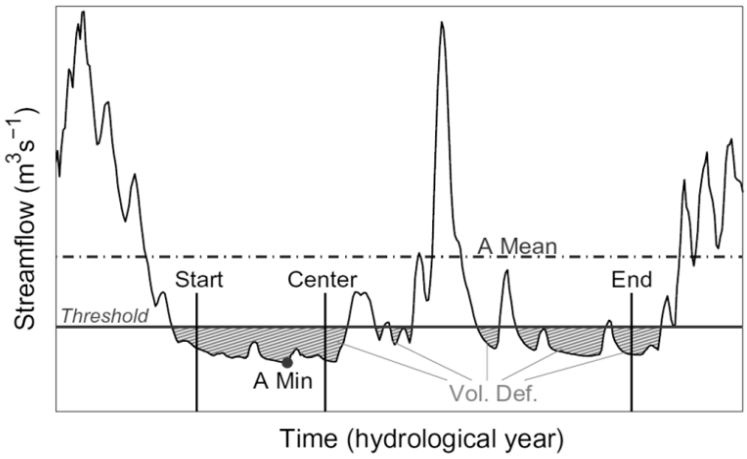


Figure 19: Représentation des indicateurs d'étiages retenus (d'après Giuntoli et al., 2013) A Min : minimum annuel, Start : début d'étiage, Center : centre d'étiage, End : fin d'étiage, Vol.Def : volume de déficit; Threshold : seuil d'étiage

Autres indicateurs

Les débits traduisent l'évolution globale de la disponibilité de la ressource, mais ils sont le produit de nombreux processus au sein du bassin versant (ruissellement, infiltration, recharge des nappes…) qui sont tous simulés par le modèle SWAT. Nous avons choisi deux indicateurs supplémentaires basés sur les sorties du modèle SWAT : un indicateur de percolation et un indicateur de stress hydrique.

Indicateur de percolation

La recharge des nappes souterraines s'effectue grâce au phénomène de percolation. Lors d'un épisode pluvieux, dès lors que la teneur en eau du sol dépasse sa capacité de rétention maximale (capacité au champ en agronomie), une lame d'eau gravitaire percole à travers le profil de sol et alimente les niveaux plus profonds (figure 20). L'indicateur de recharge des nappes consiste en un nombre moyen de jours par an durant lesquels l'eau percole à la base du profil de sol.

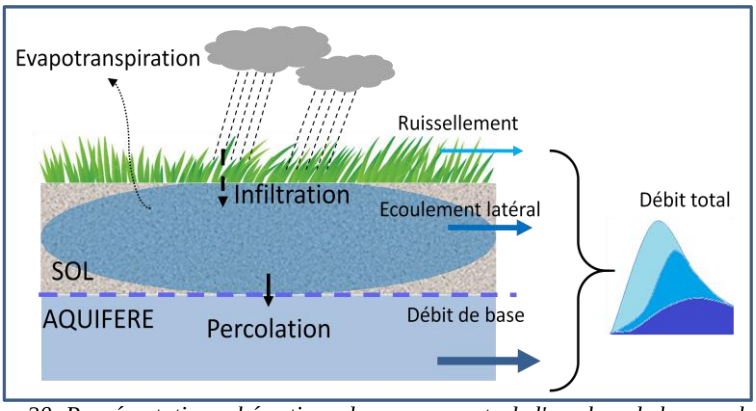


Figure 20: Représentation schématique des mouvements de l'eau lors de la percolation

Indicateur de stress hydrique

La percolation informe de la recharge des nappes, mais pas de l'évolution de la teneur en eau du sol. Or, d'un point de vue agronomique, la sensibilité d'un territoire en période de sécheresse provient d'une diminution parfois importante du remplissage de la réserve utile (figure 21). Afin de fournir un indicateur de cette sensibilité, nous nous intéressons également à l'évolution du nombre de jours (par an) durant lequel la réserve utile est remplie à moins de 50% (situation de stress hydrique pour les végétaux). Toute l'eau contenue dans le sol ne peut être utilisée par la plante (Mathieu et al., 1998). L'eau contenue dans les micropores de taillle inférieure à 0.2 µm ou eau "liée" ne peut pas être mobilisée par les plantes car la succion nécessaire est trop importante (15 bar ou pF 4.2). La gamme de pores de diamètre compris entre 0.2 µm et 30 µm contient l'eau de rétention ou eau "utile". Cette eau peut être absorbée par les plantes, en fonction de la capacité de succion de celle-ci. Selon sa texture, le sol va contenir plus ou moins de microporosité et de macroporosité. Lorsque la teneur en eau du sol diminue, l'eau utile restante est de plus en plus fortement liée aux grains du sol. Au-delà d'un certain seuil (en général 50% de l'eau utile) la plante ne peut plus utiliser facilement l'eau, il y aura un impact sur son développement et sa croissance. On parle alors de stress hydrique.

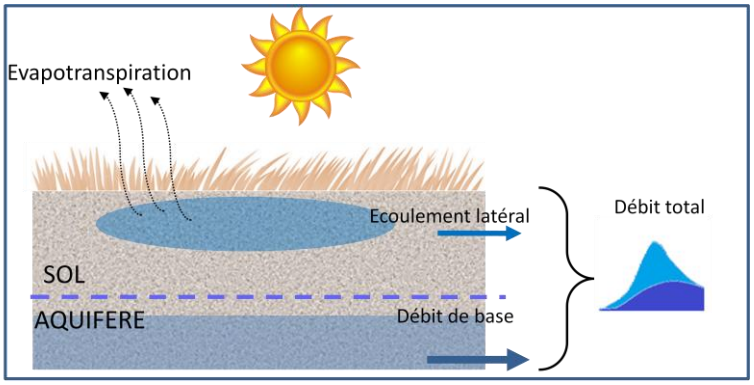


Figure 21 : Représentation schématique de la diminution de la teneur en eau du sol conduisant au stress hydrique de la végétation

3. Bases de données nécessaires aux modèles

L'exercice de modélisation pratiqué ici nécessite de nombreux jeux de données. Nous verrons dans cette section ceux qui sont nécessaires au modèle SWAT, puis les données climatiques utilisées lors des calibrations sur la période de référence, et enfin ceux utilisés lors de la projection des modèles sur la période future (1980-2100).

3.1. Données géographiques nécessaires au modèle SWAT

Comme vu précédemment, le modèle SWAT utilise des informations de plusieurs types, d'une part pour modéliser la direction et le sens des écoulements de surface, et d'autre part pour créer les unités de réponse hydrologique (les HRU).

3.1.1 Le relief du bassin versant

Le modèle SWAT a besoin d'un réseau hydrographique cohérent afin de simuler les transferts à l'échelle du bassin versant. Le module ArcSWAT crée lui-même son réseau hydrographique à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) et de routines hydrologiques existantes sous le logiciel ArcGIS. Le relief a été fourni par le MNT de l'IGN : BDAlti©, fournissant l'altitude (en m) sur l'ensemble du territoire bourguignon, à la résolution de 25m.

3.1.2 L'occupation du sol

Elle est issue de la base de données Corine Land Cover 2006 (European Environment Agency, 2007), à l'échelle 1:100 000, et accessible sur l'emprise de l'Europe. Cette base de données comprend 3 niveaux de détails différents : national, régional et local. C'est ce dernier niveau qui a été utilisé. Les types d'occupation du sol présents dans SWAT étant moins détaillés que ceux issus du CLC, il a fallu ensuite fusionner certaines catégories (tableau 10) :

Tableau 10 : Correspondance entre les types d'occupation du Corine Land Cover et du modèle SWAT

CODE CLC	Libellé CLC	Code SWAT	Libellé SWAT
133	Chantiers	URML	Tissus urbain modéré
142	Equipements sportifs et de loisirs		
141	Espaces verts urbains		
112	Tissu urbain discontinu		
131	Extraction de matériaux		
121	Zones industrielles et commerciales		
122	Réseaux routier et ferroviaire et espaces associés		
324	Forêt et végétation arbustive en mutation	FRSD	Forêts de feuillus
313	Forêts mélangées		
311	Forêts de feuillus		
322	Landes et broussailles		
211	Terres arables hors périmètres d'irrigation	AGRL	Surfaces agricoles génériques
243	Surfaces essentiellement agricoles		
242	Systèmes culturaux et parcellaires complexes		
312	Forêts de conifères	FRSE	Forêts de connifères
321	Pelouses et pâturages naturels	PAST	Prairies
231	Prairies		
411	Marais intérieurs	WATR	Surfaces d'eau libre
512	Plans d'eau		

La distribution de cette typologie simplifiée dans chacun des 3 bassins versants modélisés par SWAT est présentée dans le tableau 11.

Tableau 11 : Répartition de l'occupation du sol de chaque bassin après simplification de CLC (en % de la superficie du BV)

Code SWAT	Arroux à Dracy-Saint-Loup	Tille à Champdôtre	Armançon à Brienon/Armançon
AGRL	14.8	45.2	45.7
FRSD	23.3	41.1	29.1
FRSE	2.5	2.8	1.9
PAST	57.5	5.6	21.0
URML	1.7	4.7	2.2
WATR	0.2	0.5	0.1
TOTAL	100	100	100
Surface (km²)	756	1223	2942

Afin de se rapprocher au mieux de la réalité du bassin versant, notamment pour la simulation des exports de nitrates et de MES à l'exutoire du bassin versant, l'assolement des surfaces agricoles a été précisé grâce à l'utilisation d'une nouvelle base de données : le Registre Parcellaire Graphique (RPG, administré par l'Agence de services et de paiement ASP). Cette base de données décrit, pour chaque département, le type d'assolement majoritaire, à l'échelle 1/5000, et ceci actualisé chaque année. Les données disponibles sont les contours des îlots de cultures "anonymisées" du RPG, ainsi que le groupe de culture majoritaire, pour les années 2006 à 2012. Un îlot de cultures correspond à un ensemble contigu de parcelles culturales

exploitées par un même agriculteur. Le RPG a été traité par SIG afin d'extraire les îlots de cultures par bassin versant, et d'analyser leur évolution année après année. Etant donné la précision dans l'assolement, ces derniers ont été simplifiés afin d'identifier plus facilement les types de cultures majoritaires (tableau 12).

Tableau 12: Correspondances entre les assolements du RPG et ceux de SWAT

Groupe de culture majoritaire (RPG)	Code SWAT	Libellé SWAT
Blé tendre	WWHT	Blé d'hiver
Orge		
Autres céréales		
Colza		
Maïs grain et ensilage	CSIL	Maïs ensilage
Prairies temporaires	RNGE	Fourrage
Protéagineux	AGRC	Culture générique
Plantes à fibres		
Gel (surfaces gelées)		
Tournesol		
Autres oléagineux		
Légumineuses à grains		
Vergers		
Vignes		
Autres cultures		
Légumes, fleurs		
Divers		

Les différentes cultures céréalières ont été regroupées, au vu de leur consommation similaire en termes d'intrants et d'eau. Le maïs est considéré dans une classe à part entière, tout comme les prairies temporaires. Toutes les autres cultures présentes sur les bassins versants ont été regroupées dans une classe "générique". Pour cette dernière ("AGRC"), le modèle SWAT applique les caractéristiques du blé d'hiver. Cette simplification est faite sur les 6 années que comporte la base de données RPG. Un exemple de représentation du RPG avant et après simplification est donné dans la figure 22. Le tableau 13 présente la répartition de l'assolement SWAT affiné par le RPG dans chaque bassin versant.

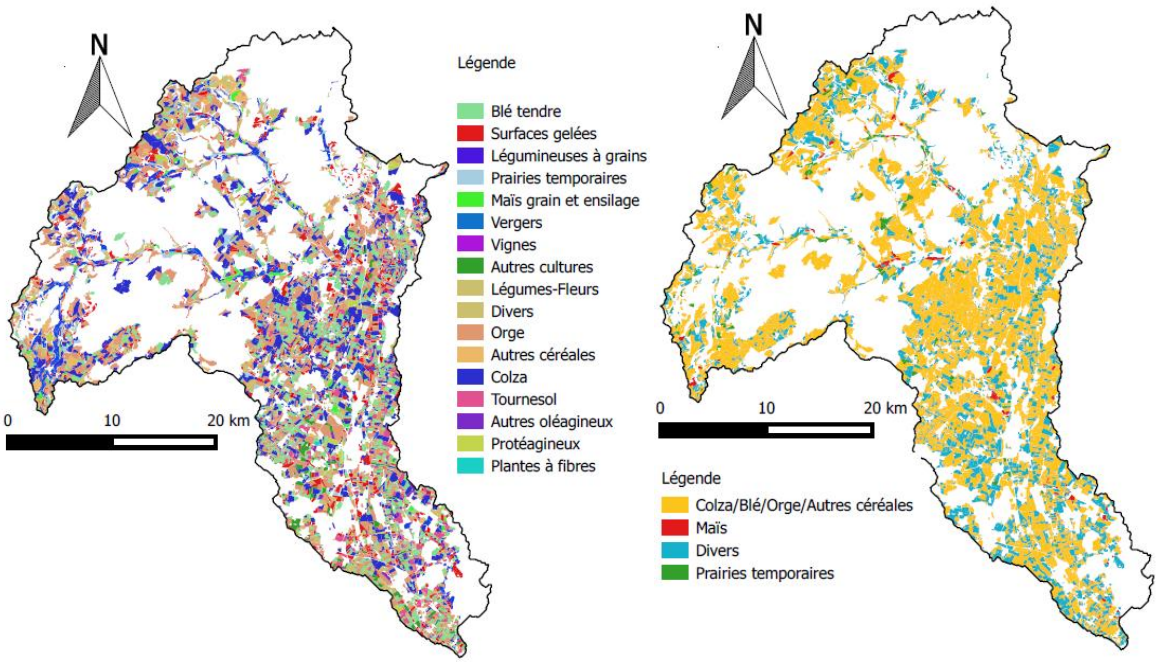


Figure 22: Assolement du bassin versant de la Tille pour l'année 2009 d'après le RPG (gauche) et après simplification (droite).

Tableau 13 : Affinement de l'assolement avec le RPG (en % des surfaces agricoles)

Code SWAT	Arroux à Dracy-Saint-Loup	Tille à Champdôtre	Armançon à Brienon/Armançon
AGRL	11	7	13
CSIL	5	1	5
WWHT	62	79	82
RYE	22	3	-
Total	100	100	100

Nous avons ainsi identifié la rotation "Colza/Blé/Orge" comme le type de culture majoritaire sur l'ensemble des bassins versants (de 62 à 82%).

3.1.3 Les types de sols

Le modèle SWAT s'attache à reproduire les transferts d'eau et de matières en surface, dans le profil de sol, dans la zone saturée et non-saturée. Il est nécessaire de fournir au modèle la description des sols au travers plusieurs caractéristiques pédologiques. Le modèle SWAT comprend par défaut des caractéristiques pédologiques correspondantes aux bases de données SSURGO (1:12 000e-1:63 000e) et STATGO (1: 250 000e) créées par le ministère de l'agriculture des Etats-Unis (USDA-NRCS, 2016). En revanche, dans le cas d'une implémentation du modèle sur d'autres territoires, il est nécessaire de construire d'une part la couche géographique des types de sol, et d'autre part, la table "usersoil", comprenant les caractéristiques pédologiques correspondantes.

Base de données Donesol

La plupart de ces paramètres ont pu être fournis par la base de données pédologiques Donesol, développée par l'Institut National de Recherche Agronomique (INRA) d'Orléans au travers du programme "Inventaire, Gestion et Conservation des Sols (IGCS). C'est le volet "Référentiel Régional Pédologique" (RRP) de cette base de données qui a été utilisé ici, fournissant une information cartographique à la résolution de 1/250 000e.

Le référentiel se base sur les sondages pédologiques ponctuels pour décrire les horizons du sol (figure 23). Les profils de sol présentant les caractéristiques pédologiques similaires sont groupés en "Unité Typologique de Sol" (UTS). L'extension spatiale d'un seul ou de plusieurs horizons déterminera l'emprise des plages cartographiques (ou strates). Des "Unités Cartographiques de Sols" (UCS) sont alors définies par une ou plusieurs strates, et par les UTS qui les constituent.

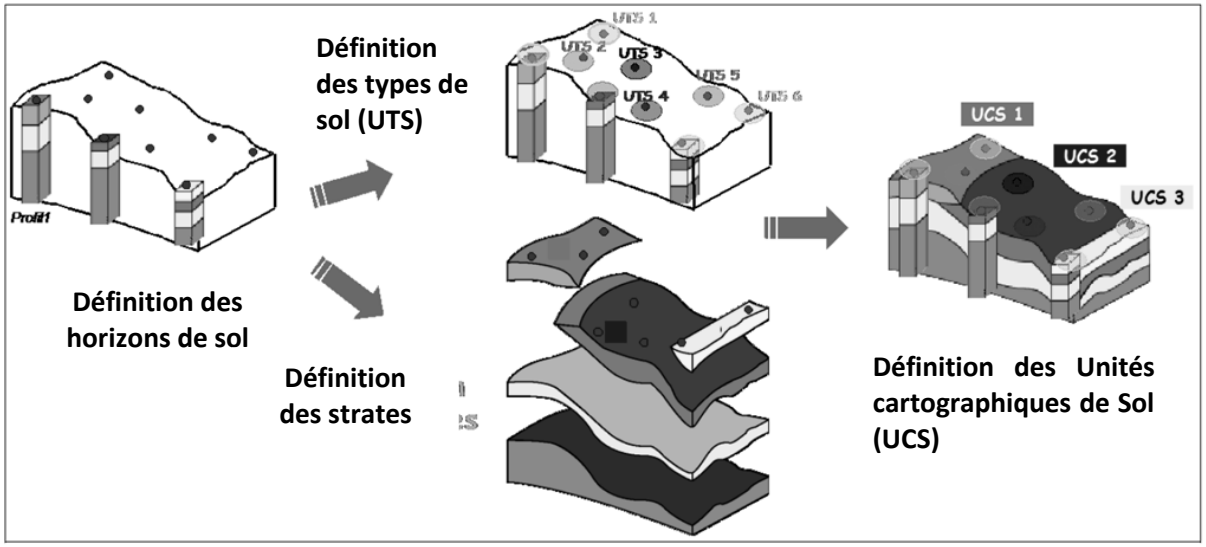


Figure 23: Principe de construction de la base de données RRP.(INRA, 2014)

Au sein de cette base de données, seules les UCS (contenant une ou plusieurs UTS) sont spatialisées et la base de données fournit un pourcentage de représentation de chaque UTS sur l'UCS. L'information pédologique est présente uniquement à l'échelle des UTS. Lorsqu'il est nécessaire de spatialiser l'information, comme dans notre étude, il faut donc mettre en place des règles d'agrégation lorsque plusieurs UTS sont représentées dans une même UCS. Dans le cadre de ce travail, nous avons choisi de sélectionner les UTS majoritaires. Ainsi, lorsqu'une des UTS est majoritaire sur l'UCS, cette UTS est attribuée au polygone géoréférencé dans sa globalité avec ses caractéristiques pédologiques. Dans le cas contraire plus rare où deux UTS sont majoritaires (par exemple, 2 UTS à 50%), nous avons attribué à l'UCS le type de sol qui était le moins représenté dans le bassin versant entier.

Enfin, un travail d'harmonisation des UCS a été également nécessaire. En effet, le RRP étant réalisé à l'échelle des départements, les même UCS portent des identifiants différents d'un département à l'autre. Ainsi, en limite de département, certains polygones peuvent se trouver interrompus du seul fait de la limite administrative alors que l'UCS continue au-delà de cette limite. L'harmonisation a débouché sur une carte des types de sol et de leurs caractéristiques pour chaque bassin versant (voir l'exemple de l'Arroux figure 24), avec 61 sols sur le bassin versant de l'Armançon à Brienon-sur-Armançon, 37 sols sur le bassin versant de la Tille à Champdôtre et 36 sols sur celui de l'Arroux à Dracy-Saint-loup.

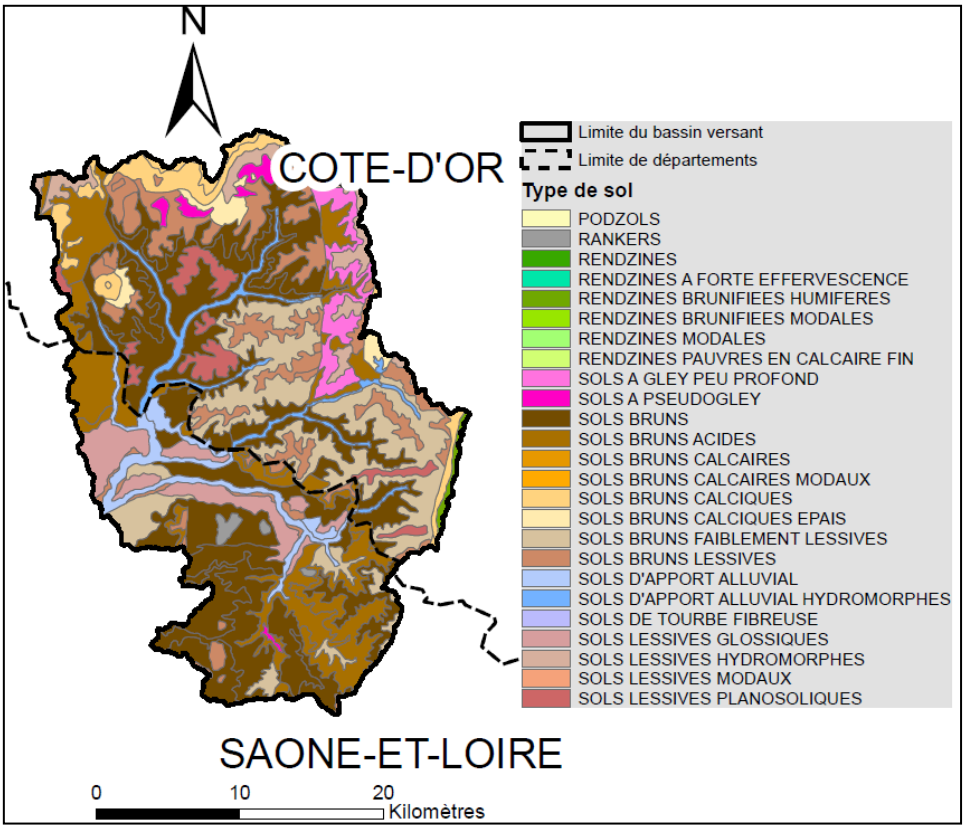


Figure 24: Sols du bassin versant de l'Arroux à Dracy-Saint-Loup, après harmonisation des UCS

Sur la base de cette cartographie, l'intégralité des paramètres pédologiques nécessaires au fonctionnement du modèle SWAT a alors été déterminée (tableau 14). Les valeurs sélectionnées dans la base Donesol sont les valeurs moyennes ou modales et non les valeurs minimales ou maximales. Si certains paramètres sont directement présents dans la base de données (nombre d'horizons du sol, profondeur de chaque horizon,….), d'autres ont été calculés (Legras 2014) à l'aide de fonctions de pédotransfert précisées dans le tableau 14.

Tableau 14 : Paramètres pédologiques de la table "usersoil" et origine des données. Les paramètres en grisé ne sont pas activés dans SWAT

Paramètre	Signification	Unité	Base de données et source de la fonction de pédotransfert
SNAM	Nom du sol	-	Donesol
NLAYERS	Nombre d'horizons du sol	-	Donesol
HYDGRP	Groupe de comportement hydraulique du sol	-	Donesol + USDA
SOL_ZMX	Profondeur racinaire maximale du sol	mm	Somme de SOL_Z
ANION_EXCL	Fraction de la porosité de laquelle les anions sont exclus	-	Par défaut
SOL_CRK	Fraction de sol fissuré	% du volume du sol	Par défaut
TEXTURE	Texture	-	Par défaut
SOL_Z (j)	Profondeur de l'horizon j	mm	Donesol
SOL_BD (j)	Densité apparente humide de l'horizon j	g/cm^3	Donesol + Keller and Håkansson, (2010)
SOL_AWC (j)	Capacité de la réserve utile de l'horizon j	mm H_20/mm sol	Donesol + Bruand et al., (2003)
SOL_K (j)	Conductivité hydraulique à saturation de l'horizon j	mm/hr	Donesol + Jarvis et al., (2013)
SOL_CBN (j)	Pourcentage de carbone de l'horizon j	% de poids du sol	Donesol + Walkley and Black, (1934)
CLAY (j)	Pourcentage d'argile de l'horizon j	% de poids du sol	Donesol
SILT (j)	Pourcentage de limon de l'horizon j	% de poids du sol	Donesol
SAND (j)	Pourcentage de sable de l'horizon j	% de poids du sol	Donesol
ROCK (j)	Pourcentage de cailloux de l'horizon j	% de poids du sol	Donesol
SOL_ALB	Albédo de l'horizon supérieur du sol humide	-	Donesol + Post et al., (2000)
USLE_K (j)	Coefficient d'érodibilité du sol	0.013 tonne/m²/heure	Donesol + Williams, (1995)
SOL_EC (j)	Conductivité du sol	dS/m	Par défaut
SOL_CAL (j)	Calcaire du sol	%	Par défaut
SOL_PH (j)	pH du sol	-	Par défaut

Base de données BDGSF

Dans l'optique d'implémenter SWAT sur un nombre plus important de bassins versants, il est apparu intéressant d'utiliser une base de données à plus faible résolution. La base de données géographiques des sols français (BDGSF) a été choisie pour cela. Cette base de données est issue de la base de données géographiques des sols d'Eurasie (SGDBE), qui propose un ensemble de caractéristiques pédologiques harmonisées couvrant l'Eurasie et les pays méditerranéens à la résolution de 1/1 000 000e (EC, 2003).

Sur la région Bourgogne, la base de données comprend 222 sols différents. Le tableau 15 compare le nombre de sols sur les 3 bassins versants choisis pour la modélisation SWAT, selon la base de données utilisée.

Tableau 15 : Comparaison du nombre de sols par bassin versant selon les deux bases de données Donesol et BDGSF

Bassin versant	Donesol	BDGSF
Arroux à Dracy-St-Loup	36	6
Armançon à Brienon/Armançon	61	10
Tille à Champdôtre	37	7

A l'instar de la base de données Donesol, la BDGSF comporte de nombreuses caractéristiques pouvant être intégrées directement dans la table "usersoil" de SWAT. Mais certains paramètres sont aussi à recalculer à partir de fonctions de pédotransfert. La base de données a entièrement été adaptée pour application directe au modèle SWAT (Chambel-Leitão et al., 2012). Sur le territoire européen, cela a été possible grâce à la base de données des règles de pédotransferts (PTRDB, Bruand et al., 1996), de celle des profils de sol (SPADE, Breuning-Madsen and Jones, 1995) et de celle des propriétés hydrologiques des sols européens (HYPRES, Wösten et al., 1999).

3.2 Données hydrologiques en calibration/validation

Une étape primordiale dans l'utilisation d'un modèle est l'évaluation de sa capacité à reproduire les données observées. Dans notre cas, nous cherchons à simuler les débits observés (à l'exutoire des bassins ou des sous-bassins), ainsi que les principaux paramètres de qualité des eaux (nitrates, matières en suspension, oxygène dissous). Pour cela, des chroniques issues des différentes stations de mesures quantitatives et qualitatives ont été collectées sur l'emprise de nos bassins versants.

Les débits observés sont issus du réseau de stations hydrométriques de la Banque HYDRO (MEDDE, 2014) et nous ont été fournis par la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL) de Bourgogne, sur la période de référence (1980-2010).

En plus des stations hydrométriques retenues pour la modélisation GR4J (13 stations définissant 13 bassins versants), les données de 6 stations supplémentaires ont été collectées (2 sur l'Armançon, 3 sur la Tille et 1 sur l'Arroux), afin de valider les simulations SWAT à l'échelle de sous-bassins.

Les paramètres de qualité de l'eau sont issus du réseau national de suivi qualitatif des eaux de surface, administré par les agences de l'eau et dont les données ont été extraites sur les serveurs de données correspondants.

Trois principaux paramètres de qualité des eaux ont été privilégiés dans ce travail : les nitrates (NO_3^-), les matières en suspension (MES) et l'oxygène dissous (O_2). Les réseaux de

surveillance qualitative fournissent une mesure de ces paramètres en mg/L, à un instant t de la journée, sur un pas de temps allant de 1 à 2 mois selon les stations de suivi et les années.

La plupart des stations ne possèdent pas ou peu de données avant la fin des années 1990, voire le début des années 2000. Pour obtenir une représentativité spatiale et temporelle optimale des données, la station sélectionnée est celle qui est localisée la plus proche de l'exutoire et dont la durée du suivi est égale à 10 ans au moins, avec une douzaine de mesures par an.

Pour l'Arroux à Dracy-St-Loup, la station sélectionnée est située à l'aval proche (Arroux à Autun). Pour l'Armançon à Brienon/Armançon, la station est située à l'amont proche (Armançon à Tronchoy). Pour la Tille à Champdôtre, la station est située à l'exutoire. La figure 25 reprend la localisation des différentes stations de mesures utilisées dans cette étude.

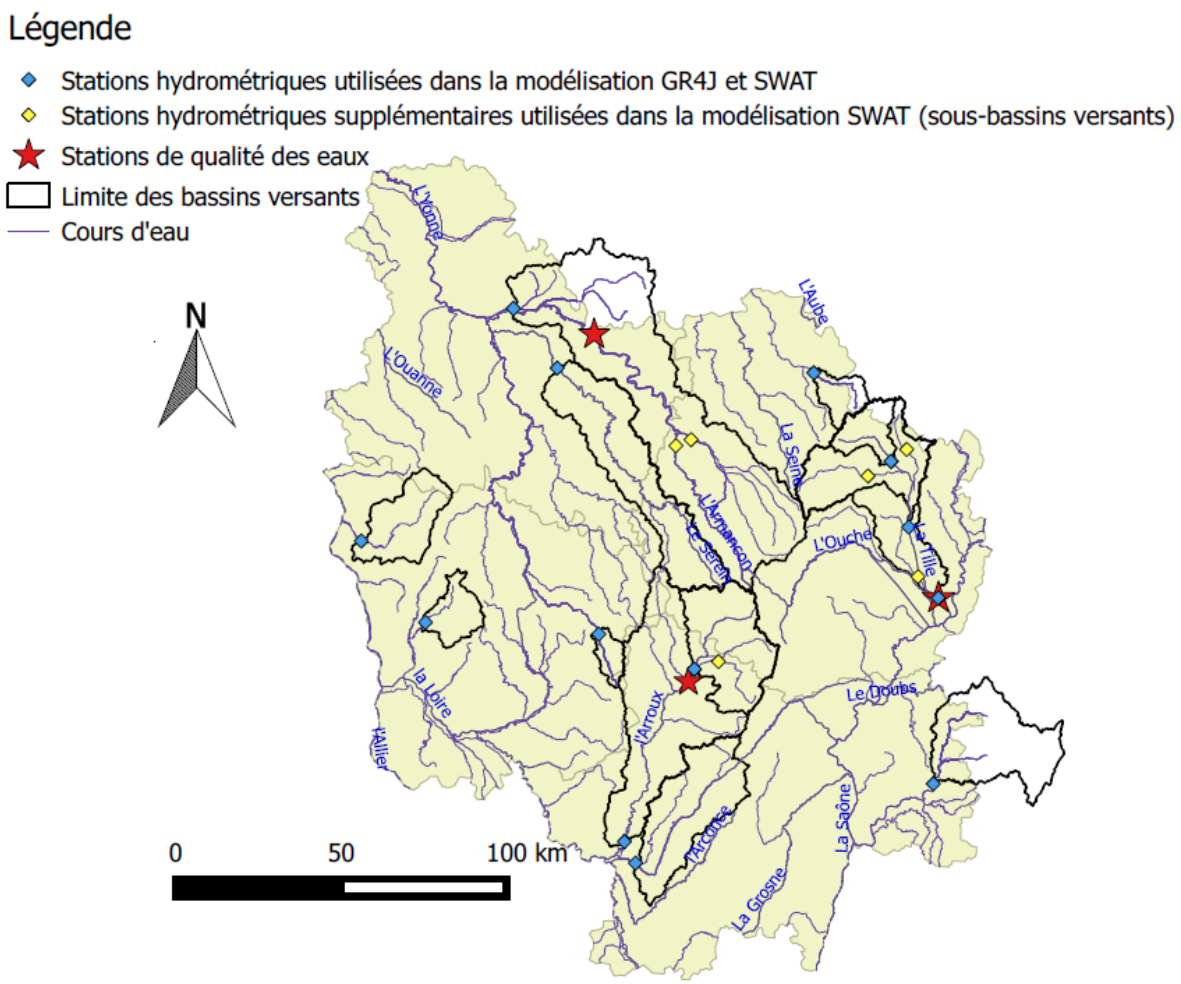


Figure 25 : Localisation géographique des stations de mesures utilisées

3.3 Données climatiques en calibration/validation

La variabilité du couplage hydroclimatique peut avoir différentes origines : qualité des données climatiques, méthode de désagrégation spatiale, calibration des modèles…

Afin d'être validée dans son intégralité, la chaîne de modélisation hydroclimatique est ici appliquée sur la période de référence (1980-2010). Les différentes étapes de cette implémentation requièrent de nombreux jeux de données climatiques.

D'abord, la calibration des modèles hydrologiques sur la période de référence nécessite de renseigner le climat tel qu'il s'est produit réellement, donc des données issues d'observations.

Afin de prendre en compte l'incertitude liée à la qualité des jeux de données climatiques, nous avons sélectionné plusieurs jeux de données issues d'observations : un jeu d'observations réinterpolées (GRIDOBS), les données SAFRAN, et des données réanalysées (ERA-Intérim).

Lors de la phase de projection (1980-2100), les modèles d'impacts sont alimentés par des données climatiques simulées à l'échelle du globe par les MCG. Une étape de désagrégation spatiale est donc nécessaire. A l'instar des données globales simulées par les MCG, les données réanalysées ERA-Interim ne sont pas disponibles à une résolution fine. Afin de valider les méthodes de désagrégation spatiale, celles-ci ont donc été au préalable appliquées sur ces données réanalysées.

3.3.1 Climat observé et issu de l'observation

Données observées

Les chroniques observées de précipitations (127 stations) et de températures (119 stations) ont été collectées sur l'ensemble du territoire bourguignon parmi les stations du réseau MétéoFrance présentant le moins de lacunes sur la période 1980-2011.

A partir de ces données ponctuelles, l'équipe CRC du laboratoire Biogéosciences (UMR n°6282 uB/CNRS) a effectué une interpolation journalière sur une grille 12 km, par une méthode de krigeage automatique (Hengl et al., 2007; Hiemstra, 2011). L'objectif de cette interpolation est double. Il s'agit d'une part d'obtenir une information homogène sur l'ensemble du territoire et d'autre part de procéder à une homogénéisation entre les différents jeux de données climatiques (stations ponctuelles et mailles variables des réanalyses et des MCG). Rossi et al., (2014) ont utilisé ces données interpolées avec succès pour alimenter le modèle hydrologique GR4J.

Dans la suite de ce manuscrit, nous ferons référence à ce jeu de données sous le nom "GRIDOBS".

Nous avons également sélectionné le jeu de données SAFRAN (Le Moigne, 2002), qui consiste en une interpolation sur une maille de 8 km, d'observations ponctuelles réanalysées. Il a été produit par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) de MétéoFrance. Les précipitations issues de ce jeu de données ont été mises à disposition pour nos travaux sur l'ensemble de la Bourgogne, sur la période 1980-2011. Par la suite, nous appellerons ces données "SAFRAN".

Données réanalysées

Les données réanalysées sont des simulations climatiques qui assimilent différents jeux de données observées (données mesurées aux stations, radio-sondage, images satellitales…). Cette approche contraint toutes les 6 heures le modèle d'atmosphère, lui évitant de dériver en rappelant régulièrement les variables prognostiques (température, vitesse du vent, humidité) aux valeurs observées par l'ensemble des réseaux de mesures des pays membres de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). Les données climatiques globales ERA-Interim sont produites par l'European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF). Elles sont fournies toutes les 6 h à la résolution de 150 km (Simmons et al., 2006). Notons qu'elles sont maintenant disponibles à la résolution de ~ 80 km. Toutes les données nécessaires aux simulations hydrologiques sont disponibles, à savoir les précipitations et les variables climatiques permettant le calcul de l'ETP (température, humidité relative, vitesse du vent…). Par la suite, nous appellerons ces données : "ERA-INT".

Toutefois, la résolution de ces données globales (150 à 80 km) est insuffisante pour les simulations hydrologiques sur des bassins versants de taille modérée, de quelques centaines à quelques milliers de km² (figure 26). Les caractéristiques physiographiques locales, modifiant le climat local (von Storch, 1999), ne peuvent donc pas être prises en compte par les données ERA-INT. Ce problème se pose de manière plus aiguë pour les données climatiques issues des MCG, puisqu'elles sont fournies à une résolution qui au mieux est comparable à celle d'ERA-INT mais qui généralement dépasse les 200 km et peut être, pour certains modèles, proche de 300 km.

Afin de contourner cette limite, les climatologues ont recours à des méthodes de désagrégation climatique. Il existe deux grandes familles de désagrégation : statistique et dynamique. Ici, nous avons mis en œuvre ces deux familles de méthodes pour désagréger les données ERA-Interim.

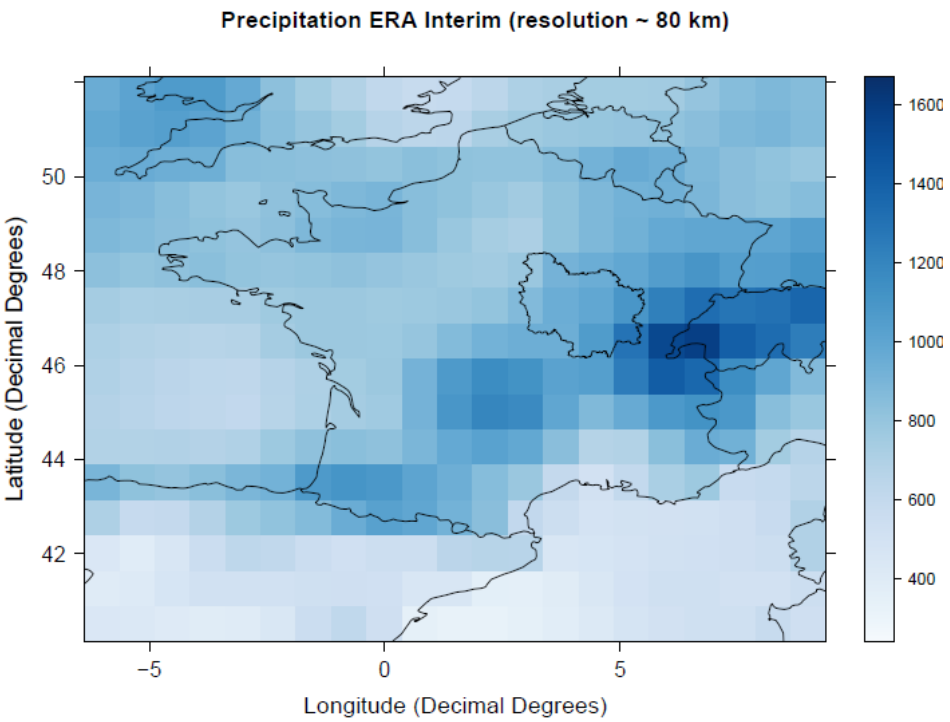


Figure 26: Données réanalysées ERA-INTERIM à la résolution de ~80km. La Bourgogne est représentée ici par 12 points de simulation. La résolution de 80 km ne permet pas de résoudre la variabilité compatible avec l'échelle des bassins versants étudiés.

3.3.2 Désagrégation du climat global

Méthode statistique

Dans notre étude, nous avons choisi une méthode de Quantile Mapping (Gudmundsson et al., 2012). Cette méthode est initialement dédiée à la correction des biais, car elle utilise des données stationnelles pour corriger les données. Afin de l'employer comme méthode de désagrégation, il convient au préalable d'avoir des données observées interpolées au pas de temps journalier et robustes. C'est pourquoi l'équipe de climatologues a produit une grille d'interpolation des observations à la résolution cible de 12 km (la même résolution que celle obtenue par désagrégation dynamique). On peut résumer les étapes de la procédure comme suit :

1. Créer une grille à la même résolution que les données observées ;
2. Attribuer à chaque point de cette nouvelle grille, les données issues du climat global ;
3. Pour chaque point de grille, établir une relation statistique entre les quantiles des données observées et ceux issus du climat global.
4. Appliquer la relation aux données issues du climat global.

Des relations statistiques sont créées pour chaque point de grille, entre le climat global, et le climat observé réinterpolé. Elles sont effectuées à l'échelle mensuelle afin qu'elles soient

suffisamment robustes (chaque relation se base donc sur toutes les valeurs journalières du mois donné, donc environ 900 valeurs (30 ans x 30 jours). Notre jeu de données observées réinterpolées (GRIDOBS) comprenant 1053 points de grille, c'est donc 12636 relations statistiques qui ont été déterminées (1053 x 12).

La méthode ne peut être appliquée que lorsqu'on dispose de données observées de qualité et à résolution suffisante, ce qui n'est pas le cas ici pour les variables telle que l'humidité relative, la radiation solaire ou encore la vitesse du vent. Pour cette raison, seule la température et les précipitations ont pu être désagrégées. Par la suite, nous appellerons ces données "ERA-INT/QQMAP".

La figure 27 montre les résultats de la correction/désagrégation pour les données de précipitations et de températures. On passe ainsi d'une résolution de 80 km à une résolution de 12 km sur l'ensemble de la Bourgogne, tout en corrigeant les valeurs afin de retrouver une distribution cohérente avec celle observée sur la période de référence (1980-2010).

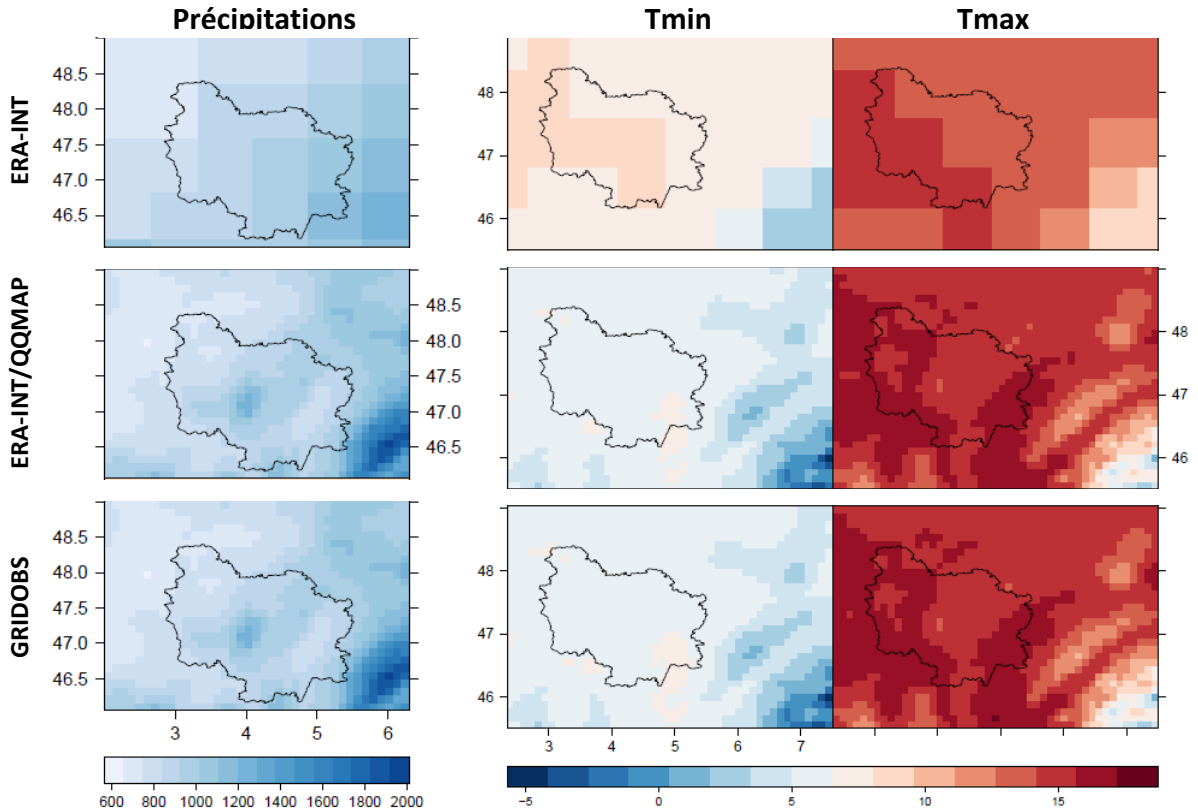


Figure 27: Correction/désagrégation des données de précipitations (à gauche) et de température minimale et maximale (à droite) ERA-INT par la méthode de quantile mapping : en haut, données ERA-INT brutes, au milieu, ERA/QQMAP, en bas, GRIDOBS.

L'apport de la méthode est également nettement visible sur les régimes moyens mensuels de température et de précipitations (figure 28). On constate en effet une amélioration par rapport aux données ERA-INT brutes pour chaque mois. La comparaison entre ces différents jeux de données montre l'intérêt de la méthode de désagrégation, la validant du même coup.

Le biais existant entre les précipitations ERA-INT et les observations semble plus élevé que celui observé sur la température. En effet, la température est une variable qui est assimilée pour produire les données ERA-Intérim tandis que les précipitations qui sont une variable diagnostic ne le sont pas. Malgré tout, le biais ou écart entre ERA-INT et GRIDOBS reste faible. Les précipitations sont donc correctement reproduites par ERA-INT. Lorsqu'on décompose la température moyenne en température minimale et maximale, les données ERA-INT tendent à surestimer quasi systématiquement les minimales et à sous-estimer les maximales.

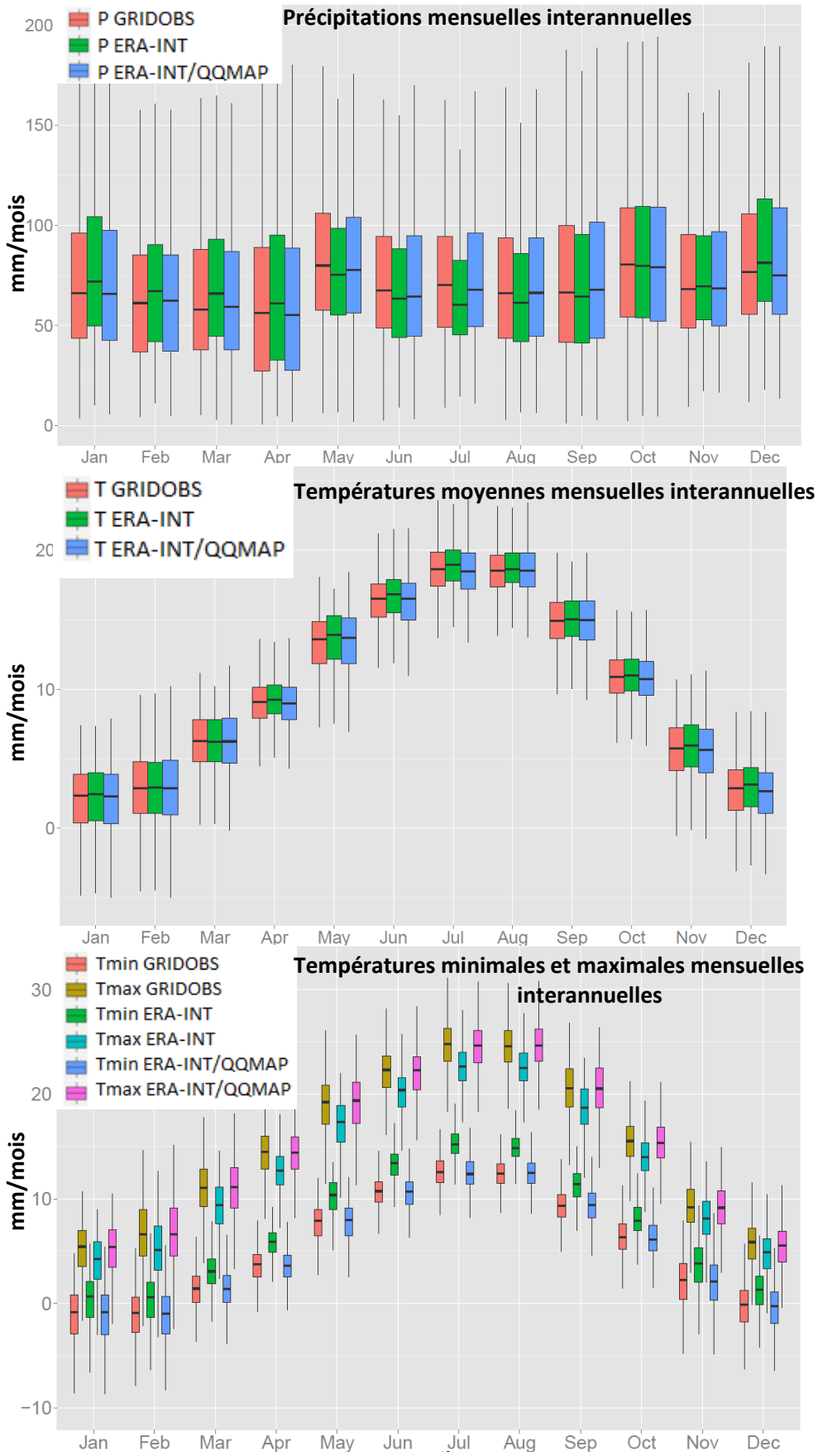


Figure 28: Régimes mensuels interannuels des précipitations, des températures moyennes et des températures minimales et maximales issus des jeux GRIDOBS, ERA-INT et ERA-INTQQMAP sur la période 1980-2010.

Méthode dynamique

La méthode de désagrégation dynamique qui a été choisie est celle des domaines emboîtés. Elle consiste à alimenter un modèle climatique régional (MCR) par un jeu de données climatiques à plus large échelle (les données ERA-Interim à 150km). Ces travaux ont été menés par l'équipe CRC du laboratoire Biogéosciences (UMR n°6282 uB/CNRS).

Le MCR utilisé ici est le modèle ARW/WRF (Skamarock et al., 2008), qui a été validé sur le nord-est de la France lors de travaux antérieurs (Marteau et al., 2014; Xu et al., 2012). Il va simuler alors toutes les variables climatiques sur le domaine D01 (figure 29 a) à une résolution de 48 km sur la fenêtre "Euro-CORDEX" (Giorgi et al., 2009). Puis, les sorties vont alimenter le modèle une nouvelle fois, sur une fenêtre plus réduite (domaine D02) à la résolution de 12 km (figure 29 b), puis une dernière fois à une résolution plus fine encore (domaine D03, à 3km, figure 29 c). Dans ce travail, les données ont été simulées au domaine D02, au pas de temps journalier pour l'ensemble des variables hydroclimatiques nécessaires à l'alimentation des modèles d'impacts : précipitations, température, vitesse du vent, humidité relative, radiation solaire. Par la suite, nous appellerons ces données "**ERA-INT/WRF**".

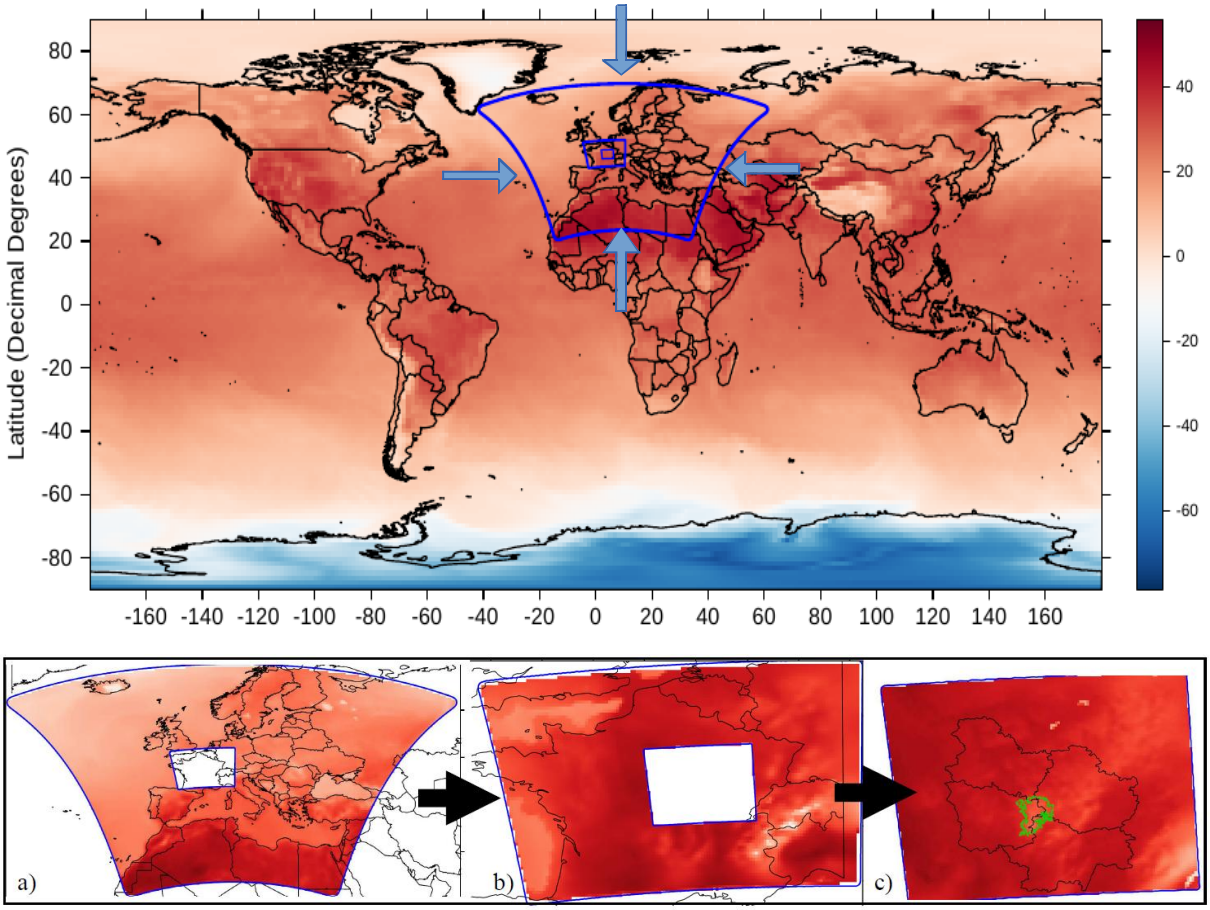


Figure 29: Principe de la méthode d'emboîtements des modèles : les données simulées par le MCG (en haut) alimente aux limites un MCR sur le domaine D01 (a), les sorties du MCR alimente le même MCR sur le domaine D02 (b)et D03 (c)

L'hypothèse de départ quant à l'apport de l'utilisation d'une méthode de désagrégation dynamique était que l'emploi du MCR (ici WRF 3.3.1) permettrait de réduire les biais présents dans les données issues des MCG. En effet, la prise en compte plus précise des paramètres locaux (topographie, occupation du sol) dans la résolution du climat et des schémas physiques raffinés (rayonnement, convection, physique des nuages) est censée rapprocher les simulations des observations locales.

La reproduction des différentes variables climatiques ERA-INT/WRF a été testée dans le cadre d'une étude d'impact dédiée à l'agroforesterie (Boulard, 2016). Les données ERA-INT/WRF ont été comparées aux observations et aux données SAFRAN sur la période de référence 1980-2010. Dans ces travaux, l'ensemble des paramètres nécessaires au calcul de l'ETP (température, humidité relative, vitesse du vent et radiation solaire) ont été validés tandis qu'une sur-estimation des précipitations annuelles d'environ 14% a été mise en évidence sur la région Bourgogne (Boulard et al., 2015). Ce constat est également valable sur l'emprise des 13 bassins versants de l'étude, puisque l'on voit que les précipitations ERA-INT/WRF sur-estiment les observations réinterpolées, ainsi que les précipitations SAFRAN (figure 30).

Malgré les améliorations apportées par l'utilisation du MCR, et comme observé dans les études précédentes (Castel et al., 2010; Jacob et al., 2007), des biais subsistent dans la simulation des précipitations et, dans une moindre mesure, sur les températures. En effet, l'utilisation d'un MCR, bien que réduisant les biais observés dans les MCG, comprend également des incertitudes inhérentes à l'exercice de modélisation (Jacob et al., 2007). Pour les précipitations, et dans notre cas, ces biais consistent principalement en une sur-estimation non régulière dans le temps et dans l'espace. Marteau et al., (2014) ont montré que les versants exposés au vent sont plus arrosés que ce qui est observé. D'autre part, c'est durant la période convective, qui se répartit principalement d'avril à août sous nos latitudes, que ces biais sont les plus importants. Cela renvoie en particulier aux limites des schémas physiques de paramétrisation sous-maille de la convection et de la micro-physique. Une des voies possibles d'amélioration est de résoudre explicitement la convection en raffinant la résolution spatiale de la maille. Ceci a été testé dans le cadre du projet HYCCARE-Bourgogne, à la résolution du domaine D03 (3 km) mais cela n'a pas conduit à des améliorations significatives pour un temps de calcul multiplié par 4. La même méthode de post-correction statistique que celle vu précédemment (méthode de Quantile Mapping, Gudmundsson et al., 2012) a donc été appliquée sur les données ERA-INT/WRF, et a permis de valider la méthode de désagrégation

dynamique au vu des comparaisons avec les données GRIDOBS. C'est donc ces données post-corrigées (ERA-INT/WRF) qui ont été utilisées dans la suite de nos travaux.

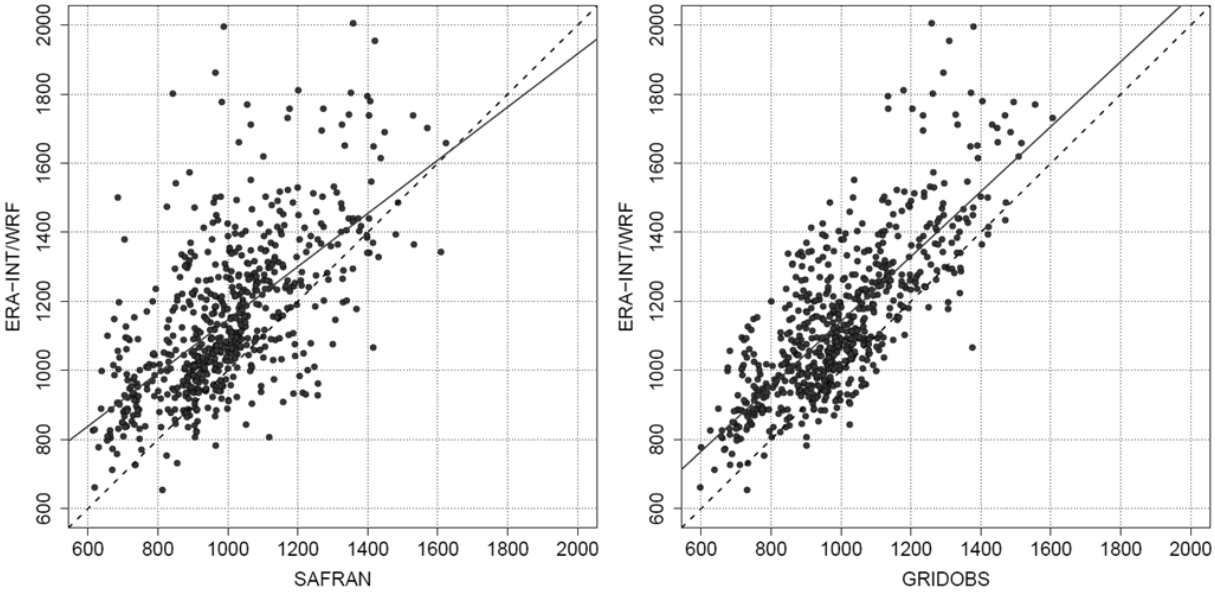


Figure 30: Comparaison des précipitations annuelles (en mm/an) ERA-INT/WRF, GRIDOBS et SAFRAN sur l'emprise des 13 bassins versants(une valeur par an et par bassin versant)

3.3.3 Alimentation des modèles d'impacts

Calcul de l'évapotranspiration potentielle

Le modèle GR4J nécessite un cumul journalier de précipitations et d'évapotranspiration potentielle, moyenné sur le bassin versant. Plusieurs méthodes sont disponibles (Tableau 16) et il a tout d'abord fallu choisir la méthode de calcul envisageable de l'ETP à partir des données climatiques disponibles.

Le concept d'évapotranspiration potentielle a été discuté pour la première fois en 1948 par Thornthwaite (Thornthwaite, 1948). Depuis, il a été largement utilisé en hydrologie ou en agronomie et il existe maintenant de nombreuses formulations dans la littérature. Oudin (2004) en a recensé 18 différentes. Le choix est souvent lié à la disponibilité des données climatiques et au pas de temps auquel le calcul de l'ETP est réalisé.

Tableau 16 : Modèles d'ETP recensés dans la littérature d'après Oudin (2004)

Méthode	Données nécessaires
Penman (1948	e_d,T,U,D
Penman-Monteith (1965)	e_d,T,U,D
Priestley-Taylor (1972)	T,D
Kimberly-Penman (1982)	e_d,T,U,D
Thom-Oliver (1977)	e_d,T,U,D
Dalton (1802)	e_d,U
Thronthwaite (1948)	T,D
Blaney-Criddle (1959)	T,D
Hamon (1961)	T
Romanenko (1961)	e_d,T,
Linacre (1977)	e_d,T,
Turc (1961)	e_d,T,D
Jensen-Haise (1963)	T
Mc Guinness-Bordne (1972)	T
Hargreaves (1975)	T
Doorenbos-Pruitt (1977)	e_d,T,U,D
Abtew (1996)	e_d,T,D
Makkink (1957)	T

T = Température ; U = Vitesse du vent ; D = Durée d'ensoleillement/Rayonnement ; e_d = Pression de vapeur effective de l'air.

Parmi les nombreuses formulations, celle de Penman-Monteith modifiée (Allen et al., 1998) et préconisée par la FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), demeure la plus utilisée. Elle présente l'avantage d'avoir une base physique qui lui permet d'être applicable sur l'intégralité du globe, et est bien documentée puisqu'elle est implémentée dans de nombreux programmes et validée avec des données observées (Droogers and Allen, 2002). Cette formulation s'écrit selon l'équation 1.

Eq. 1

$$ETP = \frac{0.408\,\Delta\,(R_n - G) + \gamma\,\frac{900}{T+273}\,u_2\,(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma\,(1 + 0.34u_2)}$$

Avec :
- ETP : évapotranspiration potentielle (mm/jour)
- Rn : radiation nette en surface (MJ/m²/jour)
- G : densité du flux de chaleur du sol (MJ/m²/jour)
- T : température journalière moyenne de l'air à 2m (°C)
- u_2 : vitesse du vent à 2m (m/s)
- e_s : pression de vapeur saturante (kPa)
- e_a : pression de vapeur ambiante (kPa)
- e_s-e_a : déficit de pression de vapeur saturante (kPa)
- Δ: pente de la courbe de pression de vapeur (kPa/°C)
- γ : constante psychométrique (kPa/°C)

La désagrégation dynamique de ERA-INT par WRF, permet d'accéder à toutes les variables nécessaires au calcul de l'ETP Penman-Monteith. Cette formule a donc été retenue pour l'alimentation de GR4J à partir des données ERA-INT/WRF.

Cependant, dans le cas de la désagrégation statistique (ERA-INT/QQMAP), seules les données de températures et de précipitations sont disponibles à l'échelle locale. Dans ce cas, l'équation de Hargreaves, s'appuyant sur la température et incluant un facteur correctif fonction des précipitations mensuelles et de la latitude a été utilisée. Cette équation utilisée avec les données ERA-INT/QQMAP prend la forme suivante (Droogers and Allen, 2002) :

Eq. 2

$$\text{ETP} = 0.0013\ .0.408\ RA\ .\left(T_{moy} + 17.0\right).\left(TD - 0.0123P\right)^{0.76}$$

Avec :
- RA : radiation solaire (MJ/m²/jour)
- Tmoy : température moyenne journalière (définie par la moyenne des températures minimale et maximale du jour)
- TD : Amplitude journalière (définie par la différence entre la température maximale et minimale)
- P: précipitations (mm/mois)

Ces deux formules ont été utilisées pour calculer l'ETP sur l'ensemble de la Bourgogne à la résolution de 12 km, et durant la période de référence (1980-2010). Les régimes mensuels moyens (figure 31) montrent comme attendu que les valeurs mensuelles moyennes d'évapotranspiration potentielle sont affectées par leur mode de calcul.

En effet, durant une majeure partie du cycle annuel (de février à octobre), la méthode Hargreaves donne des ETP systématiquement supérieures à celles issues de la méthode Penman-Monteith. On constate tout de même une nette différence dans les régimes selon l'origine de la température (ERA/QQMAP ou ERA/WRF), ce qui permet de conclure que les différences observées dans les régimes sont dues à la fois aux méthodes de calcul et également aux méthodes de désagrégation spatiale. A des fins de comparaison, les données d'ETP observées au pas de temps décadaire (et moyennées au pas de temps mensuel) de 13 stations MétéoFrance situées en Bourgogne ont été récupérées sur la période de référence (la plus ancienne valeur remonte à 1991). On constate que les ETP Hargreaves sont plus proches des ETP observées alors que les ETP Penman-Monteith sous-estiment les observations sur une large partie de l'année (de mars à août). Entre octobre et février, les valeurs d'ETP étant plus faibles, les différences entre les 2 formulations et les observations sont plus faibles également.

L'origine des différences dans les régimes d'ETP sur la période de référence soulève des questions. La moins bonne reproduction des ETP Penman-Monteith pourrait en effet être imputée à la mauvaise reproduction d'une des variables entrant dans son calcul. Cette hypothèse n'a pas été vérifiée mais il sera nécessaire de la confirmer ou de l'infirmer avant toute utilisation ultérieure des données. Quelle que soit l'origine des différences observées dans les valeurs d'ETP, elles vont influencer les calibrations des modèles hydrologiques, via

une modification de la valeur des paramètres. Pour ces raisons, nous devons utiliser la même formule d'ETP lors de la calibration et lors de la projection des modèles hydrologiques.

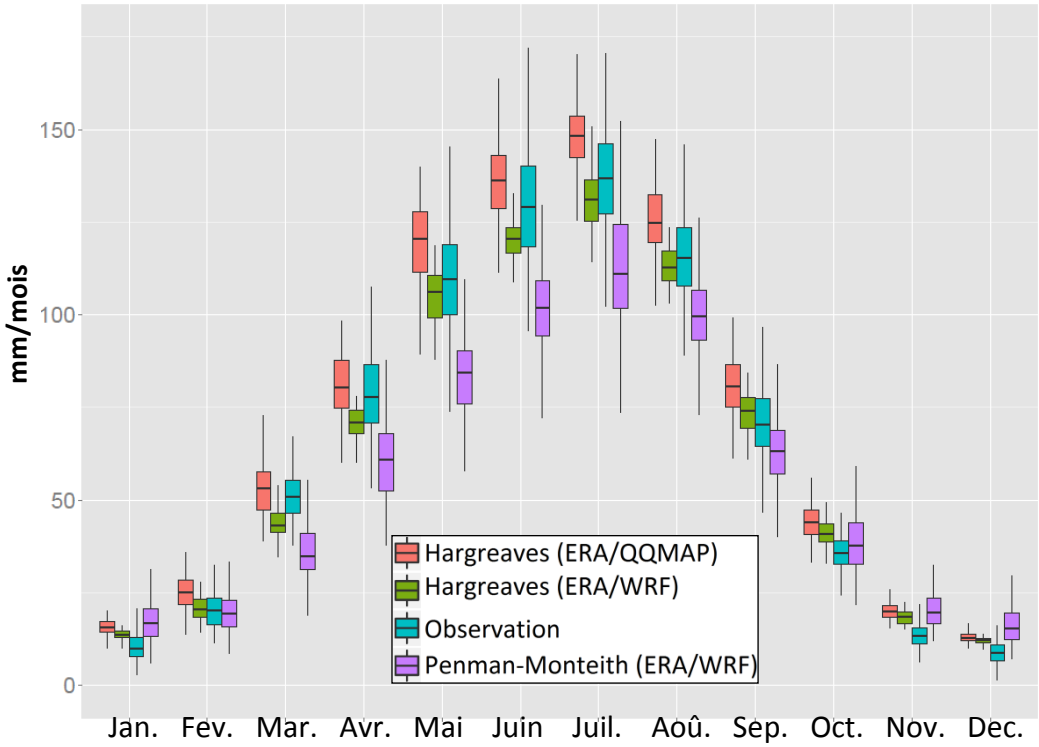


Figure 31: Régime mensuel interannuel de l'ETP sur 1980-2010, calculé avec Hargreaves et Penman-monteith.

Utilisation des jeux de données en calibration/validation

La phase de calibration/validation des modèles à partir de plusieurs combinaisons de jeux de données climatiques a plusieurs objectifs : d'abord valider l'implémentation des modèles sur les différents bassins versants, puis valider également la méthode de désagrégation spatiale des données climatiques avant son emploi sur la période de projection, enfin, tester la robustesse des modèles face à l'incertitude des données climatiques en entrée du modèle .

Pour cela, le modèle GR4J est alimenté en calibration/validation par 4 jeux de précipitations : GRIDOBS, SAFRAN, ERA-INT/QQMAP et ERA-INT/WRF. Pour chacun de ces jeux de précipitations, deux jeux d'évapotranspiration potentielle sont utilisés pour alimenter le modèle :

- Penman-Monteith modifié, calculé à partir des données ERA-INT/WRF ;
- Hargreaves modifié, calculé à partir des températures ERA-INT/QQMAP.

Le modèle SWAT requiert au pas de temps journalier les 5 variables climatiques suivantes : températures minimale et maximale, vitesse du vent, précipitations, humidité relative et radiation solaire. Lors de la calibration, afin d'utiliser les données les plus proches des

observations, le modèle SWAT a été alimenté avec les précipitations GRIDOBS, complétées avec les données ERA-INT/WRF. En effet, les stations de mesure de l'humidité relative, de la vitesse du vent ou de la radiation solaire sont trop éparses pour être utilisées. Les données SAFRAN peuvent fournir ces informations, mais nous avons privilégié l'emploi des données ERA-INT/WRF afin de compléter le diagnostic de validation de celles-ci.

Le modèle SWAT a donc été calibré avec un seul jeu de données climatiques. Les configurations de calibration/validation sont résumées dans le tableau 17.

Tableau 17: Résumé des données climatiques utilisées en calibration

Variable	**Modèle hydrologique**	
	GR4J	**SWAT**
Précipitations	GRIDOBS SAFRAN ERA-INT/WRF ERA-INT/QQMAP	GRIDOBS
ETP	Hargreaves (ERA-INT/QMAP) Penman-Monteith (ERA-INT/WRF)	Hargreaves (calculée par le modèle)
Humidité relative **Radiation solaire** **Vitesse du vent**	-	ERA-INT/WRF

3.4 Données climatiques en projection (1980-2100)

Les comparaisons entre climat observé et simulé (Partie A Chapitre 2) ont montré que les méthodes de désagrégation climatique utilisées dans ce travail étaient toutes les deux efficaces. Cependant, la régionalisation dynamique par descente d'échelle emboîtée avec WRF ne permet pas de faire l'économie d'une post-correction des précipitations avant que ces données ne soient utilisées par les modèles hydrologiques. Suite à ce constat, il s'est avéré nécessaire, comme de nombreuses études l'ont montré (Boé, 2007; Ducharne et al., 2011), d'appliquer une post-correction statistique. Cela implique de faire l'hypothèse forte et discutable de stationnarité des biais et des lois de transfert d'échelle.

D'autre part, la méthode statistique QQMAP peut, contrairement à la régionalisation dynamique, être appliquée à un grand nombre de MCG, ce qui permet de traiter les incertitudes liées au choix du MCG. Nous avons donc privilégié cette méthode de désagrégation. Ainsi nous pouvons documenter, au sein de la cascade des incertitudes, la variabilité inter-modèles liée à la paramétrisation physique. En revanche, ne seront pas documentées les incertitudes associées à :

- la trajectoire radiative dépendant surtout des émissions de GES, et traduite sous la forme d'évolution du forçage radiatif (scénarios RCP, Vuuren et al., 2011) ;
- la variabilité interne du système climatique, ce qui se fait usuellement, pour une RCP et un MCG donné, en faisant varier les conditions initiales.

3.4.1 Les données climatiques projetées

Une sélection de 18 MCG (en fonction de leur disponibilité sur le site de mise à disposition des CMIP5) a été réalisée pour alimenter les modèles hydrologiques sur la période 1980-2100 (tableau 18). La méthode QQMAP a été appliquée aux 18 MCG, à la fois sur les données de précipitations et de températures, sur la période 1980-2100. Cela a donc nécessité de caler les relations statistiques de correction et de désagrégation pour chaque point de grille et pour chaque modèle. Cette étape a été conduite à partir des données dites historiques qui vont pour les CMIP5 de 1980 à 2005. Le scénario RCP 8.5 (Moss et al., 2010) a été retenu. Ce scénario montre la plus forte augmentation de forçage radiatif à l'horizon 2100 avec un excès d'énergie dans le système atteignant en 2100 +8.5 watt/m². Ce scénario, qui est le moins vertueux, correspond à la trajectoire que l'humanité est en train de suivre et que seule l'application des accords obtenus dans le cadre de la COP21 serait susceptible d'infléchir. L'expérience menée ici était donc orientée vers la comparaison des modèles hydrologiques ainsi que des MCG.

Tableau 18 : Description des MCG utilisés pour la projection des modèles hydrologiques

N°	Modèle de circulation générale	
2	ACCESS (Dix et al., 2012)	
3	BCC (Xiao-Ge et al., 2013)	
4	CanESM2 (Arora et al., 2011)	
5	BNU (Ji et al., 2014)	
6	CCSM (Gent et al., 2011)	
7	CNRM (Voldoire et al., 2012)	
8	CSIRO (Gordon et al., 2002)	
9	GFDLM2G	(Delworth et al., 2006)
10	GFDLM2M	
11	INMCM (Volodin et al., 2010)	
12	IPSL-CM5A-MR	(Hourdin et al., 2012a)
13	IPSL-CM5B-LR	(Hourdin et al., 2012b)
14	MIROC-ESM (Watanabe et al., 2011)	
15	MIROC5 (Watanabe et al., 2010)	
16	MPI-LR	(Giorgetta et al., 2012)
17	MPI-MR	
18	MRI (Yukimoto et al., 2011)	
19	Nor (Bentsen et al., 2013)	

La méthode de désagrégation statistique QQMAP a d'abord été validée lors de l'application sur les données ERA-INT. Nous avons ensuite comparé également son efficacité sur les 18 MCG choisis pour la projection des modèles hydrologiques. Dans ces modèles, les températures sont mieux reproduites que les précipitations qui souffrent de fortes incertitudes dans leur évolution (Boé et Terray, 2008). La figure 32 nous montre les fréquences cumulées des lames d'eau annuelles et saisonnières précipitées sur l'emprise de la Bourgogne, pour l'ensemble des jeux de données comparativement à la lame d'eau observée sur la période 1980-2010.

On constate qu'avant désagrégation, les précipitations simulées sur la Bourgogne sont globalement surestimées par rapport aux observations interpolées (GRIDOBS). Certains MCG (comme celui de l'IPSL-CM5B-LR) simulent même des précipitations deux fois supérieures aux observations. Notons que la résolution de ce MCG est de 1.9°x3.75°, ce qui représente une maille d'environ 150 sur 300 km. Dans ces conditions, il est difficile de comparer la région Bourgogne à une maille qui est bien plus grande et inclut les reliefs avoisinants, comme ceux du Jura, qui influencent fortement la quantité d'eau précipitée.

A l'échelle saisonnière, on remarque que les précipitations estivales (juin-juillet-août) et automnales (septembre-octobre-novembre) sont mieux reproduites. En hiver et au printemps, en revanche (décembre-janvier-février et mars-avril-mai), la quasi-totalité des MCG (à l'exception du modèle du CNRM) présentent une surestimation des précipitations sur la Bourgogne, et ce pour toutes les fréquences.

La figure 33 est similaire à la figure 32, mais pour les données corrigées et désagrégées à partir de la méthode QQMAP.

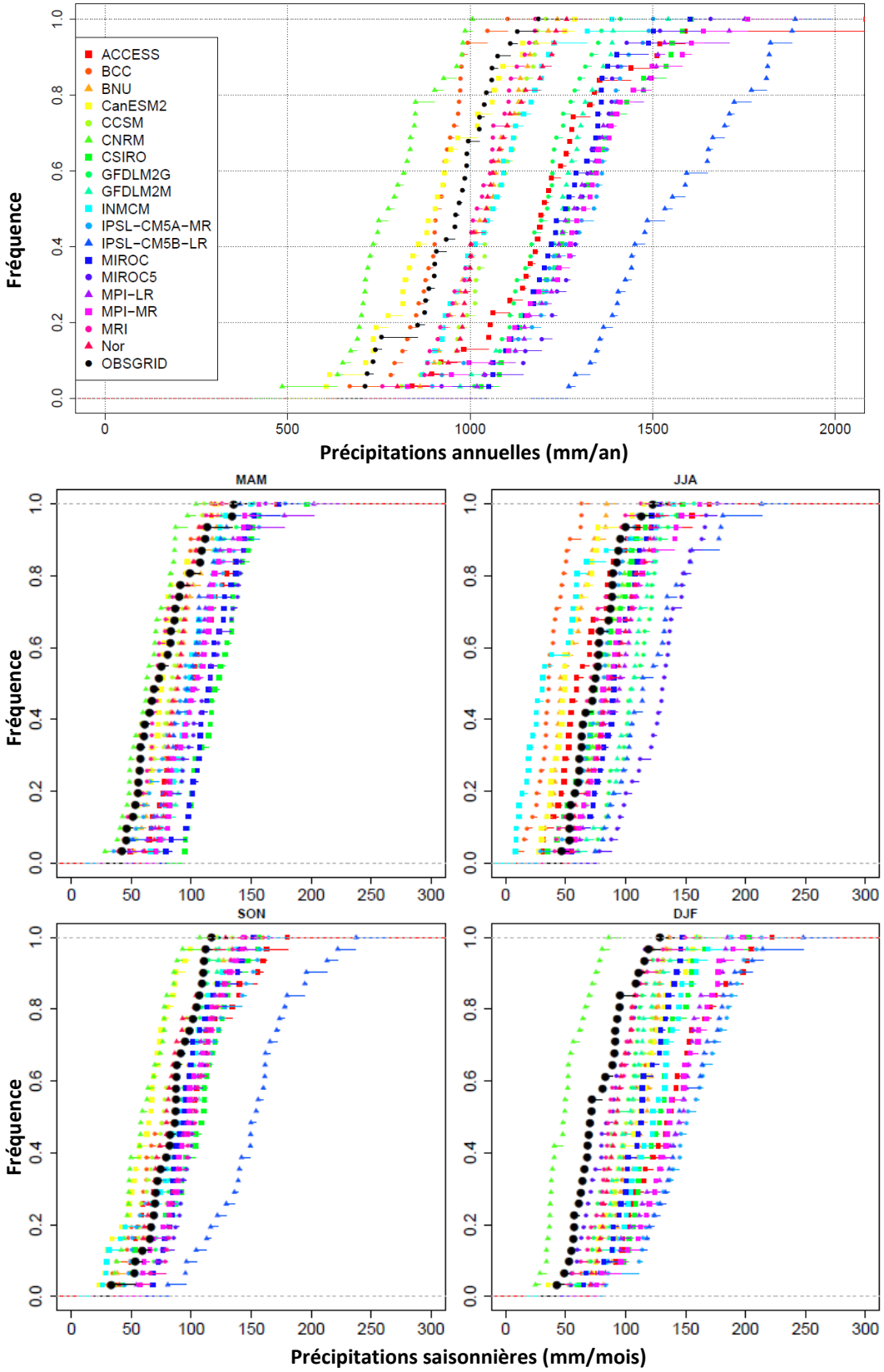


Figure 32: Courbes de fréquences cumulées des précipitations annuelles (en haut) et saisonnières (en bas) des 18 MCG non désagrégés et de GRIDOBS sur la période de référence (1980-2010)

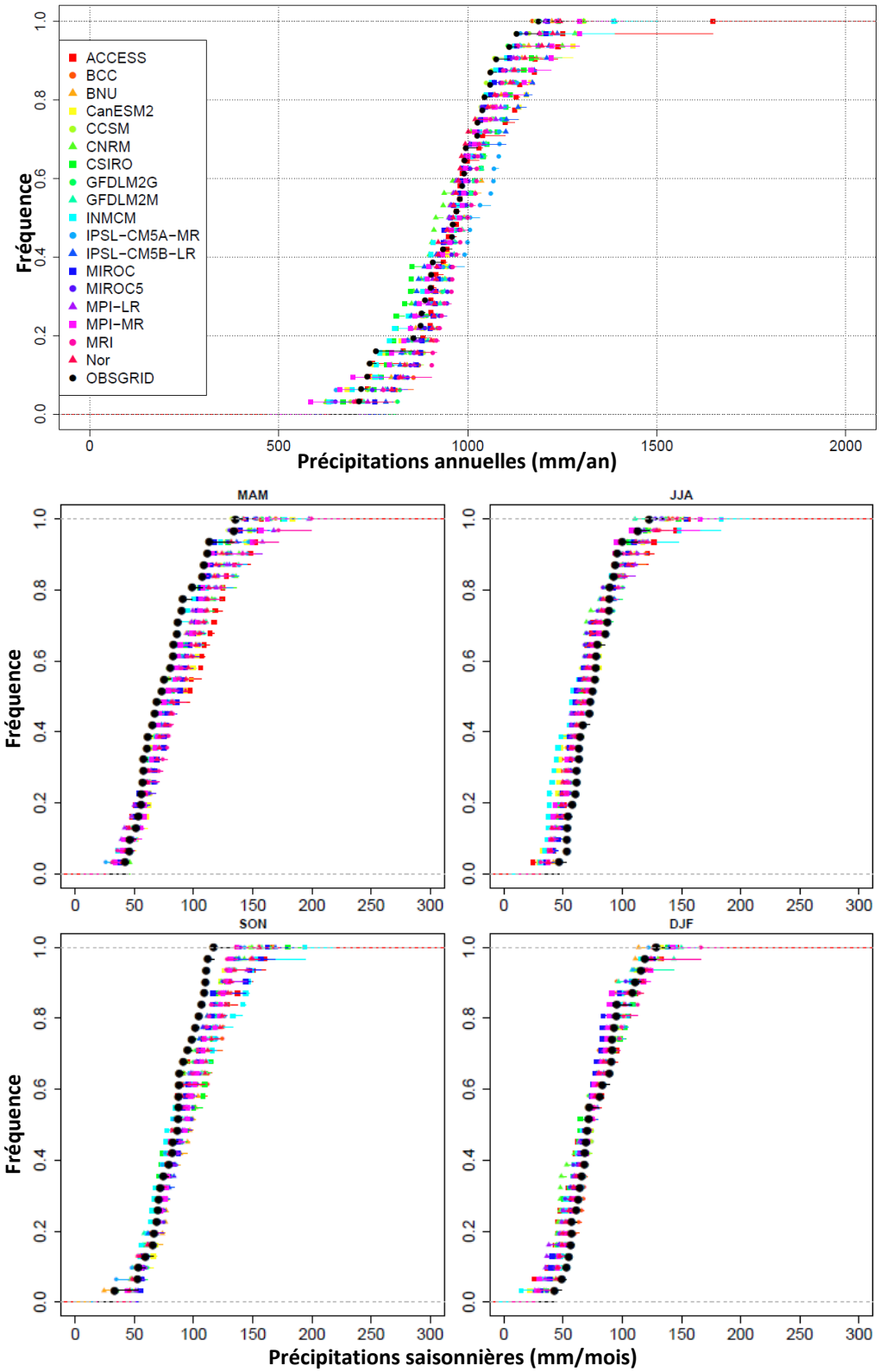


Figure 33 : Courbes de fréquences cumulées des précipitations annuelles (en haut) et saisonnières (en bas) des 18 MCG désagrégés par quantile mapping et de GRIDOBS sur la période de référence (1980-2010)

A l'échelle annuelle, les lames d'eau issues des MCG sont beaucoup plus proches des données observées. Malgré ces améliorations, on constate que les lames d'eau sont globalement surestimées, et ce préférentiellement sur les années les plus humides. A l'échelle saisonnière,

on constate également des améliorations significatives de l'ensemble des MCG, avec cependant des biais persistants. Le printemps et l'automne présentent les biais les plus manifestes et partagés par l'ensemble des MCG. Malgré tout, l'apport de la méthode de désagrégation statistique est net et permet de retrouver des cumuls de précipitations plus proches de l'observation.

3.4.2 Projection du modèle GR4J

Le modèle GR4J utilise les paramètres calibrés à partir des jeux de précipitations GRIDOBS, SAFRAN, ERA-INT/WRF et ERA-INT/QQMAP, et les données d'ETP issues de la formulation de Hargreaves. Le modèle a donc été appliqué pour chaque bassin à partir de 4 jeux de paramètres et avec 18 MCG, soit 72 projections par bassin.

L'évolution au cours du XXIème siècle des deux paramètres climatiques en entrée de GR4J (ETP et précipitations journalières) est donnée dans la figure 34. On constate comme attendu une augmentation nette de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des MCG. Cette augmentation s'accentue à l'horizon 2060 pour atteindre une moyenne annuelle de 1100 mm/an d'ETP à la fin du siècle (contre 900 mm/an au début). L'évolution des précipitations est quant à elle moins nette au cours du siècle. Les volumes annuels semblent stables sur l'ensemble des MCG, avec une dispersion constante. La moyenne des 18 MCG montre une légère diminution à la fin du siècle.

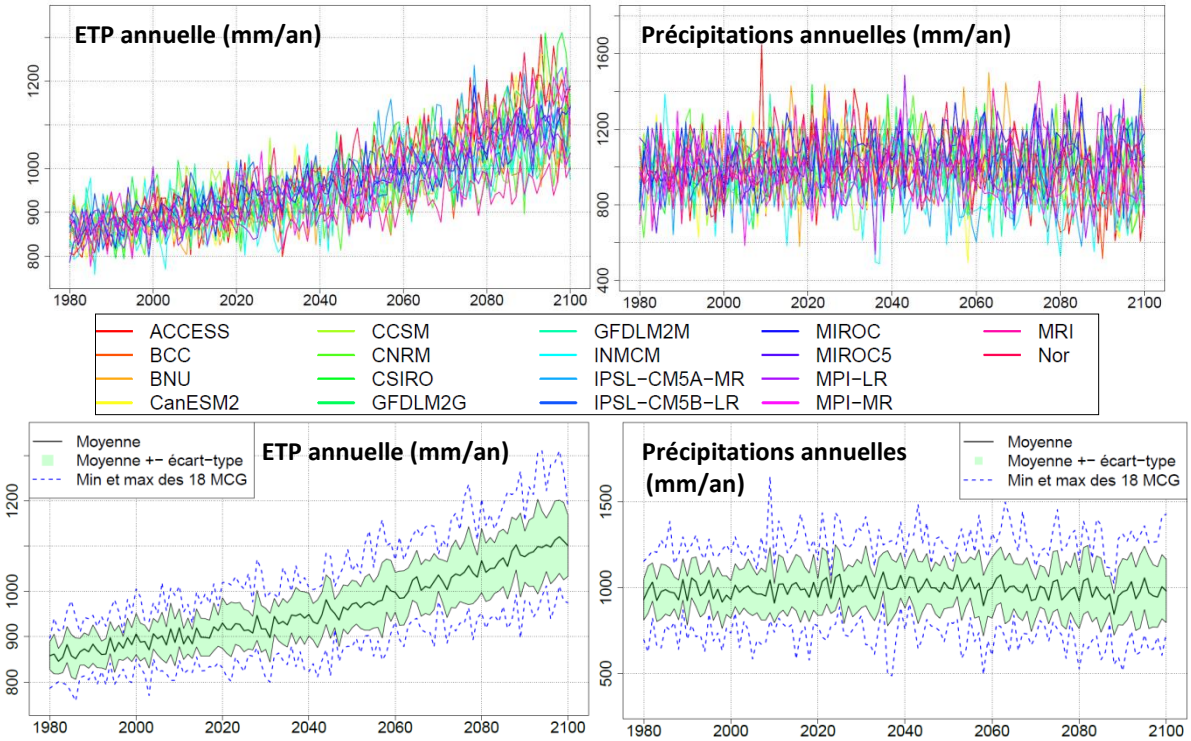


Figure 34: Evolution de l'ETP Hargreaves (à gauche) et des précipitations (à droite) sur la Bourgogne, donnée par l'ensemble des 18MCG désagrégées statistiquement.

3.4.3 Projection de SWAT

Le modèle SWAT est utilisé ici pour apporter une dimension spatiale des impacts du changement climatique sur la ressource en eau, et également une dimension qualitative de la ressource. D'autre part, le modèle a été utilisé afin de réaliser un nombre important de tests de sensibilité (sensibilité à la résolution des bases de données, à des scénarios de changements de pratiques agricoles …). Pour ces raisons, de nombreux runs de simulations ont été effectués. Afin de ne pas multiplier les calibrations et les simulations, un seul jeu de données climatiques a été sélectionné dans les modélisations SWAT.

Afin de choisir le MCG utilisé pour la projection de SWAT, les 18 MCG désagrégés statistiquement ont été comparés. C'est le MCG présentant les valeurs d'évapotranspiration potentielle et de précipitations annuelles les plus proches de la médiane des 18 MCG qui a été choisi (tableau 19).

Tableau 19 : MCG classés selon leur éloignement à la médiane des MCG

N°	MCG	Rang P	Rang ETP	Rang max
1	ACCESS	3	7	7
2	BCC	9	9	9
3	CanESM2	15	11	15
4	BNU	1	8	8
5	CCSM	12	12	12
6	CNRM	11	16	16
7	CSIRO	2	17	17
8	**GFDLM2G**	**6**	**5**	**6**
9	GFDLM2M	7	6	7
10	INMCM	18	13	18
11	IPSL-CM5A-MR	16	15	16
12	IPSL-CM5B-LR	10	1	10
13	MIROC-ESM	14	2	14
14	MIROC5	8	4	8
15	MPI-LR	5	10	10
16	MPI-MR	13	3	13
17	MRI	17	18	18
18	Nor	4	14	14

Le MCG ainsi retenu est le GFDLM2G, du "Geophysical Fluid Dynamics Laboratory", de Princetown aux Etats-Unis, puisque il arrive en 5ème position par rapport à la médiane des précipitations des 18 MCG, et en 6ème position pour l'ETP. La figure 35 montre l'évolution des paramètres hydroclimatiques de ce MCG en comparaison avec l'ensemble des MCG. On constate pour l'ETP qu'il se situe davantage sous la médiane durant la deuxième moitié du XXIème siècle, tandis qu'il oscille de part et d'autre de la médiane des précipitations.

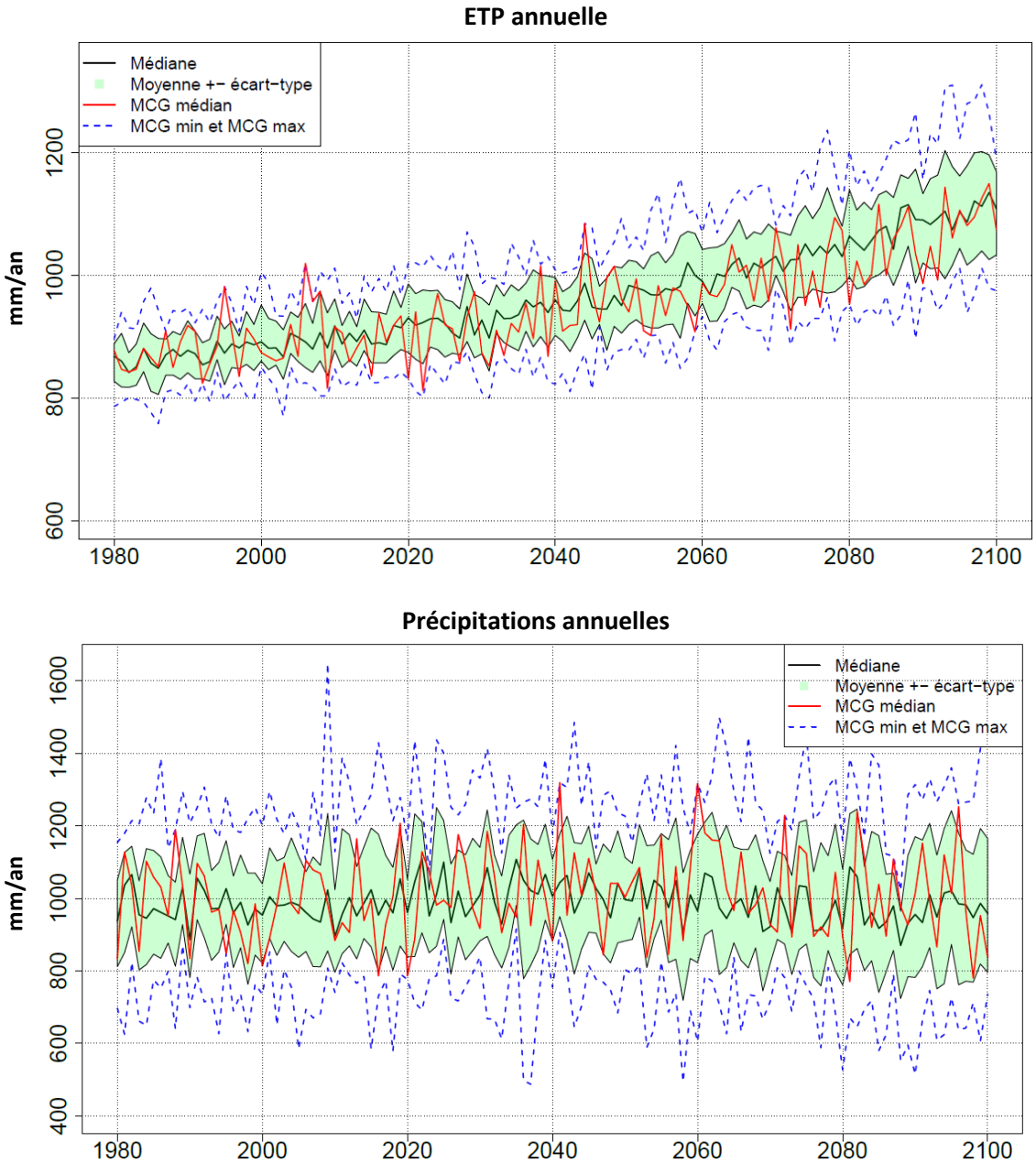


Figure 35: Evolution comparée de l'ETP Hargreaves (en haut) et des précipitations (en bas) donnée par la médiane des 18 MCG et par le MCG médian

4. Méthodes de calibration et de validation des modèles hydrologiques

La partie précédente a montré l'étendue des jeux de données (climat, hydrologie, occupation du sol, pédologie) ainsi que les méthodes de traitement de ces données, qui ont été utilisées dans les travaux de cette thèse. Cette section marque la fin de la première partie de la thèse, et s'attardera à décrire l'ensemble des choix réalisés durant la calibration des deux modèles hydrologiques.

4.1 Calibration de GR4J

Principe de calibration/validation

La calibration des 4 paramètres de GR4J est réalisée de manière automatique. Elle consiste en une modification des paramètres de façon à optimiser une fonction objectif (F.O). La F.O quantifie la similarité entre le débit simulé et le débit observé. La procédure d'optimisation modifie par itération les 4 paramètres de GR4J. A chaque modification, le modèle est appliqué sur la période de calibration, et la F.O est calculée. Lorsque la F.O n'augmente plus significativement entre deux itérations, les paramètres sont alors calibrés.

Comme les paramètres sont censés être dépendants du bassin versant, et non de la période utilisée pour la calibration, ils doivent rester valides sur l'ensemble de la période de référence.

On teste cette hypothèse en appliquant les paramètres calibrés sur la première période, à une deuxième période, dite de "validation". Lors de cette validation, la F.O est également calculée afin de comparer la performance du modèle en calibration et en validation. Les périodes de calibration/validation doivent être d'une durée suffisamment longue pour être représentative de la variabilité hydrologique. En général, on estime que 5 à 10 ans sont nécessaires (MEDDTL, 2011b).

Le découpage des chroniques de débits observés en périodes destinées à la calibration ou à la validation utilise la méthode Split sampling (Klemes, 1986b), très répandue dans le domaine de la modélisation hydrologique. Cette méthode consiste à subdiviser la période de référence en plusieurs sous-périodes afin de maximiser le nombre de calibrations/validations possibles. Ainsi, sur une période de 30 ans, il est possible d'isoler 3 périodes différentes de calibrations, et de valider le modèle pour chaque calibration, sur 2 périodes différentes.

Critères de performance utilisés

La F.O est choisie parmi plusieurs critères de performance possibles. Cependant, elle ne suffit pas à elle seule à qualifier la performance d'un modèle. On calcule généralement plusieurs critères différents. Ceux habituellement utilisés en modélisation hydrologique sont le critère de Nash et Sutcliffe (Nash and Sutcliffe, 1970) (Eq 3), et sa variante sur la racine des débits et le logarithme népérien des débits.

Eq. 3

$$\mathrm{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^{n}(Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2}$$

Avec :
Qobs,i : débit observé au jour i
Qsim,i : débit simulé au jour i
$\overline{Q_{obs}}$: débit moyen observé

Le critère de NS donne une valeur comprise entre 1 et moins l'infini. Si la valeur est de 1, l'ajustement entre le débit simulé et observé est parfait. Si la valeur est négative, le débit simulé est moins bon que la moyenne des débits observés appliquée de manière constante. Ce critère est sensible aux valeurs extrêmes et est exigeant sur la restitution des débits en hautes eaux (Legates and McCabe, 1999). L'application de ce critère sur la racine des débits ou le logarithme népérien des débits permet d'être davantage sensible aux débits moyens et faibles respectivement (Le Moine, 2008).

Autres choix opérationnels

La méthode utilisée pour optimiser la F.O est la fonction "fitByOptim", qui utilise la méthode "Nelder-Mead", disponible sous le package hydromad (Andrews, 2011). La méthode d'échantillonnage des paramètres est la méthode "latin.hypercube". L'échantillonnage se fait de manière linéaire entre les bornes supérieures et inférieures. Ces dernières ont été paramétrées avec celles déterminées par Perrin et al. (2003). Le nombre maximal d'itérations que la fonction utilise pour converger a été augmenté de 200 à 400 itérations et le seuil de tolérance pour considérer une augmentation significative de la F.O a été paramétré à 10^{-5}.

4.2 Calibration de SWAT

La calibration de SWAT requiert davantage d'expertise que celle de GR4J. Le nombre de paramètres est beaucoup plus important, il convient de les modifier avec parcimonie, et uniquement pour se rapprocher de la réalité du bassin versant.

La procédure de calibration nécessite plusieurs étapes, d'abord une identification des paramètres sensibles, puis une calibration de ces paramètres et la validation du modèle sur la période de référence.

4.2.1 Analyse de sensibilité

La première étape de calibration de SWAT sur un bassin versant est l'identification des paramètres sensibles. Selon les variables considérées, et le contexte naturel du bassin versant, ce ne sont pas les mêmes paramètres qui contrôlent la variabilité du modèle (Arnold et al., 2012a). L'analyse de sensibilité du modèle peut être réalisée localement, ou globalement.
Dans le premier cas, les modifications concernent un paramètre à la fois, et l'utilisateur compare à chaque modification les variables simulées pour lesquelles il dispose d'observations. Le désavantage est que l'influence du paramètre en question peut être liée aux valeurs des autres paramètres qui eux ne varient pas. Dans le deuxième cas, les paramètres sont modifiés en même temps. Le désavantage est que cette méthode nécessite, pour balayer l'ensemble des combinaisons de paramètres possibles, un très grand nombre de simulations.
Ces analyses de sensibilité peuvent être réalisées manuellement ou via un logiciel de calibration semi-automatique : SWAT-CUP (Abbaspour et al., 2007a).
Dans cette thèse, et pour les trois bassins versants où le modèle SWAT est appliqué, la sensibilité des paramètres a été analysée de manière locale, parmi les paramètres identifiés comme les plus modifiés dans la littérature (voir tableau 3, Chapitre 2).
Parmi ces paramètres, 6 ont été identifiés comme sensibles (tableau 20), et ce pour les trois bassins versants.

Tableau 20 : Paramètres identifiés comme sensibles lors de l'analyse de sensibilité

Processus	Paramètre	Signification	Unité	Valeur par défaut
Ruissellement de surface	CN2	Coefficient de ruissellement	-	Calculé par SWAT
	SURLAG	Coefficient de retard des ruissellements de surface	-	4
Ecoulement souterrain	ALPHA_BF	Coefficient de récession de la nappe	/jour	0.048
	RCHRG_DP	Coefficient de recharge de la nappe profonde	-	0.01
	GW_DELAY	Délai de routage de l'eau de percolation	Jour	31
	GW_QMIN	Niveau de nappe nécessaire pour contribuer au débit	mm	1000

4.2.2 Calibration semi-automatique des paramètres

Après avoir identifié les paramètres sensibles pour le bassin versant, il faut encore ajuster ces paramètres afin qu'ils soient adaptés au mieux au contexte local. Pour cela, les projets ArcSWAT ont été intégrés dans le logiciel SWAT-CUP. Le logiciel va nous permettre de réaliser des modifications automatiques des paramètres puis de faire fonctionner le modèle et comparer automatiquement les sorties du modèle aux données observées. Pour cela, l'algorithme d'optimisation SUFI2 (Abbaspour et al., 2004) a été utilisé.

Principes de bonne conduite

Il existe cependant une limitation importante à prendre en compte lors d'une calibration automatique de paramètres. Si un jeu de paramètres aboutit à une seule modélisation, l'inverse n'est pas vrai, c'est-à-dire qu'une sortie de modèle peut correspondre à de nombreux jeux de paramètres très différents et donc pas forcément représentatifs de la réalité du bassin versant.

Pour pallier cela, il existe de nombreuses règles de bonne conduite à suivre lors de la calibration du modèle.

D'abord, les paramètres ne doivent être modifiés que pour rapprocher le modèle de la réalité. L'amélioration de la fonction objectif (F.O) n'est pas le seul critère à prendre en compte.

Ensuite, les paramètres doivent être contenus à l'intérieur d'un intervalle de valeurs cohérentes. En effet, plus les intervalles de variation seront grands, plus le risque que la performance du modèle soit satisfaisante grâce à une combinaison peu réaliste de paramètres est élevé. C'est le problème du "Swiss cheese effect" (Abbaspour, 2014).

Le choix de la F.O est également important. Par exemple, son calcul peut prendre en compte la reproduction des débits, mais également des flux de matières, ce qui confère une meilleure robustesse au choix de paramètres.

Enfin, il est possible de compléter la description de la performance du modèle par deux critères supplémentaires : le R-factor et le P-factor (Abbaspour et al., 2007a). Ces deux critères se basent sur l'incertitude introduite par la variabilité des paramètres (figure 36).

Lorsqu'un paramètre est fixé (cas a), la simulation qui en résulte est une trajectoire définie. Lors de la calibration, plusieurs jeux sont testés (sur un domaine de variations plus ou moins grand), ce qui aboutit à un faisceau d'incertitude (cas b et c).

Le critère du P-factor représente le pourcentage de valeurs observées (trait du cas d), qui se situe dans ce faisceau de simulations. Tandis que le critère du R-factor représente la largeur moyenne de ce faisceau.

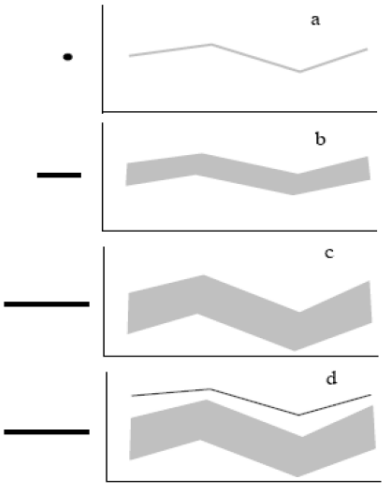


Figure 36: Relation entre variation des paramètres et incertitude des simulations, (d'après Abbaspour, 2014).

On valide alors la calibration en se basant sur les valeurs de F.O et sur les R et P-factor. Pour garantir une calibration satisfaisante, le P-factor doit être supérieur à 0.7 (70% des observations comprises dans le faisceau d'incertitude) et le R-factor inférieur à 1.5.

Validation

Une fois les paramètres fixés, on procède à une simulation des variables d'intérêts en comparaison avec les données observées. Les critères de performance vus auparavant (NS, NS sur la racine et le log des débits) sont calculés.

Choix opérationnels

La procédure de calibration a été réalisée en prenant en compte l'ensemble des stations hydrométriques présentées dans le Chapitre 2. L'emboîtement des sous-bassins au sein du bassin versant nécessite de calibrer d'abord les sous-bassins situés en amont, puis de réinsérer les paramètres ainsi calibrés lors de la calibration des sous-bassins aval. Il y a donc eu plusieurs runs de SWAT-CUP par bassin versant :

Tableau 21 : Description des runs SWAT-CUP

Bassin	RUN 1	RUN 2
Tille	Venelle à Selongey (56 km²)	Tille à Champdôtre (1260 km²)
	Tille à Crecey/Tille (231km²)	
	Norge à Genlis (266km²)	
	Ignon à Villecomte (304 km²)	
Arroux	Drée à St-Léger-du-Bois (254 km²)	Arroux à Dracy-St-Loup (773km²)
Armançon	Armançon à Quincy-le-Vicomte (483 km²)	Armançon à Brienon/Armançon (2977 km²)
	Brenne à Montbard (732 km²)	

Chaque run de SWAT-CUP a comporté 500 simulations, balayant l'ensemble des combinaisons des paramètres identifiés lors de l'analyse de sensibilité. Les calibrations ont été effectuées au pas de temps journalier, sur une période de 7 ans minimum. La F.O utilisée pour quantifier la reproduction des débits a été le critère NS.

Au vu des données qualitatives disponibles, seul le débit aux stations hydrométriques a été utilisé pour la calibration.

4.2.3 Autres modifications des paramètres

A chacune des occupations du sol SWAT, correspond un type de culture, une paramétrisation par défaut des pratiques culturales, et des caractéristiques du type de végétation (Neitsch et al., 2011). Des modifications ont été apportées à ces paramétrisations afin d'être au plus proche de la réalité du bassin versant.

D'une part, les paramètres liés à la croissance forestière ont été ajustés d'après des données locales (ONF, 2011), modifiant notamment la durée de croissance des arbres (MAT_YRS), en années (tableau 22).

D'autre part, les paramètres ***Topt*** et ***Tbase***, définissant l'intervalle de températures au sein duquel la forêt croît de manière optimale, ont également été modifiés. En effet, un coefficient de stress de température est pris en compte dans le taux d'accroissement du végétal. Ce coefficient diminue l'accroissement à mesure qu'on s'éloigne de la température optimale de croissance (***Topt***) et empêche totalement l'accroissement lorsque la température passe en dessous de la température de base (***Tbase***) (figure 37). Enfin, le nombre de degrés-jours nécessaires pour que les végétaux atteignent leur maturité a également été modifié pour s'adapter aux variétés locales. Pour cela, le programme PHU ("Potential Heat Unit program"), disponible sur le site de TAMU, a été utilisé. Le programme utilise les valeurs de température mensuelles interannuelles, la latitude moyenne du bassin versant, et le nombre de jours de

croissance des cultures, afin de déterminer le nombre de degrés-jours nécessaires à la plante pour atteindre la maturité. La croissance n'étant possible que lorsque la température dépasse une température de base, le nombre de degrés-jours nécessaires par défaut ne permettait pas aux cultures d'atteindre la maturité, ce qui avait pour résultat une couverture par la végétation moins importante, donc plus d'érosion des sols, et des rendements diminués.

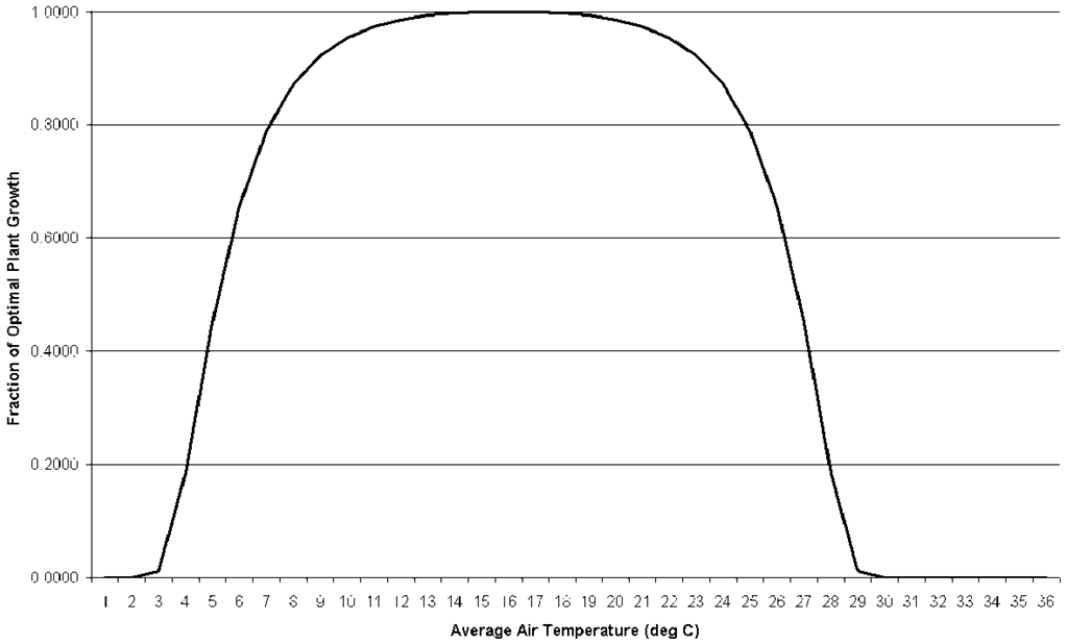


Figure 37 : Coefficient de croissance de la plante en fonction de la température de l'air (d'après Neitsch et al., 2011)

Tableau 22 : Paramètres modifiés relatifs aux bases de données des plantes.

Culture	Paramètre	Valeur par défaut	Valeur modifiée	Unités	Source
FRSD	MAT_YRS	10	50	Années	ONF (2011)
	Topt	30	15	°C	
	Tbase	10	5		
FRSE	MAT_YRS	30	40	Années	
	Topt	30	15	°C	
CSIL	Degrés-jours pour atteindre la maturité	1800	1100	°C/jour	PHU program
RYE		1800	900		
PAST		1800	400		

En plus de ces modifications, les itinéraires culturaux ont été précisés : calendrier cultural - date de semis, de fertilisation, de récolte), type de fertilisation (composition, dose, nombre et date d'applications), objectifs de rendements…

La paramétrisation complète des itinéraires culturaux est disponible en Annexe n°1.

Synthèse de la partie A

Cette première partie nous a permis de définir les concepts qui sont utilisés tout au long de cette thèse (du cycle de l'eau aux bases fondamentales du changement climatique). La revue de la bibliographie existante concernant les impacts du changement climatique sur la ressource en eau nous a montré que des impacts avaient d'ores et déjà été détectés sur le territoire français au cours du siècle passé : augmentation généralisée des températures, diminution des débits moyens des grands fleuves français, accentuation de la saisonnalité du régime hydrologique. La qualité de l'eau, certes moins étudiée que l'aspect quantitatif exclusivement, montre également une dégradation en lien avec le changement climatique.

D'autres études, prospectives elles, ont permis d'aborder l'évolution de ces impacts au cours du XXIème siècle. Les conclusions des principales études menées sur le territoire français vont dans le sens d'une diminution de la disponibilité de la ressource généralisée. Cependant, de telles études sont trop souvent menées à l'échelle des grands bassins versants français (Loire, Rhône, Seine), et ne permettent pas de prendre en compte la variabilité locale des impacts, telle qu'elle pourrait être observée à l'échelle de bassins versants de taille modérée (< 5000 km²).

Les objectifs de la thèse reposent sur la mise en place d'une chaîne de modélisation hydroclimatique qui permettrait d'approcher les impacts du changement climatique sur la ressource en eau en Bourgogne, à l'échelle locale, au travers d'aspects quantitatifs comme qualitatifs. Une telle chaîne de modélisation nécessite de nombreux jeux de données (données climatiques, hydrologiques) et de nombreuses étapes (désagrégation du climat global, calibration et validation des modèles d'impact…) qui requièrent une technicité importante et de nombreux choix méthodologiques qui ont été pour la plupart traités dans la partie précédente. Les travaux décrits dans la suite de ce manuscrit sont schématisés dans la figure 38. La partie suivante (B) s'attardera à décrire la réalisation de la mise en place de la chaîne de modélisation, à travers sa validation, et sa robustesse en contexte de changement climatique notamment. La dernière partie (partie C), s'attachera à décrire l'évolution passée de la ressource en eau en Bourgogne d'une part et l'évolution future grâce à la projection de la chaîne de modélisation d'autre part. Une dernière section apportera une ouverture quant à la possibilité d'employer la chaîne de modélisation hydroclimatique pour tester l'influence de pratiques agricoles dans un contexte de changement climatique.

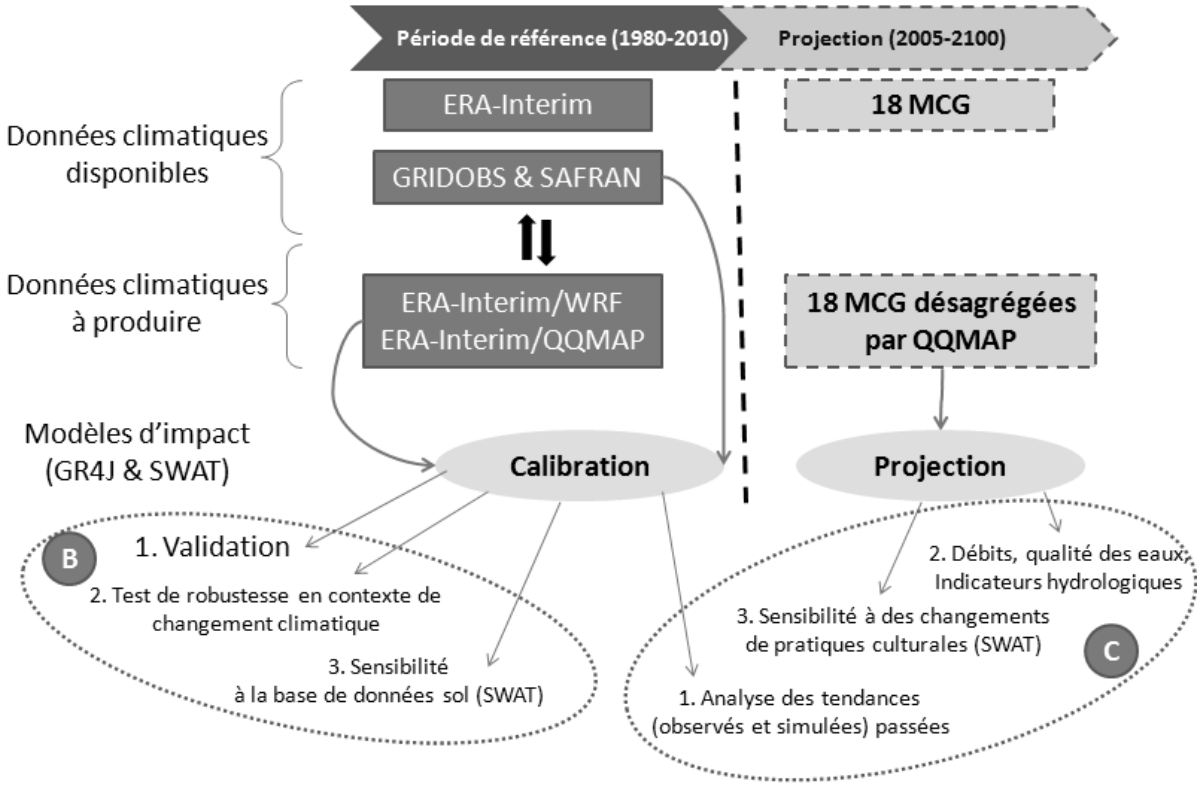


Figure 38: Schéma des travaux menés durant la thèse

Partie B : Test de la chaîne de modélisation hydroclimatique sur le temps présent

Chapitre 3 : Validation des modèles sur la période de référence

Chapitre 4. Robustesse des modèles hydrologiques en contexte de changement climatique

Chapitre 5. Sensibilité du modèle SWAT à la résolution de la base de données sol

"Scientists must not be so naive as to assume that the data speak for themselves."
Climate of fear, 2010. Nature *464*, 141–141.

Chapitre 3. Validation des modèles sur la période de référence

Nous verrons dans ce chapitre le résultat des calibrations, et nous examinerons les performances des modèles obtenues en calibration et en validation sur la période de référence Cette étape est primordiale, puisqu'une calibration adaptée est le seul gage de crédibilité qu'auront nos simulations lors de la projection des modèles sur le temps futur.

Nous décrirons dans un premier temps le résultat des calibrations du modèle GR4J, qui va nous permettre de simuler le débit à l'exutoire des 13 bassins versants. Puis nous décrirons ensuite la calibration du modèle SWAT, qui est lui implémenté sur seulement 3 de ces 13 bassins et qui nous permettra de simuler plusieurs composantes du cycle hydrologique de manière semi-spatialisée sur ces bassins, ainsi que la qualité des eaux.

1. Simulation des débits sur les 13 bassins versants par le modèle GR4J

1.1. Performance de GR4J en calibration/validation

Une méthode de split-sampling a été utilisée (Partie A, Chapitre 2) afin d'éprouver la robustesse du modèle GR4J. La période 1995-2011 a été sélectionnée afin de pouvoir calibrer tous les bassins versants sur les mêmes sous-périodes (la station de la Tille à Champdôtre a été installée en 1994). Les paramètres de GR4J ont été calibrés sur les 13 bassins versants et sur 3 sous-périodes : 1995-1999, 2000-2005 et 2006-2011. A chaque fois, une période d'initialisation d'une année a été considérée et la validation a été effectuée sur les deux autres sous-périodes restantes. La longueur des sous-périodes peut paraître faible (5 à 6 ans seulement) mais ce sont des longueurs de sous-périodes qui ont également été utilisées lors de la calibration/validation de GR4J dans le projet Explore2070. De plus, nous cherchons ici à renseigner la robustesse du modèle. La calibration définitive étant réalisée sur l'intégralité de la période de disponibilité des données. Le modèle GR4J est ici alimenté par les données de précipitations ERA-INTERIM désagrégées par QQMAP, car l'objectif est également de valider l'utilisation de cette méthode de désagrégation spatiale pour l'alimentation de nos modèles d'impacts.

Précédemment, nous avons constaté des différences dans les valeurs d'ETP calculées à partir des deux formulations sélectionnées (Penman-Monteith et Hargreaves). Ces différences se répercuteront vraisemblablement sur la calibration des paramètres de GR4J. Afin de fournir au modèle des paramètres valides, celui-ci doit donc être alimenté avec une ETP issue de la même formulation entre la calibration et la validation.

Malgré tout, les deux formulations différentes d'ETP ont été employées dans cette phase de calibration/validation du modèle. Cela nous permet d'une part de tester la sensibilité du modèle au mode de calcul de l'ETP, et d'autre part, de vérifier que les paramètres calibrés sont effectivement impactés.

La fonction d'optimisation (F.O) choisie pour ajuster les paramètres est le critère de Nash sur la racine des débits (NS SQ), sensible aux débits moyens. On compare dans la figure 39 les performances obtenues lors de ces calibrations et validations. La performance est décrite au pas de temps journalier au travers des trois critères de performance (NS, NS sur la racine et NS sur le log des débits).

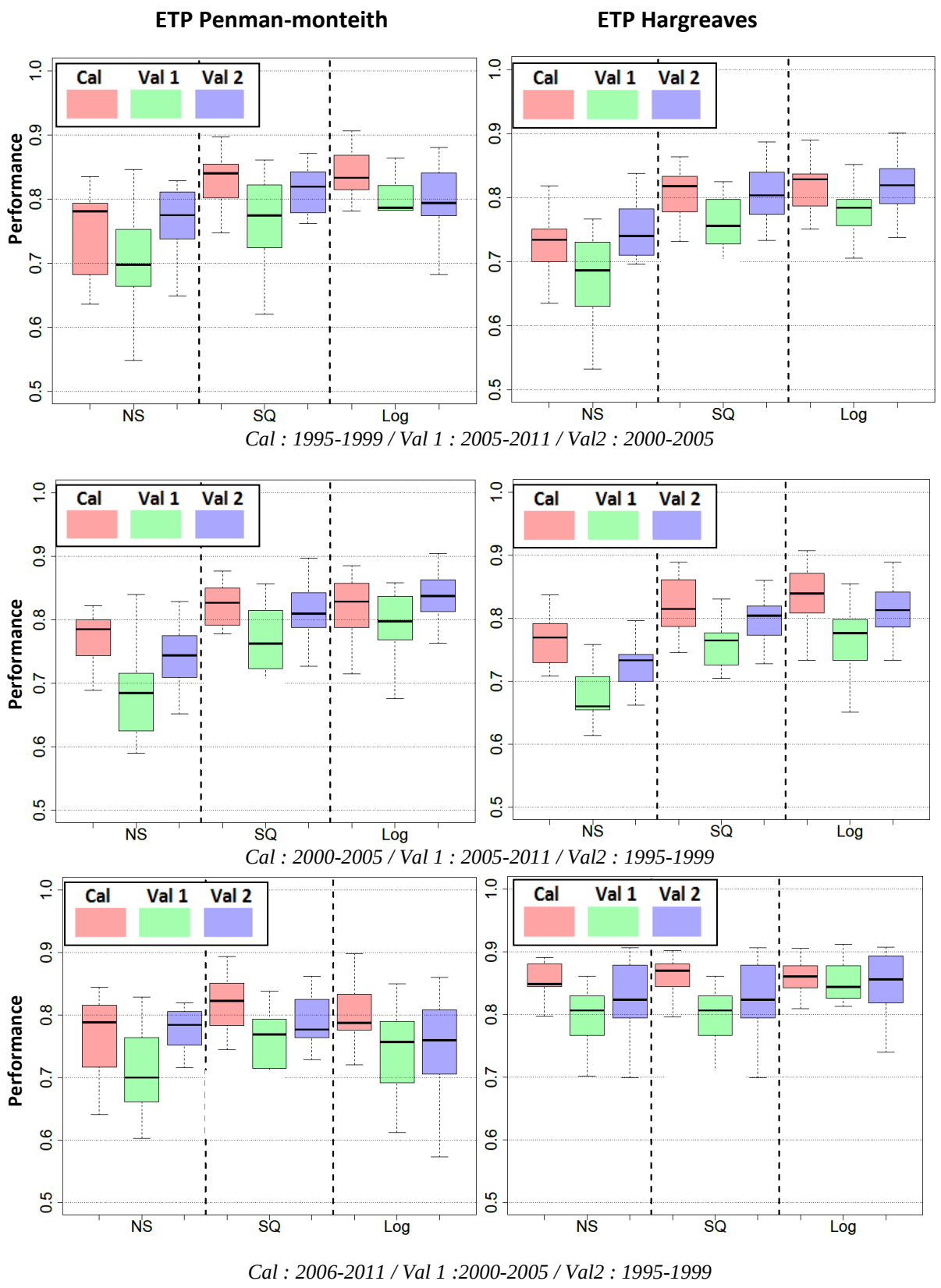


Figure 39: Performance journalière de GR4J en calibration et validation. NS: critère de Nash/SQ : critère de NS sur la racine des débits/Log : critère de NS sur le log des débits

Au travers de la méthode de split-sampling, on constate que les performances du modèle sont robustes. Les performances (ici au pas de temps journalier) sont homogènes entre les périodes de calibration et validation. Les chutes de performance entre calibration et validation sont relativement faibles, et sont (en moyenne sur les 13 bassins versants) inférieures à 0.1 pour tous les critères, quelle que soit l'ETP utilisée. Les critères basés sur la racine et le logarithme des débits sont plus stables que ceux utilisant le débit brut. Cela indique que les débits forts sont légèrement moins bien reproduits que les débits moyens et faibles. En dehors de cette réserve sur la reproduction des hauts débits, ces résultats permettent de valider la robustesse du modèle et donc son implémentation sur nos bassins versants. De plus, dans le cadre de ces travaux, l'accent est davantage mis sur la période de basses-eaux plutôt que les hautes-eaux. La chute du critère NS entre calibration et validation (NS Cal, NS val1 et NS val2 dans la figure précédente) est décrite dans le tableau 23.

Tableau 23: Chute du critère NS journalier entre calibration et validation

Calibration	Validation	ETP HARGREAVES				ETP PENMAN-MONTEITH			
		Diff moyenne	Max	Min	SD	Diff moyenne	Max	Min	SD
1995-1999	2000-2005	0.018	0.072	-0.039	0.036	0.018	0.078	-0.046	0.033
	2006-2011	-0.052	0.032	-0.229	0.072	-0.053	0.027	-0.208	0.063
2000-2005	1995-1999	-0.037	0.025	-0.081	0.036	-0.039	0.037	-0.086	0.041
	2006-2011	-0.092	0.050	-0.262	0.079	-0.088	0.048	-0.183	0.065
2006-2011	1995-1999	-0.003	0.052	-0.167	0.061	-0.003	0.066	-0.047	0.034
	2000-2005	-0.030	0.096	-0.287	0.099	0.017	0.106	-0.082	0.061
	Moyenne	-0.033	0.055	0.178	0.064	-0.025	0.060	-0.109	0.050

Diff moyenne : différence moyenne sur les 13 bassins versants. Max/Min/SD : valeur maximum/minimum/écart-type sur les 13 bassins versants.

Si les performances du modèle sont satisfaisantes quelle que soit la formulation de l'ETP utilisée, on constate néanmoins que la calibration des paramètres est impactée (figure 40). Selon le paramètre considéré, la valeur fixée en calibration est parfois sensiblement différente. Ainsi, les paramètres X2 (coefficient d'échange souterrain) calibrés à partir des ETP HG sont largement supérieurs à ceux calibrés avec les ETP PM. Ceci s'explique par la différence constatée précédemment dans les valeurs d'ETP : celles-ci étant plus élevées avec la formulation HG, le modèle cherche à compenser cette perte par un apport extérieur, via la fonction d'échange souterrain. Les paramètres déterminant le volume des réservoirs (X3 et X1) sont également touchés pour les mêmes raisons. Ils sont plus faibles dans le cadre des calibrations avec l'ETP HG, ce qui diminue la quantité d'eau disponible pour répondre à la demande évapo-transpiratoire.

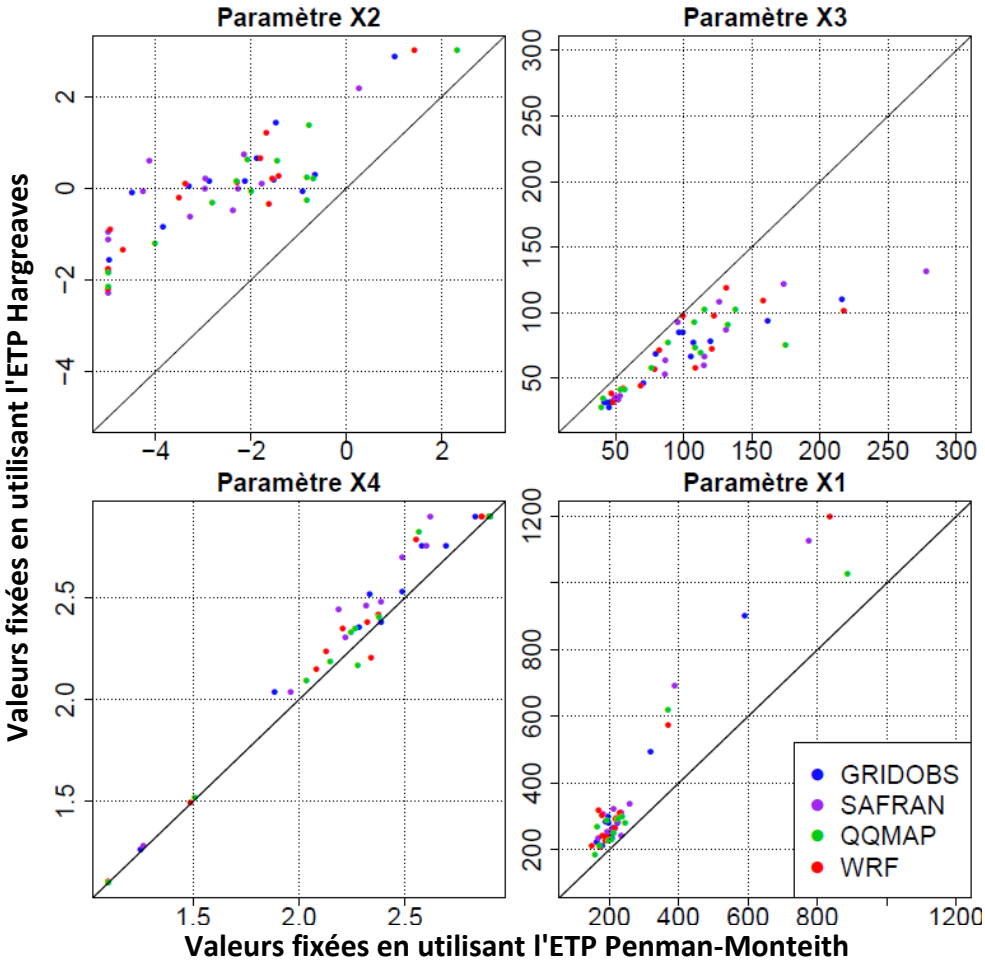


Figure 40: Paramètres fixés avec la FO NSQ, et l'ETP Hargreaves (en ordonnée) et Penman-monteith (en abscisse)

Une fois la robustesse de GR4J établie grâce à la méthode de split-sampling, les paramètres du modèle sont calibrés sur l'intégralité de la période de référence, afin d'intégrer le maximum de variabilité hydrologique. Lorsque le modèle est calibré à partir des différents jeux de précipitations disponibles (GRIDOBS, ERA-INT/QQMAP, ERA-INT/WRF et SAFRAN), on constate que les performances sont globalement toutes satisfaisantes (figure 41), puisque les moyennes de ces performances sont toutes supérieures à 0.5.

Les performances au pas de temps mensuel sont supérieures à celles au pas de temps journalier et annuel, en raison de la saisonnalité correctement reproduite et qui influence le calcul du critère. Au pas de temps annuel, le nombre de valeurs disponibles (ici, 31 valeurs), explique en partie les performances plus faibles. Le jeu de précipitations GRIDOBS est celui qui présente systématiquement les meilleures performances, tandis que le jeu ERA-INT/WRF est celui qui montre les moins bonnes.

Lors de la projection, nous avons choisi d'utiliser les données climatiques désagrégées par quantile-mapping (Chapitre 2), qui ne comprennent que les données de précipitations et de

température. Pour cette raison, c'est l'ETP HG qui a été retenue lors de la calibration. Par conséquent, seule l'ETP HG a été employée dans la suite des travaux de calibration

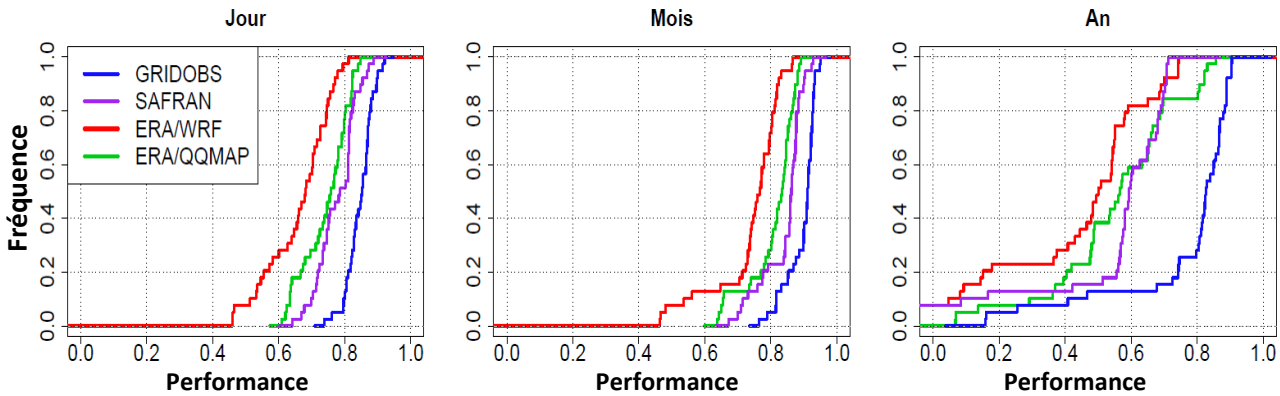


Figure 41: Fréquences cumulées des valeurs de 3 critères de performance confondus, en calibration à partir de la F.O NS SQ, des différents jeux de précipitations et des ETP Hargreaves, pour les 13 bassins.

1.2 Débits simulés par le modèle GR4J

Les critères de performance constituent un moyen de comparaison quantitatif des modèles. Il faut ajouter à cela une validation graphique qui consiste en la comparaison des débits simulés et observés. Afin de valider la dynamique saisonnière reproduite par le modèle, on compare dans la figure 42 le régime hydrologique mensuel interannuel moyenné sur les 13 bassins versants (en pourcentage par mois de la lame d'eau annuelle) observé et simulé par GR4J alimenté par les différents jeux de précipitations, sur la période de référence (1980-2011). Bien que les simulations montrent pour certains mois une sous-estimation des débits observées (en hiver) ou une sur-estimation (en été), on constate que la dynamique est correctement reproduite par l'ensemble des jeux de données, avec des écarts-types pour chaque mois globalement homogènes.

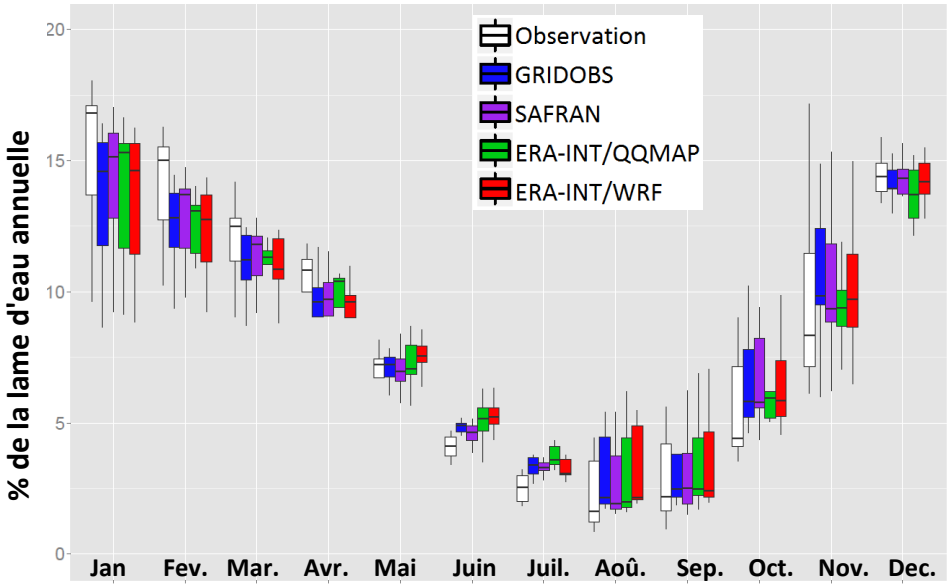


Figure 42: Régime hydrologique moyen observé et simulé des 13 bassins versants

Cette reproduction du régime saisonnier ne suffit pas à valider le modèle sur l'ensemble des bassins. Un examen plus approfondi des hydrogrammes annuels, mensuels et journaliers pour chaque bassin versant permet de valider la dynamique de production des débits.

Par souci de concision, ces hydrogrammes ne sont pas intégralement présentés dans cette section, mais sont disponibles en Annexe n°2. A titre d'exemple, les hydrogrammes de l'Arroux à Rigny/Arroux sont présentés ci-dessous (figure 43). Les débits sont simulés à partir de GR4J alimenté par les précipitations ERA-INT/QQMAP, ETP HG et le critère NS SQ comme F.O. On constate pour ce bassin versant une reproduction correcte des débits à chaque pas de temps. Néanmoins, on observe un biais, qu'on retrouve pour chaque bassin, dans la reproduction des débits forts. Les pics de crues sont systématiquement sous-estimés. Cela peut s'expliquer par une mauvaise prise en compte des évènements pluvieux extrêmes dans nos données climatiques, mais aussi et surtout par le fait que les modèles hydrologiques choisis (et notamment leur pas de temps de simulation) ne sont pas adaptés à la reproduction des crues. Par contre, les débits des périodes hydrologiques intermédiaires et des périodes d'étiage sont très bien reproduits. On peut donc avoir confiance dans les simulations de GR4J en dehors des périodes de crue.

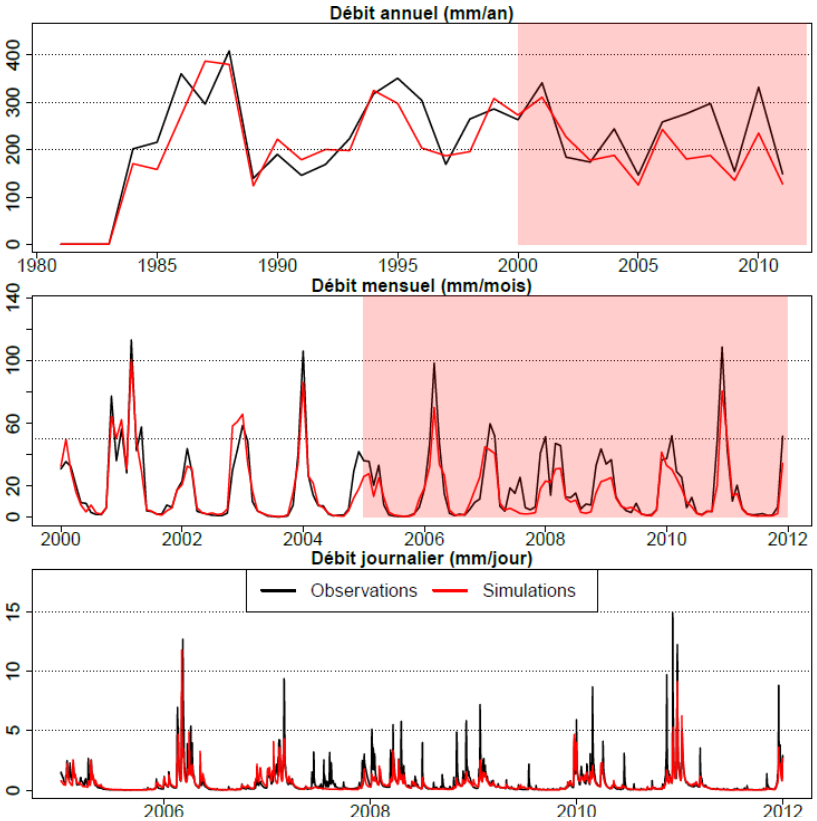


Figure 43: Hydrogrammes de l'Arroux à Rigny/Arroux. La période surlignée en rouge correspond au zoom au pas de temps plus fin.

1.3 Reproduction des indicateurs d'étiage

Les autres résultats attendus sont les indicateurs d'étiage, calculés à partir des débits simulés par le modèle. Afin de valider cette sélection d'indicateurs, il est important d'étudier leur reproductibilité sur le temps présent. Pour cela, on compare les indicateurs calculés à partir des débits observés aux indicateurs calculés à partir des débits simulés. Le seuil d'étiage utilisé (VCN3) a été calculé sur la période de référence à la fois pour les débits observés et simulés. Les paramètres de simulation sont les mêmes que ceux utilisés dans la figure précédente. Tous les indicateurs ne sont pas reproduits avec la même efficacité : la date du minimum annuel est l'indicateur le moins bien reproduit, tandis que les autres indicateurs de saisonnalité (début, centre et fin d'étiage) présentent une meilleure reproduction.

Concernant les indicateurs de sévérité d'étiage, celui décrivant la durée d'étiage est correctement reproduit sur l'ensemble des bassins. Pour les deux autres indicateurs (volume et minimum annuel), leur reproduction varie d'un bassin à l'autre. La Tille présente par exemple une surestimation de son minimum annuel, la Seille et l'Yonne montrent des volumes d'étiage également surestimés. Malgré tout, on constate une bonne reproduction globale de nos indicateurs sur la période de référence.

A titre d'exemple, la reproduction de ces indicateurs est présentée pour le bassin de l'Arroux à Rigny/Arroux (figure 44). L'absence de valeurs calculées peut être causée par deux raisons distinctes. D'abord la chronique observée peut contenir des lacunes trop nombreuses sur l'année en question (les années comportant plus de 10% de lacunes dans les données journalières ont été supprimées pour garantir une bonne représentativité de chaque année hydrologique). Ensuite, cette absence de données peut être tout simplement causée par l'absence de débits journaliers sous le seuil d'étiage. Afin de ne considérer que des évènements significatifs, seules les périodes d'étiage supérieures à 5 jours ont été considérées (World Meteorological Organization, 2008, d'après Fleig et al., 2005)

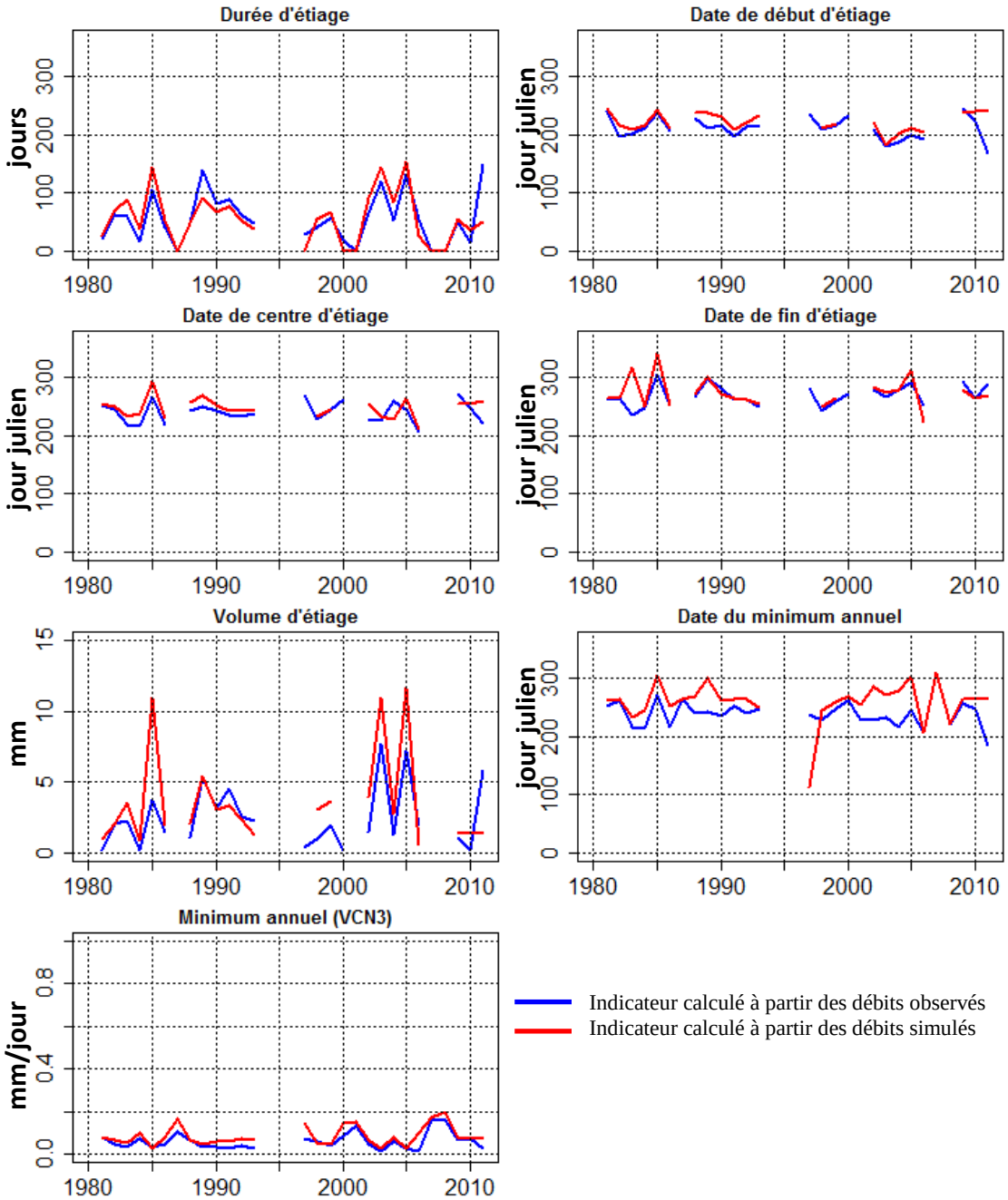


Figure 44: Exemple de reproduction des indices d'étiage pour le bassin versant de l'Arroux à Rigny/Arroux.

2. Simulation des débits sur 3 bassins versants par le modèle SWAT

2.1 Calibration des paramètres

Pour rappel, la calibration des paramètres de SWAT requiert davantage d'étapes et d'expertise que la calibration de GR4J. Plusieurs jeux de paramètres pouvant aboutir à la même reproduction des débits, il convient au préalable de sélectionner avec attention les paramètres qui seront modifiés durant la calibration, et de ne considérer que des valeurs de paramètres gardant un sens physique.

Une analyse de sensibilité a été menée sur les paramètres les plus couramment modifiés dans la littérature lors de la calibration du modèle. Par itération successive, nous avons ainsi identifié l'influence prépondérante de 6 de ces paramètres (Chapitre 2) sur la reproduction des débits. Le faible nombre de paramètres à calibrer est un vrai enjeu, puisque chaque modification de paramètre doit avoir une signification physique et implique une connaissance du fonctionnement du bassin versant. Ces paramètres sont : le coefficient de ruissellement (CN2), le coefficient de retard du ruissellement (SURLAG), le coefficient de récession des nappes (ALPHA_BF), celui de recharge de la nappe profonde (RCHRG_DP), le délai de routage de l'eau de percolation (GW_DELAY) et le niveau de nappe nécessaire pour contribuer au débit (GW_QMIN). Une calibration semi-automatique, dont les détails techniques ont été décrits dans le Chapitre 2 a été réalisée pour chacun de ces paramètres via le logiciel SWAT-CUP. Les bornes minimale et maximale des paramètres (tableau 24) ont été déterminées lors de cette analyse de sensibilité. La gamme de variation est volontairement réduite, pour éviter la détection d'optimums locaux dans le calcul de la F.O (ici le critère NS).

Tableau 24: Bornes de calibration insérées dans SWAT-CUP

Paramètre	Echelle de modification	Valeur par défaut	Borne minimale	Borne maximale	Méthode de modification
CN2	HRU	Calculée par le modèle	0	0.1	Relative
SURLAG	Bassin	4	0.1	5	Absolue
ALPHA_BF	HRU	0.048	0.01	0.1	
GW_DELAY		31	2	15	
RCHRG_DP		0.05	0	0.3	
GW_QMN		1000	500	1200	

Lors des premières calibrations, nous avons constaté une influence prépondérante des paramètres CN2 et SURLAG sur la performance du modèle, par rapport aux autres paramètres. Pour cette raison, ils ont d'abord été calibrés à part, lors d'un premier run de SWAT-CUP, sur les bassins entiers. Le résultat de cette calibration automatique est visible pour l'Arroux (figure 45). On constate que l'augmentation de la valeur du paramètre CN2

réduit la performance du modèle. Il restera donc à sa valeur initiale (calculée par le modèle à l'échelle de la HRU). Ce constat est également valable pour les deux autres bassins. Le paramètre SURLAG a lui été fixé à 0.5, sur les trois bassins versants également.

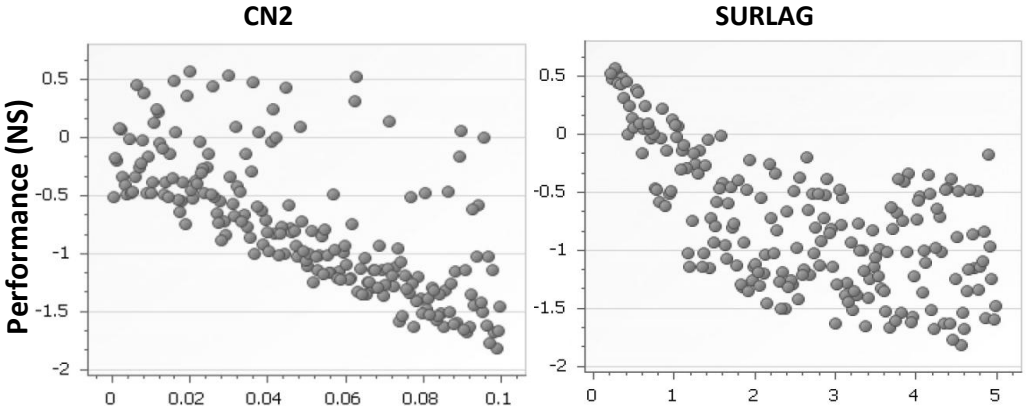


Figure 45: Influence des paramètres CN2 et SURLAG sur la performance de SWAT sur le bassin de l'Arroux. En ordonnée : valeur de la F.O, en abscisse : valeur du paramètre.

Pour les autres paramètres, ils ont été fixés lors d'un nouveau run de SWAT-CUP, et de manière semi-distribuée : une valeur différente pour chaque station hydrométrique utilisée en calibration. A titre de rappel, nous avons sélectionné deux stations sur le bassin de l'Arroux, trois sur le bassin de l'Armançon et cinq sur le bassin de la Tille.

La calibration semi-distribuée des paramètres (à l'échelle spatiale des sous-bassins) requiert de calibrer au préalable les sous-bassins amont, puis d'insérer les valeurs alors fixées dans les calibrations des sous-bassins aval. Ces calibrations en chaîne aboutissent pour chaque station hydrométrique à un jeu de paramètres fixés (tableau 25), prenant en compte les caractéristiques locales du sous-bassin versant.

Les paramètres calibrés sont globalement homogènes entre les stations hydrométriques, avec un coefficient de récession des nappes compris entre 0.042 et 0.095 selon les stations, un coefficient de recharge des nappes profondes compris entre 0.1 et 0.3, un délai de routage de l'eau dans la zone non-saturée compris en 1 et 4.7 jours, et une hauteur de nappe minimum pour produire un écoulement comprise entre 514 et 1088 mm. On constate que les paramètres modifiés sont tout de même relativement proche des valeurs initiales (excepté le délai de routage). On en conclut à une bonne capacité du modèle à reproduire les débits en contexte différent.

Tableau 25: Valeurs des paramètres calibrés

Bassin	Stations	CN2	SURLAG	ALPHA_BF	RCHRG_DP	GW_DELAY	GWQMIN
		.mgt	.bsn	.gw			
Arroux	Drée	Calculée par HRU	0.5	0.095	0.1	2.2	785
	Dracy			0.095	0.1	1.8	1088
Armançon	Quincy		0.5	0.094	0.25	3	793
	Montbard			0.081	0.2	3	619
	Brienon			0.042	0.1	3.5	792
Tille	Selongey		0.5	0.085	0.2	1	634
	Crecey			0.081	0.2	4.7	609
	Villecomte			0.056	0.15	2.8	649
	Genlis			0.060	0.01	4.4	514
	Champdôtre			0.064	0.3	2.4	889

2.2 Débits simulés par le modèle SWAT

Les critères de performance ont été calculés sur l'ensemble de la période de référence (1995-2011 pour la Tille, 1986-2011 pour l'Arroux, et 1980-2011 pour l'Armançon). On constate une performance satisfaisante des modèles à l'exutoire des bassins versants (critères supérieurs à 0.5 à chaque pas de temps). Néanmoins, les débits de certaines stations sont moins bien représentés que d'autres (tableau 26). La dynamique journalière du débit pour les 2 stations du bassin versant de l'Arroux (Drée à Saint-Léger-du-Bois et Arroux à Dracy-Saint-Loup), n'est pas très bien reproduite. Une proportion importante du bassin versant est située en contexte granitique où la part de ruissellement et d'écoulement de sub-surface est prépondérante par rapport à la contribution du débit de base. Ces écoulements peuvent être retardés par de nombreux obstacles (haies, micro-reliefs…) qui ne sont pas forcément bien reproduits dans nos modèles. La performance à l'échelle annuelle sur l'Armançon à Quincy-le-Vicomte est faible (NS = 0.5). Le bassin versant de l'Armançon à Quincy-le-Vicomte représente l'amont du bassin versant de l'Armançon, et se situe dans une zone karstique. Des apports extérieurs ou des exports d'eau pourraient rendre plus difficile la simulation des débits annuels. Notons également la présence d'un lac réservoir en amont de la station hydrométrique (Lac de Pont), dont le volume (6 millions de m^3) correspond à plus de 5% de la lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin. Le remplissage ou la vidange du réservoir pourrait donc jouer un rôle dans la difficulté du modèle à reproduire les débits annuels. Le débit de la Tille est globalement bien reproduit sur l'ensemble de ses stations hydrométriques, malgré une forte influence karstique, notamment sur les stations amont. Les cours d'eau de la Venelle, de l'Ignon, ou de la Tille amont sont en effet soumis à des pertes et des résurgences, qui modifient le cycle hydrologique sur ces sous-bassins.

Tableau 26: Performances du modèle sur les stations hydrométriques

Bassin	Stations	Journalier		Mensuel		Annuel	
		R^2	NS	R^2	NS	R^2	NS
Arroux	Drée	0.50	0.49	0.86	0.85	0.73	0.66
	Dracy	0.64	0.64	0.91	0.90	0.89	0.83
Armançon	Quincy	0.72	0.70	0.90	0.85	0.82	0.50
	Montbard	0.83	0.83	0.94	0.93	0.92	0.92
	Brienon	0.78	0.81	0.88	0.85	0.76	0.78
Tille	Selongey	0.75	0.75	0.89	0.88	0.84	0.82
	Crecey	0.77	0.77	0.91	0.90	0.89	0.88
	Villecomte	0.68	0.66	0.87	0.85	0.87	0.80
	Genlis	0.76	0.64	0.88	0.73	0.86	0.72
	Champdôtre	0.81	0.80	0.87	0.86	0.87	0.79

Très bon ***; bon*** ***; moyen*** ***; médiocre****. Classement d'après Moriasi et al (2007)*

L'examen complet des hydrogrammes de chaque station hydrométrique serait fastidieux. On se limite ici à comparer les débits de l'exutoire aval des trois bassins versants (figure 46). La reproduction des débits est correcte pour les trois bassins versants, et sur l'ensemble de la période de disponibilité des données. La dynamique journalière (Annexe n°3) est également correctement reproduite. Les principaux processus d'écoulement sur nos bassins versants sont donc globalement bien reproduits. Les hydrogrammes des stations hydrométriques situées au sein des bassins versants sont disponibles en Annexe n°5, et montrent également une reproduction correcte des débits.

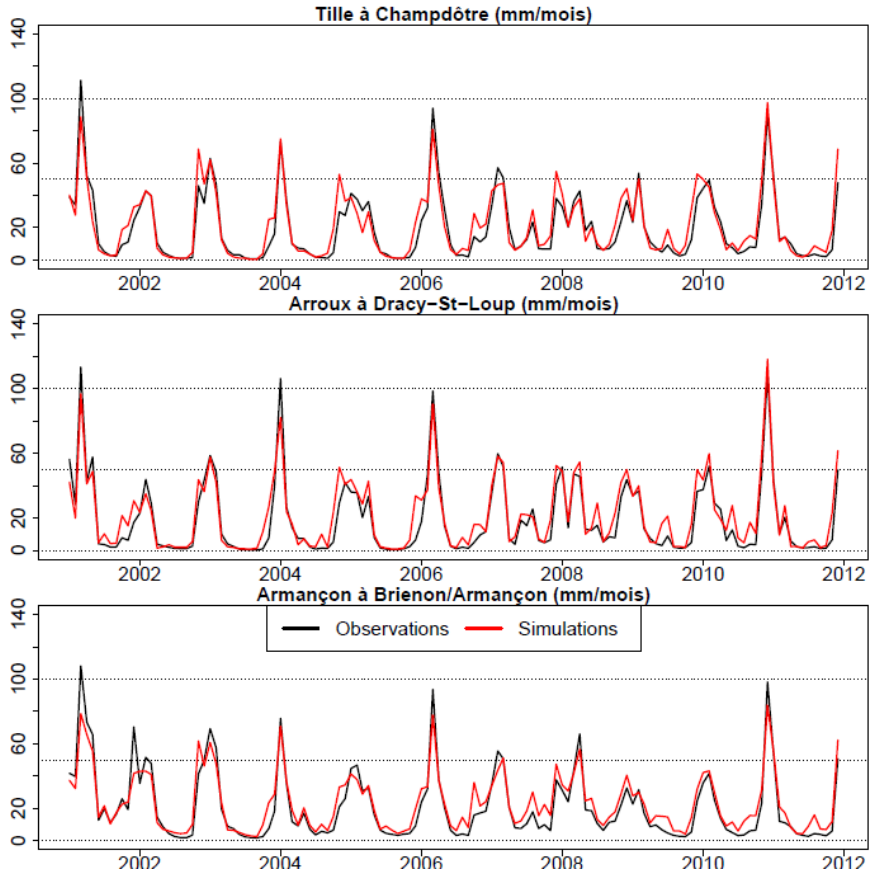


Figure 46: Débits mensuels simulés et observés sur les 3 bassins versants.

3. Simulation de la qualité de l'eau sur 3 bassins versants par le modèle SWAT

3.1 Description du contexte des 3 bassins versants

Les trois bassins versants sur lesquels le modèle SWAT a été implémenté présentent des différences en matière de qualité des eaux, en relation avec leur occupation du sol (Chapitre 2). Le bassin versant de la Tille présente un réel contraste entre ses parties amont et aval. L'amont, au nord, est très rural (occupé par des forêts et de la céréaliculture). Le substratum y est calcaire et karstifié. La Tille amont, ainsi que plusieurs de ses affluents (l'Ignon et la Venelle) sont soumis à des pertes sur certains tronçons et des assecs sont fréquemment observés durant la période d'étiage. L'aval est dominé par des surfaces agricoles accompagnées d'une urbanisation qui s'accroît lorsqu'on s'approche de l'agglomération dijonnaise (80% de la population du bassin est situé à l'aval). Le substratum est ici alluvionnaire (alluvions récentes de la plaine de Saône). L'état de la qualité des eaux superficielles varie de moyen (Venelle, Ignon, Tille amont) à médiocre (Norges et Tille aval). Le paramètre déclassant est principalement la concentration en nitrates. A l'exutoire aval (Champdôtre), elle est en moyenne de 22.6 mg/L, soit un flux d'environ 58 kg de NO_3^- par hectare et par an. Le SDAGE Rhône-Méditerranée a identifié le bassin de la Tille comme territoire prioritaire, puisque le bassin est soumis à de nombreux enjeux, notamment concernant la préservation et la restauration de la qualité de la ressource (EPTB Saône Doubs, 2010).

L'Armançon est un affluent en rive droite de l'Yonne. Son bassin peut être subdivisé en trois zones distinctes : une partie amont, au réseau hydrographique dense, et avec une agriculture tournée vers l'élevage bovin allaitant. Dans sa partie intermédiaire, l'Armançon ne possède que peu d'affluents (en relation avec la nature calcaire du substratum). Le relief s'amoindrit dans la partie aval, majoritairement occupée par de grandes cultures. C'est là qu'on trouve la plus grande partie de la population du bassin. On y trouve également des pollutions diffuses liées aux nitrates et produits phytosanitaires. Ces pollutions trouvent leur origine dans les pratiques culturales, via le ruissellement et l'infiltration des fertilisants. A l'amont, les pollutions sont plus limitées, et liées davantage à la gestion des effluents des élevages et au piétinement des cours d'eau par le bétail (SIRTAVA, 2012).

La concentration moyenne en nitrate à Tronchoy (sous-bassin de 1980 km²) est de 19.7 mg/L, pour un débit moyen annuel de 20.2 m^3/s. Ce qui représente un export annuel moyen d'environ 62 kg de $NO_3^-.ha^{-1}.an^{-1}$.

L'Arroux et ses nombreux affluents coulent en grande partie sur le socle granitique du Morvan ainsi que sur les argiles et les marnes du Lias et du Trias. Le territoire est très rural, dominé par l'élevage bovin allaitant, au sein d'un réseau bocager dense. Les cultures sont très rares et l'habitat très dispersé. Afin de satisfaire les différents usages de l'eau, de nombreux barrages et retenues ont dû être mis en place, les aquifères étant peu développés dans le substrat granitique. Ces retenues sont vulnérables aux pollutions ponctuelles et diffuses et présentent des problématiques liées aux matières organiques, variations de température, apports en nutriments et également par la présence de pesticides. Un traitement physique et chimique est donc nécessaire avant consommation de ces eaux (Muller and Hassan, 2013). La problématique des nitrates y est cependant peu présente (on observe une concentration moyenne de 6.2 mg/L de NO_3^- à Autun, pour un débit d'environ 4.5 m^3/s, soit un export moyen de 11 kg de NO_3^- par ha et par an.

Les concentrations moyennes des paramètres physico-chimiques mesurés aux stations qualitatives correspondantes sont reprises dans le tableau 27.

Tableau 27: Valeurs moyennes observées des paramètres physico-chimiques étudiés

	MES		**Nitrates**		**Oxygène dissous**	
	concentration	Ecart-type	concentration	Ecart-type	concentration	Ecart-type
Tille	11.7	18.6	22.6	5.5	10.6	1.8
Arroux	14.8	12.1	6.2	5.1	9.8	2.2
Armançon	12.2	20.1	19.7	7.1	10.5	1.6

3.2 Qualité de l'eau simulée par le modèle SWAT

La simulation des paramètres de qualité des eaux a nécessité l'intégration de paramètres supplémentaires dans la calibration. L'érosion des sols est calculée par l'équation MUSLE (Williams, 1995), qui comprend plusieurs coefficients faisant varier la production de sédiments. Afin d'améliorer la reproduction des données ponctuelles observées de matière en suspension (MES), le paramètre **USLE_P** a été modifié. Ce paramètre, que l'on modifie à l'échelle de la HRU, influe sur l'érosion des parcelles en fonction de l'occupation du sol. Une valeur de 1 augmente tandis qu'une valeur de 0 supprime l'érosion du sol. Le paramètre a été ajusté à 0.2 pour l'Arroux et la Tille, et 0.5 pour l'Armançon.

Pour améliorer la reproduction des exports de nitrates dans le cours d'eau, le paramètre **HALF_LIFE_NGW** a été modifié. Il représente la période de demi-vie des nitrates dans les eaux souterraines, qui transportent la plus grande partie de ces flux. Cette demi-vie est fonction du potentiel de dénitrification de la nappe souterraine, lui-même contrôlé par plusieurs facteurs, dont la concentration en oxygène dissous et en matière organique dissoute

(Bernard Jannin, 2016). Ce paramètre a été ajusté à 150 jours pour l'ensemble des bassins versants.

Pour information, cette période de demi-vie, pour un aquifère concentré à 20 mg/L de NO_3^- correspondrait grossièrement à un potentiel de dénitrification de $4.7x10^{-4}$ µg d'azote par gramme de sédiments et par heure, ce qui est dans la gamme des valeurs mesurées en laboratoire par Bernard-Jannin et al., (2016) dans des aquifères de plaine alluviale.

Les critères de performance ont également été calculés pour quantifier la reproduction des paramètres de qualité des eaux (tableau 28). On constate de prime abord que ces critères sont globalement assez faibles en comparaison avec ceux obtenus sur la reproduction des débits. Pour les concentrations, les critères NS sont majoritairement négatifs et les R^2 très faibles. Pour les flux, la performance est meilleure. Cela s'explique par la prise en compte des débits dans les flux. Puisque les débits sont bien représentés, les flux le sont également (dans une moindre mesure). Il faut néanmoins garder à l'esprit la limite des données observées.

Nous comparons en effet des données qui ne sont pas tout à fait comparables. Les données observées correspondent à des mesures ponctuelles, instantanées, du paramètre considéré. Elles sont disponibles à un pas de temps variable, allant de 1 à 2 mois pour les stations que nous avons sélectionnées, et sur une durée de quelques années (une dizaine d'années maximum). On considère donc au maximum 120 valeurs observées (une valeur mensuelle pendant 10 ans) dans le meilleur des cas, mais souvent moins en pratique.

Tableau 28: Performance du modèle pour la reproduction des paramètres de qualité des eaux.

Paramètre	**Mesure**	**Arroux**		**Armançon**		**Tille**	
		NS	R^2	NS	R^2	NS	R^2
MES	Concentrations	-1.12	0.08	-0.28	0.01	0.09	0.31
	Flux	0.28	0.39	-0.39	0.00	0.39	0.46
NO_3^-	Concentrations	-0.51	0.03	-4.09	0.002	-2.64	0.17
	Flux	0.07	0.31	0.55	0.58	-0.17	0.72
OD	Concentrations	-0.23	0.05	0.04	0.16	0.11	0.28
	Flux	0.19	0.59	-1.47	0.28	0.73	0.79

Pour la mesure de la concentration en MES, ce caractère instantané de la donnée pose problème, puisque les sorties du modèle SWAT correspondent à une valeur moyenne journalière. Or au cours d'un évènement de crue, il peut exister une très forte variabilité infra-journalière du paramètre. Cela est moins vrai pour les mesures de nitrates et d'oxygène dissous, dont les dynamiques sont plus saisonnières. Cette limite est visible dans les graphiques de comparaison des valeurs simulées et observées (figure 47 à 49): les flux de MES sont moins bien représentés que ceux de NO_3^- et O_2. La reproduction des concentrations de MES, NO_3^- et oxygène dissous est disponible en Annexe n°4.

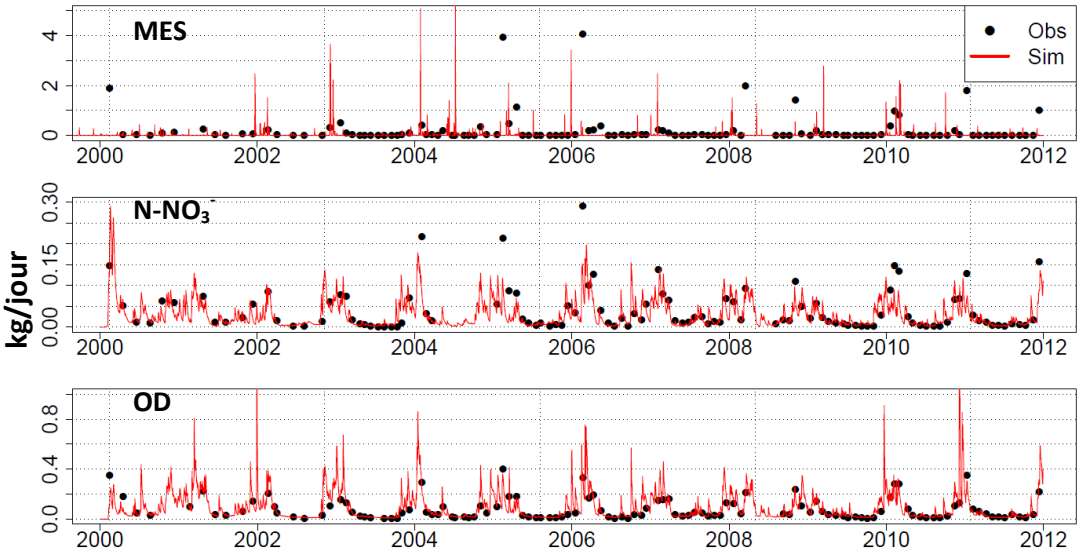


Figure 47: Flux de MES, N-NO_3^- et OD, en kg/jour à Tronchoy (Armançon)

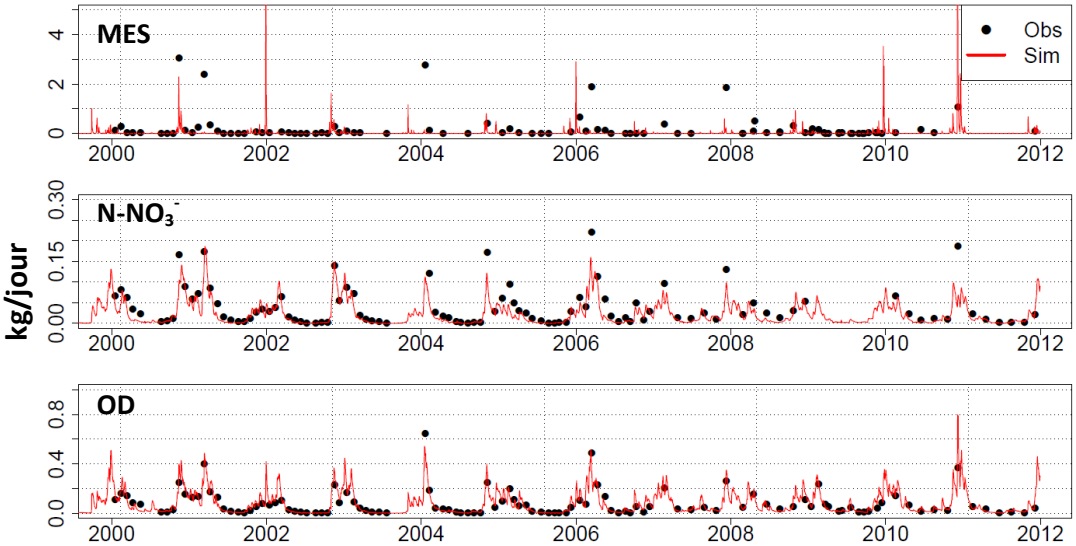


Figure 48: Flux de MES, N-NO_3^- et OD, en kg/jour à Champdôtre (Tille)

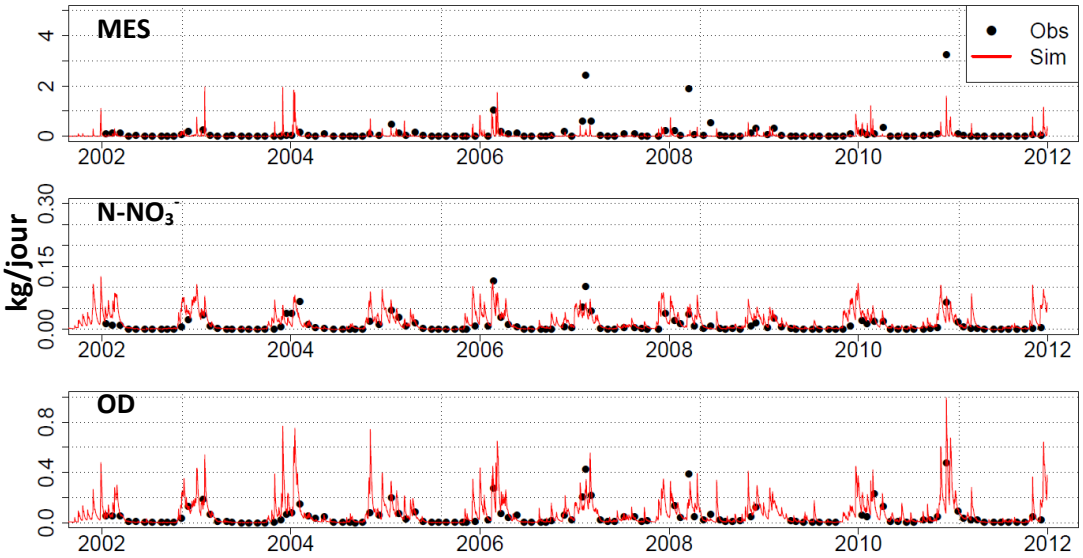


Figure 49: Flux de MES, N-NO_3^- et OD, en kg/jour à Autun (Arroux)

Chapitre 4. Robustesse des modèles hydrologiques en contexte de changement climatique

La projection d'un modèle calibré sur le temps présent pose la question de stationnarité du climat et du fonctionnement hydrologique du bassin versant. En effet, les paramètres ont été calibrés sur une période de référence, mais leur validité n'est pas certaine sur la durée totale de la projection. Afin de déterminer la robustesse des modèles, nous testons dans ce chapitre leur capacité à reproduire les débits lorsqu'ils sont calibrés sur des périodes à climats contrastés.

La section précédente nous a montré que l'implémentation des modèles hydrologiques choisis pour cette étude était possible sur nos bassins versants. Leur calibration sur la période de référence (1980-2011) permet une reproduction satisfaisante des débits observés, ainsi que de la qualité des eaux à l'exutoire des trois bassins versants choisis pour la modélisation SWAT.

Il demeure cependant une question cruciale pour la projection de ces modèles sur le XXIème siècle : les calibrations restent-elles valides lorsque le climat est changé de façon aussi forte (jusqu'à 3.4°C en hiver et 5.1°C en été à l'horizon 2100, Chapitre 1) ?

Nous proposons donc de tester la robustesse des modèles utilisés en les appliquant à la période récente où le changement est déjà présent et où il semble avoir déjà provoqué une rupture dans les températures de surface sur l'Europe et la France (Brulebois et al., 2015b, Chapitre 6). Ce travail est présenté sous la forme d'un article à soumettre et intitulé : "Robustness and performance of semi-distributed (SWAT) and global (GR4J) hydrological models throughout an observed climatic shift over contrasted French watersheds".

Il présente d'abord l'identification de plusieurs sous-périodes à climats contrastés, basée sur la détection d'une rupture climatique dans les températures de surface en 1987/88 et dont l'impact sur les débits est décrit par Brulebois et al. (2015b). L'article présente ensuite la méthode employée pour analyser puis comparer la robustesse respective de GR4J et SWAT.

Article en préparation

Robustness and performance of semi-distributed (SWAT) and global (GR4J) hydrological model throughout an observed climatic shift over contrasted French watersheds

Abstract en français

De nombreuses études portant sur les impacts futurs du changement climatique sur la ressource en eau sont publiées chaque année. Ces études se basent pour la plupart sur l'utilisation d'une chaîne de modélisation hydroclimatique, consistant à alimenter des modèles d'impacts par des données issues de modèles climatiques. Une des étapes importantes et pourtant rarement effectuée, est celle du test de la validité des modèles d'impacts en contexte de changement climatique. Cette étude cherche à tester la robustesse de deux modèles hydrologiques de conceptualisation différentes : un modèle global et empirique (GR4J) et un modèle semi-distribué à base physique (SWAT). Ils ont été calibrés et validés sur des périodes à climats contrastés (de part et d'autre d'une rupture climatique observée). Malgré une diminution de performance plus forte pour GR4J que pour SWAT entre calibration et validation, les deux modèles ont montré une bonne robustesse. De plus, la stabilité des paramètres fixés sur les périodes différentes montre que leur valeur est peu influencée par le climat de la période de calibration, et demeure donc valide pour la période soumise à un climat différent.

Abstract en Anglais

Many studies about climate change impacts assessment are published every year. These studies commonly use a hydroclimatic modelling chain, whose principle is to feed impact models with climate models outputs. An important step in this process is to test the validity of impact models in a climate change context. However, this step is not frequently applied. The aim of this study is to test the robustness of two hydrological models with distinct conceptualizations: a global and empirical model (GR4J) and a semi-distributed and physically-based model (SWAT). They both have been calibrated and validated over climate contrasted periods. Despite a higher decrease of performance between calibration and validation for the GR4J model, both of them show relative robustness. Moreover, the stability of parameters between the two calibration periods shows that their value are not much influenced by the climate of the calibration period, and consequently remains valid during the entire projection period.

1. Introduction

Since a few decades, more and more studies have been dealing with climate change impacts on hydrological cycle (Huntington, 2006; Jiménez Cisneros et al., 2014). Links between global warming and hydrological cycle modification can be assessed by two main ways: comparisons between observed time series, where the authors highlight trends and/or correlation between hydrological and climate variability (Dai et al., 2009; Gedney et al., 2006; Gerten et al., 2008; Milly et al., 2005), and prospective studies, where future simulated climate data supply hydrological models to analyze their influences on water quality (Boorman, 2003; Ducharne, 2008; Rehana and Mujumdar, 2012; Whitehead et al., 2009) as well as water quantity (Arnell, 1999; Feyen and Dankers, 2009; Henrichs, T. et al., 2002; Lehner et al., 2006). Modeling approach is essential for a better understanding of interactions between the numerous processes involved in the water resources (Kroeze et al., 2012). Over France, several prospective works have studied impacts of climate change on water resources, but they mainly focused on large watersheds: Rhône river (Etchevers et al., 2002; Ottlé et al., 2001) , Seine river (Boé et al., 2007; Ducharne et al., 2007; Habets et al., 2011), Garonne river (Sauquet et al., 2010; Tisseuil et al., 2010, Grusson, 2016) or Loire river (Ducharne et al., 2010), or even over the entire French metropolitan territory (Boé, 2007; MEDDE, 2012b) .

Nevertheless, filling the gap of knowledge of climate change impacts over moderate-size watersheds is a major concern and more regional impact studies should be performed at this scale (Bates et al., 2008). In this context, a prospective study of climate change impacts at watershed scale has been performed over north-eastern French watersheds, using spatial disaggregation of general circulation model (GCM) data (Rossi et al., 2014) to feed hydrological models (Brulebois et al., 2015a, 2014; Legras, 2014) at daily scale throughout the entire XXIth century. Two hydrological models with distinct catchment conceptualization were chosen: GR4J (global and empirical model) and SWAT (semi-distributed and physical-based model). The SWAT model has already been widely used in climate change impacts studies over a large number of watersheds (Gassman et al., 2007, 2014). GR4J model is less frequently used in climate change context. But some studies exist over the French territory: (Lespinas et al., 2014; MEDDE, 2012b).

Before model projection, a primordial question is the validity of the parameters values troughout the simulation period (the next 100 years for example) whereas these parameters have been calibrated during an observed reference period, with a much different climate (Thirel et al., 2015b).

In a short review, Coron et al. (2011) identify the three common pathologies from which models suffer: dependency of model parameters on the inputs quality and availability, dependency of model parameters on the climate of the calibration period, and low identifiability of parameters value. The first one is not discussed here, due to the reliability of climate data on the two sub-periods. The last one will not be discussed either, because both SWAT and GR4J models have been widely applied and validated on a large number of watersheds (Gassman et al., 2007; Perrin et al., 2003). Moreover, since GR4J is a few parametrized model, its parameters show an high identifiability (Perrin et al., 2001). But SWAT can be over-parametrized if a large number of parameters are calibrated. A low number of parameters used in calibration can avoid a possible over-parametrization, and permits to keep a high identifiability of their values during calibration process.

The objective of this study is to assess the transposability of each hydrological model (GR4J and SWAT) in a climate change context, i.e, to discuss about the 2nd pathology described by Coron et al (2011).

This essential step is not always performed before model projection, and only few studies exist about this concern. About SWAT model, we note some studies on sensitivity and uncertainty of parameters (van Griensven et al., 2006; Nossent, 2012; White and Chaubey, 2005; Sellami et al., 2016) or cross validation in space (Son and Kim, 2008) and time (Guse et al., 2014; Lévesque et al., 2008). But also studies on multi-calibration on contrasted hydroclimatic period (Zhang et al., 2015, 2011, Grusson, 2016).

The robustness of the GR4J model in context of climate change was less studied. Although Brigode et al., (2013) pointed out the difficulty for lumped rainfall-runoff models (such as GR4J) to simulate streamflow on periods with contrasted climate, Seiller et al. (2012) concluded, after a comparison between twenty lumped rainfall-runoff models, to the better transposability accross periods of GR4J than the others. Furthermore, Le Lay et al. (2007) applied GR4J on the Upper Ouémé watershed (Benin) and highlight the relative stability of GR4J parameters across calibration on several periods. Finally, a study comparing projections of several hydrological models (including GR4J and SWAT) has been conducted by Cornelissen et al. (2013), over the Upper Ouémé and the Térou watersheds (Benin).

According to these authors, both SWAT and GR4J models were judged able to simulate future streamflow. But because of its lumped conceptualization, the GR4J model does not contribute to improve the knowledge of watershed processes (Cornelissen et al., 2013).

In order to test the robustness of hydrological models throughout climate contrasted periods, several testing schemes can be applied. Most of the time, the DSST method (Differential

Split-Samping Test) is used (Klemes, 1986b). It consists in calibrating and validating the model with distinct periods, and analyzing the simulation accuracy in validation period. However, this method does not guarantee a strong difference in climate and in its hydrological impacts between calibration and validation periods. In this paper, we propose to assess the robustness and GR4J and SWAT models throughout an observed climate shift, impacting the hydrological cycle.

The western Europe has experienced a major change during the last fifty years (Laat and Crok, 2013), which had also been detected over France (Brulebois et al., 2015b), even at Burgundy region scale (Castel et al., 2014 ; Richard, 2014). Over France, the shift consists in an abrupt increase in both minimal and maximal temperatures in 1987/88. At the annual scale, this increase reaches 0.92°C and 1.1°C for minimal and maximal temperatures respectively. In Burgundy, this increase can locally reach 1.37°C and 1.32°C for minimal and maximal temperatures respectively (Richard, 2014). The hydrological response to this shift has been described by Brulebois et al. (2015b) over France, on a selection of 30 watersheds. They have shown a decrease of annual streamflow of 4%, between 1988-2009 and 1969-1987 periods, although an increase of 5% of precipitations during the same time. This shift gives us the opportunity to assess the transposability of hydrological models throughout an observed climate shift. For this purpose, both SWAT and GR4J models have been alternatively calibrated and validated on two periods of 8 years, before (1980-1987) and after (1988-1995) the shift. Their robustness and parameters stability have been assessed by comparing the performance decrease between calibration and validation, as well as changes in parameters values between each calibration.

2. Materials and methods

2.1. Study area

Burgundy is located in North-East of France (figure 50), it covers an area of about 31,500 km² and its elevation varies between 50 m in the North-West to 900 m in the Morvan mountains. It includes several geological contexts: the metamorphic and granitic basement of the Morvan mountains (the northern continuation of the Massif Central), surounded by sedimentory (mainly calcareous) rocks of Jurassic, and Quaternary alluviums in the Saône and the Loire valleys. Furthemore, the region is divided between three hydrographical areas, which are the headwater of three main French rivers: Seine, Loire and Rhône basins. Burgundy has a well

developed hydrographical network but inequally distributed, because of the spatial heterogeneity of the geological substratum. It is characterised by a high drainage density, in the Morvan mountains, with streams supplied by small and superficial groundwater, whereas the surrounding limestones plateau, very permeable, show almost no streams because water mainly flows troughout a well developped karst aquifer.

For these reasons, the water resource in Burgundy is highly fragmented, and could be seriously impacted by climate-change. Burgundy climate is mainly semi-continental, with moderate mediterranean influences in the South, and oceanic influences in the West (Chabin, 2001; Cuccia, 2008). The average annual precipitations during the 1981-2010 period are equal to 850 mm, but show strong regional differences, ranging from 600 to 700 mm in the North, 700 to 900 mm in the Saône valley, and locally rises to 1500 mm in the Morvan mountains. The average annual minimal and maximal temperatures are equal to 6°C and 14°C respectively (Meteo France Station Network).

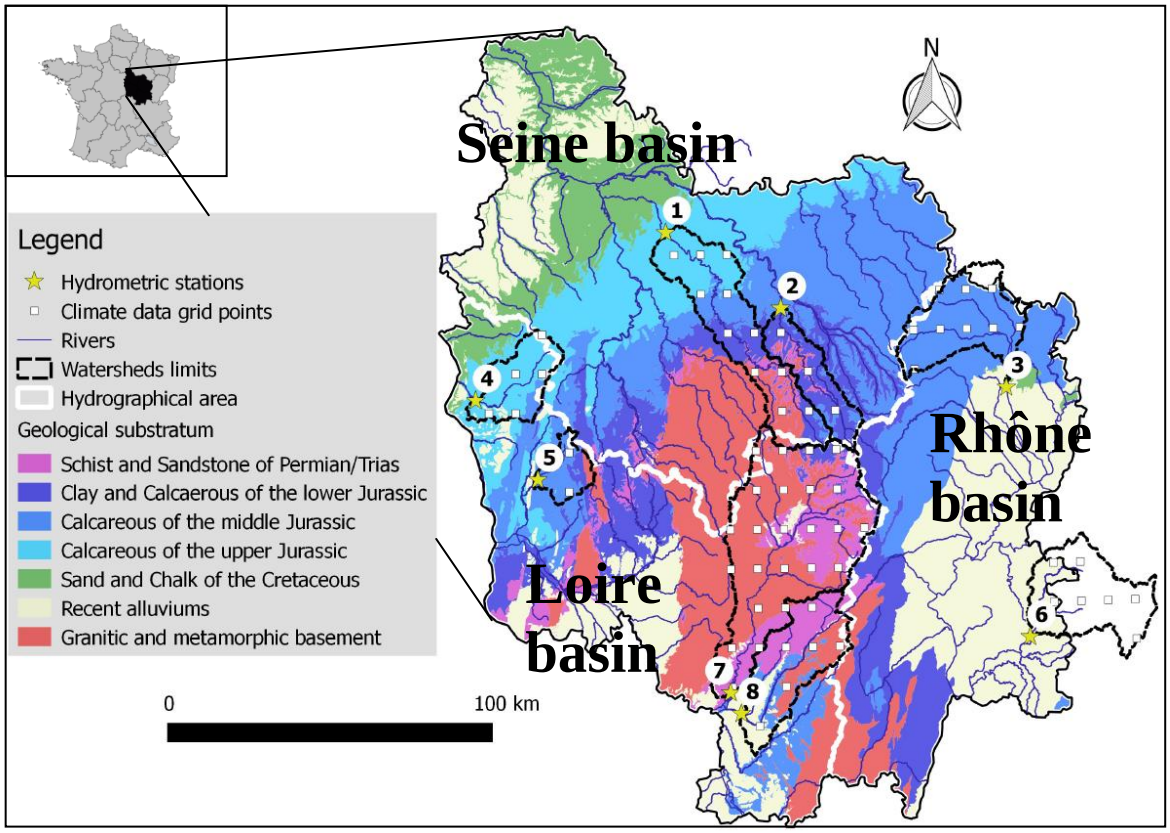


Figure 50: Burgundy geological contexts, selected watersheds and climate data grid points

2.2 Hydrometric stations

Daily runoff data were extracted from the "Banque Hydro" database (French Ministry of Ecology, Sustainable Development and Energy) for 8 selected hydrometric stations from 1980-1995. This selection of 8 hydrometric stations (table 29) was based on several criteria:

- data reliability according to the station managers;
- climatic, land-use and geological representativeness of Burgundy;
- distribution between the three main hydrographical areas (Loire, Rhône and Seine basins)
- data availability before and after the observed temperature shift (1987/88).

Table 29: Main characteristics of the 8 selected watersheds

N°	River	Outlet	Area (km²)	Module (m3/s)	Altitude(m) min/mean/max	Geological context	Main land-use
1	Serein	Chablis	1119	8.3	129/310/596	Calcareous	Agricultural area
2	Armançon	Quincy-le-Vicomte	483	3.5	220/357/525	Calcareous	Permanent pasture
3	Tille	Arceau	846	7.9	225/396/591	Calcareous	Forest
4	Nohain	Saint-Martin-sur-Nohain	473	3.5	157/237/382	Calcareous	Agricultural area
5	Nièvre d'Arzembouy	Poiseux	224	2.5	88/282/599	Calcareous	Permanent pasture
6	Seille	Saint-Usuge	937	14.9	186/289/570	alluvions	Agricultural area
7	Arroux	Rigny-sur-Arroux	2277	23.5	233/407/897	Metamorphic rocks	Permanent pasture
8	Bourbince	Vitry-en-Charollais	819	7.9	232/308/653	Schists, metamorphic rocks	Permanent pasture

2.3. Hydrological models

2.3.1 The SWAT model

SWAT is a physically-based and semi-distributed agro-hydrological model, operating at watershed scale, on a daily time step (Arnold et al., 1998). It allows to simulate hydrology, weather, erosion, plant growth, nutrient cycles, land management and stream routing, at a high resolution, by dividing the simulated watershed into a large number of sub-basins, themselves are further divided into hydrological responses units (HRU). An HRU consists of a homogenous combination of land-use classes, soil types and slope classes. The model takes account of spatialized climate information, at the sub-basin scale, and needs daily precipitations (mm), minimum and maximum temperatures (°C), wind speed ($m.s^{-1}$), relative humidity (%) and solar radiation ($MJ.m^{-2}$). At the HRU scale and for each time-step, SWAT divides water from rainfalls between soil infiltration and surface runoff, based on the SCS-CN empirical method (USDA-SCS, 1986). The soil is considered as a multi-layer store from where water can be evaporated or transpired by plants according to potential evapotranspiration (PET) value. Among differents formulations of PET proposed by SWAT, the Penman-Monteith method (Penman, 1948), which is the most commonly used one, was chosen in this study.

A percolation function brings soil water from the lowest soil layer to the shallow aquifer, where it can be reevaporated, be drained toward the streamflow, or supply the deep aquifer.
In this study, the SWAT model has been implemented on watersheds using the Arcview GIS interface for SWAT (ArcSWAT).

2.3.2 The GR4J model

The GR4J model is a global rainfall-runoff model, developed by the national institute of research in sciences and technologies for environment and agriculture (IRSTEA) (Perrin, 2007). The model is few parameterized with only 4 parameters to calibrate, and includes 2 reservoirs (production and routing) and 2 transfer functions to represent the watershed processes. The model needs daily precipitation and PET to simulate streamflow at the outlet of the watershed. The four parameters are :

- the daily maximum capacity of the production store (X1, in mm);
- the groundwater exchange coefficient (X2, in mm/day), which allows water to be imported (X2>0) or exported (X2<0) from the system;
- the daily maximum capacity of the routing store (X3, in mm);
- the time base of unit hydrograph (X4, in days).

The parameters are automatically calibrated, optimizing an objective function, such as the Nash coefficient (Nash et Sutcliffe, 1970) and range between a maximum and a minimum fixed by the user. Here, the boundaries have been provided by the developers of the model (Perrin et al., 2003).

2.4. Input data

Topography (25 m Digital Elevation Model), land-use information and soil types have been provided by the French Geographical Institute (IGN), the Corine Land Cover 2006 database (1/100.000) and the Infosol database from the French National Institute of the Agronomical Research (INRA, 1998) respectively.
Daily precipitations (mm) have been provided by the MeteoFrance Station Network (MFSN) on the 1961-2011 period. These observed precipitations have been then re-interpolated on a 12 km-grid, in order to get spatialized information over each watershed.
Relative humidity (%), minimal and maximal temperature (°C), wind at 2 m above the ground (m/s), and solar radiation (MJ/m²) have been provided at a daily time step. by the dynamical disaggregation of ERA-INTERIM reanalysis (Simmons et al., 2006) using the regional climate model ARW/WRF (Skamarock et al., 2008) implemented over Burgundy (Castel et

al., 2010 ; Xu et al., 2012). These data have been validated on the present time and used with success for impact studies on water balance (Boulard et al., 2015).

2.5. Model implementation

2.5.1 Calibration of SWAT and GR4J model

The first step in calibration and validation process of the SWAT model is the identification of sensitive parameters on the implemented watersheds (Arnold et al., 2012a). Such sensitivity analysis can be performed locally (changing values one at a time) or globally (changing values of all parameters). This latter requires a very large number of simulations to be done. Here, a local sensitivity analysis was performed, highlighting the influence of six parameters (table 30) on the streamflow simulations. These parameters belong to the most sensitive (Nossent, 2012) and the most commonly used (Arnold et al., 2012a) parameters in water cycle calibration. A brief description of each parameter is given below.

Table 30 : Description of the most sensitive parameters of the SWAT model in our study, with their default values, range of calibration and minimum and maximum values form the semi-automatic calibration based on 1000 simulations run of SWAT-CUP

Parameter	Signification	Default value	Range of calibration	Fixed values (min-max)
CN2	Curve number (no unit)	Calculated by SWAT	+- 10%	-10%
SURLAG	Surface runoff lag coefficient (days)	4	0.5-5	0.5
ALPHA_BF	Baseflow alpha factor (days-1)	0.048	0.01-0.1	0.012-0.099
RCHRG_DP	Deep aquifer percolation fraction (no unit)	0.01	0-0.5	0-0.45
GW_DELAY	Groundwater delay time (days)	31	0.5-10	0.9-5.9
GW_QMIN	Threshold depth of water in the shallow aquifer for return flow to occurs (mm)	1000	100-1500	500-1430

The SURLAG controls the fraction of the total surface runoff which is held in a surface runoff storage before reaching the main channel.

The Curve Number depends on of the soil permeability, land-use and antecedent soil water conditions, and controls the fraction of infiltrated water from precipitations.

The baseflow alpha factor corresponds to the groundwater flow response to changes in recharge. A low value (near 0) indicates a very slow response, while a high value (near 1) indicates a very quick response.

The groundwater delay time is the required time for the water to move from the lowest depth of the soil profile to the shallow aquifer. During this time, water can be removed from the soil by plants or soil uptake.

The threshold depth of water corresponds to the water table needed in the shallow aquifer for return flow to occur. As long as the shallow aquifer has not reached this water table, there is no return flow contribution to the streamflow.
The deep aquifer percolation fraction represents the water quantity removed from the shallow aquifer to the deep aquifer (so which goes out of the system).
Based on manual calibration, the SURLAG parameter has been fixed for the entire project (for all watersheds) at 0.5, and the CN2 parameter has been decreased by 10% for each HRU with regard to its SWAT default value.
The four other parameters have been determined by an automatic calibration using the SWAT-CUP autocalibration program with the the "SUFI2" tool (Abbaspour et al., 2007a).
The calibration was performed at a daily scale, on the 1977-1995 period, for the 8 watersheds independently, and with 3 years of warm-up period (performance calculate only on the 1980-1995 period). The objective function (O.F) chosen for this calibration was the Nash Efficiency (NSE) criteria (Nash and Sutcliffe, 1970). Only minimum and maximum parameters values are shown (not the values of each watershed) (table 30).

The GR4J calibration has been performed using the hydromad R. package (Andrews, 2011) at the daily time scale, for each watershed independently, on the 1977-1995 period with 3 years of warm-up. It has been run using the NSE coefficient as the objective function, the Nealder-Mead method as the optizing algorithm, and the latin-hypercub as the sampling methof of parameters (such as in SUFI2 tool in SWAT-CUP program).

2.5.2 Model performances in validation on the1980-2010 period

Model performances have been tested on each calibrated watershed calibrated. SWAT simulating streamflow at sub-basin scale, 28 hydrometric stations available within selected watersheds have been used to validate simulation (figure 51 a). All of the 8 watersheds have shown satisfactory performance (NSE >0.6). At monthly scale, the mean performance (NSE) on the 8 stations reaches 0.83 with SWAT simulation and up to 0.91 with GR4J simulation (figure 51 b).

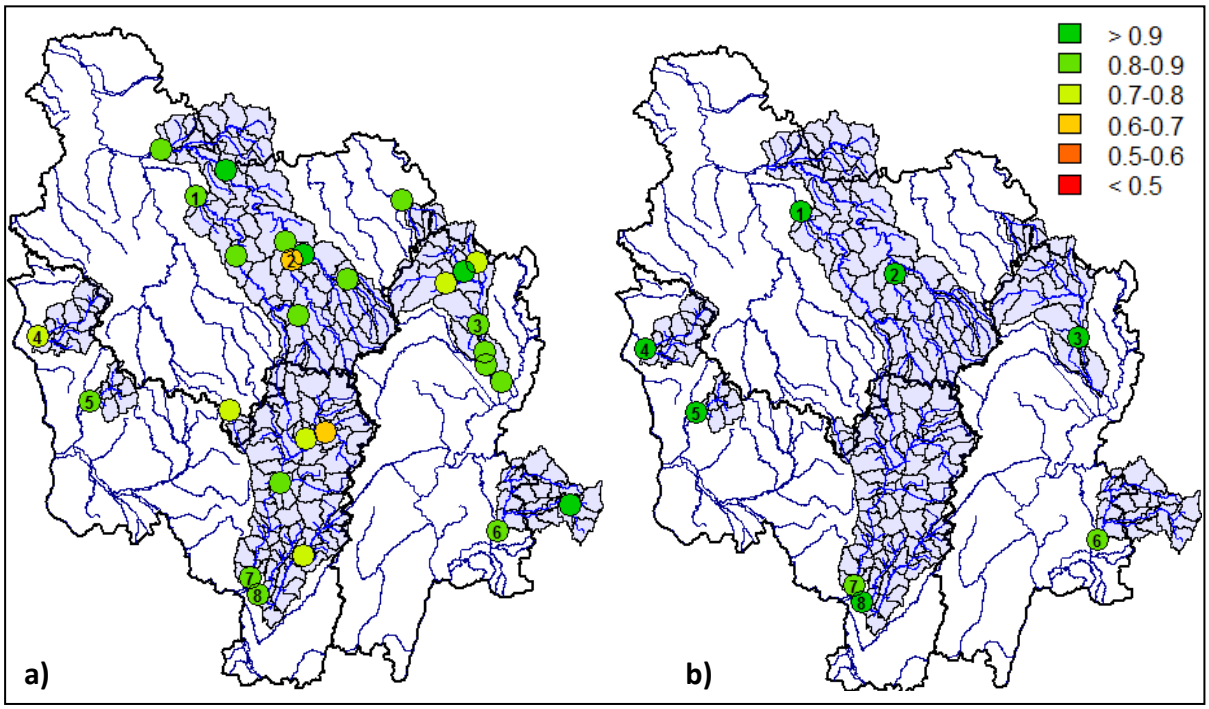


Figure 51: Monthly performance (NSE criteria) of a) SWAT model; b) GR4J model, on the selected watersheds.

2.6 Cross calibration/validation

A Split Sample Test (SST) (Klemes, 1986b), which is the most frequently used method (Thirel et al., 2015b) is processed to estimate the dependency of parameters on the climate characteristics. This method consists of a cross-calibration and validation tests of the models on two periods with distinct climate characteristics. Based on this scheme, four modalities have been created to test model performances : C1V1 : calibration and validation over the P1 period (1980-1987), C1V2 : calibration over P1 and validation over P2 period (1988-1995), C2V2 : calibration and validation over P2, C2V1: calibration over P2 and validation over P1.

The analysis of performance decrease between modalities 1 and 2, as well as between modality 3 and 4, describes the model robustness throughout two different hydroclimatic periods. This robustness can also be assessed regarding to the error between simulated and observed streamflow.

During calibration processes, the SWAT-CUP program calculates the 95 percentage prediction uncertainty (95PPU), which represents the distribution of output variable, disallowing 5% of the very bad simulations (Abbaspour et al., 2007b). This uncertainty can be graphically represented as a band, whom the thickness varies according to the number of parameters as inputs in the calibration process, and their calibration ranges.

Associated to the 95PPU, two criteria are calculated by SWAT-CUP: the P-factor, which is the percentage of observed data bracketed by the 95PPU, and the R-factor, which is the

average thickness of the 95PPU band divided by the standard deviation of the observed data. The P-factor and R-factor are considered satisfactory when their value are higher than 70% and lower than 1.5 respectively (Abbaspour et al., 2007a; Moriasi et al., 2007). A good calibration must show in first satisfactory R and P-factor, then, a good efficiency (NS E or other objective function). The GR4J performance is assessed based on the performance criteria. Finally, the model behavior throughout the climate shift can also be characterized by the stability of its parameters between the two calibrations. Strong changes between parameters values (i.e. a low stability of parameters) indicate a strong dependency on the climate characteristics of the calibration period.

3. Results

3.1 Identification of a climate shift in inputs and outputs data

Input climate data series have been divided between two sub-periods: the P1 period from 1980-01-01 to 1987-12-31, and P2 period from 1988-01-01 to 1995-12-31. Mean minimal and maximal temperature values calculated on the two sub-periods show significant (t-test) differences (table 31), with a difference about 0.9°C for both minimal and maximal temperatures. These values are very close to those described over France (Brulebois et al., 2015b). However, no significant differences can be observed for the other climate variables.

In response to these changes in temperature, an impact in streamflow is expected. Indeed, annual observed anomaly streamflow is about -90 mm, and except in September, November and February, which show few variations (figure 52), all the months show decrease in streamflow, from -10 % in January to -45% (July). In comparison to observation, anomalies simulated by GR4J and SWAT during a simulation from 1980 to 1995 are fewer. Anomalies are quite similar between the two models: a decrease of about 50 mm/year. This decrease occurs significantly during 7 months: December, January, and from April to August, and to a lesser extent, in February, while March, September and October show few changes, and November shows an increase of about +20% (figure 52).

Table 31: Mean values of each climate parameters during sub-periods.

	P1	P2	Δ	%	1980-2010
Tmin (°C)	5.2	6.1	+0.9*	+17.3	5.8
Tmax(°C)	13.3	14.2	+0.9*	+6.8	13.8
P (mm/an)	952	874	-78	-7.4	948
PET (mm/an)	684	704	+20	+3.3	686
Relative humidity (%)	82	81	-1	-1.2	81
Solar radiation (MJ/m²/an)	4020	4133	+113	+2.8	4255
Wind (m/s)	2.8	2.8	-0.02	-0.7	2.8

Significance (stars) is based on t-test at 5% of uncertainty. P1: 1980-1987, P2: 1988-1995, P total: 1980-1995

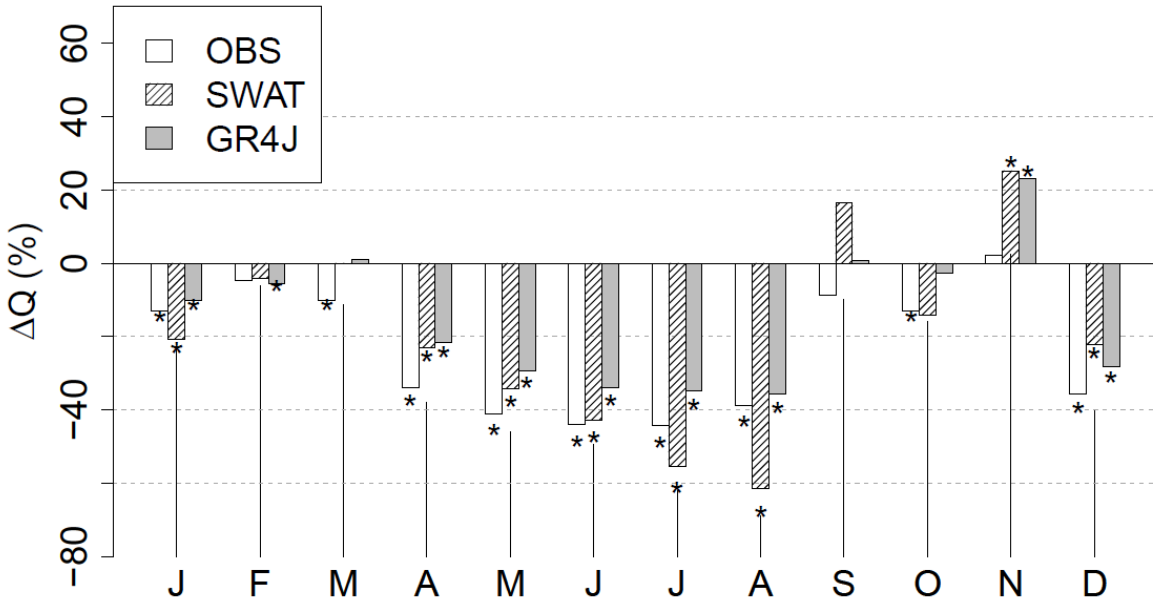


Figure 52: Streamflow anomalies (%) of the 8 outlets between the 2 subperiods,simulated and observed. Significance (stars) is based on t-test at 5% uncertainty.

3.2 Cross calibration-validation of models

Based on simulations with a warm-up period of 3 years, SWAT monthly performances (table 32 and figure 53) are very close between each modality (NSE from 0.72 to 0.92), while GR4J performances are more unequal (NSE from 0.27 to 0.97). In C1V1 and C1V2, sometimes SWAT is better, sometimes GR4J is. In C2V1, SWAT is systematically better than GR4J, and in C2V2, GR4J is better. The two models do not show similar behavior in calibration: the best calibration performances are obtained in C1V1 modality for SWAT and C2V2 for GR4J, and the worst validation performances are obtained in C1V2 modality for SWAT and C2V1 for GR4J.

Obviously, GR4J calibration permits to be more adapted than SWAT to the climate characteristics of the calibration period (see performance in C2V2), but in this case, the calibration is less robust across other validation period (see performance in C2V1), while SWAT calibration is relatively robust, since the monthly performance differences are very low between calibration and validation. Moreover, at monthly scale, on the eight watersheds, the mean P-factor reached 73% in C1 and 72% in C2, and the mean R-factor reached 0.73 in C1 and 0.77 in C2. From this point of view, and with monthly NSE higher than 0.80, the SWAT calibrations can be judged good.

Regarding performances for each watershed, St-Martin/Nohain watershed shows the lowest NSE values and the strongest differences in performance between calibration and validation period for both GR4J and SWAT models. The performance decrease reaches 0.11 for SWAT

model, while it reaches 0.64 for GR4J model. All the other watersheds show robust performances between calibration and validation for SWAT model (performances decrease <0.1). Conversely, for GR4J model, all watersheds show low robustness, with a decrease performance greater than 0.1, except for St-Usuge watershed (table 32).

Table 32: SWAT and GR4J monthly performances (NS coefficient) on calibration and validation

Watersheds	SWAT MODEL				GR4J MODEL			
	NS C1V1	NS C1V2	NS C2V2	NSC2V1	NS C1V1	NS C1V2	NS C2V2	NSC2V1
Chablis	0.87	0.84	0.85	0.88	0.89	0.92	0.95	0.78
Quincy-le-Vicomte	0.84	0.88	0.88	0.86	0.88	0.92	0.96	0.79
Arceau	0.87	0.86	0.84	0.88	0.89	0.94	0.94	0.82
St-Martin/N.	0.83	0.72	0.77	0.75	0.69	0.84	0.91	0.27
Poiseux	0.85	0.80	0.81	0.87	0.88	0.97	0.92	0.79
St-Usuge	0.92	0.87	0.89	0.89	0.92	0.90	0.95	0.86
Rigny/Arroux	0.82	0.86	0.84	0.76	0.86	0.90	0.91	0.78
Vitry-en-Charollais	0.84	0.85	0.84	0.85	0.80	0.90	0.92	0.68
Mean	0.86	0.83	0.84	0.84	0.85	0.90	0.93	0.72

c1: Calibration 1980-1987 / v1: Validation 1980-1987/ c2: Calibration 1988-1995 / v2: Validation 1988-1995

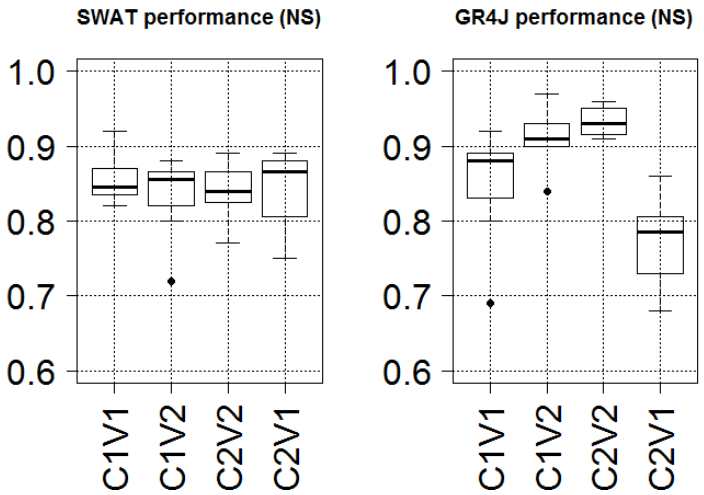


Figure 53: SWAT (left) and GR4J (right) performances (Nash Efficiency) of the watersheds for the four modalities

3.3 Streamflow reproduction errors

For each modality, errors between observations and simulations (in percentage) averaged on all watersheds are systematically lower for SWAT simulations than for GR4J simulations, and show a similar pattern: C1V1 modality shows the lower error, then, by increasing order, C2V2, C2V1 and C1V2. Errors are however included in the same order of magnitude (from 4.3 to 11.6% for SWAT, and from 5.5 to 17.4% for GR4J).

Regarding each watershed, errors in C1V1 are lower than these in C1V2 for both SWAT and GR4J models, but this is not the case between C2V2 and C2V1. Streamflow errors are not

directly correlated with performance differences. We can see low or no differences in model performance between calibration and validation (SWAT performance on Arceau watershed in C1V2) associated to high streamflow errors (17.9%), and conversely, strong differences in model performance between calibration and validation (GR4J performance on Rigny/Arroux watershed in C2V1), associated to low streamflow errors (-1.7%).

Table 33: Errors (in percentage) between observed and simulated interannual module.

	SWAT MODEL				GR4J MODEL			
	C1V1	C1V2	C2V1	C2V2	C1V1	C1V2	C2V1	C2V2
Chablis	5.4	18.1	-6.0	5.6	1.9	23.2	-12.2	9.3
Quincy-le-Vicomte	5.7	10.6	3.7	9.2	7.7	22.5	-8.2	5.5
Arceau	10.8	17.9	10.6	18.1	-1.2	10.8	-4.0	10.9
St-Martin/Nohain	-0.7	16.7	-11.8	4.1	-7.9	14.2	-30.4	-6.3
Poiseux	0.7	8.5	-15.3	-10.6	4.6	18.8	-9.1	6.6
St-Usuge	-3.1	12.2	-5.3	3.3	8.3	25.3	-7.3	8.5
Rigny/Arroux	-7.4	8.5	7.3	7.9	6.9	19.9	-1.7	10.9
Vitry-en-Charollais	-0.4	0.7	0	0.2	-5.3	4.5	-7.2	5.7
Mean	4.3	11.6	7.5	7.4	5.5	17.4	10.0	7.9

Means are calculated from absolute values.

3.4 Stability of parameters and induced uncertainty

The ALPHA_BF, RCHRG_DP and GW_DELAY parameters values remain stable between the 2 sub-periods and show strong and significant correlation between the two calibrations: R=0.46, 0.82 and 0.95 respectively. The ALPHA_BF values show few or no variations between the two calibrations, except for two watersheds (figure 54). The GW_DELAY show an increase for three watersheds but no changes for the others. The QMIN parameter shows an increase for 5 watersheds and a decrease for St-Martin/Nohain and Chablis only. Finally, RCHRG_DP shows a slight increase for 4 watersheds and no changes for the others. All of GR4J parameters are stable between calibration, with a significant correlation coefficient significant higher than 0.75 (figure 55). Except for St-Martin/Nohain and Chablis watersheds, changes are slight between the two calibrations. The GR4J parameter values show quite homogenous changes between calibration: decreases in X2 parameter, except for 2 watersheds, no changes or slight decreases in X3 parameter, few variations in X4 parameter, and very slight increases in X1 parameter, except for Nohain watershed.

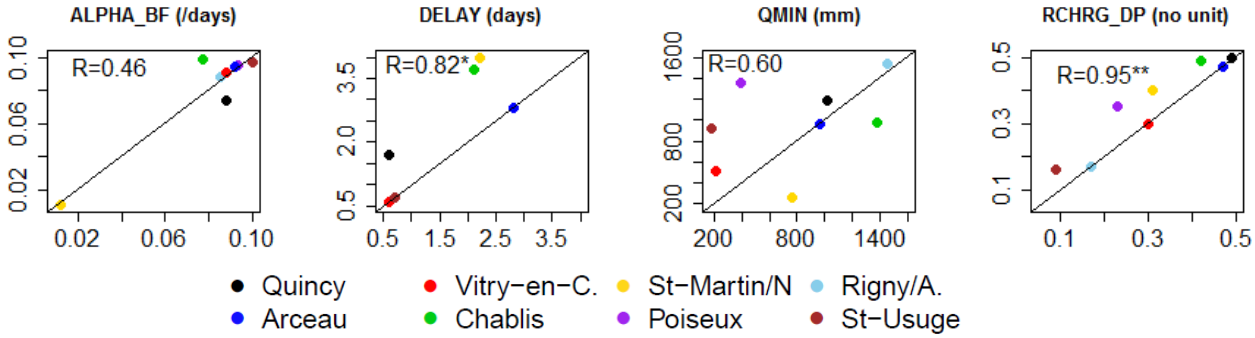


Figure 54: Correlation of SWAT calibrated parameter values between the 2 calibrations. Stars show significance.

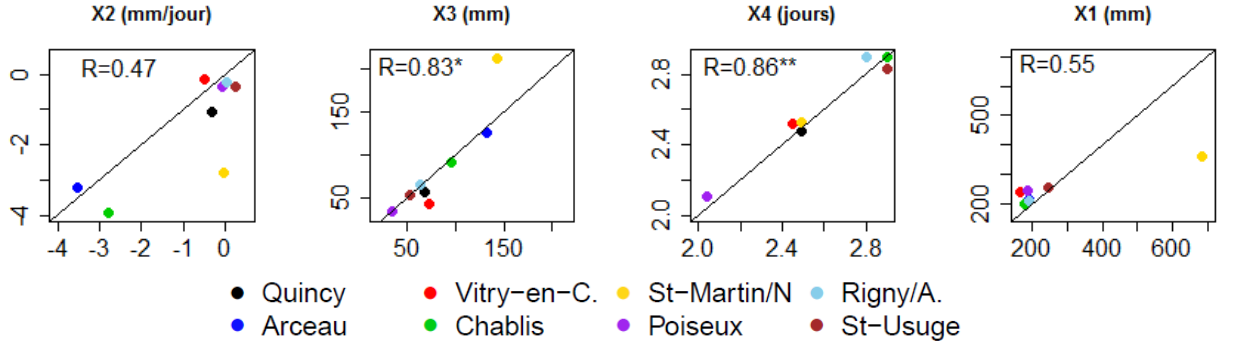


Figure 55: Correlation of GR4J calibrated parameter values between the 2 calibrations.Stars show significance.

The parameters values fixed during each calibration have been set as inputs in a new SWAT-CUP run, to obtain the 95PPU induced by the parameters changes. This in fact, corresponds to an estimation of the uncertainty due to climate characteristics of the calibration period. At monthly scale, the R-factor averaged over all watersheds reaches only 0.1, which is much lower than that obtained during calibration processes. The two watersheds shown (Arceau and Nohain) correspond to extreme watershed behavior throughout the climate shift: the Arceau watershed shows very slight variations of its parameters fixed values between the two calibrations while St-Martin/Nohain watershed is the one with the strongest parameter changes (figure 56). Therefore, the R-factors calculated on these two watersheds (based on the 95PPU obtained in figure 56) are quite different: it equal to 0.03 for Arceau, and reaches 0.20 for St-Martin/Nohain

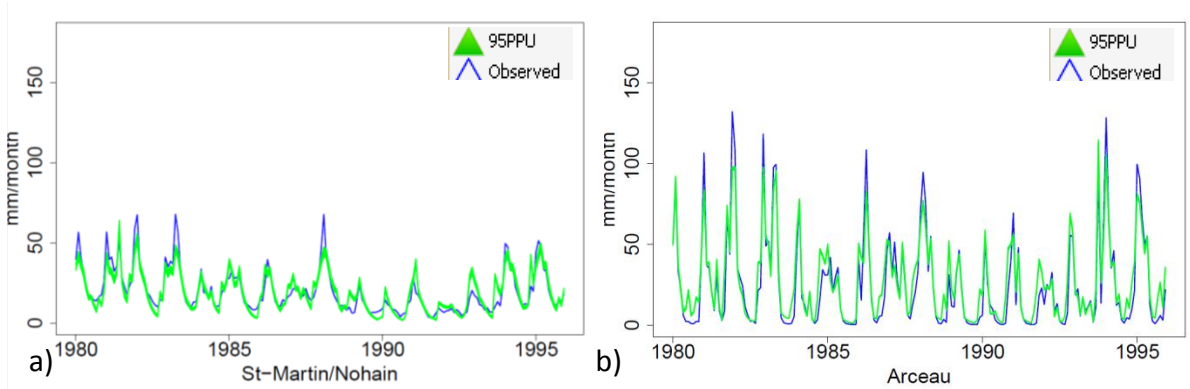


Figure 56: Monthly observed streamflow and 95PPU from uncertainty analysis a) Nohain at St-Martin/Nohain, b) Tille at Arceau

Nevertheless, the thickness of the 95PPU band obtained from the parameters values fixed on the two calibrations period remains very slight, even for watersheds showing the strongest changes in its parameter values (figure 54).

4. Discussion

The behaviour of SWAT and GR4J model throughout the climatic shift shows both similarities and differences. Concerning the performance decrease between calibration and validation, the two models are opposite. The low decrease of SWAT performance between calibration and validation provided us the proof of the ability of SWAT model to simulate correctly streamflow throughout a climatic shift (table 32). For GR4J performance, however, strong decreases have been observed over some watersheds (Vitry-en-C. or Rigny/Arroux for example), but these decreases are associated to low variation in parameters values (table 32 and figure 55). This fact indicates that the better adaptation of GR4J model on the second calibration period is not associated with strong changes in parameters values. This stability of parameters (although some differences, especially for X2 parameter), already highlighted (Brigode et al., 2013), means, in agreement with Le Lay (2007), that changes in parameter values are not always a good indicator of changes in watershed behavior.

Errors between simulated and observed streamflow showed similar patterns between SWAT and GR4J (table 33). Error values are systematically higher for C1V2 that for C1V1, showing that models calibrated during period 1 are adapted to a wetter climate. When models calibrated on P1 are applied on P2, simulated streamflows are over-estimated compared to the observed ones. Conversely, models calibrated on P2 show streamflows more underestimated in validation on P1 than in validation on P2, showing that models are adapted to a drier climate. This fact is consistent with the changes in both SWAT and GR4J parameters values.

Indeed, they mainly consist in an increasing of GW_DELAY, GW_QMN and RCHRG_DP for SWAT parameters, and a decrease of X2 and a slight increase of X1 for GR4J parameters. These changes correspond to an adaptation of the model to a drier period: they allow water to meet more easily soil and plant water demand: with an increase in store capacity (increase of X1, GW_QMN and GW_DELAY), and to be exported out of the system (by a decrease of X2 or an increase of RCHRG_DP).

However, for some watersheds, these recharge parameters (both RCHRG_DP and X2) are close between the two calibrations, or even change in the other way (Vitry-en-C., Rigny/Arroux, Arceau). These watersheds are also those with the lowest differences between

C1V2 and C2V1 streamflow errors. On the other hand, St-Martin/Nohain and Chablis watersheds, which show strong differences for both SWAT and GR4J recharge parameters, have the highest differences in streamflow errors between C1V2 and C2V1.

This fact leads us to think that when the recharge parameters are used to adapt the model to the climate characteristics of the calibration period, the model is less robust. The question is: why some watersheds have differences in their recharge parameters, while other watersheds keep their parameters stable between the two calibrations. The answer is maybe in the way the climate shift is taken into account in the model. The GR4J model uses directly potential evapotranspiration values from ERA_INTERIM spatial disaggregation; and we can assume that the PET is correctly reproduced by SWAT model: mean PET values calculated on the 1980-1987 period is 688 mm, which is close to the value from ERA_INTERIM (table 31).

Another possibility is the bad reproduction of ET (effective evapotranspiration). The ET simulated by SWAT on the 1980-1987 period is 486 mm, so about 70% of the PET, what we think is a credible value.

Here, we argue that the parametrisation during calibration process is the origin of the mistake. Instead of modify store capacities (which allow more water to meet soil or plant demand), calibration processes result in changes in recharge parameters. From our point of view, these changes are not the good solution for the model to be adapted at contrasted climate periods. The integration of another parameter in the calibration process (linked with evapotranspiration) could improve the cross calibration/validation in climate-contrasted periods. This problem highlights the fact that the automatic calibration process cannot replace the expertise of the user concerning the choice of parameter to be changed or not.

5. Conclusion and perspectives

The existence of an observed shift in air temperature over France in 1987/88 (Brulebois et al., 2015b) allowed us to test the robustness of two hydrological models throughout this shift. The aim of this study is the assessment of the ability of both SWAT and GR4J models to simulate observed runoff during post-shift period, when the model has been calibrated before the shift, and conversely. Such assessment is an essential step in a prospective study on climate change impacts (Thirel et al., 2015a).

First, both models (GR4J and SWAT) were able to reproduce correctly streamflow of the 8 selected watersheds during the reference period (1980-2010), with P-factor equal to 0.74, R-factor equal to 1.02, and NSE equal to 0.83 at monthly scale for SWAT simulations, and NSE equal to 0.91 for GR4J simulations at monthly scale.

Regarding to models robustness throughout contrasted climate periods, performance decreases observed between calibration and validation showed that GR4J model can be more efficient in calibration, but also less robust during validation. Conversely, SWAT showed homogenous performance and lower errors in streamflow simulations for each modality tested (C1V1, C1V2,C2V2,C2V1). The integration of more parameters in calibration could improve the efficiency in calibration but also reduce robustness.

Both models showed a good stability of their parameters between the two calibrations. Although this stability, some changes have been observed in parameters value between the two calibrations. The changes in recharge parameters (RCHRG_DP and X2) characterize an adaptation to a drier calibration period. But these changes corresponds to changes in watershed processes and thus could be a "mal-adaptation" of the model in a climate change context.

Finally, the uncertainty induced by these changes remains slight: the watershed with the strongest changes (Nohain at St-Martin/Nohain) showed a very thin band of uncertainty (based on the 95PPU analysis).

These results let us conclude to the validity of model parameters throughout contrasted climate periods. Despite a lower robustness for GR4J model than for SWAT, it appears to be reliable in climate change context. But it does not eliminate the need to analyse jointly the SWAT and GR4J results in order to be more confident in the simulations.

6. Synthèse de l'article

Une rupture climatique a été détectée dans les températures de surface en France métropolitaine en 1987/88. Ce changement brutal fournit l'occasion de tester la robustesse des modèles hydrologiques utilisés dans ces travaux, en validation croisée à travers deux périodes à climats contrastés. Le modèle GR4J et le modèle SWAT ont donc été implémentés et alternativement calibrés puis validés sur deux périodes situées de part et d'autre de la rupture identifiée en 1987/88.

Les deux modèles ont de prime abord montré une bonne capacité à reproduire le débit sur les 8 bassins versants de l'étude, sur la période de référence (1980-2010).

L'analyse de la chute de critère entre la calibration et la validation a montré que les performances de GR4J pouvaient être supérieures à celle de SWAT en calibration, mais dès lors, elles montraient une plus faible robustesse lors de la validation. A l'inverse, le modèle SWAT a montré des performances beaucoup plus homogènes entre calibration et validation, confirmant sa meilleure robustesse.

Les valeurs des paramètres liés au transfert d'eau en dehors du bassin versant (paramètre X2 pour GR4J et RCHRG_DP pour SWAT) ont montré une adaptation à un climat plus sec et plus chaud entre les deux périodes de calibration, en permettant d'exporter davantage d'eau en dehors du bassin versant. Cette adaptation traduit peut-être une mauvaise prise en compte des modèles à un changement de climat, puisqu'on attend plutôt une modification de la valeur de l'évapotranspiration réelle plutôt que la perte par recharge profonde (RCHRG_DP) ou par export naturel ou anthropique en dehors du bassin (X2).

Malgré tout, les deux modèles ont montré une relative stabilité de leurs paramètres entre les deux calibrations. En effet, l'incertitude liée à la modification des paramètres entre les deux calibrations demeure très faible, et ce pour tous les bassins, y compris ceux dont les paramètres varient le plus.

Les deux modèles peuvent donc être employés dans un contexte de changement climatique, et leurs sorties peuvent être analysées conjointement afin d'améliorer la robustesse des simulations.

Chapitre 5. Sensibilité du modèle SWAT à la résolution de la base de données sol

L'implémentation de SWAT requiert plusieurs couches d'informations géographiques. Celle qui concerne les types de sol a été produite à partir de la base de données Donesol, au 1/250 000e. Afin d'achever les travaux d'implémentation de SWAT, il convient de déterminer une résolution optimale de cette base de données. Le cinquième chapitre décrira donc une étude de sensibilité du modèle à la résolution de la base de données pédologiques.

1. Introduction

Le modèle SWAT nécessite une quantité importante de données en entrées (à relativiser toutefois face au nombre de variables simulées par le modèle). La méthode de construction du fichier de paramètres "sol" (présentée dans le Chapitre 2) permet de fournir une base de données comprenant toutes les caractéristiques physiques nécessaires à une modélisation à la résolution de 1/250 000. Cependant, elle engendre une complexité importante dans le fonctionnement du modèle : en considérant une centaine de sous-bassins puis le croisement des combinaisons uniques types de sols/occupation du sol (aucune classe d'altitude n'a été utilisée dans l'implémentation), on caractérise un nombre de HRU proche de 2000 sur nos bassins versant (dont la surface moyenne est d'environ 1900 km²).

Cette complexification provoque un allongement du temps de calcul du modèle et une augmentation du volume de données simulées par le modèle. Dans un contexte d'étude d'impact du changement climatique, impliquant des runs de modèles relativement longs (un run standard comprendra 121 ans, de 1980 à 2100, au pas de temps journalier), cette question matérielle n'est justifiée que si cela aboutit à une augmentation de la performance du modèle. De plus, il peut s'avérer intéressant de limiter le détail des informations à fournir au modèle, afin que l'outil soit transposable facilement à d'autres territoires.

La littérature existante montre que la résolution spatiale des données d'entrées possède bien une influence sur l'ensemble des variables simulées par le modèle. Premièrement, la résolution du MNT influe sur la reproduction du réseau hydrographique, et donc, sur la taille des sous-bassins. Cela peut avoir des conséquences significatives sur les exports de MES (Chaubey et al., 2005; Zhang et al., 2014). Romanowicz et al. (2005) montrent que la performance du modèle SWAT non calibré est dépendante du nombre de sous-bassins : faible lorsque le degré de subdivision est faible, elle augmente avec le nombre de sous-bassins jusqu'à un certain seuil. Ainsi, Jha et al., (2004) démontrent qu'une taille moyenne des sous-bassins d'environ 1.4 à 2.5% de la superficie du bassin total permet une reproduction correcte des exports de nitrates. Ce qui est en accord avec les résultats de Arabi et al. (2006). La résolution spatiale des données climatiques est également impactant pour la reproduction des débits. Dans sa thèse, Grusson, (2016) analyse les performances du modèle SWAT soumis à différentes résolutions du produit SAFRAN (produit initial à 8x8 km, agrégé à 32 km, 64 km et 128 km). Il conclut à une performance équivalente du modèle à 8 km et 32 km mais significativement dégradée pour les résolutions plus faibles. Chaplot et al., (2005) ont démontré que malgré l'absence de différence dans la reproduction des débits moyens, l'usage

de données climatiques à plus faible résolution engendre une sous-estimation des épisodes pluvieux intenses, diminuant la reproduction des débits de crue, ainsi que des exports de MES et de nitrates pouvant en résulter. Enfin, concernant la résolution de la base de données sol, les conclusions sont très partagées. Chaplot (2005), conclut à une meilleure reproduction des données observées à partir de la base de données à plus fine résolution, quand Kumar and Merwade, (2009) concluent à l'inverse, selon les variables d'intérêts considérées.

Effectivement, ces études d'impact de la résolution des données d'entrées sont soumises à de nombreux facteurs, qui peuvent en modifier les conclusions. Par exemple, le débit peut ne pas être impacté mais d'autres paramètres le peuvent (les exports de matières en suspension et de nitrates par exemple). La variable considérée peut également posséder une variabilité intrinsèque peu contrastée, ce qui rend difficile la détection d'une influence de la base de données sol. Le pas de temps peut également modifier la réponse (un pas de temps mensuel peut gommer la variabilité journalière, et donc masquer l'effet de la base de données). La résolution globale du modèle doit être suffisamment fine pour prendre en compte la résolution de la base de données. Par exemple, si le modèle ne comporte qu'une dizaine de sous-bassins, utiliser un réseau de stations climatiques très fin n'a plus d'utilité. Enfin, le critère de performance peut également être sensible ou pas à la modification de la sortie de modèle (le critère NS est plus exigeant que le R^2 par exemple).

Dans cette section, nous cherchons donc à déterminer de la manière la plus précise possible l'impact de la modification de la résolution de la base de données sol sur les sorties de SWAT qui nous intéressent dans cette thèse. Pour cela, nous avons considéré un pas de temps journalier, et nous avons analysé non seulement la reproduction des débits mais également celle des paramètres de qualité des eaux (nitrates, matières en suspension et oxygène dissous) que nous avons décrits dans le Chapitre 2, ainsi que les indicateurs hydrologiques de la ressource en eau (indicateur de recharge des nappes et indicateur de stress hydrique).

Au-delà de la sensibilité de SWAT à la précision de la BD sol, on cherche à mettre en place un outil robuste pour simuler la qualité des eaux dans un contexte soumis aux pressions agricoles. Pour ces raisons, la base de données sol choisie doit permettre de reproduire de manière satisfaisante les variables d'intérêts sur la période de référence (débits, qualité des eaux, eau du sol), tout en conservant une implémentation du modèle la plus simple possible.

Pour répondre à cette problématique, une méthode d'agrégation de la base de données sol a été mise en place, puis une calibration des modèles a été réalisée sur chaque bassin versant et pour chaque résolution de base de données sol. La performance du modèle à reproduire les données observées a ensuite été analysée pour chaque base de données sol.

2. Méthode d'agrégation de la base de données sol

La base de données pédologiques nécessaire au modèle SWAT (décrite dans le Chapitre 2), a été construite à partir de la base de données Donesol (INRA, 2014), complétée par plusieurs fonctions de pédotransferts (Legras, 2014). Cette première base de données sol (BDS1) est la plus précise que nous avons utilisée ici. Deux autres bases de données sol (BDS2 et BDS3) ont été créées, via une simplification de cette première base de données (Bachmann, 2015). afin de réaliser la comparaison de la performance du modèle.

2.1 Création des sols de la BDS 2

Pour la BDS 2, un regroupement des sols de la BDS 1 a été réalisé à partir d'une analyse en composantes principales (ACP) comprenant plusieurs variables. Ces dernières se devaient d'être indépendantes. Or, dans notre BDS 1, plusieurs variables sont calculées à partir de fonctions de pédotransfert, et ne sont donc pas indépendantes et pertinentes pour notre classification. Le choix des variables à prendre en compte a été réalisé en fonction de leur influence sur la réserve utile du sol, sur l'évapotranspiration réelle, en vérifiant que ces variables étaient indépendantes. Les variables ainsi retenues pour l'ACP sont les suivantes : le taux d'argile, de limon et de sable (%), la teneur en éléments grossiers (%), la profondeur du sol (m) et l'albédo.

L'ACP permet de créer de nouvelles variables synthétiques, prenant en compte les variables précédentes. Un exemple pour le bassin de l'Arroux est présenté en figure 57. Les sols se répartissent sur le plan en deux dimensions créé par l'ACP. Les deux variables de ce plan représentent 68.92% de la variabilité des sols.

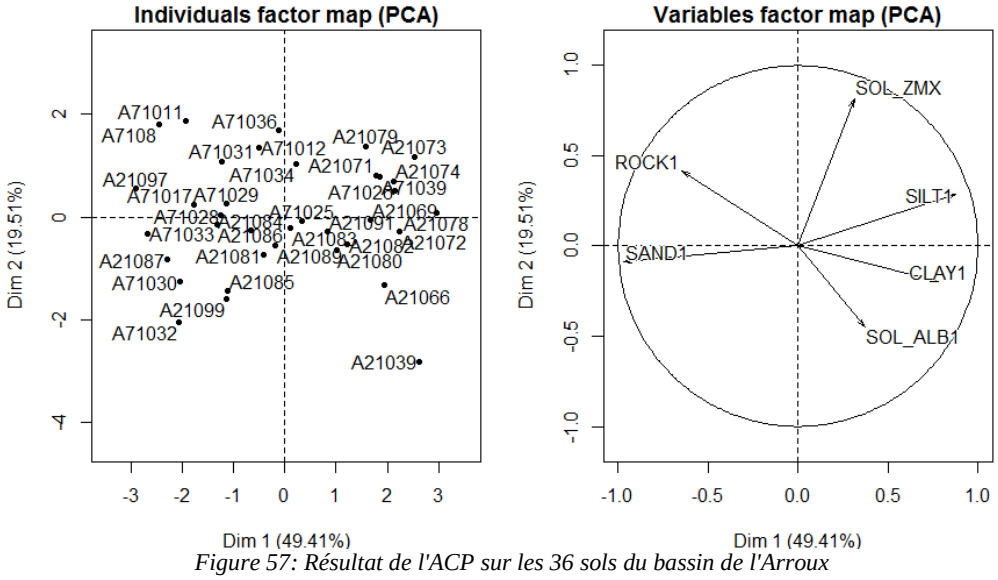


Figure 57: Résultat de l'ACP sur les 36 sols du bassin de l'Arroux

A partir de cette ACP, un regroupement des sols présentant des caractéristiques semblables a été effectué par une analyse de clusters hiérarchiques en composantes principales (ou HCPC) (Husson et al., 2010). Cette analyse permet de diviser les échantillons selon un seuil de ressemblance fourni par l'utilisateur. Le choix de ce seuil est arbitraire, mais le regroupement des sols est lui objectif. Nous avons choisi un seuil de façon à obtenir une dizaine de sols différents pour chaque bassin.

La figure 58 représente l'analyse de HCPC et le regroupement des sols qui en résulte, pour les sols du bassin de l'Arroux. L'analyse en HCPC permet ici de regrouper les sols en 7 classes, représentées par des couleurs différentes sur le plan de l'ACP.

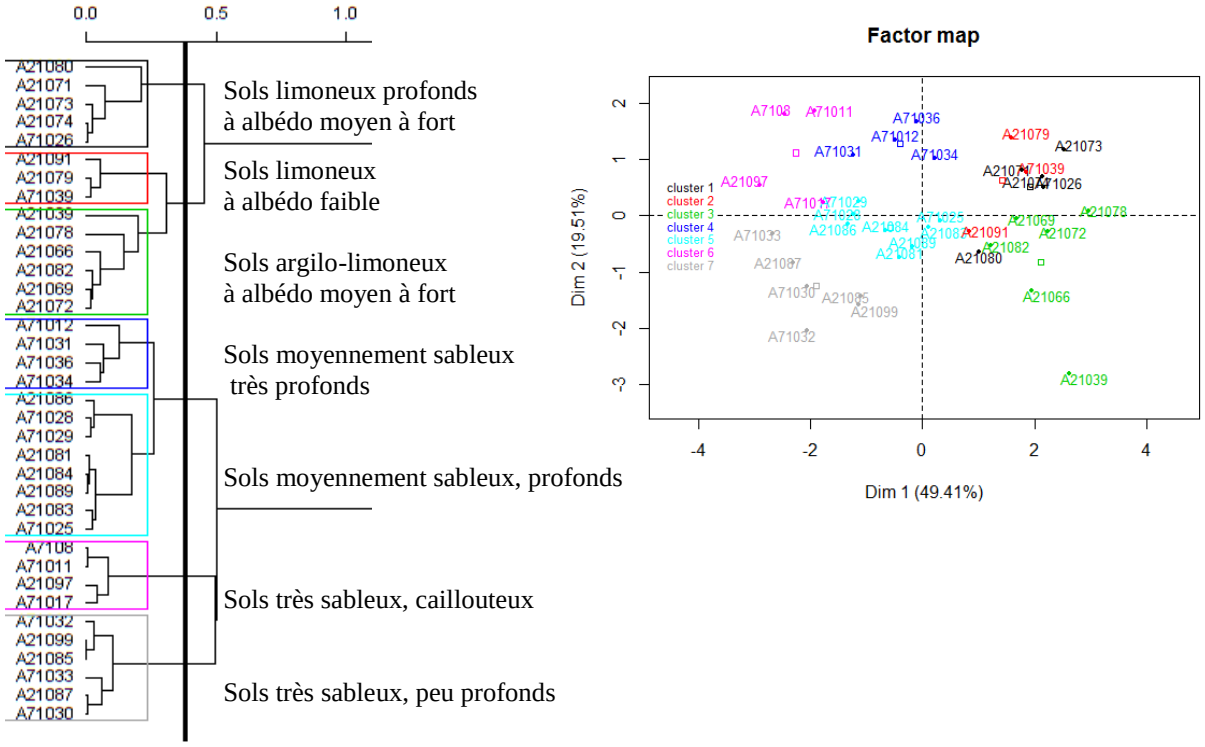


Figure 58: Analyse HCPC (à gauche) et regroupement des sols (à droite), dans le plan produit par l'ACP.

Enfin, un sol est nécessaire pour représenter chaque groupe de sols. Il est plus pertinent pour cela de choisir un sol réel existant sur le territoire plutôt que de prendre la moyenne de chaque paramètre et de créer un sol virtuel sans existence pédologique. A cette fin, on compte pour chaque sol le nombre de paramètres (texture, profondeur, éléments grossiers...) se situant dans l'intervalle de la moyenne plus ou moins l'écart-type du groupe de sols correspondant. Le sol qui a le plus de paramètres moyens dans un groupe donné est choisi pour représenter ce groupe.

2.2 Choix du sol de la BDS 3

Plusieurs modes de sélection ont été retenus pour le choix du sol de la BDS 3 : soit le sol choisi représente le sol le plus présent sur le territoire (sol majoritaire), soit le sol choisi correspond à celui dont les paramètres sont les plus proches de la valeur médiane sur le bassin versant (sol médian). Dans le cas de l'Arroux et de l'Armançon, le sol majoritaire et le sol médian sont les mêmes. Ce n'est pas le cas sur le bassin de la Tille. Le sol majoritaire possède une réserve utile très faible par rapport au reste du bassin, ce qui nous amène à penser qu'il ne pourra pas correctement représenter les caractéristiques moyennes du bassin versant. Le sol qui a donc été sélectionné a été le sol médian (c'est-à-dire celui dont les paramètres sont les plus proches de la médiane des paramètres de l'ensemble des autres).

Au final, ces deux procédures ont permis de sélectionner entre 6 et 10 sols pour la BDS 2 puis un seul sol pour la BDS 3, pour décrire le bassin versant dans son intégralité (tableau 34).

Tableau 34: Nombre de types de sols différents pour les 3 BDS après l'agrégation des sols

	BDS 1	BDS 2	BDS 3
Tille	35	6	Calcisol (sol médian)
Armançon	61	10	Calcisol (sol majoritaire)
Arroux	36	7	Cambisol (sol majoritaire)

2.3 Comparaison des BDS 1, 2 et 3

La méthode d'agrégation décrite précédemment résulte en une simplification de la base de données sol Donesol. A titre d'exemple, la cartographie des sols de l'Arroux pour la BDS 1 et 2 est présentée dans la figure 59. Les extensions spatiales des types de sols sont les mêmes, et la résolution est donc toujours de 1/250.000^{e}. Mais la précision des données est plus faible. Pour la BDS 3, il n'est pas nécessaire de réaliser une représentation graphique puisque le même type de sols est présent sur l'ensemble du bassin. Pour l'Arroux, ce sol est un cambisol (un sol dont les horizons sont peu différenciés).

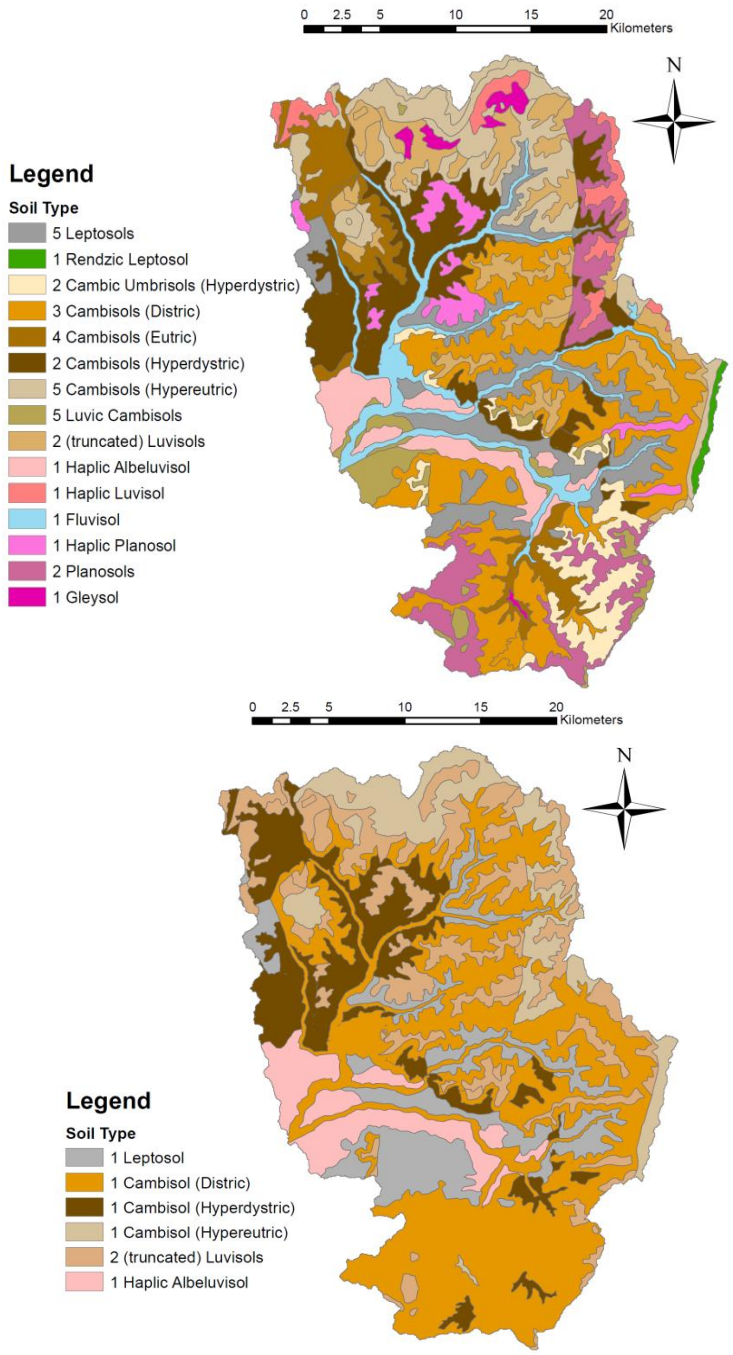


Figure 59: Comparaison de la représentation géographique des sols de la BDS 1 et 2 sur l'Arroux. Pour la BDS 1, la représentation graphique a nécessité l'agrégation des sols de même dénomination. Pour la BDS2 les deux luvisols ont également été regroupés graphiquement.

La distribution de la capacité des réserves utiles moyennes des bassins est comparée entre les différentes BDS dans la figure 60. On constate que ces distributions sont relativement proches pour les BDS 1 et 2. On constate également que le choix du sol majoritaire est cohérent pour les bassins de l'Arroux et de l'Armançon, mais pas pour la Tille, où le sol médian permet une meilleure approximation de la valeur de réserve utile moyenne.

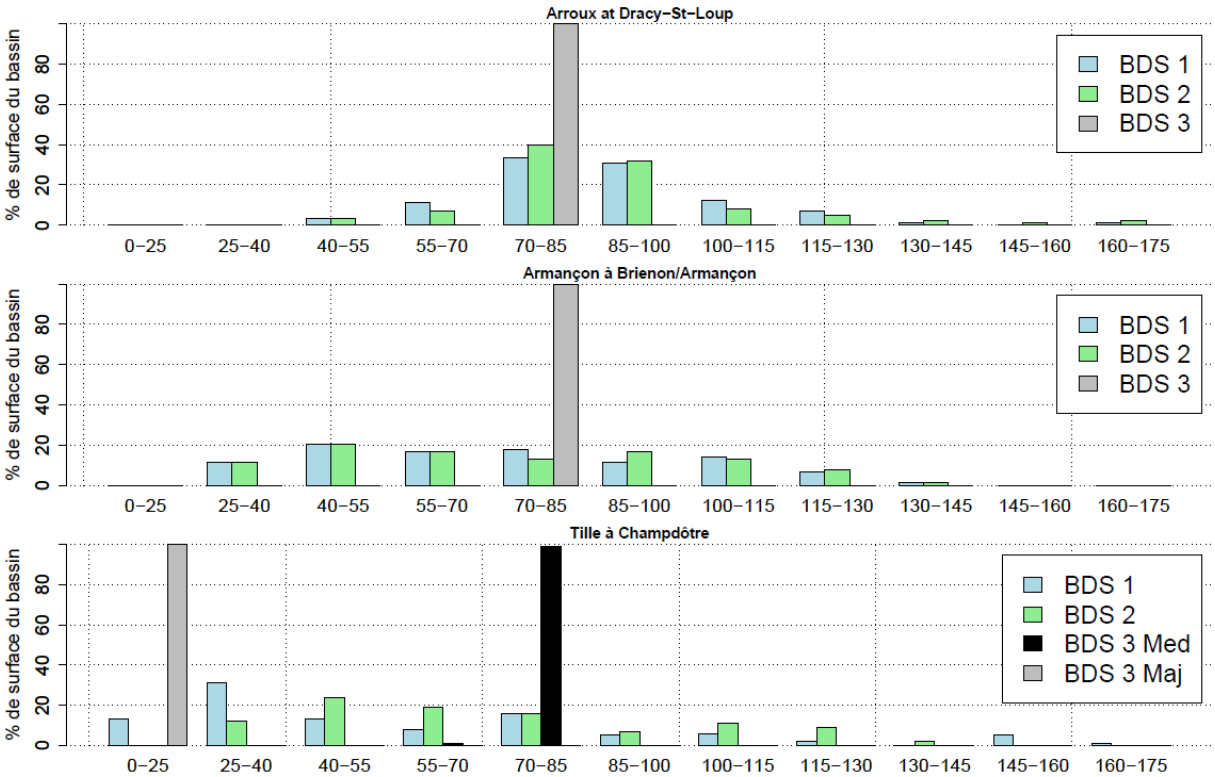


Figure 60: Distribution de la surface du bassin versant (en %) selon les valeurs de capacité de la RU (en mm) entre les trois BDS, et pour chaque bassin versant.

3. Implémentation et calibration des modèles à partir des trois bases de données

3.1 Implémentation des modèles

Le modèle SWAT a été implémenté à partir de ces 3 bases de données. On obtient alors pour chaque bassin versant, 3 projets différents dont les caractéristiques matérielles ont été reportées dans le tableau 35. On constate la simplification des projets, avec la diminution du nombre de HRU, du temps de calcul, ou encore de la taille du fichier de sorties à l'échelle des HRU.

Tableau 35: Caractéristiques des projets SWAT pour les BDS 1, 2 et 3

Bassin versant	Nombre de types de sols			Nombre d'HRU			Temps de calcul (sur 1980-2011) en s			Taille des sorties (à l'échelle des HRU, en Gb)		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Armançon	61	10	1	2763	2018	501	162	132	44	24.9	18.2	4.51
Arroux	36	7		2657	1875	632	170	155	50	23.9	16.8	5.7
Tille	35	6		2518	1827	662	156	134	75	22.6	16.4	7.22

3.2 Calibration des paramètres

Il est important de garder un protocole de calibration des paramètres identique pour chacune des bases de données. De cette manière, on peut déterminer si cette calibration permet de compenser la simplification de la base de données sol, ou si au contraire, la performance du modèle est trop impactée par cette dernière.

Pour éviter d'influencer l'effet de l'agrégation de la base de données sol sur la performance du modèle, aucun paramètre lié à cette base de données n'a été modifié lors de la calibration du modèle. Cette calibration s'est effectuée sur la base des stations hydrométriques présentes sur l'emprise des bassins versants (stations déjà utilisées lors des calibrations précédentes).

Le programme SWAT-CUP a été utilisé pour chacune des calibrations. De la même façon que précédemment, un run de SWAT-CUP a été réalisé pour les stations situées à l'amont du bassin, puis un second run pour les stations situées à l'aval (exutoire du bassin). Ce qui représente 2 runs de SWAT-CUP pour chacun des bassins, soit 6 runs par base de donnée, donc 18 runs SWAT-CUP en totalité. Les runs sont effectués sur 200 itérations. Les périodes utilisées pour la calibration et la validation du modèle sont de 9 ans pour la Tille et l'Armançon et 7 ans pour l'Arroux, chaque année comprenant au moins 90% des valeurs journalières de débit. La description des runs est présentée dans le tableau 36.

Tableau 36: Description des runs effectués pour chaque base de données

Bassin	Station (run)	Calibration	Validation
Arroux	St-Léger-du-Bois (1)	1998-2004 (7)	2005-2011 (7)
	Dracy-St-Loup (2)		
Tille	Selongey,Villecomte, Crecey/Tille, Norges-la-Ville (1)	1994-2002 (9)	2003-2011(9)
	Champdôtre (2)		
Armançon	Quincy-le-Vicomte, Montbard (1)	1994-2002 (9)	2003-2011 (9)
	Brienon/Armançon (2)		

Les paramètres pris en compte dans la calibration sont en faible nombre (<10), ce sont les mêmes que ceux utilisés lors de la première calibration du modèle. Les mêmes domaines de variation des paramètres ont été insérés dans SWAT-CUP (voir Chapitre 3). Les valeurs fixées lors des calibrations sont présentées dans le tableau 37. Enfin, les itinéraires culturaux sont les mêmes que ceux implémentés initialement sur les trois bassins versants (Annexe n°1).

Tableau 37: Liste des paramètres pris en compte dans la calibration de SWAT et valeurs fixées

Variable simulée	Fichiers	Paramètre	Par défaut	Tille	Arroux	Armançon
Débit à l'exutoire	.GW	GWQMN	1000	220-920	460-1090	500-790
		ALPHA_BF	0.048	0.045-0.12	0.081-0.098	0.042-0.094
		GW_DELAY	31	1-4.7	0.8-3	0.9-6
		RCHRG_DP	0.05	0-0.45	0.3-0.4	0.2-0.50
	.BSN	SURLAG	4	0.2	0.5	0.5
Qualité de l'eau	.GW	HALF_LIFE_NG	0	150		
	.MGT	USLE-P	1	0.1-1	0.2-0.5	0.1-0.5

4. Résultats et discussion

4.1 Performance des modèles

La calibration des modèles a permis de reproduire les débits observés en calibration et en validation comme le montrent les performances présentées dans les tableaux 38 et 39 respectivement. On constate que les performances en calibration ou en validation sont globalement bonnes : les critères sont jugés très bons (>0.75) pour la plupart des simulations. La chute de critères entre calibration et validation est assez faible, excepté sur quelques critères annuels et journaliers, et pour le critère NS principalement.

Les faibles performances constatées à l'échelle annuelle peuvent en partie s'expliquer par le faible nombre de valeurs sur lequel les critères sont calculés (ici, sur 7 ou 9 valeurs seulement).

Pour les faibles performances observées à l'échelle journalière, elles concernent majoritairement les critères NS, c'est-à-dire les critères les plus sensibles aux valeurs de forts débits, et les simulations réalisées avec les BDS 2 et 3. D'une part, cela signifie que les débits moyens et faibles sont bien reproduits mais que les débits forts le sont moins. D'autre part, cela signifie que l'agrégation des sols diminue encore légèrement cette capacité à reproduire les forts débits. Néanmoins, on peut conclure qu'à effort de calibration égal (temps passé à calibrer et connaissance physique du bassin versant), il n'y a pas davantage de difficultés à reproduire les débits observés avec la BDS 1, 2 ou 3.

Tableau 38: Critère de NS calculé à l'échelle annuelle (A), mensuelle (M) et journalière (J) lors de la calibration

Bassin (période)	Modalité	NS			NS SQ			NS LOG		
		A	M	J	A	M	J	A	M	J
Arroux (1998-2004)	BDS 1	0.90	0.87	0.62	0.90	0.81	0.70	0.90	0.67	0.61
	BDS 2	0.91	0.88	0.57	0.92	0.88	0.76	0.92	0.83	0.76
	BDS 3	0.89	0.86	0.60	0.90	0.90	0.78	0.90	0.86	0.79
Tille (1994-2002)	BDS 1	0.78	0.90	0.81	0.81	0.90	0.85	0.81	0.88	0.85
	BDS 2	0.68	0.87	0.81	0.72	0.89	0.85	0.72	0.88	0.84
	BDS 3	0.87	0.91	0.82	0.88	0.90	0.84	0.88	0.87	0.83
Armançon (1994-2002)	BDS 1	0.76	0.91	0.74	0.81	0.87	0.78	0.82	0.83	0.73
	BDS 2	0.47	0.85	0.61	0.53	0.89	0.78	0.54	0.91	0.84
	BDS 3	0.57	0.87	0.66	0.62	0.91	0.80	0.64	0.92	0.85

Très bon ***;*** ***bon*** ***;*** ***moyen*** ***;*** ***médiocre****. Classement d'après Moriasi et al., (2007)*

Tableau 39: Critère de NS calculé à l'échelle annuelle (A), mensuelle (M) et journalière (J) lors de la validation

Bassin	Modalité	NS			NS SQ			NS LOG		
		A	M	J	A	M	J	A	M	J
Arroux (2005-2011)	BDS 1	0.88	0.89	0.51	0.84	0.81	0.62	0.84	0.69	0.58
	BDS 2	0.64	0.88	0.37	0.65	0.83	0.61	0.65	0.77	0.64
	BDS 3	0.43	0.85	0.44	0.36	0.79	0.60	0.34	0.71	0.58
Tille (2003-2011)	BDS 1	0.92	0.91	0.73	0.92	0.91	0.82	0.91	0.90	0.84
	BDS 2	0.91	0.92	0.79	0.90	0.91	0.84	0.90	0.88	0.83
	BDS 3	0.90	0.93	0.76	0.88	0.91	0.82	0.88	0.89	0.81
Armançon (2003-2011)	BDS 1	0.94	0.94	0.62	0.93	0.91	0.75	0.93	0.87	0.75
	BDS 2	0.86	0.90	0.30	0.86	0.91	0.70	0.86	0.90	0.80
	BDS 3	0.89	0.91	0.41	0.88	0.91	0.72	0.88	0.90	0.80

Très bon ***;*** ***bon*** ***;*** ***moyen*** ***;*** ***médiocre****. Classement d'après Moriasi et al., (2007)*

Concernant la reproduction des paramètres de qualité des eaux, on peut faire le même constat que pour les débits : Il n'y a pas de différences nettes de performances entre les différentes BDS (tableau 40).

Tableau 40: Critères de performances dans la reproduction des paramètres de qualité des eaux

	Flux ($kg.ha^{-1}.an^{-1}$)	ARMANCON			TILLE			ARROUX		
		BDS 1	BDS 2	BDS 3	BDS 1	BDS 2	BDS 3	BDS 1	BDS 2	BDS 3
NO_3^-	R^2	0.60	0.59	0.46	0.72	0.70	0.64	0.45	0.55	0.59
	NS	0.47	0.38	0.29	0.55	0.67	0.62	0.09	0.11	-1.16
OD	R^2	0.33	0.42	0.32	0.71	0.77	0.73	0.50	0.46	0.49
	NS	0.12	0.24	0.33	0.62	0.77	0.66	-1.2	-3.37	-1.67
MES	R^2	0	0	0.10	0.02	0.04	0.08	0.35	0.36	0.39
	NS	-0.12	-0.12	-0.11	-0.96	-0.07	-0.39	0.28	0.31	-0.66

4.2 Reproduction des données observées

On l'a vu grâce aux critères de performances, les simulations hydrologiques sont très proches les unes des autres quelque soit la BDS utilisée. A l'exception du critère NS, sensible aux pics de crues, les performances sont similaires.

Cela se confirme grâce à l'analyse des hydrogrammes journaliers simulés et observés tels que, par exemple, ceux du bassin de l'Armançon présentés figure 61. Les débits sont très proches, à l'exception de quelques pics de crues, simulés différemment (en 1999 et 2006 par exemple). Malgré tout, la reproduction des débits n'est pas impactée de manière significative par la simplification de la base de données sol.

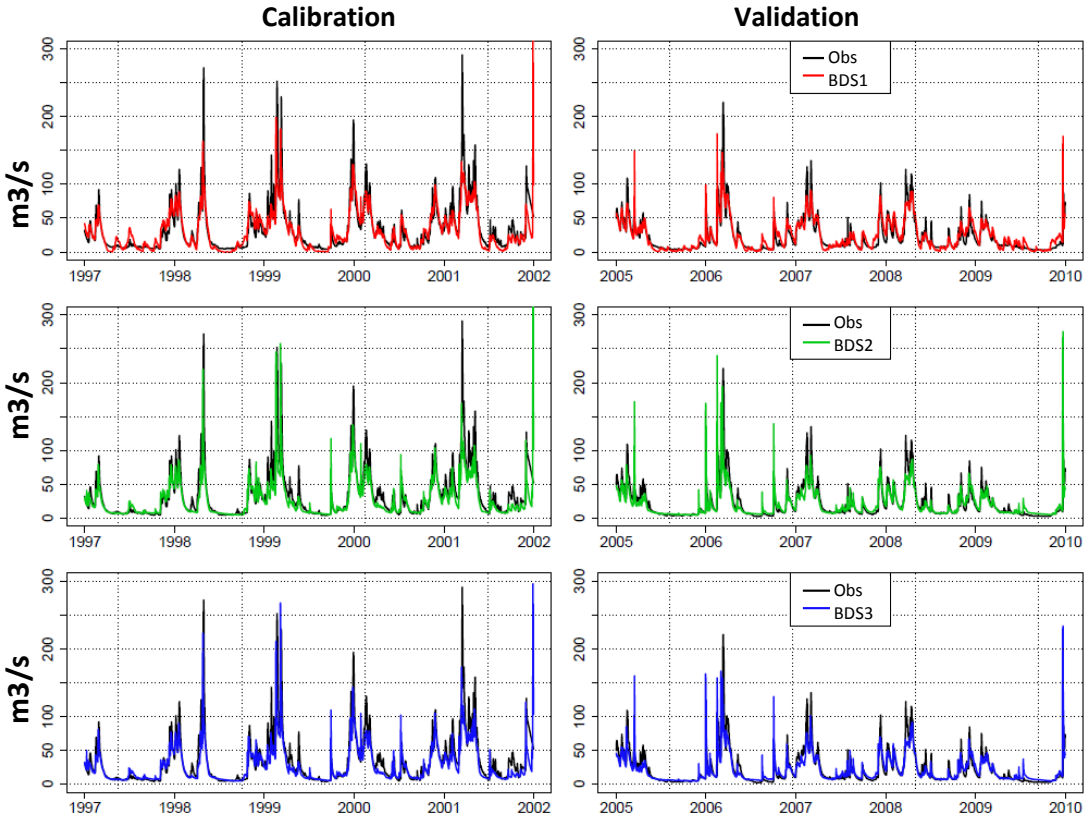


Figure 61: Débits journaliers simulés et observés(m3/s) en calibration (à gauche) et validation (à droite) de l'Armançon à Brienon/Armançon

En parallèle des débits, les simulations permettent d'évaluer la qualité des eaux. Les paramètres choisis ne sont pas tous impactés de la même manière. La teneur en oxygène dissous (dont le principal facteur de variation est la température de l'eau), est peu sensible à la résolution de la base de données sol. Les flux et les concentrations simulés d'oxygène dissous sont très proches entre les 3 BDS, puisque les courbes de fréquences cumulées des valeurs de flux sont superposées (figure 62). Les flux de matières en suspension et de nitrates, en revanche, sont plus impactés par le choix de la résolution du sol. Les courbes de fréquences cumulées des flux simulés sont très différentes d'une BDS à l'autre. Sur le bassin de

l'Armançon et de la Tille, c'est le paramètre MES qui est le plus impacté par la BDS tandis que sur l'Arroux, c'est le paramètre nitrates.

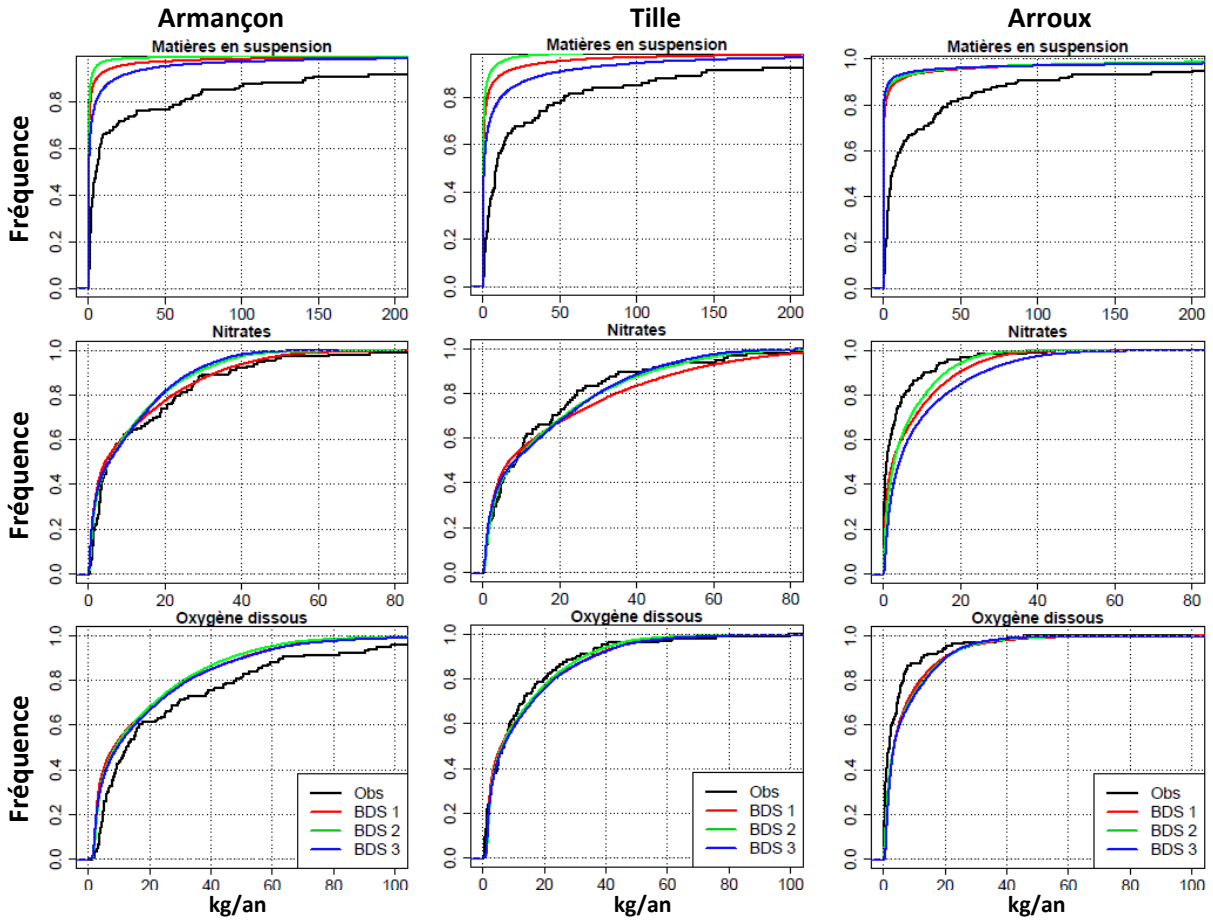


Figure 62: Courbes de fréquences cumulées des flux journaliers simulés et observés (en kg/an) à l'exutoire du bassin de l'Armançon (à gauche) de la Tille (au centre) et de l'Arroux (à droite).

L'usage des différentes bases de données sol a donc une influence sur ces flux. Cette influence a déjà été mise en évidence dans de nombreuses études. Mednick, (2010) l'explique par les variations dans le comportement hydrique des sols, leur appartenance à un "Hydrologic Soil Group" (Natural Resources Conservation Service, 2009), qui modifie la contribution des différentes composantes du débit. En effet, malgré les performances satisfaisantes du modèle dans la reproduction des débits, on observe ici que les contributions des composantes du débit sont différentes entre les bases de données. Ces différences s'observent aussi bien entre les BDS 1 et 2 qu'entre les BDS 2 et 3 (tableau 41) et concernant les trois composantes du débit : ruissellement de surface (SR), écoulements latéral (LAT) et souterrain (GW). Des différences s'observent également dans les lames d'eau évapotranspirées (ETR), en relation avec la réserve utile du sol, qui change elle aussi. L'ETR est cependant proche entre les BDS 1 et 2, ce qui montre un impact de la simplification extrême de la BDS 3.

Tableau 41: Principaux écoulements simulés sur les bassins versants (mm/an)

Paramètres (mm/an)	ARMANCON			TILLE			ARROUX		
	BDS 1	BDS 2	BDS 3	BDS 1	BDS 2	BDS 3	BDS 1	BDS 2	BDS 3
P	886			929			938		
ETP	718			714			689		
ETR	490	496	504	504	516	442	528	512	493
SR	29	26	29	44	48	54	50	40	26
LAT	123	124	156	110	128	68	159	127	129
GW	157	101	73	124	118	165	69	96	107
RCHRG	54	79	65	84	83	84	67	108	121
Débit total simulé	289	251	258	277	269	287	266	263	262
Débit total observé	305			262			247		

Outre la modification des composantes du cycle hydrologique, des différences dans les flux de nutriments et de MES peuvent s'expliquer par la variabilité spatiale des paramètres physiques du sol (tels que les textures, les paramètres USLE_K, SOL_AWC ou SOL_BD), qui influent sur son érodibilité, mais également sur la facilité de transfert des nutriments au travers du sol (Bossa et al., 2012; Chaplot, 2005).

L'agrégation de la base de données sol simplifie les caractéristiques des sols. Dans le cas de la BDS 3, les mêmes caractéristiques sont appliquées à l'ensemble du bassin versant. Cela provoque des biais importants dans la production de sédiments par exemple (contrôlée en partie par un facteur d'érodibilité du sol). Un moyen de diminuer ces biais serait de calibrer les paramètres du modèle liés au sol, de façon spatialisée. Mais une telle calibration demanderait du temps et des mesures de MES de bonne qualité à l'échelle des sous-bassins. Il apparaît donc peu raisonnable de simplifier la cartographie des sols à l'extrême (BDS 3). En revanche, la BDS 2 permet de prendre en compte une spatialisation simplifiée des caractéristiques des sols, tout en gardant des temps de calcul et des tailles de fichiers raisonnables. Avant de valider ce choix il est toutefois nécessaire de comparer les simulations issues des BDS à l'échelle des sous-bassins car une approche intégratrice (à l'échelle du bassin en entier) peut se révéler trop grossière et insuffisante pour détecter des écarts significatifs à plus petite échelle.

4.3 Perte d'information liée à l'agrégation des données sol

En plus des débits et des paramètres de qualité des eaux à l'exutoire du bassin versant, il a été choisi de s'intéresser à deux autres indicateurs, présentés dans le Chapitre 2 : le stress hydrique et la recharge des nappes (en nombre de jours par an).

Les indicateurs ont été calculés sur la période de référence (1980-2010), pour les 3 BDS et les 3 bassins versants. En considérant que la BDS 1 (issue de Donesol) est la plus proche de la

réalité, nous prenons comme référence les indicateurs simulés à partir de cette base de données.Les valeurs de ces indicateurs par sous-bassin et par BDS ont été comparées dans la figure 63. Le premier constat est que les indicateurs issus de la BDS 2 se rapprochent davantage de la référence, que ceux issus de la BDS 3, et ce pour les trois bassins versants et les deux indicateurs. Cela confirme, comme attendu, que la prise en compte d'une spatialisation des sols, même simplifiée, permet d'améliorer la qualité des variables simulées, par rapport à l'absence de spatialisation de la BDS 3.

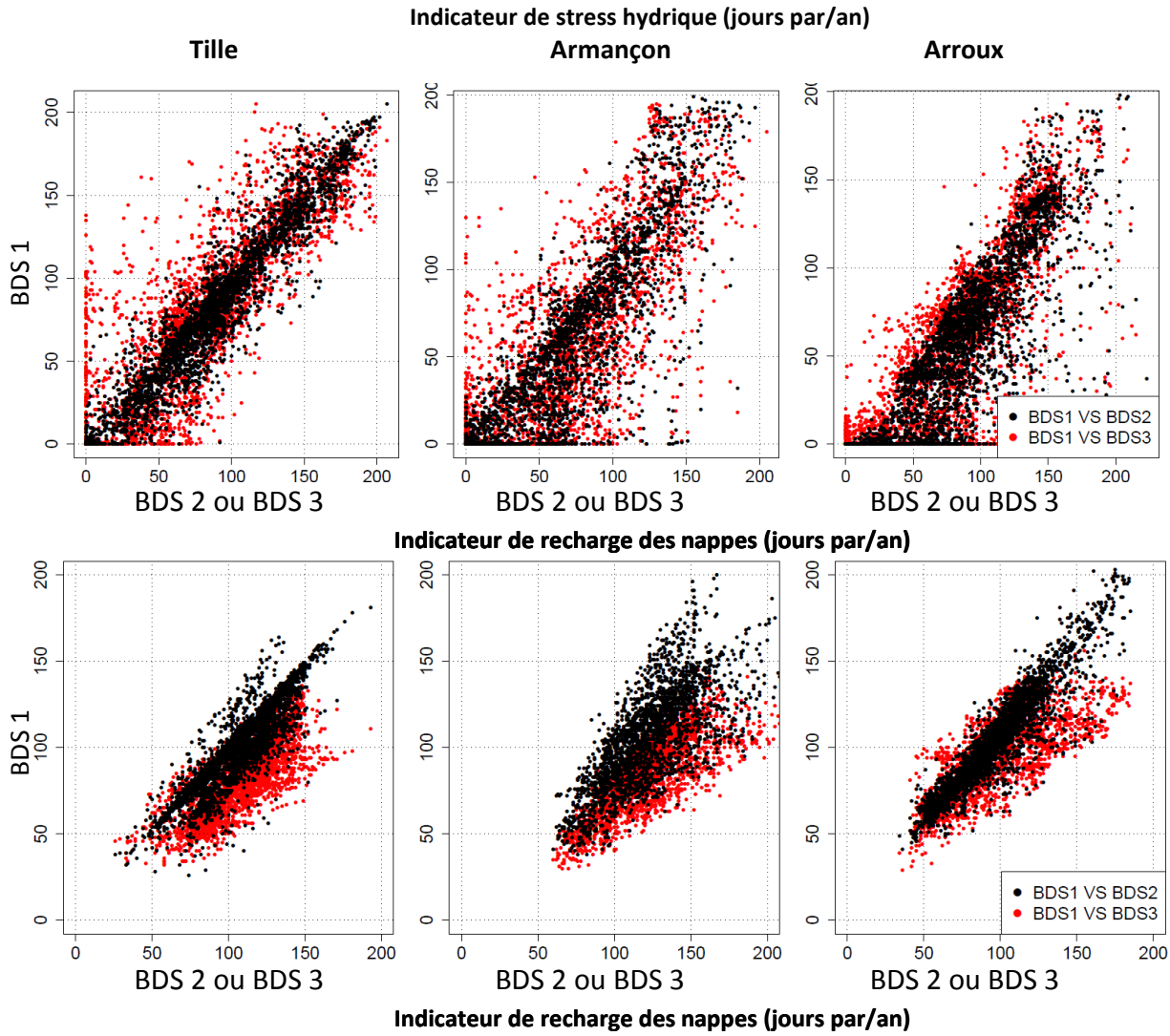


Figure 63: Indicateurs de stress hydrique et de recharge des nappes, en nombres de jours par an, simulés selon les 3 bases de données, pour la Tille, l'Armançon et l'Arroux.Un point par sous-bassin et par an.

Des coefficients de corrélation (R^2) ont été calculés entre les indicateurs des 3 BDS (tableau 42). Leurs valeurs confirment la similarité plus grande entre les indicateurs de la BDS 1 et 2. Pour le stress hydrique, on passe ainsi d'un R^2 à 0.90 (BDS1/BDS2) à un R^2 entre 0.7 et 0.8 (BDS1/BDS3), et pour la recharge, on passe de 0.4 à 0.7 (BDS 1/ BDS 2), à des valeurs entre 0.1 et 0.3 (BDS 1/ BDS 3).

Les performances sont moins bonnes pour l'indicateur de recharge, et ce d'autant plus pour les BDS 1/ BDS 3. Pour cet indicateur donc, la simplification à l'extrême ne semble pas convenir pour reproduire des données de qualité.

Toutefois on remarque que les coefficients de corrélation BDS 1/ BDS 3 sont les plus forts pour l'Arroux. La recharge de la nappe est liée à la RU. Or, au regard de la distribution des RU des sols de l'Arroux (figure 60), on peut émettre l'hypothèse que ce paramètre est moins diversifié au sein du bassin de l'Arroux que sur l'emprise des deux autres bassins, et que par conséquent, la BDS 3 fournit de meilleurs résultats par rapport aux BDS 3 des autres bassins.

Tableau 42: Corrélation des indicateurs entre les 3 bases de données

Bassin	**Indicateur de stress hydrique**			**Indicateur de recharge des nappes**		
	BDS1/BDS2	BDS1/BDS3	BDS2/BDS3	BDS1/BDS2	BDS1/BDS3	BDS2/BDS3
Tille	0.89	0.69	0.87	0.39	0.11	0.22
Arroux	0.89	0.80	0.88	0.70	0.33	0.26
Armançon	0.90	0.73	0.60	0.70	0.29	0.79

5. Conclusion

La résolution des données d'entrée du modèle SWAT est une question primordiale. Des données trop grossières impactent la qualité des simulations, l'inverse tend à complexifier le modèle de façon démesurée, sans pour autant améliorer sa performance. Dans ce travail, nous avons cherché à évaluer l'intérêt d'utiliser une base de données sol haute résolution dans les simulations du modèle SWAT. Pour cela, 3 bases de données sol ont été testées : la première (BDS 1) issue de Donesol (INRA, 2014) à haute résolution, à partir de laquelle ont été crées deux autres bases de données à plus faible résolution. La BDS 2 est une simplification intermédiaire de la BDS 1 construite à partir d'une analyse en ACP et d'un regroupement des sols par HCPC. La BDS 3 est composée d'un sol unique correspondant au sol majoritaire ou médian sur le bassin versant.

Le modèle SWAT a été implémenté sur les 3 bassins versants en prenant ces 3 bases de données en compte. Les calibrations semi-automatiques via SWAT-CUP ont permis de reproduire les données observées (débits aux stations hydrométriques) avec une performance satisfaisante pour chaque base de données. La prise en compte d'un nombre de sols importants (base de données précises) n'est donc pas nécessaire pour reproduire correctement les débits à l'exutoire de nos bassins versants.

Dans un second temps, les paramètres de qualité des eaux (oxygène dissous, nitrates et matières en suspension) simulés à partir de chaque base de données ont été comparés.

L'oxygène dissous est sensiblement identique quelque soit la base de données utilisée, tandis que les nitrates et les MES sont davantage impactés. Les flux de MES sont nettement influencés par le choix de la BDS pour la Tille et l'Armançon, tandis que sur le bassin de l'Arroux, l'influence est moindre. Ce constat est vraisemblablement lié à une distribution de certaines caractéristiques pédologiques plus homogène sur l'Arroux que sur les autres bassins (le bassin est de taille plus petite, et possède un substratum géologique plus homogène). Pour les flux de nitrates, chaque bassin montre une influence de la BDS. L'absence totale de spatialisation dans la BDS 3, conjuguée aux différences constatées dans les flux, nous amène à penser que cette résolution n'est pas adéquate dans nos travaux. Les indicateurs simulés (stress hydrique et recharge) montrent une bien meilleure cohérence entre les BDS 2 et 1, qu'entre les BDS 3 et 1. Ce constat nous amène à penser que la BDS 2 permet de prendre en compte une spatialisation suffisante pour reproduire les indicateurs choisis. La BDS 2 peut donc présenter un bon compromis dans le cadre de travaux d'impact du changement climatique sur la ressource en eau, à la fois à travers des aspects quantitatifs (débits à l'exutoire des bassins versants, indicateurs de stress hydrique et de recharge) et qualitatifs (flux de nitrates, de MES, d'oxygène dissous).

Sur la Tille et l'Armançon, les écarts des coefficients de corrélation entre BDS1/ BDS2 et BDS1/ BDS3 (pour les deux indicateurs hydrologiques), ainsi que l'influence plus importante de la BDS sur les MES laissent à penser que ces bassins versants sont plus impactés par la simplification des sols. Il serait intéressant de comparer la distribution spatiale de certaines caractéristiques pédologiques sur l'emprise de ces bassins.

Synthèse de la partie B

Nous avons décrit dans cette seconde partie la calibration de la chaîne de modélisation hydroclimatique implémentée sur la région Bourgogne. Cette chaîne de modélisation a pu être validée grâce à la comparaison de nombreuses données observées. D'abord, les méthodes de désagrégation des données climatiques globales (dynamique et statistique) ont été validées sur le temps présent, grâce à la comparaison avec les données climatiques locales issues d'observations réinterpolées (GRIDOBS) et du jeu SAFRAN. Les deux modèles hydrologiques d'impacts (GR4J et SWAT) ont ensuite été calibrés à partir de ces données climatiques locales, puis validés sur la période de référence (1980-2010). Les débits à l'exutoire des bassins, mais aussi à l'échelle des sous-bassins-versants (modèle SWAT) ont tous été reproduits avec une performance jugée très satisfaisante. Le modèle SWAT a également permis de reproduire les données de qualité des eaux avec une précision jugée satisfaisante. Toutefois, le manque de finesse dans la paramétrisation des pratiques agricoles d'une part, et la difficulté de comparaison des données observées instantanées avec nos valeurs moyennes journalières simulées par SWAT constituent de réelles limites dans la valeur que nous pouvons accorder aux sorties de modèles.

Une sélection d'indicateurs d'étiage a été définie afin de suivre et de caractériser l'évolution de la disponibilité de la ressource durant la période estivale de basses-eaux. Une présentation de ces indicateurs ainsi que leur reproduction grâce aux simulations sur le temps présent, a été réalisée dans cette partie. Un autre point important de cette section est le travail mené dans le but de caractériser la robustesse des deux modèles d'impacts en contexte de changement climatique. Cette étape est un pré-requis indispensable dans toute projection hydroclimatique. Les conclusions de ce travail ont permis d'affirmer que les modèles sont adaptés à une utilisation en contexte de changement climatique.

Enfin, un travail important également a été mené sur la sensibilité du modèle SWAT à la résolution de la base de données sol. Cette problématique est soulevée du fait que l'utilisation de bases de données précises rend l'utilisation du modèle plus lourde. Un vrai enjeu de simplification existe donc, et l'étude menée a permis de répondre à la question du compromis entre simplification du modèle et la performance des simulations.

La prochaine et dernière partie de cette thèse s'intéresse à l'analyse des tendances passées et futures de la disponibilité de la ressource en eau.

Partie C : Le changement climatique et ses impacts sur la ressource en eau en Bourgogne

Chapitre 6. Changement climatique observé en France et en Bourgogne

Chapitre 7. Projections de la chaîne de modélisation hydroclimatique sur la période 1980-2100

Chapitre 8. Capacité du modèle SWAT à évaluer les impacts de changements de pratiques agricoles

"Au-delà d'un point critique dans un espace fini, la liberté décroît comme s'accroît le nombre. Cela est aussi vrai des humains dans l'espace fini d'un écosystème planétaire que des molécules de gaz dans un flacon scellé. La question qui se pose pour les humains n'est pas de savoir combien d'entre eux survivront dans le système, mais quel sera le genre d'existence de ceux qui survivront.

Frank Herbert, *Dune*, 1965.

Chapitre 6. Changement climatique observé en France et en Bourgogne

Nous aborderons dans ce chapitre la question de la détection d'impacts du changement climatique dans les données observées, sur les décennies récentes. Cette problématique a déjà été abordée dans de nombreuses études sur le territoire métropolitain. Mais la détection d'une rupture majeure dans les températures de surface sur la France entière permet d'approcher cette question sous un nouvel aspect.

Ces travaux apportent de nouvelles informations concernant la détection d'une rupture dans les température de surface, partagée par le territoire français métropolitain dans son ensemble. Des données météorologiques (température et précipitations), ainsi que les débits de plusieurs cours d'eau français ont été analysés. L'analyse des débits et des précipitations avant et après la rupture de température suggère un rôle clé de l'évapotranspiration dans les changements observés dans les débits durant la période étudiée (1969-2009).

Les conclusions de ces travaux sont une première étape pour une meilleure compréhension des changements climatiques passés et futurs et leurs impacts sur la ressource en eau.

Ces travaux sont repris dans un article publié à Journal of Hydrology, en 2015.

Des analyses complémentaires ont été menées sur les bassins versants de Bourgogne.

Article publié à Journal of Hydrology

Hydrological response to an abrupt shift in surface air temperature over France in 1987/88

Etienne Brulebois[a] , Thierry Castel[b&c], Yves Richard[b], Carmela Château-Smith[d], Philippe Amiotte-Suchet[a]

a : SEDS, BIOBEOSCIENCES, UMR 6282 CNRS/Université de Bourgogne Franche-Comté, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France
b : CRC, BIOBEOSCIENCES, UMR 6282 CNRS/Université de Bourgogne Franche-Comté, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France
c : Département 2A2E, Agrosup Dijon, 26 Boulevard Docteur Petitjean, 21079 Dijon, CEDEX, France
d : UFR Sciences Vie Terre et Environnement, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France.

Abstract en anglais

During the last few decades, Europe has seen a faster increase of observed temperature than that simulated by models. The air temperature over western Europe showed an abrupt shift at the end of the 1980s, still insufficiently documented. The aim of this study is to assess the characteristics of this shift and its potential impacts on the hydrological cycle over France. Such an assessment is essential for a better understanding of past and future climatic changes and their impact on water resources.

A subset of 119 temperature, 122 rainfall, and 30 hydrometric stations were studied, over the entire French metropolitan territory. Several change-point detection tests were applied to temperature, rainfall and runoff time series.

A shift in annual mean air temperature was detected in 1987/88, for more than 75% of the stations, and for both minimum and maximum temperatures. An abrupt increase of about 1°C in minimum and maximum temperature provides evidence of this shift, which shows strong seasonality, with significant increases for DJF, MAM and JJA. Its detection is not affected by the length of the time series or any potential artefacts associated to the conditions of measurement.

Cluster analysis of the rainfall stations was used to take account of regional variability in rainfall evolution. Two climate areas were obtained from this analysis: Mediterranean and temperate. No shift was detected in rainfall for either area. However, at annual and quarterly scales, several changes in runoff were observed between the periods 1969-87 and 1988-09. The significant changes occurred from January to July, in agreement with maximum increases in temperature. Evapotranspiration could well play a key role in these changes in the hydrological cycle, as a response to temperature increases in the watersheds studied.

Abstract en français

Durant les dernières décennies, l'Europe a subi une augmentation des températures supérieure à celle simulée par les modèles. La température de l'air en Europe de l'ouest a montré une rupture brutale des températures à la fin des années 1980, qui demeure peu décrite dans la littérature. Le but de cette étude est de déterminer les caractéristiques de cette rupture, et ses impacts qu'elle pourrait avoir sur le cycle hydrologique, en France. Ce travail est essentiel à une meilleure compréhension des changements climatiques passés et futurs et leurs impacts sur la ressource en eau. Un échantillon de 119 stations de température, 122 stations pluviométriques et 30 stations hydrométriques a été étudié, couvrant intégralement le territoire français métropolitain. Plusieurs tests de détection de rupture ont été appliqués aux séries temporelles de températures, pluies et débits. Une rupture dans les moyennes annuelles des températures a été détectée en 1987/88, pour plus de 75% des stations, et pour les températures minimales et maximales. Une brutale augmentation d'environ 1°C dans les températures minimales et maximales apporte les preuves de cette rupture, qui montre une forte saisonnalité, avec une augmentation significative en DJF, MAM et JJA. Sa détection n'est pas influencée par la durée des séries temporelles ni par d'autres potentiels artefacts associés aux conditions de mesures.

Une analyse en cluster a été utilisée afin de prendre en compte la variabilité régionale dans l'évolution des précipitations. Deux zones climatiques ont été obtenues à partir de cette analyse : une zone méditerranéenne et une zone tempérée. Aucune rupture n'a été détectée dans les précipitations pour les deux zones. Cependant, à l'échelle annuelle et trimestrielle, plusieurs changements dans les débits ont été observés entre les périodes 1969-1987 et 1988-2009. Ces changements significatifs interviennent de janvier à juillet, en accord avec les maximums d'augmentation dans les températures. L'évapotranspiration pourrait jouer un rôle important dans ces modifications du cycle hydrologique, comme une réponse à l'augmentation des températures dans les bassins versants étudiés.

1. Introduction

One of the major concerns about climate change is the availability of water resources for human activities (Huntington, 2006; Milly et al., 2005; Jiménez Cisneros et al., 2014). Fluctuations in global continental runoffs have been studied (Probst and Tardy, 1987; Pekárová et al., 2003; Labat et al., 2004), as well as their correlation with global warming (Gedney et al., 2006; Gerten et al., 2008). The link between global warming and the intensification of the hydrological cycle is robust across models (Held and Soden, 2006). Based on observations, Labat et al. (2004) show an increase of 4% in global runoff for a 1°C global rise in air temperature. This relationship could mean that more intense evaporation has led to increased continental precipitation, resulting in global increases in runoff. Nevertheless, the existence of global-scale enhanced precipitation and runoff remains controversial (Allen and Ingram, 2002; Legates et al., 2005), and regional or local-scale relationships between changes in temperature, precipitation and runoff must still be assessed. Multiple factors influence the hydrological cycle at various space and time scales: decadal (Shorthouse and Arnell, 1997; Pociask-Karteczka, 2006), and multi-decadal climate variability (Giuntoli et al., 2013; Boé and Habets, 2014), climate change (Milly et al., 2005), evolution of land cover (Twine et al., 2004; Zhang and Schilling, 2006; Schilling et al., 2010), and water resource management (Graf, 2006; Döll et al., 2009). Consequently, observed changes in runoff are difficult to attribute conclusively to climate change (Harding et al., 2011). To better understand the impact of climate change on runoff, it is necessary to assess the contribution of each of the above-mentioned factors to the hydrological cycle. During the second half of the 20th century, several regions showed decreasing trends in runoff (most of Africa, Australia, Southern Europe, Central America, South and East Asia), partly explained by a decrease in precipitation (Dai, 2011). Although precipitation remains the main driver of runoff, an increase in the influence of other drivers (e.g. temperature, CO_2, land use and irrigation) has been highlighted for recent decades (Gerten and Gedney, 2008). Over Europe, a widespread decreasing trend in runoff has been found during spring and summer months (Stahl et al., 2010). Furthermore, some of the negative streamflow trends observed by these authors in France and Germany appear to be related to positive precipitation trends in June and July.

In France, increases in both minimum (Tmin) and maximum (Tmax) air temperatures have been observed for the 20th century (Moisselin et al., 2002). Few studies have explored the impact of increased air temperature on hydrology. Lang and Renard (2007) detected changes in several extreme hydrological indicators for southern watersheds, but observed no widespread change. Giuntoli et al. (2013) observed negative trends (mainly in southern

France) in the 1968-2008 annual runoff for around 26% of the watersheds studied, and positive trends in the volume deficit of drought flows for 18% of the watersheds studied. They also detected changes in the seasonality of these drought flows, with earlier dates for the beginning, middle and end of drought flow periods, for 30, 26 and 16% of stations respectively. In the Languedoc-Roussillon region, again in southern France, although annual precipitation did not show clear trends, a decrease of 20% was observed in runoff for one third of the watersheds studied by Lespinas et al. (2010). This decrease has mainly been attributed to an increase in air surface temperature of about 1.5°C over the last forty years. For one of the rivers in Languedoc-Roussillon, the Têt, Ludwig et al., (2004) show an intensification of flood frequencies, during a period (1980-2000) when temperature rose dramatically.

In Europe, observed temperature shows a faster increase than that simulated by models (van Oldenborgh et al., 2009). Two changes have been observed for the North Atlantic Ocean: in the 1970s, and at the end of the 1980s (Werner et al., 2000). The second change resulted in a substantial warming of the North Atlantic Ocean during the early 1990s (Sutton and Dong, 2012), which followed a surge of persistent positive North Atlantic Oscillation (NAO) winter phases (Robson et al., 2012). Although these changes coincided, the shift in surface temperature (+1°C) observed around 1987/88, at the European scale, cannot be explained by the NAO alone (Keevallik, 2003). Laat and Crok, (2013) show that this shift over western Europe has been detected in the upper-air temperature from reanalysis data and in ocean heat content. They suggest that it was induced by an increase in Surface Solar Radiation (SSR), or brightening, over Europe, combined with a succession of cold and warm years (associated to a persistent positive phase of the NAO during the early 1990s). This hypothesis is consistent with the global rise in SSR, highlighted by several authors, at the end of the 20th century (Wild, 2009). Since 1987/88, a warmer climate over western Europe has impacted various compartments of our environment, such as: the number of snow days in Switzerland (Marty, 2008), groundwater and surface water temperature in Switzerland (Figura et al., 2011), marine ecosystems in the North Sea (Schlueter et al., 2008, 2010) and in the Bristol Channel, England (Henderson, 2007), and the temperature of the Adriatic Sea (Matic et al., 2011). Clearly, over the past fifty years, the climate of western Europe seems to have experienced two temperature regimes. However, the characteristics (amplitude and seasonality) of this shift and its impact on runoff remain insufficiently documented. We focus on the following questions:

Did this shift occur throughout French metropolitan territory?

What were its seasonal characteristics and its amplitude?

Did a similar shift occur during the 20th century?

Was it associated with a change in rainfall?

Did this shift impact the runoff of French rivers, and if so, how?

Section 2 presents the climate and hydrometric data-sets and statistical procedures used. Section 3 presents the characteristics of the shift and the need to take into account regional rainfall specificities before assessing the annual and seasonal hydro-climatic responses of rivers. Section 4 summarises our findings and their implications for the water cycle at regional scale in the context of global warming.

2. Material and methods

2.1 Climate data-sets

Data were produced by Météo-France. Time series from the Météo-France Station Network (MFSN) were provided at a daily scale, for the period 1961-2013. Homogenized time series (Caussinus and Mestre, 2004) were provided at a monthly scale, for the period 1890-2002. The climate data-set was therefore composed of 119 temperature and 122 rainfall MFSN series, and 43 minimum temperature (Tmin), 48 maximum temperature (Tmax) and 52 rainfall homogenized series.

The MFSN series were used for climate shift detection. The homogenized series, covering a much longer period, were used to eliminate non-climatic shifts caused by "noisy" data records (location change, automation, sensor drift, etc.). The use of data from as far back as 1890 allowed potentially changes to be detected throughout the whole of the 20th century. The MFSN is evenly distributed all over France (Figure 64), but homogenized series, which represent several observation stations, cannot be represented on the map.

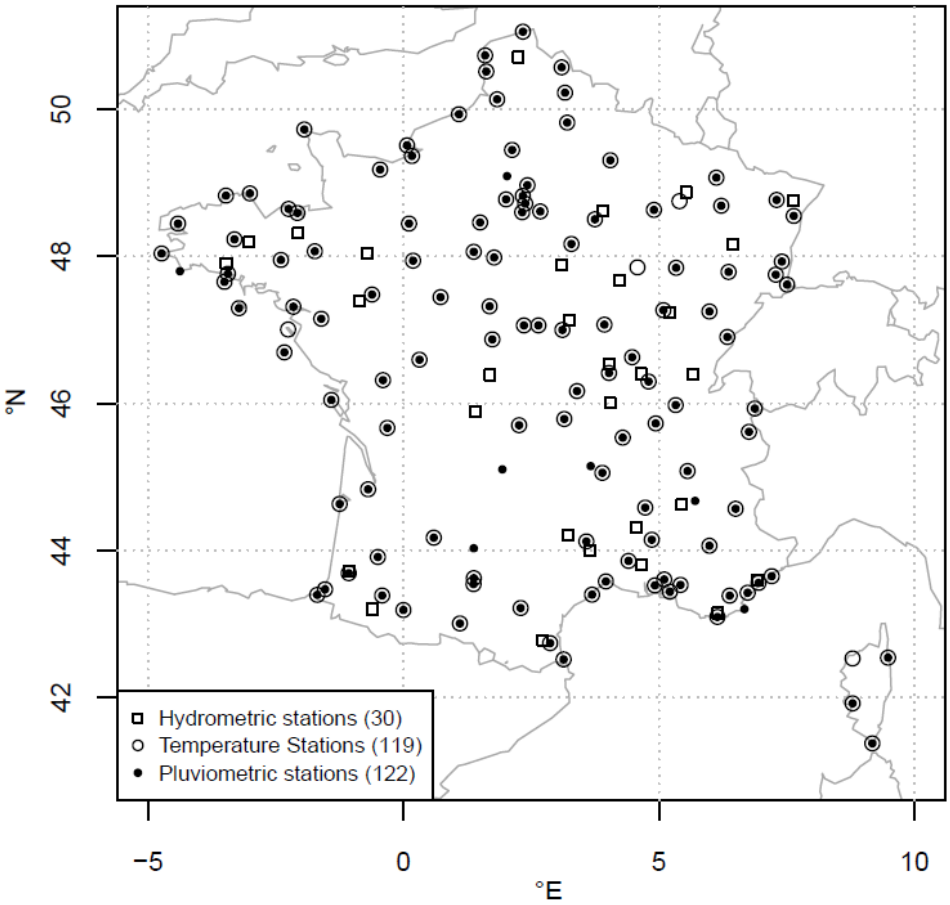


Figure 64: Map of temperature, rainfall and hydrometric stations studied.

2.2 Runoff data-set

Daily runoff data (in $l.s^{-1}$) were extracted from the "Banque Hydro" database of hydrometric stations (French Ministry of Ecology, Sustainable Development and Energy) for an initial data-set from 40 watersheds. The hydrometric stations were also chosen according to their geographic distribution throughout France, the length of the time series (Figure 65a), and the reliability of the data, as described by the station managers (general quality of data, with limited anthropogenic influence on low, medium and high flows). Furthermore, to avoid the influence of snow and ice melting, only watersheds with a pluvial regime were selected.

However, these time series are not homogenized and may contain artefacts. To ensure data representativeness, a 2-step filtering procedure was applied to the initial data-set comprising 40 time series (with units converted to mm to remove the watershed size effect). The first filter eliminated incomplete years within each time series (i.e. years which contain fewer than 330 daily runoff data per year), thus identifying 1969-2009 as the most complete period. The second filter identified those time series with at least 90% of complete years during this period, resulting in a final data-set of 30 hydrometric stations (Figure 65a).

The corresponding watersheds generally vary in size between 100 and 5 000 km² (Figure 65b), except for the two largest (Loire and Rhône), with areas of about 100 000 km². These 30 watersheds cover the French territory relatively well (about 60%), but with none in Corsica and few in southwest France (Figure 64). This set of 30 hydrometric stations is sufficient, as the objective was not to encompass all the hydrological variability of France, but rather to detect a signal shared by pluvial regime watersheds throughout France. Furthermore, unlike temperature or rainfall, runoff at the outlet of a watershed integrates hydrological processes occurring over areas of hundreds to thousands of square kilometres. The list of hydrometric stations used is reported in annex n°.

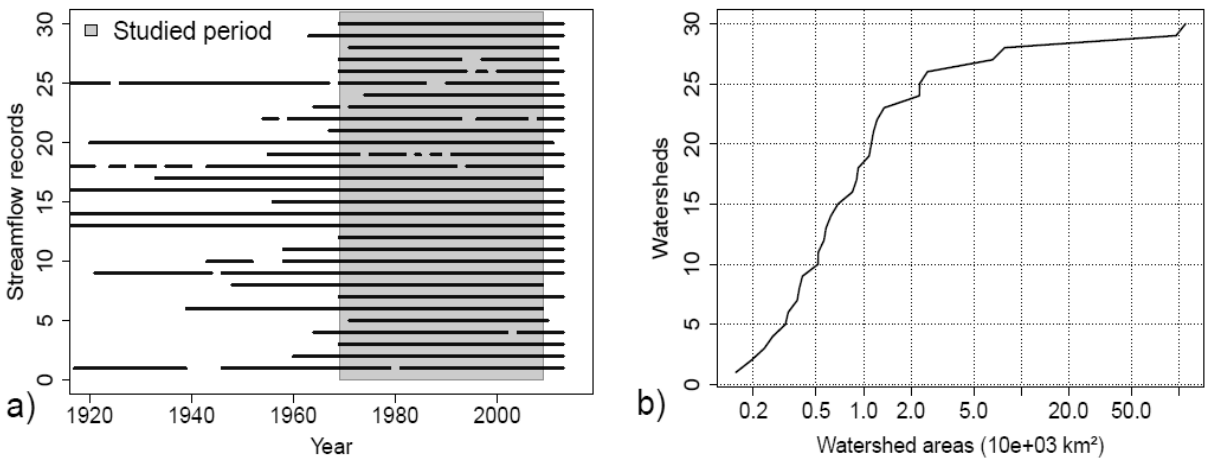


Figure 65: Description of runoff time series. Temporal distribution of complete years of selected runoff time series (a); cumulative distribution of corresponding watershed areas (b). The x-axis is logarithmic.

2.3 Statistical analysis

Robust statistical tests, change-point detection and distribution comparison techniques were used to identify the characteristics of the evolution in temperature and its impact on runoff. The data were centred by removing the long-term mean of each month, and were then analysed at both country and regional spatial scales, with regions defined by cluster analysis. Several temporal scales were also used: annual (calendar year), meteorological season (DJF: December-January-February, MAM: March-April-May, JJA: June-July-August and SON: September-October-November), and quarterly moving average (12 per year).

2.3.1 HAC clustering

A country-scale analysis over France can mask local or regional differences. A Hierarchical Ascendant Classification (HAC) method (Ward, 1963), adapted to climate data (Gong and Richman, 1995) is therefore used to group weather stations into clusters of "homogeneous climate evolution".

2.3.2 Climate shift detection

Change-point detection techniques can be used to identify shifts in climate data, which are very important for impact studies. Three complementary statistical techniques, i.e. non-parametric, frequentist, and Bayesian, were used to evaluate the potential non-stationary behaviour of climate data. The reference period for the following analyses is the entire period for each data-set. Non-parametric change-point detection tests include Mann-Kendall (Kendall, 1975), Pettit (Pettitt, 1979), and S*plit Moving Window Dissimilarity Analysis* (*SMWDA*, Kemp et al., 1994), *all of which are capable of* identifying relatively large changes. The SMWDA method divides the time series into two consecutive sub-periods of the same length in order to compare their means. The difference between the mean of each sub-period is tested with a t test. A shift is detected when the distribution of the two sub-periods is significantly different. Several lengths of sub-periods, called windows, can be tested consecutively.

However, non-parametric tests are not best adapted to the characterization of abrupt changes, for example in level or volatility. Combining frequentist and Bayesian approaches may overcome this problem. The Bai and Perron, (2003) frequentist approach uses a piecewise regression model, with single to multiple change-points. Significant structural change-points can then be selected through a dynamic programming approach (Zeileis et al., 2002). The Bayesian method, proposed by (Barry and Hartigan, (1993) and extended to climatic records by Ruggieri (2013), assesses the posterior mean and change-point probability. Used independently, this method confirms and quantifies the level of confidence when the same change-points are identified as significant.

2.3.3 Testing temperature shift impacts

A robust Bayesian test was used to identify significant differences in mean values for rainfall and runoff before and after a temperature shift. This test (Kruschke, 2013) can be adapted to several types of distribution (e. g. normal, exponential, or logarithmic). Bayesian estimation is based on Bayesian posterior probability distribution, which evaluates whether the probability of a difference is too small to matter. This is assessed using the 95% Highest Density Interval (HDI), which is a useful summary of the probability that the true value lies within the HDI. The values of the 95% HDI are used to define the confidence interval. Unlike classic NHST ("Null hypothesis significance testing") statistical tests, which only allow the null hypothesis to be rejected or confirmed, the Bayesian method provides information about the magnitude and significance of the difference between two distributions.

3. Results

3.1 Detection of temperature shifts over France

3.1.1 Annual scale

The non-parametric Mann-Kendall, Pettitt and SMWDA tests detect a significant shift in mean annual Tmin and Tmax in the late 1980s. This result is supported by both the frequentist and Bayesian change-point approaches used to analyse each station. The Tmin and Tmax anomalies averaged for all 119 stations show an abrupt increase after 1987 (Figure 66a). The posterior mean reconstituted by the Bayesian analysis (dotted line) shows that the increase is about +0.9°C for Tmin and +1.1°C for Tmax. The posterior change-point probability for averaged Tmin and Tmax (figure 66b) presents a clear peak in 1987/88. Superimposed on the Bayesian analysis, the linear regression model (frequentist approach) indicates that only one significant structural change-point in temperature (figure 66b) can be detected over the last fifty years. Furthermore, both methods show a succession of two stationary states separated by an abrupt change, instead of a progressive increase. These two different approaches support the same conclusion and therefore provide proof of the existence of a robust shift in air surface temperature over France in 1987/88.

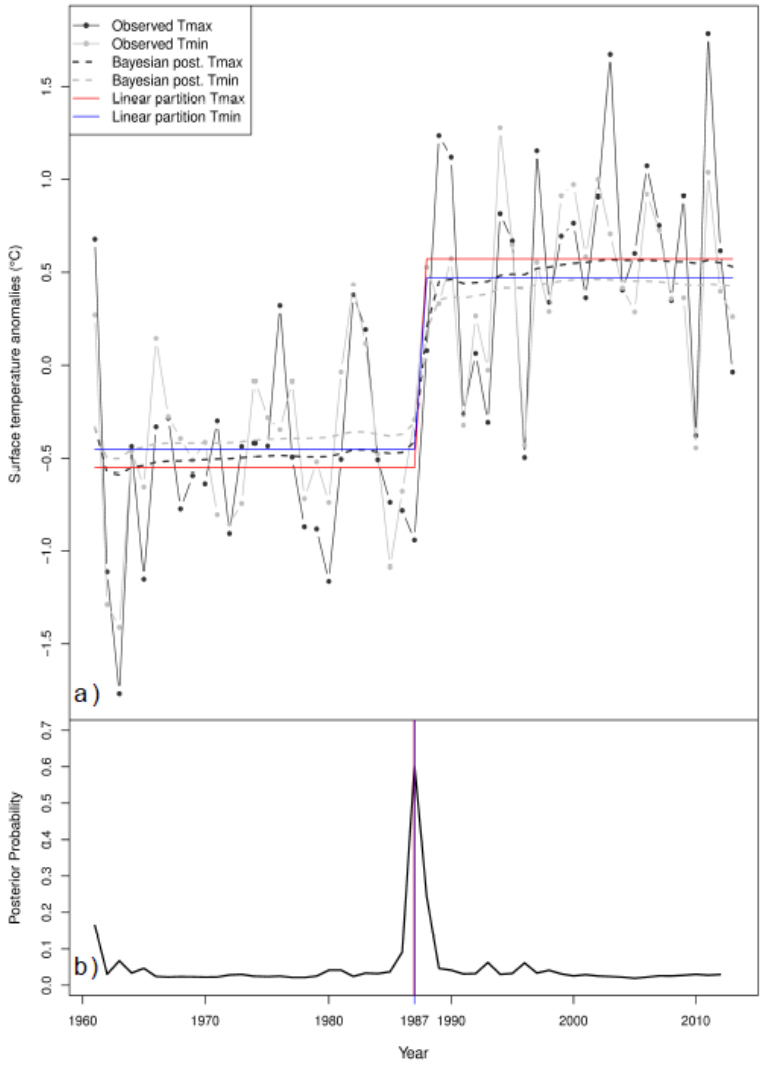


Figure 66: Bayesian and linear regression model analyses for shift detection in annual Tmin and Tmax. Bayesian posterior mean (a); Bayesian posterior probability and structural change-point (vertical line) from linear regression model (b).

This shift was detected for more than 75% of the 119 MFSN temperature stations (Figure 67). The stations where the 1987/88 shift was not detected are randomly distributed throughout French metropolitan territory. The HAC clusters, whether based on Tmin or Tmax, all show a similar shift for 1987/88 (results not shown). This result confirms results previously obtained for several French regions, where the 1987/88 shift was also detected: Burgundy (Castel et al., 2014; Richard, 2014), Champagne (Beltrando and Briche, 2010), the French Pre-Alps (Bigot and Rome, 2010) and the west of France (Bonnefoy et al., 2010). All show the same signal (for date, amplitude and shape). The results presented here demonstrate that the 1987/88 shift is present throughout the entire French metropolitan territory.

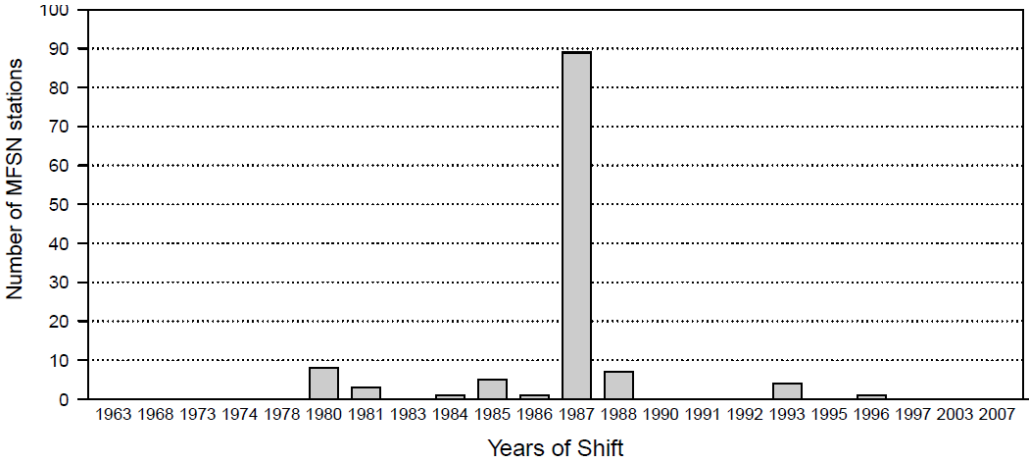


Figure 67: Temporal distribution of stations recording a shift in both Tmin and Tmax.

3.1.2 Seasonal scale

During the last fifty years, the entire French metropolitan territory has therefore experienced two different levels of temperature (i.e. before and after 1987/88). Comparison of these two periods shows an increase of +0.92°C for Tmin and +1.1°C for Tmax (Table 43).

The 1987/88 shift is associated to strong seasonality, and is mainly driven by a change in both Tmin (+1.13°C) and Tmax (+1.55°C) for MAM and, to a lesser extent but still significantly, by a change in Tmin for JJA and Tmax for JJA and DJF. For SON, no significant 1987/88 change-point was detected (probability assessed by Bayesian analysis). The increase in Tmax was higher than for Tmin in each season, except SON.

Table 43: Percentage of stations recording the 1987/88 shift, anomalies (ΔT) and 95% confidence interval of the difference of the mean (95% HDI) at annual and seasonal scales, for Tmin and Tmax. Significant values (*) are based on Bayesian analysis.

	Minimum temperature			Maximum temperature		
Period	% of stations	ΔT(°C)	95% HDI	% of stations	ΔT(°C)	95% HDI
YEAR	62	+0.92*	0.67-1.18	84	+1.1*	0.81-1.46
DJF	11	+0.64*	0.58-0.71	44	+0.92*	0.86-0.99
MAM	81	+1.13*	1.09-1.17	92	+1.55*	1.51-1.6
JJA	30	+1.1*	1.07-1.14	40	+1.31*	1.26-1.36
SON	4	+0.68	0.63-0.73	0	+0.48	0.43-0.52

Change-point detection for JJA is influenced by the strong positive anomaly of the year 2003. For 46 of the 119 MFSN temperature stations, 2 significant change-points were identified, in 1987/88 and 2002/03. Yet, after the exceptional temperatures experienced in 2003, no further positive anomalies were detected, indicating that no real shift occurred at that date.

3.1.3 Robustness of data-set and statistical methods

Some of the stations where the 1987/88 shift was not observed present a seeming shift during another year: 1980 or 1993 (Figure 67). These apparent shifts could be linked to local effects or artefacts. In fact, the MFSN has experienced several changes during past decades (Gibelin et al., 2014), resulting in "non-climatic shifts". These shifts are due to changes in location (42%), shelter (33%), and measurement automation (15%). But no massive modifications occurred in the MFSN from 1986 to 1988.

To eliminate artificial shifts and to identify other shifts over a longer period of time, detection tests were applied to the 1890-2002 series of homogenized data. The 1987/88 shift was still clearly detected, for the great majority (more than 90% of series). The posterior change-point probability shows several peaks, but the 1987/88 peak is the highest (not shown). Based on the linear regression model, a major structural change-point was also detected in 1987/88. As the extended length of the time-series (1890-2002) automatically eliminates false positives, while the homogenisation process eliminates any artefacts due to changes in measurement conditions, the results from this data-set confirm the exceptional nature of the 1987/88 shift, from 1890 onwards.

3.2 Is the 1987/88 shift observed in rainfall and runoff?

3.2.1 Rainfall

Detections tests were applied on MFSN and homogenized rainfall time series. For MFSN data, no shift was detected. For homogenized data, the linear regression model detected a structural change-point around 1908 while the Bayesian analysis indicated multiple minor peaks of change-point probability (less than 0.4), mostly before 1950, but none in 1987/88.All these results indicate the lack of rainfall shift in 1987/88.

Contrasted rainfall patterns may exist at a regional scale and should be taken into account in the analysis of runoff patterns. A Hierarchical Ascendant Classification (HAC) was applied to the MFSN rainfall time series. The classification resulted in 2 rainfall patterns that correspond to 2 distinct well-known climates (figure 68a): temperate (weather stations classed as "1" in figure 68a), with 101 rainfall stations, and Mediterranean (weather stations classed as "2" in figure 68a), with 21 rainfall stations. After applying the HAC to the 122 MFSN time series, the more reliable but less numerous homogenized rainfall series were assigned either to the temperate area or the Mediterranean area, based on the coordinates of the station with the

most recent data (Caussinus and Mestre, 2004). The resulting temperate area cluster, covering the major part of French metropolitan territory, included 43 homogenized rainfall series, while the Mediterranean area cluster included 9 homogenized rainfall series. The homogenized series were centred, and were then averaged for each of the two clusters. Monthly rainfall anomalies are shown in Figure 68b. During the three autumn months, Mediterranean anomalies (ranging from -100 to +225mm) are greater than anomalies occurring in the temperate area.

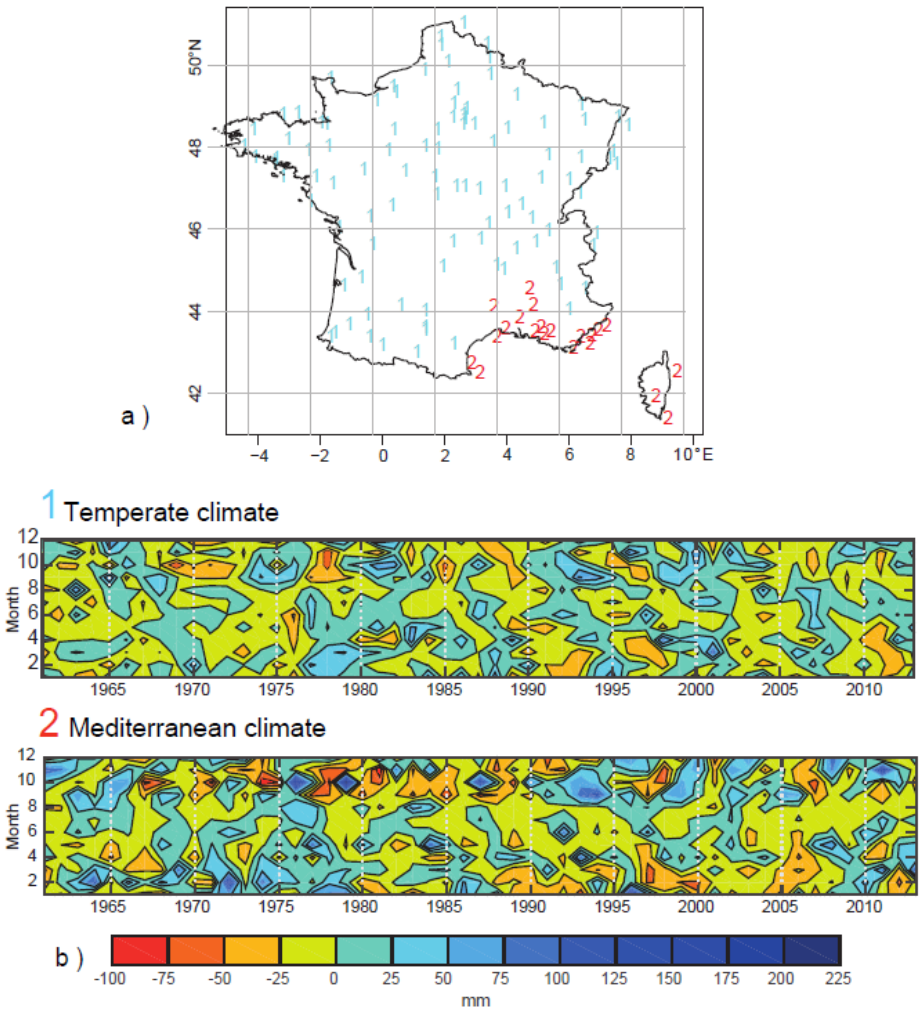


Figure 68: HAC analysis on rainfall time series: spatial clusters of rainfall stations (a); evolution of anomalies in mean monthly rainfall, averaged by area (b). Rainfall stations "1" correspond to the "temperate area", and rainfall stations "2" correspond to the "Mediterranean area"

3.2.2 Runoff

As in the case of homogenized rainfall, runoff stations were distributed between the same two areas, based on the geographic location of the main stream, indicated in the French hydrographical database "Carthage" (CARTHAGE, French National Institute of Geographical and Forestry Information). The temperate area was comprised of 25 stations, while the

Mediterranean area was comprised of 5 stations. Non-parametric detection tests (Mann-Kendall, Pettitt, SMWDA), applied to the runoff time series, showed that, in contrast to the rainfall data, some hydrometric stations recorded a shift in the late 1980s. However, the signal is less clear than for the temperature shift: out of the 30 hydrometric stations, 18 recorded a shift between 1985 and 1990, while only 13 placed the shift in 1987/88. These shifts were rarely detected by all the statistical tests (generally by only 1 or 2 tests). Furthermore, most of these hydrometric stations recorded more significant shifts at other dates.

3.3 What are the impacts of the 1987/88 shift in temperature on regional rainfall and runoff?

An increase in surface temperature results in an increase in evapotranspiration (ET) and consequently in a decrease in runoff. However, the hydrological response to the temperature shift cannot be studied without taking into account the evolution of precipitation, which can counter-balance an increase in ET. Even if no obvious shift can be detected, some change in rainfall amount is to be expected. Homogenized rainfall and runoff time series from before and after 1987/88 were therefore compared: between 1969-1987 and 1988-2009 for runoff, and between 1969-1987 and 1988-2002 for homogenized rainfall. Quarterly moving averages were applied to the time series for both temperate and Mediterranean areas.

3.3.1 Rainfall

The relative difference (ΔP) between the 1988-02 and 1969-87 periods was calculated for the twelve quarterly moving averages (Figure 69) for each area. The ΔP values of the Mediterranean area are more extreme. For the first half-year (January to June), all significant anomalies (based on the Bayesian analysis) are negative, for both temperate and Mediterranean areas, while for the second half-year they are positive.

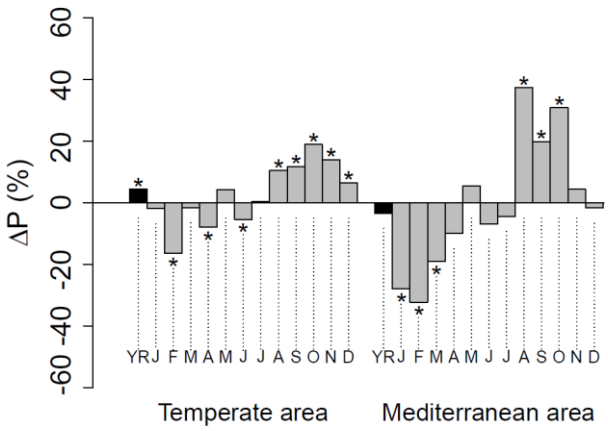


Figure 69: Percentage of annual (YR) and quarterly moving average anomalies of cumulative rainfall(ΔP) for the two areas. Significant values (stars) are based on Bayesian analysis.

3.3.2 Runoff

All of the watersheds studied have a simple pluvial regime, i.e. a regime (i) supplied directly by precipitation, and not indirectly by melting snow and ice, (ii) with only one drought period and one high flow period during the year.

Quarterly moving averages for runoff were compared for the two periods, 1969-87 and 1988-09. For both temperate (Figure 70a) and Mediterranean (Figure 70b) areas, low flows occurred from July to September. There seems to be an offset of about one month for both hydrological regimes, so that the highest runoff values are now observed earlier, in December to January (1988-09, red curves), rather than in February (1969-87, blue curves). Minimum runoff values nevertheless remain centred on August. For the 1988-09 period, runoff values for January to August are lower than for the earlier period, but remain similar or even slightly higher, from September to December.

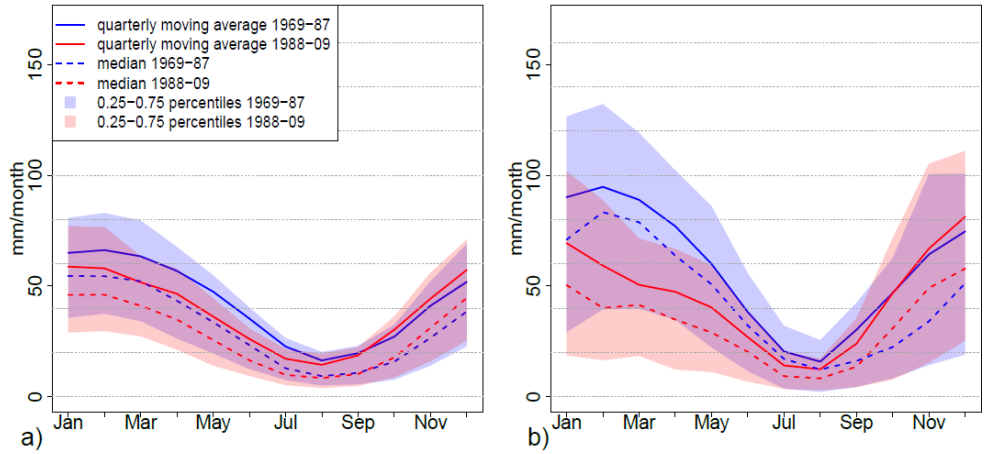


Figure 70: Runoff quarterly moving average (full lines) and median (dotted lines) for the 1969-87 (blue) and 1988-09 (red) periods and corresponding variability, 0.25-0.75 percentiles, (coloured zones). Temperate area (a); Mediterranean area (b).

Annual and quarterly moving average differences in runoff (ΔQ in %) between the two periods are shown in Figure 71. A significant decrease (Bayesian test) in runoff was detected at the annual scale (black columns) in both temperate and Mediterranean watersheds. For January to July, all the quarterly moving averages showed a significant decrease in runoff, with the greatest decrease occurring in June for the temperate area, and in March for the Mediterranean area. There are no significant differences for the later months, but positive differences are observed, from October to December for temperate watersheds, and from November to December for the Mediterranean watersheds. Rainfall, too, became more abundant towards the end of the year, during the more recent period (1988-2002).

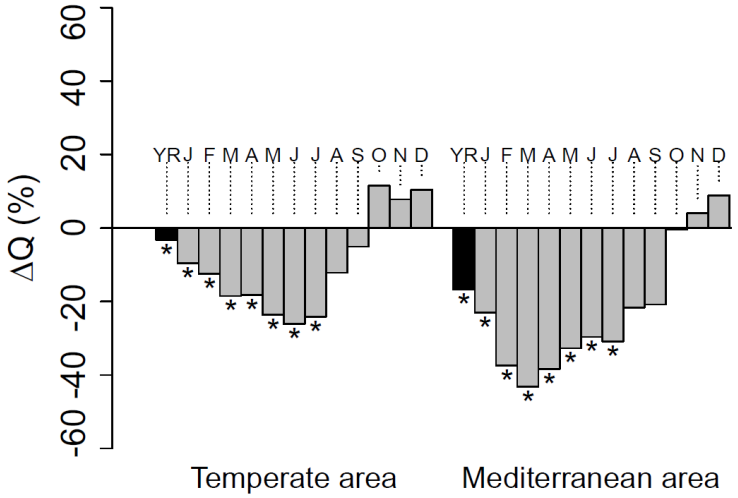


Figure 71: Percentage of annual (YR) and quarterly moving average anomalies of cumulative runoff (ΔQ) for the two areas. Significant values (stars) are based on Bayesian analysis.

Although only limited variation was observed in rainfall amounts, on either side of the 1987/88 temperature shift, there was nevertheless a significant decrease in annual runoff after this shift. This decrease in runoff is observed in watersheds where there is little human influence, suggesting that climate change has modified the water cycle, due to the increase in surface temperature after 1987/88.

4. Discussion

The 1987/88 shift has already been detected directly (Robson et al., 2012; Sutton and Dong, 2012), as well as indirectly (Marty, 2008; Schlueter et al., 2010; Figura et al., 2011; Matic et al., 2011), at various spatial scales, over western Europe. Although time-series homogenization methods are not perfect (Mestre et al., 2013) and could perhaps show artificial shifts, the 1987/88 shift is recorded by a clear majority of the time series in France, thus completely excluding the possibility of any artificial origin for the observed shift, as no major changes in instrumentation occurred during this period.

The origin of the shift is jointly and partially attributed to the intensification of the NAO, which modifies the intensity and direction of airflows (Keevallik, 2003), with a predominantly positive phase that promotes the occurrence of hot temperatures in western Europe (Cassou et al., 2005; Cattiaux and Cassou, 2013). A similar shift in the surface air temperature in spring and winter has also been reported for north-east Europe (Keevallik, 2011). The observed shift (1987/88) coincides with more frequent occurrence of the positive NAO phase during the late 1980s and early 1990s. But the NAO cannot explain the

persistence of abnormally high temperatures after 1994, nor the fact that warming mainly occurs in spring and summer, nor that Tmax had risen more than Tmin. As the Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO) is a key driver of the decadal variability in the climate of Europe (Sutton and Hodson, 2005), the persistent AMO warm phase after 1994 may explain the warm, dry springs in north-western Europe and hot, dry summers in southern Europe (Sutton and Dong, 2012), as well as the warm conditions in Burgundy (Richard, 2014).

As the strongest rises are observed during radiative periods (Tmax rather than Tmin, Spring and Summer rather than Winter and Autumn), this reinforces the hypothesis that reduced regional aerosol forcing has led to brightening over Europe, with potential implications for temperature, as described by several authors (Wild, 2009). In agreement with Laat and Crok, we suggest that the 1987/88 air surface temperature shift does not fully coincide with known multi-decadal climate variability, but may result from a combination of factors, at nested scales:

- Increasing greenhouse gas concentration, leading to a progressive increase in radiative forcing;
- The reduction of European aerosol emissions during the 1980s, leading to greater atmospheric transparency, thus allowing more solar radiation to reach the surface;
- The change from the negative NAO phase during the years before 1988, to the persistence of positive NAO conditions between 1988 and 1994;
- The persistence of the positive phase of the AMO since 1995.

These last two points correspond to discrete changes (Henderson, 2007). Hence, the mechanisms driving the 1987/88 shift can be seen as a combination of internal variability with superimposed changes in the concentration of both greenhouse gases and regional aerosols.

Milliman et al., (2008) showed different hydrological responses to hydroclimatic forcing at the regional scale: normal rivers, where runoff is mainly driven by rainfall, deficit rivers, where runoff does not increase even when precipitation does, and excess rivers, where runoff increases despite lower precipitation. Deficit rivers are explained by an increase in storage and irrigation, resulting in an increase in consumption and evaporation. In this study, only normal and deficit situations were observed. The absence of excess rivers agrees with the fact that only watersheds with pluvial regime were sampled (i.e. watersheds not influenced by snowmelt). At the annual scale, rainfall anomalies (Figure 69) showed a significant increase for the temperate area and a slight decrease for the Mediterranean area. However, a significant decrease in runoff (Figure 71) was observed for each area. At the seasonal scale, for both temperate and Mediterranean areas, there is one “normal” season (from January to July),

where the decreases in runoff are greater than the decreases in rainfall, and one "deficit" season (centred on August and September).

Runoffs showed significant decreases from January to July. The greatest decrease occurred in June (-24%) for the temperate area, and in March (-42%) for the Mediterranean area (Figure 71). These decreases were associated with the highest shift in temperature, and with significant decreases in rainfall. But, in August and September, runoff and rainfall showed opposite changes. These differences in runoff response suggest a "soil memory effect", which induced lower runoff at the end of summer, due to drier soil in spring and early summer (Boé and Habets, 2014). This result identifies evapotranspiration as the primary factor in hydrological cycle modification.

Evapotranspiration is a key synthetic variable, which refers to moisture loss from soils, either through plant transpiration, or by direct evaporation from moist surfaces such as bare soils, open water or water stored on the top of leaves (Seneviratne, 2012).

Evapotranspiration (ET) reduces soil available water during the summer season, showing that the terrestrial hydrological cycle is not only driven by precipitation, (Teuling et al., 2013). But drier climate conditions may also reduce the role of ET in soil water availability due to a limited moisture supply (Jung et al., 2010). Indeed, summer ET in France is expected to be limited by water, and not by energy, as could be the case for spring ET (Boé et al., 2009).

Several authors assume that changes in SSR are correlated with various changes in climate elements, such as temperature, and therefore evapotranspiration. At a global scale, these changes result in an intensification of the hydrological cycle (Wild, 2009). Wild et al. (2008), show that the positive trend in global surface net radiation, observed from 1986 to 2000 (+0.21 $W.m^{-2}.year^{-1}$), is associated with a positive trend in precipitation (+3.5 $mm.year^{-1}$). Assuming a constant precipitation/runoff ratio, they conclude that there was an increase in evapotranspiration.

Teuling et al., (2009) compared precipitation and runoff for two periods (1958-1982 and 1983-2006) over North America and Europe. In some basins, they observed positive trends for precipitation, but negative trends for runoff, highlighting the key role of evapotranspiration. Similar contrasting trends were also observed by Milliman et al. (2008). Furthermore, over central Europe, Teuling et al., (2009) were able to link these trends with the evolution of aerosol concentrations, and therefore with the observed brightening. This link between historical aerosol concentrations and observed runoff has also been highlighted over central Europe, and well simulated by land-surface models (Gedney et al., 2014). These

studies show that the influence of brightening on temperature, and consequently on evapotranspiration, as well as its impact on runoff, is a coherent hypothesis.

The effects of impoundments or land-cover change were not quantified in this study, but may have consequences on runoff. As the temporal gap induced by impoundments rarely exceeds the hydrological year, these installations do not affect the annual evolution of runoff, but can modify the seasonal distribution of runoff and therefore bias the analysis of seasonal anomalies. Furthermore, they result in open water, which increases the potential of ET (Vörösmarty and Moore, 1991). However, by choosing small watersheds, the potential impact of such installations is reduced (Legates et al., 2005; World Meteorological Organization, 2008).

Deforestation results in a decrease in soil water retention (Vörösmarty and Moore, 1991). In France, agricultural surfaces decreased (-6.6%) between 1981 and 2010 (French Ministry of Agriculture, 2012), while wooded (+2.8%) and artificial surfaces (+3.7%) increased. However, these increases have opposite effects, and therefore only limited impact on the hydrological balance. Meanwhile, although irrigated surfaces increased from 8,000 to 16,000 km^2 between 1980 and 2000, the total irrigated surface area still only represents 3% of the total French metropolitan territory, and this figure has remained constant since 2000 (French Ministry of Agriculture, 2014).

5. Conclusion and perspectives

Over France, Tmin and Tmax for the 1961-2013 period were analysed, and several detection tests were applied (Mann-Kendall, Pettitt, SMDWA, frequentist approach, and Bayesian estimation). To evaluate the response of the hydrological cycle, rainfall and runoff were also analysed. The shift in air temperature in 1987/88 was confirmed for the entire metropolitan French territory. The shift consisted of an abrupt increase of about 0.92°C for Tmin and 1.1°C for Tmax. Analyses with longer, homogenized temperature series demonstrated that the detection of the 1987/88 shift was not influenced by potential artefacts or the length of the period studied. In contrast, although some limited seasonal and regional differences exist between rainfall values from before and after the temperature shift, no significant shift in rainfall could be detected. Finally, some hydrometric stations did record a shift around 1987/88, but this shift was not detected by all the statistical tests. However, a generalised decrease in runoff was observed between the two periods (1969-87 and 1988-09). For both the temperate and Mediterranean watersheds, the decrease is observed at both annual and seasonal scales, except in autumn (October to December). Seasons with significant decreases

in runoff (January to July) were also those with a significant shift in temperature (DJF, MAM and JJA). As rainfall alone cannot explain the decrease in runoff, it is possible that the warming effect could be responsible, whether directly, via ET, or indirectly, through water demand.

In perspective, three further analyses should be taken into account.

Although annual rainfall differences are low, some change in rainfall events is expected, because warming results in some intensification of the hydrological cycle. A supplementary study will be necessary at finer scales (daily or even hourly), to analyse the frequency and intensity of rainfall events, and thus understand their influence on changes in runoff.

Wavelet transform could be used to identify other modes of variability in temperature, rainfall and runoff, and could thus highlight relationships with decadal and/or multi-decadal climate indices (Labat, 2006; Rossi et al., 2009; Massei et al., 2010).

This study, based on the analysis of three physical parameters (temperature, rainfall and runoff), suggests a change in the ET term. Evapotranspiration is not measured, but calculated in several different ways (e.g., Turc, Penman, or Penman-Montheith equations). Furthermore, calculating ET requires numerous measurements (temperature, wind speed, and solar radiation, etc.), which are not necessarily available for all watersheds studied. Nevertheless, ongoing studies of ET evolution are already underway, using an interpolated potential evapotranspiration produced by Météo-France.

Acknowledgements

The authors thank Météo-France, especially Annick Auffray and Denis Thévenin, who provided the temperature and precipitation data, as part of an agreement with the University of Burgundy. They also thank the DREAL Bourgogne, especially Marc Philippe, who transferred the runoff time series. The anonymous reviewer is thanked for helpful suggestions, which have contributed to improve the manuscript.

6. Synthèse de l'article

La rupture détectée dans les températures minimales et maximales sur la France a été confirmée par une série de tests statistiques et deux méthodes de détection indépendantes (méthode bayésienne, méthode fréquentiste). Sur la France, on observe donc une augmentation brutale des températures, de 0.92°C pour les températures minimales et de 1.1°C pour les températures maximales annuelles. Les influences d'éventuels artefacts (dans

les conditions de mesures, liés à des changements de stations..), ou de la longueur des périodes étudiées ont été éloignées grâce à l'utilisation notamment de séries de températures homogénéisées.
Bien que des différences spatiales aient été détectées dans l'évolution des précipitations (évolution plus contrastée sur le pourtour méditerranéen que sur le reste du territoire), les précipitations analysées de part et d'autre de cette rupture, sur une période d'une cinquantaine d'années, n'ont pas montré de tendance particulière, et aucune rupture n'a été détectée.

Concernant la réponse hydrologique, plusieurs stations hydrométriques ont enregistré une rupture autour des années 1987/88, mais tous les tests statistiques employés ne détectent pas ces ruptures. En revanche, une diminution globale des débits a été observée entre les périodes 1969-1987 et 1988-2009. Les diminutions s'observent sur l'année entière, à l'exception des mois d'automne (octobre à décembre), en lien avec une augmentation des précipitations à cette période là. Les diminutions sont significatives de janvier à juillet, période durant laquelle les augmentations de température sont les plus significatives également.
L'évolution des précipitations ne pouvant expliquer seule la modification du régime hydrologique, c'est bien l'augmentation de l'évapotranspiration, via l'augmentation des températures, qui joue un rôle prépondérant sur le cycle hydrologique.
On peut cependant trouver plusieurs limites à cette étude. D'une part, les précipitations sont considérées à un pas de temps mensuel, cette étude ne s'attarde donc pas sur l'évolution de la fréquence et l'intensité des évènements pluvieux. Or, ces paramètres jouent également un rôle dans l'évolution des précipitations efficaces, et donc de la recharge des nappes, et in fine, des débits des cours d'eau. L'analyse des précipitations journalières, voire horaires, permettraient une meilleure prise en compte de ces impacts.

Une autre limite relève de l'attribution des changements observés au changement climatique. Cette attribution ne doit pas être faite sans la prise en considération des variabilités pluri-annuelles. Ainsi, il est possible que les changements identifiés dans les débits puissent être reliés à des indices climatiques pluriannuels à pluri-décennaux (Labat, 2006; Rossi et al., 2009; Massei et al., 2010).

7. Et en Bourgogne ?

7.1 Données utilisées

Afin de documenter cette rupture climatique sur l'emprise de la Bourgogne, les données journalières de température de quinze stations de températures MétéoFrance situées en Bourgogne, ainsi que d'une vingtaine de stations situées aux limites des départements limitrophes, ont été échantillonnées. Elles ont été utilisées pour créer une interpolation sur l'ensemble de la Bourgogne sur la période 1961-2015 (Richard, 2014).

D'autre part, les données journalières de précipitations ont été récupérées à partir d'une centaine de stations pluviométriques, sur la même période.

Enfin, les données hydrométriques de vingt cours d'eau bourguignons ont été récupérées à partir de la base de données de la Banque Hydro. La liste des cours d'eau est disponible en Annexe n°6.

De manière similaire à l'étude menée sur la France, les séries temporelles ont été étudiées entre deux sous-périodes, séparées par la rupture de 1987/88.

7.2 Evolution des précipitations et des températures sur la Bourgogne

De façon similaire à la rupture détectée sur la France entière, la Bourgogne subit également une rupture dans les températures. Elle se traduit par une augmentation d'environ 1.1°C de la température moyenne annuelle (Tissot et al., 2016). Les mêmes outils statistiques ont été appliqués, à savoir les méthodes fréquentiste (Bai and Perron, 2003) et bayésienne (Ruggieri, 2013), afin de tester la robustesse de cette rupture. A l'instar des données sur la France entière, les températures sur la Bourgogne ont répondu de manière significative aux tests de détection de rupture (figure 72). La rupture est détectée par l'ensemble des tests statistiques, et se traduit en Bourgogne par une augmentation de la température moyenne annuelle d'environ +1.1°C, ce qui se rapproche des valeurs observées à l'échelle de la France.

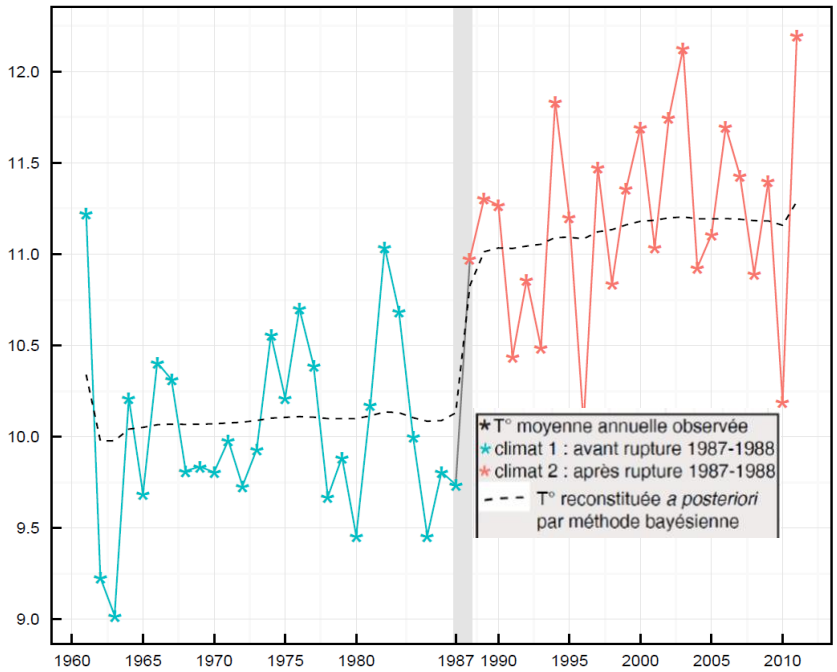


Figure 72: Evolution des températures moyennes annuelles sur la Bourgogne pour la période 1961-2015, d'après Tissot et al. (2016). La ligne en pointillé correspond à la moyenne a posteriori calculée à partir de la méthode bayésienne

Les tests statistiques utilisés sur les températures ont également été employés sur les données de précipitations, sans toutefois détecter de rupture significative. On constate une très légère augmentation (+25 mm) de la moyenne interannuelle des précipitations entre les deux périodes (figure 73). Cette évolution est néanmoins peu significative par rapport à la variabilité interannuelle des précipitations. Cependant, cette évolution annuelle masque des disparités à la fois spatiales et saisonnières. C'est pourquoi les évolutions entre les deux périodes ont été analysées saison par saison, et station par station.

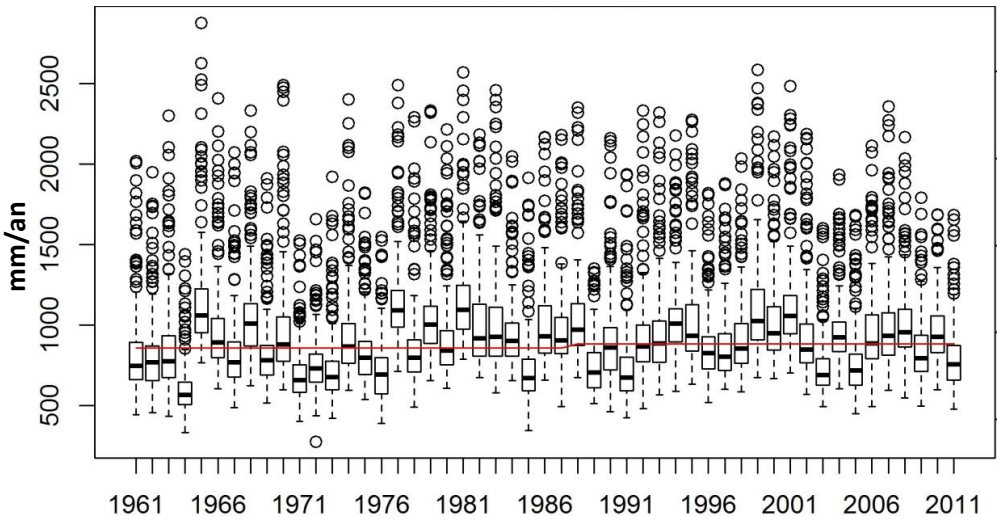


Figure 73: Evolution des cumuls annuels de précipitations sur la Bourgogne. La ligne rouge représente la moyenne de chaque sous-période (1961-1987 et 1988-2011)

La figure 74 présente cette évolution saisonnière et spatiale, à la fois pour les cumuls de précipitations et les températures moyennes journalières.

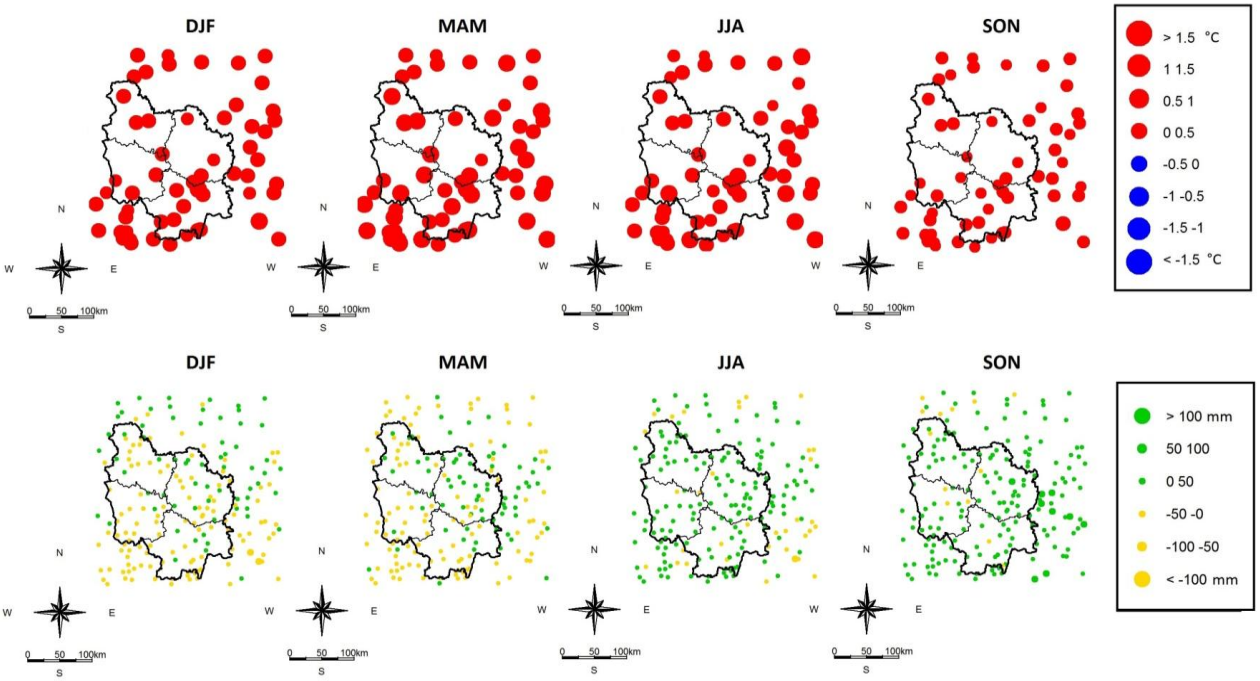


Figure 74: Evolution spatiale et saisonnière des températures (en haut) et des précipitations (en bas) aux stations météorologiques sélectionnées

Pour les températures, on constate que le réchauffement concerne toutes les stations, et toutes les saisons. Il est le plus fort pour le printemps (mars avril mai) et l'été (juin juillet août) et nettement moins fort pour l'automne (septembre octobre novembre). Ce signal est cohérent avec celui détecté sur la France entière. Concernant les précipitations, on observe une tendance à l'augmentation des précipitations pour l'été et l'automne, tandis que l'hiver et le printemps semblent moins pluvieux. Mais ces évolutions demeurent peu significatives; et aucune rupture n'est détectée via l'ensemble des tests statistiques. Le tableau 44 présente les valeurs moyennes sur la Bourgogne des évolutions de températures minimales et maximales, et des précipitations, à l'échelle annuelle et saisonnière.

La saisonnalité du réchauffement est marquée. Au printemps et en été, ce sont les températures maximales qui se sont davantage réchauffées, et l'inverse pour l'automne et l'hiver. Le réchauffement observé en automne demeure peu significatif pour les Tmin comme pour les Tmax.

Pour les précipitations, le signal le plus fort est observé pour l'automne, avec une augmentation d'environ 22 mm entre les cumuls annuels SON avant et après 1987/88. Les autres saisons montrent un signal bien plus faible.

Tableau 44 : Evolution des températures minimales et maximales, et des précipitations, entre les deux sous-périodes, sur la Bourgogne, d'après Tissot et al. (2016)

Période	ΔTmin (°C)	95% Intervalle de confiance	ΔTmax (°C)	95% Intervalle de confiance	ΔP (mm)	95% Intervalle de confiance
Annuel	1.17	0.84 - 1.49	1.12	0.68 - 1.54	25.9	19.4 - 32.4
DJF	1.06	0.32 - 1.79	0.97	0.2 - 1.76	-6.0	-8.0 - -3.2
MAM	1.41	0.97 - 1.83	1.5	0.8 - 2.2	-4.5	-6.5 - -2.5
JJA	1.21	0.84 -1.59	1.22	0.58 - 1.87	10.6	8.5 - 12.7
SON	0.89	0.32 - 1.47	0.35	-0.3 - 1	22.3	19.9 - 24.7

7.3 Impacts sur les débits

L'impact des évolutions hydroclimatiques précédentes sur les débits des cours d'eau bourguignons a été effectué de manière similaire à l'analyse sur la France entière. Les chroniques de débits disponibles sur la période 1969-2009 ont été divisées en deux sous-périodes d'une vingtaine d'années chacune : 1969-1987 et 1988-2009. L'évolution des débits annuels est présentée dans la figure 75. Parmi les 13 stations hydrométriques retenues dans ces travaux de modélisation, seules 9 disposent de données couvrant la période 1961-2009. Ce sont ces 9 stations qui ont été utilisées pour réaliser la carte de la figure 75.

La réponse au forçage hydroclimatique décrit précédemment est sans appel : de part et d'autre de la rupture de température de 1987/88, l'ensemble des débits annuels a diminué. Les baisses atteignent -15 à -20% pour les bassins les plus touchés. En moyenne sur les 20 chroniques hydrométriques sélectionnées sur la Bourgogne, le débit annuel a diminué de 11%, ce qui est considérable.

A l'échelle mensuelle (figure 76), on constate que le régime hydrologique est impacté dans son ensemble : les diminutions de débits sont visibles sur une majeure partie de l'année. Les diminutions significatives (d'après la méthode bayésienne) observées en août et septembre (-28 et -13%), bien que moins importantes que celle observée en juin (- 40%) interviennent à une période critique de l'année, durant laquelle la ressource en eau est déjà peu disponible, ce qui accentue la situation de stress pour les différents usages de l'eau. Ces diminutions de débit interviennent alors même que les précipitations ont légèrement augmenté en Bourgogne. Cela pointe le rôle de l'augmentation de l'évapotranspiration dans cette évolution, via l'augmentation brutale des températures.

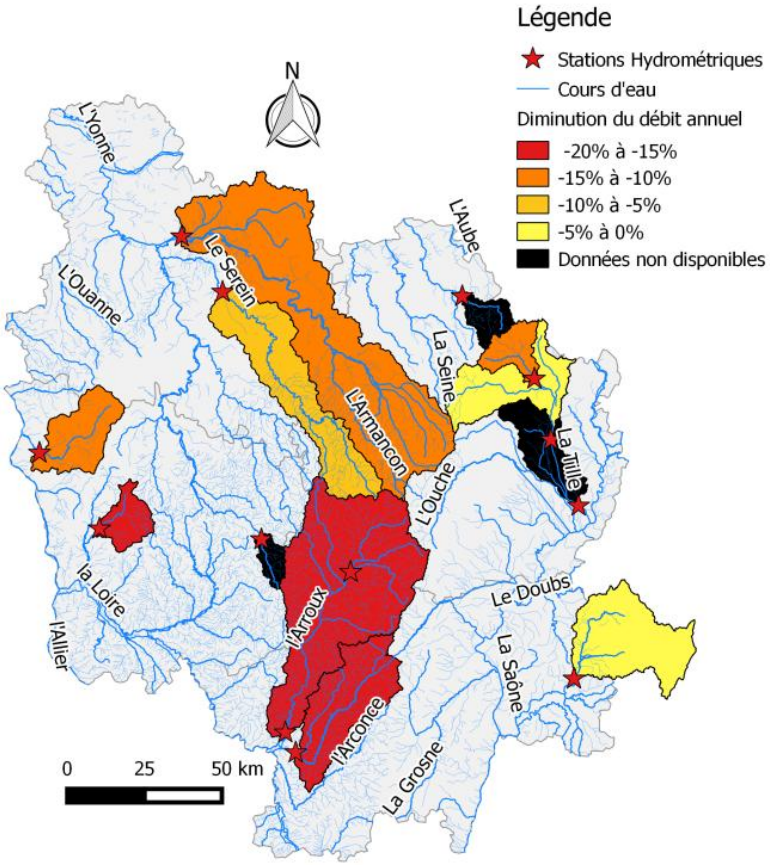


Figure 75: Différence de débit annuel entre les périodes 1969-1987 et 1988-2009 sur les bassins versants étudiés

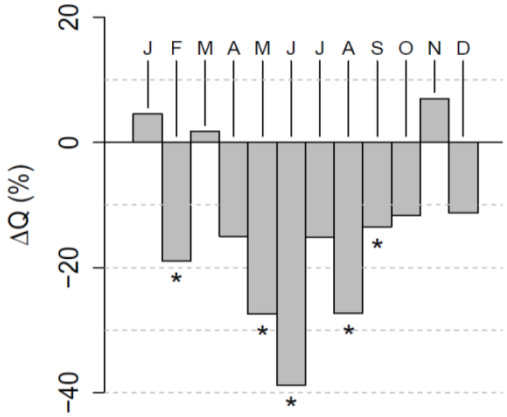


Figure 76: Evolution du régime mensuel interannuel entre les deux sous-périodes

Ces diminutions observées de débit peuvent être engendrées par une diminution de la fraction des précipitations qui s'infiltre et recharge la nappe. Ce volume de "pluies efficaces" peut être modulé par de nombreux facteurs climatiques (évolution des précipitations, de l'évapotranspiration), pédologiques (réserve utile du sol, capacité d'infiltration), ou paysagers (occupation du sol). La modélisation permet d'appréhender ces différents facteurs pour tester leur influence respective.

Afin d'améliorer la compréhension des processus liés à cette diminution de débit, le modèle SWAT a été utilisé sur la période de référence (1980-2011), afin de détecter une éventuelle modification des processus de part et d'autre de la rupture.

7.4 Impact sur les autres indicateurs hydrologiques

Les indicateurs hydrologiques présentés dans le Chapitre 2 ont été calculés sur deux sous-périodes de longueurs équivalentes, centrées sur la rupture de 1987/88. Etant donnée la période de disponibilité des données climatiques nécessaires (1980-2010), la longueur de ces sous-périodes a été limitée à 8 ans : 1980-1987 et 1988-1995. Le modèle SWAT (tel qu'il a été calibré dans le chapitre 2 et avec la base de donnée sol intermédiaire, BDS 2) a été utilisé pour calculer les deux indicateurs, de stress hydrique des sols et de recharge des nappes sur chaque bassin : Tille à Champdôtre, Arroux à Dracy-Saint-Loup et Armançon à Brienon/Armançon. Les deux indicateurs ont été moyennés par bassin, et pour les deux sous-périodes (1980-87 et 1988-95). Le résultat du calcul de ces indicateurs (ainsi que d'autres paramètres hydroclimatiques) est présenté dans le tableau 45.

Tableau 45 : Paramètres hydroclimatiques et indicateurs hydriques sur les deux périodes

Période	Paramètre	Arroux	Armançon	Tille
1980-1987	P (mm/an)	979	906	960
	T (°C)	8.5	9.3	9.2
	Q (mm/an)	302	322	353
	ETP (mm/an)	666	682	843
	ETR (mm/an)	464	416	493
	Ruissellement (mm/an)	45	57	34
	Ecoulement latéral (mm/an)	154	157	172
	Ecoulement profond (mm/an)	102	108	147
	Percolation (jours/an)	110	111	114
	Percolation (mm/an)	311	272	287
	Stress (jours/an)	45	34	80
1988-1995	P (mm/an)	928	861	916
	T (°C)	9.5	10.2	10.0
	Q (mm/an)	255	276	322
	ETP (mm/an)	708	733	817
	ETR (mm/an)	479	432	510
	Ruissellement (mm/an)	35	45	27
	Ecoulement latéral (mm/an)	141	146	161
	Ecoulement profond (mm/an)	79	85	135
	Percolation (jours/an)	105	105	104
	Percolation (mm/an)	272	237	252
	Stress (jours/an)	60	42	96

Le nombre de jours de percolation, et donc de recharge de la nappe, est en baisse sur les trois bassins tandis que le nombre de jours de stress hydrique (teneur en eau inférieure à 50%) est en augmentation. Portée par la hausse de la température, l'ETP augmente de 26 à 51 mm/an selon les bassins entre les deux périodes (1980-87 et 1988-95). Sur les trois bassins versants, les précipitations ainsi que la lame d'eau écoulée diminuent d'environ 50 mm entre les deux sous-périodes de 8 ans, alors que les précipitations n'évoluent pas sur la période 1961-2011 (cette spécificité est due à la faible durée de la période considérée). Sur cette courte période (deux fois huit ans), cette baisse globale de la disponibilité en eau s'explique par l'évolution conjointe des précipitations et de l'ETP. Mais le débit seul ne porte pas l'intégralité de cette diminution. Lorsqu'on fait les bilans à l'aide des principaux paramètres hydroclimatiques (tableau 45), on constate que la quantité d'eau percolée est bien supérieure à celle qui alimente les écoulements profonds. Ce flux représente l'eau sortant du bassin versant (de façon naturelle, via la recharge d'aquifères profonds, ou anthropique, via le prélèvement d'eau pour l'irrigation, l'eau potable…). On constate que ce flux est également nettement impacté entre les deux périodes, car la différence "percolation - écoulement profond" subit également une diminution allant de 14 à 30 mm/an selon le bassin versant.

L'évolution par sous-bassin des 2 indicateurs ainsi que 2 paramètres hydroclimatiques est présentée en figure 77. L'évolution des indicateurs présente des inégalités spatiales. On constate que la variabilité spatiale de l'indicateur de recharge des nappes est similaire à celle de la lame d'eau percolée. Cette variabilité spatiale est corrélée avec l'évolution des précipitations entre les deux périodes, tandis que l'évolution de l'ETP est beaucoup plus homogène au sein des bassins. Un calcul de corrélation entre les différences de précipitations et d'indicateurs donne des valeurs significatives et atteignant 0.67 à 0.76 selon le bassin, pour l'indicateur de percolation, mais seulement 0.28 à 0.42 pour le stress hydrique. Pour cet indicateur en effet, on constate que sa variabilité spatiale est proche de celle de la lame d'eau évapotranspirée. Les différents compartiments du cycle hydrologique semblent donc influencés de manière différente par le forçage climatique : certains paramètres sont plus sensibles aux évolutions de précipitations quand d'autres sont plus sensibles aux évolutions d'évapotranspiration (et donc de température).

D'autres facteurs non climatiques affectent également cette réponse. En premier lieu, seule la fraction d'eau infiltrée alimente effectivement le sol. Cette fraction d'eau infiltrée est modifiée par le type d'occupation du sol, le relief, la texture du sol, ou encore l'antécédence d'humidité du sol. En réponse à l'infiltration de l'eau, la teneur en eau du sol varie d'autant plus que la réserve utile du sol est faible. Elle est également influencée par la demande évaporatoire des

plantes et de l'atmosphère, qui varie selon le type de végétation et la période de l'année. La percolation, et donc la recharge des nappes, n'intervient finalement que lorsque la teneur en eau du sol dépasse la capacité de rétention du sol.

À l'égard de la multitude d'interactions entre ces facteurs, on comprend aisément que la recharge des nappes et la teneur en eau des sols montrent des évolutions distinctes en réponse au même forçage climatique. Cela amène à considérer une sensibilité différente pour chaque compartiment du cycle de l'eau. Il n'existe donc pas une seule carte de fragilité des territoires face au changement climatique. Les territoires connaissant des difficultés sur plusieurs plans (stress hydrique, déficit de recharge...) seront certainement ceux qui seront les plus impactés dans le futur.

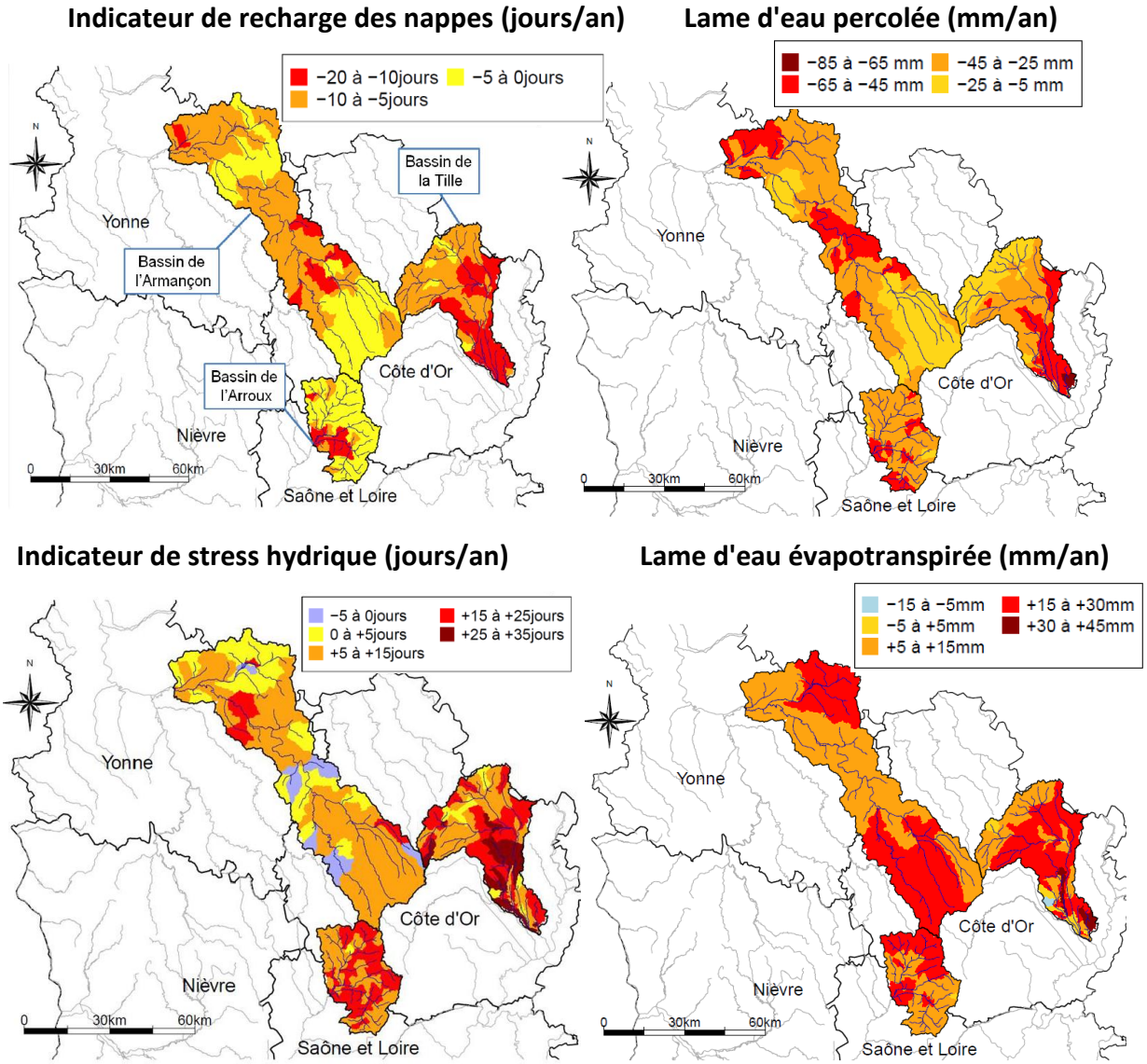


Figure 77 : Différence entre les deux sous-périodes du nombre de jours moyen par an de recharge (en haut) et de stress hydrique (en bas), sur les trois bassins versants simulés par SWAT

Chapitre 7. Projection de la chaîne de modélisation hydroclimatique sur la période 1980-2100

Nous analysons dans ce chapitre l'ensemble des simulations issues de la chaîne de modélisation hydroclimatique, pour chacun des bassins versants de l'étude et pour tous les indicateurs considérés (débit, indicateurs d'étiage, indicateurs de stress hydrique et de recharge des nappes, paramètres de qualité des eaux).

1. Evolution des paramètres hydroclimatiques

Pour rappel, le modèle GR4J a été projeté en utilisant 4 jeux de paramètres différents pour chaque bassin versant (issus de la calibration du modèle à partir de 4 jeux de précipitations), et les données de 18 MCG désagrégées par quantile-mapping. On arrive donc à un faisceau de simulations contenant 72 projections par bassin versant (Chapitre 2 section 4), permettant d'appréhender l'incertitude liée à la calibration du modèle, tout comme l'incertitude liée aux modélisations du climat futur par les MCG.

Pour la projection de SWAT, les données d'un seul MCG (GFDLM2G)- ont été désagrégées par la méthode de quantile-mapping vue dans le chapitre 2, section 3. Les précipitations journalières ainsi que les températures minimales et maximales journalières ont alimenté le modèle SWAT tel qu'il a été calibré sur nos trois bassins versants sur la période de référence (Chapitre 3 section 2). L'utilisation d'un seul jeu de données climatiques et d'une seule calibration limite la prise en compte des incertitudes dans cette projection, mais notons que les multicalibrations et multiprojections de GR4J permettent, elles, d'aborder ces incertitudes. L'analyse des sorties de SWAT permet d'apporter un aspect qualitatif et d'aborder la ressource de manière spatialisée sur le bassin.

Nous présenterons tout d'abord les tendances climatiques sur la période 1980-2100. Les ETP et les précipitations issues des 18 MCG ont été moyennées sur la Bourgogne. L'analyse de leur évolution au cours de la période de simulation permet de remettre l'évolution du cycle hydrologique dans son contexte climatique. Dans un second temps, nous analyserons l'évolution des débits simulés par les modèles, en réponse à ce forcage climatique.

1.1 Evolution du forçage climatique sur la Bourgogne

1.1.1 Evapotranspiration potentielle

La figure 78 nous montre que l'ETP affiche une tendance globale à l'augmentation au cours du XXIème siècle. Une régression linéaire réalisée sur les valeurs d'ETP annuelle montre une tendance significative à l'augmentation de 2 mm/an sur la période 1980-2100. Mais des régressions réalisées sur des périodes plus courtes (2011-2100, 2041-2100 et 2071-2100) montrent des taux d'accroissement de plus en plus forts (2.5, 2.9 et 3.2 mm/an respectivement). On constate en effet des tendances de plus en plus prononcées à la fin du XXIème siècle. (figure 78).

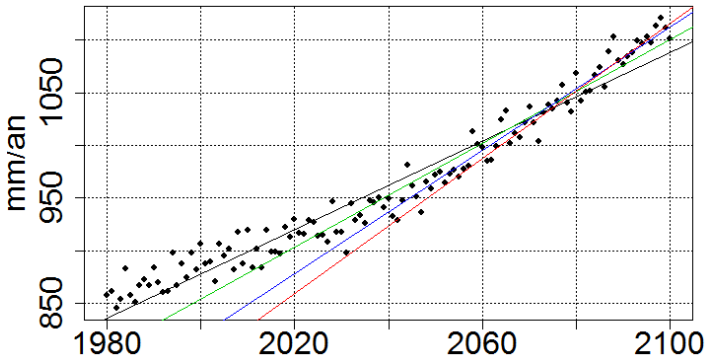


Figure 78: Evolution de l'ETP annuelle et tendances linéaires sur la période 1980-2100 (noir), 2010-2100 (vert), 2040-2100 (bleu) et 2070-2100 (rouge)

Du point de vue saisonnier, cet accroissement de l'évapotranspiration potentielle est centré sur les périodes chaudes (de mai à août), du moins en valeur absolue (figure 79 a). Cependant, l'augmentation relative par rapport à la période 1980-2010 (figure 79 b) montre que l'été (JJA) et l'hiver (DJF) sont les saisons avec l'augmentation la plus importante. Cela est peu visible à l'horizon 2040, mais davantage sur les périodes lointaines (2070 et 2100). Sur la période 2071-2100, les valeurs augmentent ainsi jusqu'à 30% sur le mois d'août, et jusqu'à 25% sur certains mois d'hiver. Néanmoins, les valeurs initiales d'ETP hivernales étant faibles, l'augmentation n'est pas si importante dans le cycle hydrologique.

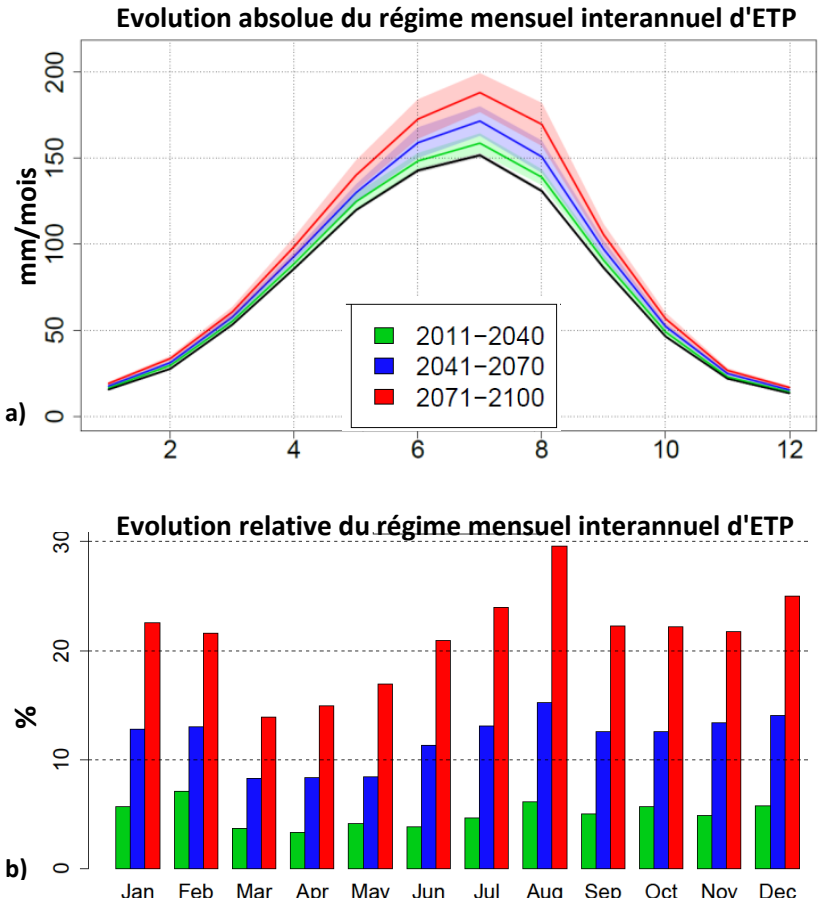


Figure 79: Evolutions absolue(a) et relative par rapport à la période 1980-2010 (b) du régime mensuel interannuel de l'ETP. Les différences sont toutes significatives à 5% (test t).

1.1.2 Précipitations

Du point de vue des précipitations, l'évolution est beaucoup moins claire que pour l'ETP (figure 80). Sur la période totale de simulation, aucune tendance n'est détectée. Si on s'intéresse à des périodes plus courtes, des tendances non significatives à la hausse et à la baisse sont détectées : sur la période 2020-2040, les précipitations sont légèrement au-dessus de la moyenne globale (992 mm/an) tandis que sur la période 2070-2100, elles sont légèrement en dessous.

Cependant, cette faible évolution interannuelle masque de réels changements dans la répartition saisonnière des précipitations. On constate une légère augmentation des moyennes mensuelles sur la période 2011-2040, excepté pour les mois d'août et de septembre (figure 81). Néanmoins, seules les augmentations des mois de janvier et novembre sont significatives au seuil de 5%, d'après un test t. L'évolution des régimes des deux sous-périodes suivantes (2041-2070 et 2071-2100) sont plus marquées, avec clairement deux périodes différentes durant l'année : une diminution des précipitations de juin à septembre, et une augmentation d'octobre à avril. Cette saisonnalité est différente de celle qui a été observée entre les périodes 1961-1987 et 1988-2009 sur la France comme sur la Bourgogne, puisqu'on observait une diminution des précipitations majoritairement sur la première moitié de l'année (janvier à juin) et une augmentation sur la seconde moitié (août à décembre).

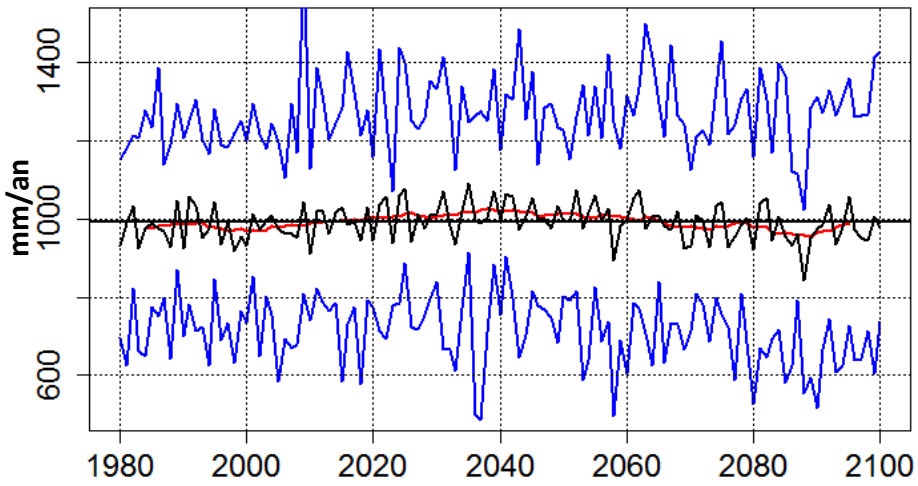


Figure 80: Evolution des précipitations moyennes annuelles sur la Bourgogne. Courbe noire :moyenne des 18 MCG, rouge : moyenne mobile sur 10 ans, bleues : valeurs annuelles minimum et maximum des 18 MCG. Droite noire : moyenne sur la période totale

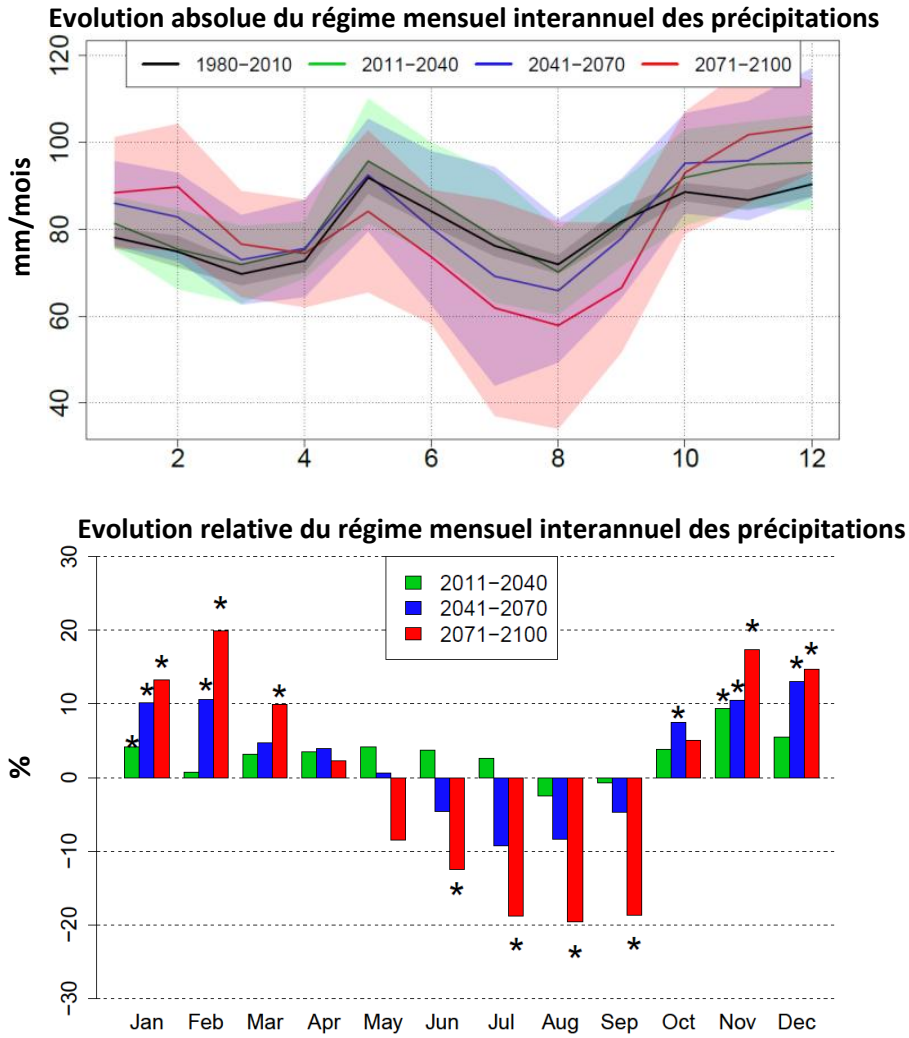


Figure 81: Evolutions absolue et relative (par rapport à la période 1980-2010) du régime mensuel interannuel des précipitations . Les différences significatives au seuil de 5% sont signalées par une étoile (test t).

Lors du diagnostic de validation de la méthode de quantile mapping (Chapitre 2 Section 3), nous avons vu que sur la période de référence (1980-2010), les précipitations issues des MCG sous-estimaient les précipitations observées en été (JJA), et les surestimaient au printemps (MAM) et à l'automne (SON), et ce malgré la correction et la désagrégation par quantile-mapping (figure 33). En supposant ces biais constants au cours du XXIème siècle, cela signifie qu'il n'est pas exclu qu'une part de la diminution des précipitations estivales et de l'augmentation des précipitations automnales soit attribuée à ces biais déjà existants sur la période de référence.

On peut donc s'attendre à ce que les débits estivaux soient impactés à la fois par cette diminution des précipitations durant la période estivale, et par l'augmentation de l'ETP durant cette même période.

1.2 Evolution des débits

1.2.1 Débits annuels

Le premier indicateur hydrologique étudié est le débit à l'exutoire des bassins versants, simulé de manière continue jusqu'à l'horizon 2100. Il constitue un indicateur global de la disponibilité de la ressource.

La figure 82 montre la moyenne des débits annuels (courbe noire), la médiane (courbe violette), le minimum et le maximum (courbes rouges) et l'écart-type autour de la moyenne (en vert) des 72 projections pour chaque bassin. Les débits annuels observés sont également représentés en pointillé bleu. On remarque de prime abord que les débits simulés et observés sont compris dans la même gamme de variabilité. Cela confère à nos simulations une certaine cohérence.

Si l'on s'intéresse de plus près à l'évolution des débits annuels sur le XXIème siècle, on ne constate aucune tendance nette. Tout juste perçoit-on, sur certains bassins, une légère diminution des débits à la fin du siècle (bassin du Nohain, de l'Yonne, de la Seille notamment).

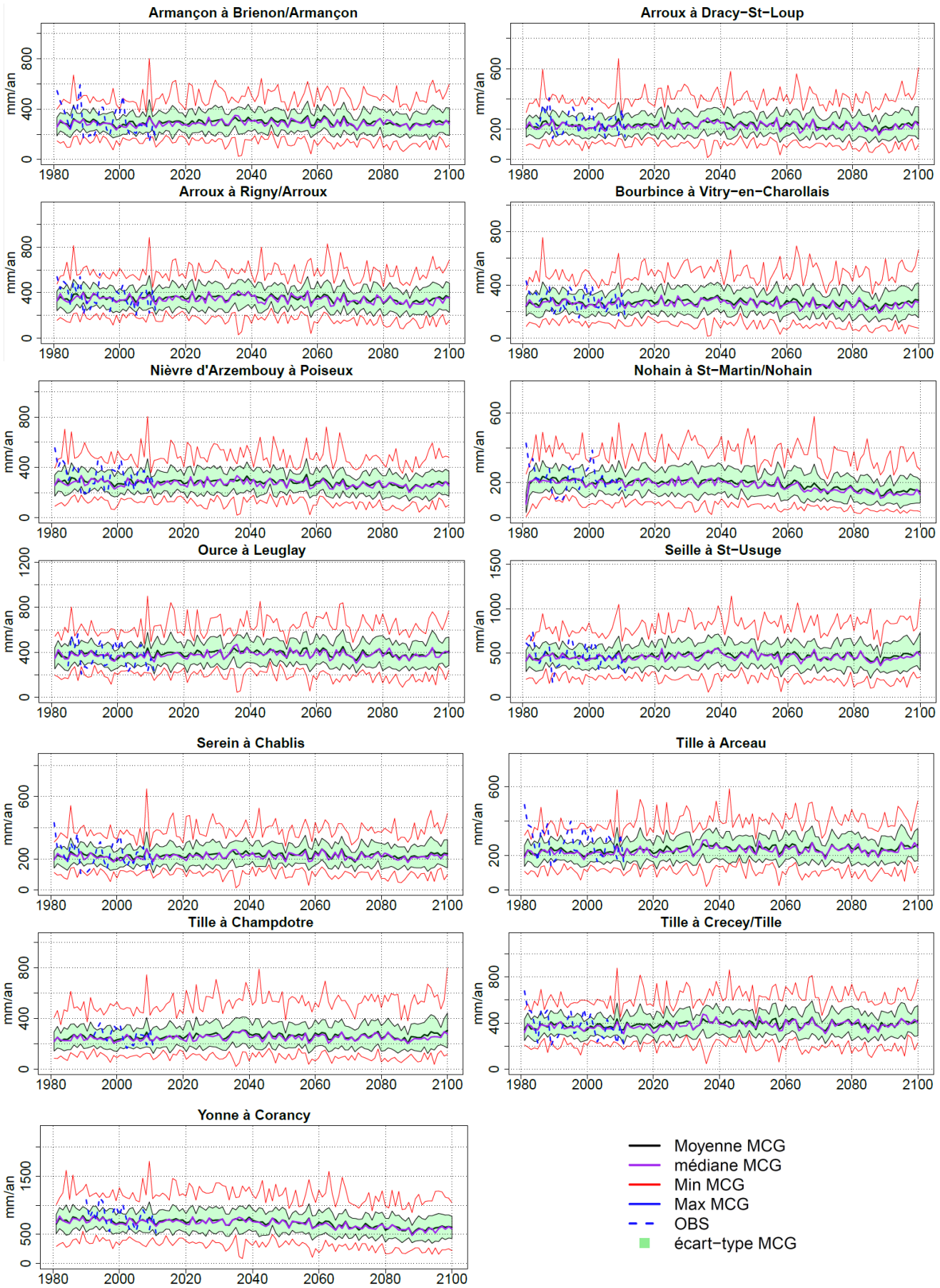


Figure 82: Evolution des débits annuels (mm/an) simulés par GR4J à l'exutoire des bassins versants

1.2.2 Régimes mensuels interannuels

Malgré l'absence d'évolution claire dans les lames d'eau annuelles, les débits sont largement modifiés dans leur répartition saisonnière.

La figure 83 montre l'évolution relative des régimes mensuels interannuels, moyennés sur l'ensemble des 72 projections, pour 4 des 13 bassins. L'ensemble des régimes mensuels interannuels (absolus et relatifs) calculés pour chaque bassin versant sont disponibles en Annexe n°7.

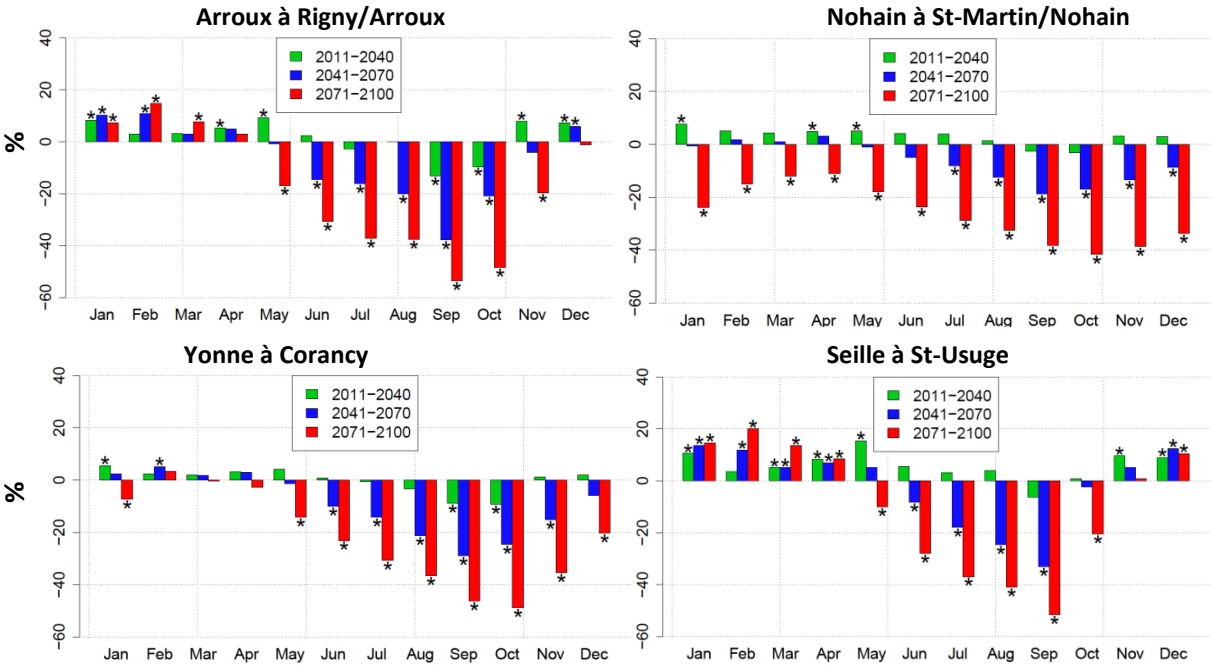


Figure 83: Evolution relative (par rapport à la période 1980-2010) des régimes mensuels interannuels de quatre bassins versants simulés par GR4J.

Les régimes des différents bassins versants ont des points communs qu'il convient de souligner. Sur la plupart des bassins, la sous-période proche (2011-2040) montre des tendances globalement à l'augmentation, bien que non significatives. Sur la période intermédiaire, des tendances se dessinent plus clairement, avec une diminution nette et significative des débits en été (JJA) et à l'automne (SON). Les plus fortes diminutions sont observées entre août et octobre, soit en fin d'étiage. Sur la période lointaine (2071-2100), les diminutions de débits occupent encore une plus grande partie de l'année : de mai à octobre a minima, jusqu'en décembre pour certains bassins, voire toute l'année pour le Nohain. Selon les bassins, les diminutions des débits mensuels atteignent de 40 à 60% du débit de la période de référence (1980-2010) pour les mois les plus impactés.

Une majorité des bassins (Arroux à Rigny/Arroux et à Dracy-St-Loup, Armançon, Bourbince, Nièvre d'Arzembouy, Serein), présente une évolution des régimes similaire : sur la période 2011-2040, les débits sont légèrement en hausse de novembre à mai, puis en baisse entre juin et octobre. Ces évolutions sont tantôt significatives, tantôt non. Sur la sous-période intermédiaire (2041-2070), les débits n'augmentent pas beaucoup plus durant l'hiver et le printemps, mais la baisse des débits en été et en automne s'accentue nettement. Les plus fortes baisses sont situées en septembre et octobre. Pour l'Arroux à Rigny/Arroux, la diminution atteint - 40% pour les débits de fin d'étiage (septembre). Enfin, sur la sous-période lointaine (2071-2100), ces baisses sont encore accentuées, et s'étendent sur une plus grande partie de l'année (de mai à novembre). Les plus forts pourcentages de diminution s'observent toujours en septembre et octobre, avec -50% en septembre pour l'Arroux à Rigny, et près de -60% pour la Nièvre d'Arzembouy.

Pour les autres bassins, on distingue plusieurs évolutions, qui diffèrent par quelques aspects. La Seille, la Tille (Crecey, Champdôtre et Arceau), et l'Ource sont globalement proches par leur évolution : les tendances sont à la baisse également en été et automne, et à la hausse en hiver et au printemps, mais la période de baisse est moins étendue : de juin à septembre pour la période 2041-2070, et jusqu'en octobre pour la période lointaine. Les débits les plus impactés sont ceux d'août et de septembre.

On trouve enfin deux bassins qui présentent des régimes distincts des autres : l'Yonne et le Nohain. L'Yonne montre des augmentations plus faibles voire inexistantes en hiver et au printemps, et des diminutions significatives plus tardives sur le cycle hydrologique (-20% sur les débits de décembre pour la sous-période 2071-2100). Enfin le Nohain est caractérisé par un régime hydrologique avec très peu d'amplitude saisonnière. Son régime évolue peu sur la sous-période proche. Il ne montre pas d'augmentation mais que des diminutions significatives pour la sous-période intermédiaire, puis une diminution généralisée des débits sur toute l'année hydrologique (avec un maximum de septembre à novembre) pour la sous-période lointaine.

Les différences observées dans l'évolution des régimes mensuels interannuels des débits peuvent s'expliquer à la fois par le fonctionnement du bassin versant, pris en compte lors de la calibration de GR4J, et par le forçage climatique, qui diffère d'un bassin à l'autre.

Dans le cadre du projet HYCCARE-Bourgogne, le BRGM s'est attaché à décrire le fonctionnement des bassins versants de l'étude, afin d'en fournir une classification. Pour cela, plusieurs indicateurs ont été calculés pour chacun des bassins versants. Une analyse en

composante principale (ACP) réalisée à partir de certains de ces indicateurs est présentée dans la figure 84. La méthodologie de construction de ces indicateurs est décrite dans l'Annexe 2 du rapport final du projet HYCCARE Bourgogne (Tissot et al., 2016). Les valeurs de ces indicateurs pour chaque bassin versant sont disponibles en Annexe n°8.

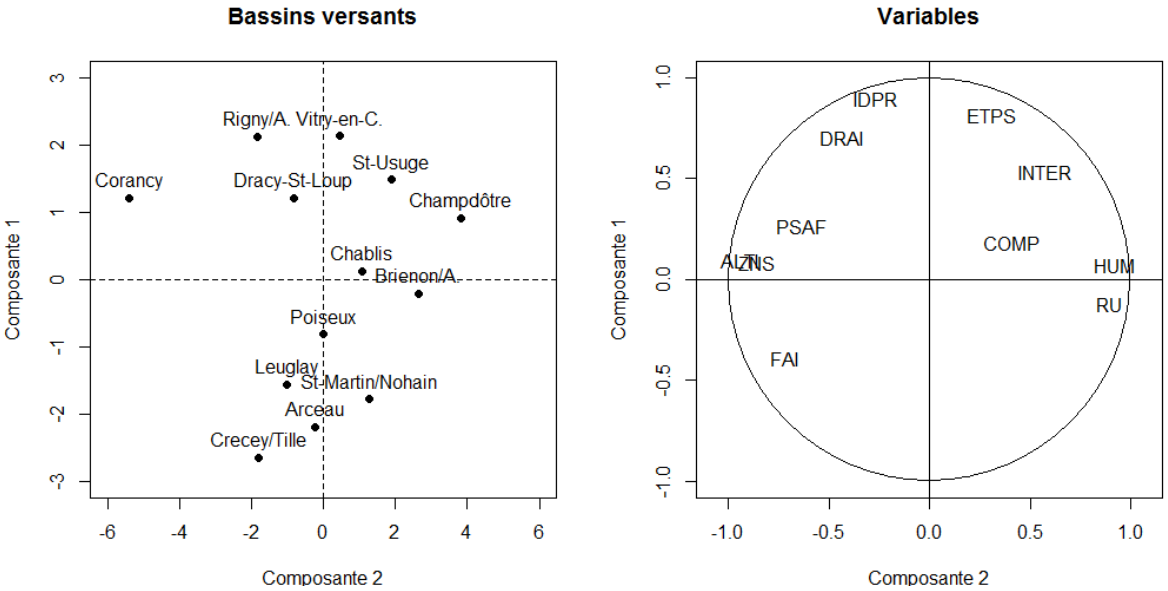


Figure 84: Analyse en composante principale des bassins versants à partir de plusieurs indicateurs calculés par le BRGM.

Variables : ALTI : Altitude moyenne du bassin versant, ZNS : profondeur de la zone non saturée, FAI : pourcentage du bassin versant concerné par des failles, PSAF : pluies SAFRAN annuelles sur la période de référence (1980-2010), ETP S : ETP SAFRAN annuelle sur la période de référence, DRAI : densité de drainage, IDPR : indice de développement et de persistance des réseaux, INTER : pourcentage de cours d'eau intermittents, COMP : indice de compacité, HUM : humidité moyenne du sol, RU : capacité moyenne de la réserve utile du sol.

On constate ainsi que les bassins regroupés précédemment selon l'évolution de leur régime se retrouvent en partie regroupés dans cette ACP : la Tille à Crecey/Tille et à Arceau, l'Ource à Leuglay, qui sont caractérisés par un indice de persistance des réseaux (IDPR) et une densité de drainage faibles (notamment en raison de la nature calcaire et karstifiée de leur substratum géologique), d'un autre côté, l'Arroux à Rigny/Arroux et à Dracy-St-Loup ainsi que la Bourbince à Vitry-en-Charollais présentent des densités de drainage les plus forts. Notons également la position à l'écart du bassin de l'Yonne à Corancy, qui se distingue également par ses caractéristiques climatiques (ici précipitations) et physiques (densité de drainage). D'autres paramètres, tels que l'évolution des régimes de précipitations ou d'évapotranspiration, ne sont pas pris en compte ici, mais influencent également le régime des débits. Par exemple, le régime des précipitations sur l'emprise du bassin du Nohain est celui présentant le moins

d'amplitude, tandis que celui du bassin de l'Yonne présente une amplitude saisonnière parmi les plus importantes.

1.3 Approche de l'incertitude liée aux MCG et à la calibration de GR4J

Dans ces travaux, il existe 72 projections hydrologiques de GR4J par bassin. Afin d'estimer la part de variabilité induite par l'usage des différents MCG (18 projections) et par les jeux de précipitations utilisés lors de la calibration du modèle (4 projections), on analyse l'amplitude des projections de débits. On regarde donc d'un côté les valeurs minimales et maximales des projections issues des calibrations à partir des 4 jeux de précipitations (GRIDOBS, SAFRAN, ERA-INT/QQMAP, et ERA-INT/WRF), alimentées par un seul MCG (le MCG médian utilisé pour projeter SWAT), et d'autre part, les valeurs minimales et maximales des projections alimentées par les 18 MCG, avec une seule calibration du modèle (GRIDOBS).

La figure 85 représente les valeurs minimales et maximales de ces deux configurations, pour le bassin de l'Armançon. Pour ce bassin comme pour les autres, on constate que l'amplitude est systématiquement plus grande pour les projections issues des 18 MCG que pour celles issues des 4 calibrations (avec en moyenne une amplitude de 309 mm selon le MCG contre 224 mm selon la fonction objectif). Cela signifie que l'incertitude introduite par les MCG est plus grande que celle introduite par la multi-calibration de GR4J.

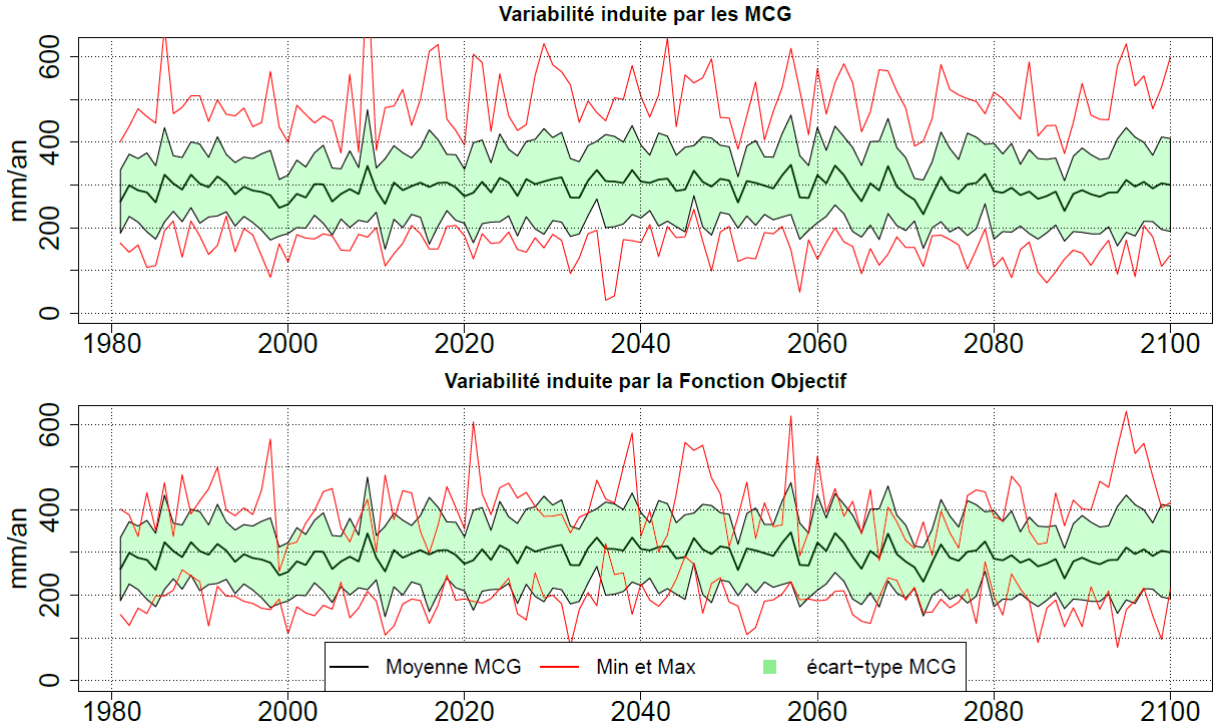


Figure 85: Influences respectives des MCG et de la calibration de GR4J sur les projections de débits annuels de l'Armançon.

Au cours de la simulation, la variabilité induite par les calibrations augmente légèrement. L'amplitude moyenne entre les projections passe de 213 mm pour la période 1980-2010 à 238 mm pour la période 2071-2100.

Pour la variabilité induite par les MCG, elle augmente légèrement plus, passant de 276 mm de différence entre les valeurs minimales et maximales sur la période de référence, à 309 mm d'écart en moyenne sur la période lointaine (2071-2100).

1.4 Evolution de la disponibilité de la ressource pendant la période d'étiage

Comme énoncé dans les objectifs de ce travail, nous avons choisi de nous focaliser sur des aspects de disponibilité de la ressource, et donc sur sa rareté plutôt que sur des problématiques inondation. Pour ces raisons, une sélection d'indicateurs d'étiage a été réalisée. Ces indicateurs ont été reproduits de manière satisfaisante à partir des débits simulés sur la période de référence (à partir de GR4J alimenté avec les pluies GRIDOBS). Cette étape nous a permis de valider les indicateurs. Nous présentons ici les indicateurs calculés à partir des projections de GR4J. A l'instar des débits annuels, les 72 projections ont été utilisées pour calculer les indicateurs d'étiage. La figure 86 montre pour le bassin de l'Armançon, l'évolution des 7 indicateurs d'étiage retenus dans cette étude.

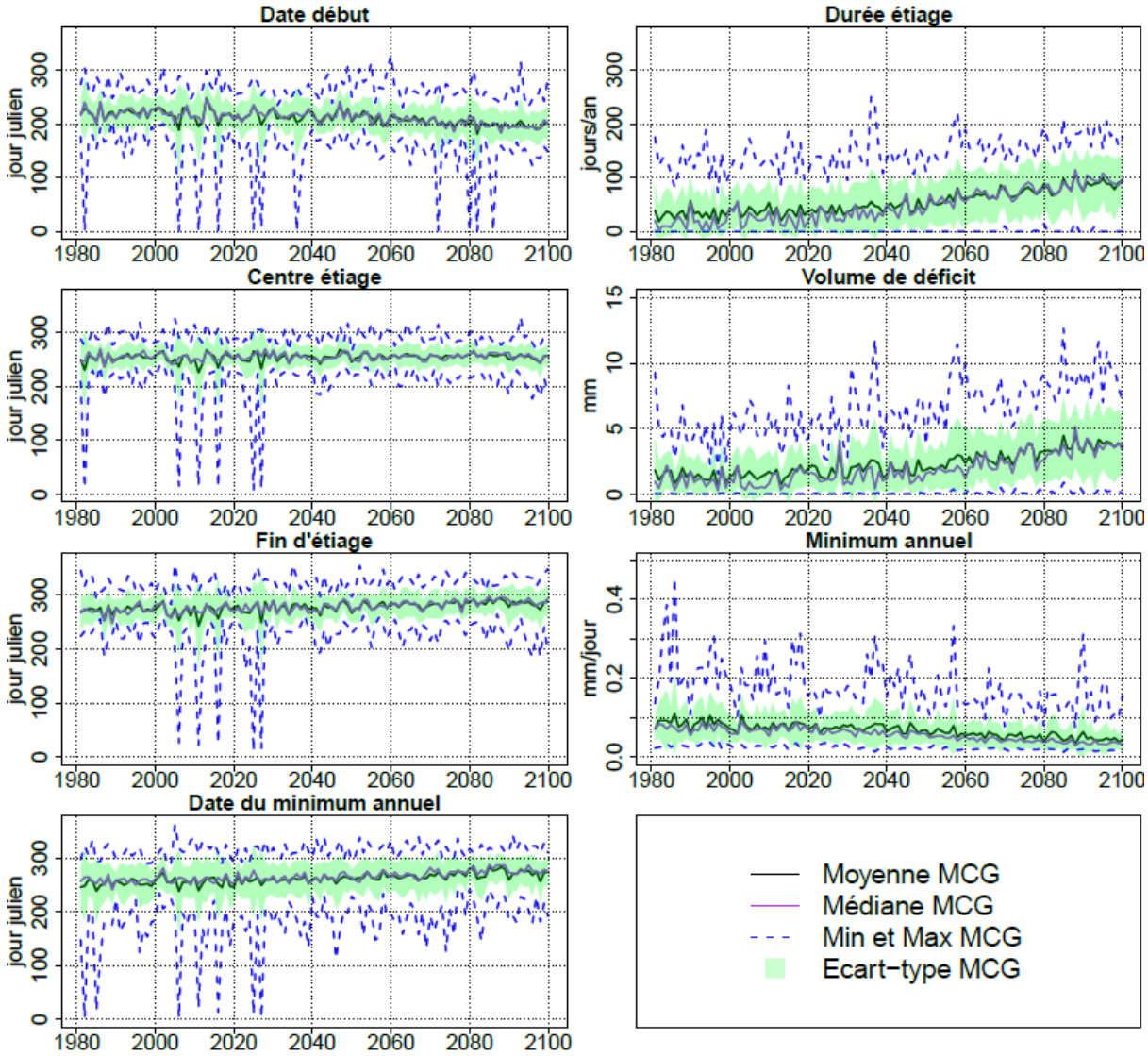


Figure 86: Evolution des indicateurs d'étiage pour l'Armançon à Brienon/Armançon

Les indicateurs de gauche caractérisent la saisonnalité (date de début, de centre et de fin d'étiage, et date d'occurrence du débit minimum annuel), tandis que ceux de droite caractérisent la sévérité de la période d'étiage (nombre de jours sous un seuil, volume de déficit, et débit minimum annuel). Pour un rappel de la méthode de calcul de ces indicateurs, le lecteur pourra se référer au Chapitre 2. Le tableau 46 reprend les moyennes des 72 projections de GR4J et des 13 bassins, de chaque indicateur d'étiage. Les valeurs par bassin sont disponibles en Annexe n°9. Les critères de sévérité de l'étiage vont dans le sens d'une aggravation des étiages dans le futur, et ce pour tous les bassins versants. La durée d'étiage moyenne sur la période de référence (1980-2010) est de 40 jours, et passe à 56 jours puis 82 jours à la fin du siècle. On observe la même tendance pour le volume de déficit (1.85 mm sur 1980-2010 contre 4.83 mm sur 2070-2100), ou la valeur du minimum annuel, qui passe en moyenne de 0.12 mm à 0.076 mm.

La saisonnalité aussi est impactée, puisque le début de la période d'étiage intervient en moyenne le 220ème jour de l'année, soit le 7 août, sur la période de référence, mais cette date est de plus en plus précoce au cours des sous-périodes suivantes (216, puis 213ème jour), et se modifie brutalement en fin de siècle (199ème jour, soit le 17 juillet, trois semaines avant le début d'étiage de la période de référence). Le centre d'étiage subit peu de modification, mais la tendance est à une date de centre d'étiage légèrement plus tardive. La fin d'étiage, quant à elle, est également plus tardive, passant du 276ème jour (2 octobre) au 290ème jour (16 octobre). Enfin, la date à laquelle on observe le débit minimum annuel est elle aussi de plus en plus tardive, passant en moyenne du 12 au 29 septembre.

On constate donc une aggravation à la fois de la sévérité des étiages et de l'emprise temporelle de la période d'étiage. Concernant cette dernière, c'est davantage la date de début d'étiage qui est modifiée (étiage plus précoce).

Tableau 46: Résumé statistique des indicateurs d'étiage futurs. Moyenne, minimum, maximum et écart-type sont calculés sur les 13 bassins versants.

Période	Variable	Durée (jours)	Volume (mm)	Min. (mm)	Début (jour)	Centre (jour)	Fin (jour)	Date min. (jour)
Période de référence (1980-2010)	Moyenne	40	1.85	0.120	220	255	276	248
	Min	31	0.74	0.036	206	241	259	234
	Max	52	6.33	0.514	226	262	289	255
	Ecart-type	4.7	1.55	0.126	5.6	5.4	7.0	5.7
Période proche (2011-2040)	Moyenne	40	2.28	0.114	216	255	278	259
	Min	35	0.94	0.034	208	243	265	245
	Max	46	8.01	0.475	225	263	295	268
	Ecart-type	2.6	1.87	0.117	4.5	5.3	7.1	5.8
Période intermédiaire (2041-2070)	Moyenne	56	3.07	0.095	213	259	283	265
	Min	48	1.16	0.026	202	244	267	250
	Max	67	12.33	0.400	223	268	302	272
	Ecart-type	5.0	2.96	0.099	6.2	6.0	7.6	5.6
Période lointaine (2071-2100)	Moyenne	82	4.83	0.076	199	259	290	273
	Min	71	1.66	0.020	164	246	275	258
	Max	119	20.08	0.321	212	266	312	278
	Ecart-type	12.7	4.98	0.079	12.4	5.5	8.2	5.0

Afin de déterminer si des tendances significatives sont observées dans les séries temporelles des indicateurs annuels d'étiage, un test de Mann-Kendall a été appliqué à chacune des 72 projections GR4J pour chaque bassin versant. Le pourcentage de projections répondant positivement au test de tendance (seuil de 5%) est présenté dans le tableau 47.

On constate que les indicateurs de sévérité (durée, volume et minimum) sont ceux qui présentent en moyenne le plus de tendances significatives (dans le sens d'une aggravation). Parmi ces indicateurs, c'est la valeur du minimum annuel qui est la plus significative (en moyenne 83% des séries montrent une tendance significative à 5%). Dans les indicateurs de

saisonnalité, c'est la date de début d'étiage qui ressort le plus, ce qui confirme ce qui a été dit précédemment. La date de centre d'étiage montre très peu de tendance (0% de tendances significatives pour l'Yonne, l'Arroux ou la Nièvre d'Arzembouy). Si on compare les pourcentages entre les bassins, certains sont clairement plus impactés que d'autres au niveau des étiages : la Tille à Champdôtre montre souvent les pourcentages de tendances significatives les plus élevés des 13 bassins. Paradoxalement, la Tille amont (Arceau et Crecey/Tille) est nettement moins impactée que l'aval. Cela peut s'expliquer par la présence de pertes situées entre les stations de la Tille à Arceau et la Tille à Champdôtre et par l'anthropisation à l'aval du bassin versant. En effet, plusieurs prélèvements et captages d'eaux existent, et peuvent contribuer à fragiliser d'autant plus la ressource en eau face à cette problématique d'étiage. Après la Tille aval, c'est le bassin de la Bourbince qui est le plus touché, à la fois en saisonnalité et en sévérité. L'Armançon, le Serein et l'Yonne font également partie des bassins versants dont les étiages sont les plus impactés, dans leur sévérité et dans une moindre mesure, dans leur saisonnalité.

On peut également noter l'impact important sur le bassin de la Nièvre d'Arzembouy et de l'Arroux amont (Dracy-St-Loup) sur les indicateurs de sévérité (mais moins en terme de saisonnalité). Les bassins versants restants (Tille amont, Arroux à Rigny/Arroux, Ource et Nohain) sont les moins touchés. Malgré tout, ils présentent des pourcentages de tendances significatives qui ne laissent aucun doute sur la direction de la modification des débits.

Tableau 47: Pourcentage de tendances significatives (test de Mann-Kendall) au seuil de 5% sur les indicateurs d'étiage calculés à partir des différentes projections de GR4J

Bassin versant	Durée	Volume	Min.	Date Min.	Début	Centre	Fin
Armançon à Brienon/Armançon	83.3	83.3	83.3	62.5	63.9	6.9	52.8
Serein à Chablis	83.3	81.9	83.3	75	66.7	11.1	44.4
Yonne à Corancy	88.9	66.7	88.9	65.3	59.7	0	55.6
Ource à Leuglay	77.8	72.2	83.3	59.7	65.3	1.4	34.7
Arroux à Dracy-St-Loup	83.3	83.3	83.3	41.7	65.3	6.9	45.8
Arroux à Rigny/Arroux	77.8	66.7	77.8	54.2	61.1	0	36.1
Nohain à St-Martin/Nohain	75	68.1	83.3	54.2	52.8	5.6	44.4
Nièvre d'Arzembouy à Poiseux	86.1	75	87.5	55.6	54.2	0	18.1
Bourbince à Vitry-en-Charollais	83.3	83.3	83.3	72.2	72.2	9.7	55.6
Tille à Crecey	75	68.1	77.8	50	62.5	11.1	54.2
Tille à Arceau	72.2	65.3	80.6	52.8	62.5	16.7	31.9
Tille à Champdôtre	88.9	80.6	86.1	68.1	73.6	13.9	63.9
Moyenne	81.2	74.5	83.2	59.3	63.3	6.9	44.8

Comme cela a été fait pour les débits annuels, la variabilité induite par la calibration de GR4J a été comparée à celle induite par l'usage des 18 MCG différents.

Ici encore, la variabilité induite par les MCG est plus importante que celle induite par la calibration de GR4J (tableau 48) et ce pour tous les indicateurs d'étiage.

Selon les indicateurs d'étiage, cette incertitude augmente (durée et volume d'étiage, date du début d'étiage) ou diminue (date et valeur du débit minimum annuel) au cours du XXIème siècle. Pour le centre et la fin d'étiage, l'incertitude est stable au cours du temps.

Tableau 48: Amplitudes des valeurs minimales et maximales des indicateurs d'étiage selon la calibration de GR4J utilisée (Cal) , ou le MCG alimentant GR4J (MCG) moyennées sur les 13 bassins versants.

Indicateur (unité)	Type de variabilité	1980-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Durée (jours)	Cal	93	97	103	121
	MCG	124	127	117	107
Volume (mm)	Cal	3.3	4.0	5.1	8.1
	MCG	5.4	6.4	8.0	9.3
Min. (mm)	Cal	0.14	0.13	0.12	0.11
	MCG	0.21	0.20	0.18	0.16
Date début (jour)	Cal	56	63	58	78
	MCG	75	76	99	110
Centre (jour)	Cal	49	52	40	42
	MCG	55	53	54	55
Fin (jour)	Cal	53	57	47	47
	MCG	63	60	61	60
Date Min. (jour)	Cal	88	84	71	63
	MCG	105	82	70	71

2. Evolution des autres composantes du cycle hydrologique

La section précédente a permis de montrer les variations en continu des débits annuels, et d'analyser les régimes mensuels interannuels à différents moments du XXIème siècle. Le débit à l'exutoire n'étant qu'un indicateur global de la disponibilité de la ressource en eau, il convient de compléter ce diagnostic avec l'analyse d'autres composantes du cycle hydrologique, telles que les différentes contributions du débit (ruissellement, écoulements latéral et souterrain), les flux d'évapotranspiration, l'eau du sol. Le modèle SWAT nous permet de simuler ces composantes et d'explorer davantage les modifications du cycle hydrologique. Dans cette partie, nous exploitons les sorties des simulations du modèle SWAT sur les bassins versants de la Tille, de l'Arroux et de l'Armançon.

2.1 Flux annuels

En premier lieu, les débits simulés par SWAT à l'exutoire de chaque bassin versant sont comparés aux débits simulés par GR4J sur les mêmes bassins. La trajectoire que SWAT simule s'inscrit tout à fait dans le faisceau de variabilité que GR4J simule via les 72 projections (figure 87).

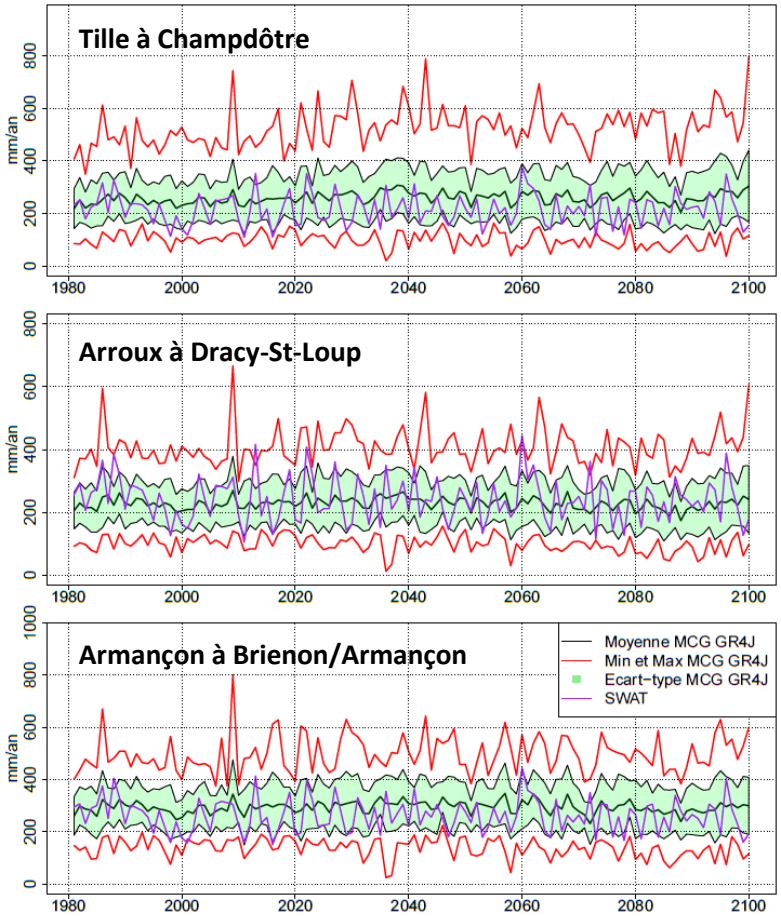


Figure 87: Comparaisons des débits annuels simulés par SWAT et GR4J pour la Tille, l'Arroux et l'Armançon

A l'instar des débits annuels simulés par GR4J, ceux simulés par SWAT ne montrent pas de tendance nette à l'horizon 2100. Les lames d'eau annuelles moyennes par sous-périodes ne varient que de 1 à 5% selon les sous- périodes et les bassins.

On s'intéresse à l'évolution des flux, composante par composante (figure 88). Le test de détection de tendances de Mann-Kendall (non-paramétrique) appliqué aux séries annuelles ne permet de distinguer aucune tendance significative pour les différentes contributions du débit (ruissellement, écoulements latéral et souterrain). Pour les autres composantes, on distingue une tendance significative à l'augmentation de l'ETP au seuil 1% (figure 88 d), à la diminution de la quantité d'eau du sol au seuil de 5% pour les trois bassins (figure 88 g). Enfin, l'évapotranspiration réelle montre également une tendance significative au seuil de 5%, correspondant à une augmentation jusqu'à mi-siècle (figure 88 e). A partir de 2060, on observe une diminution de cette ETR, tandis qu'en même temps s'observe une augmentation plus prononcée de l'ETP.

On observe quelques différences dans la contribution de chacun de ces composantes dans le cycle hydrologique. Par exemple, le ruissellement est plus faible sur l'Armançon : environ 10 mm par an contre 20 mm pour les deux autres bassins, sur la période 1980-2100. La contribution de l'écoulement latéral est, elle aussi, distincte entre les bassins : en moyenne de 120 mm/an sur l'Armançon, 104 mm/an sur l'Arroux et seulement 83 mm/an pour la Tille. Ces différences peuvent s'expliquer par les caractéristiques physiques des bassins (nature géologique du substratum, types de sols…). En dépit de ces quelques différences, on constate tout de même que l'évolution des différentes composantes est similaire entre les trois bassins versants.

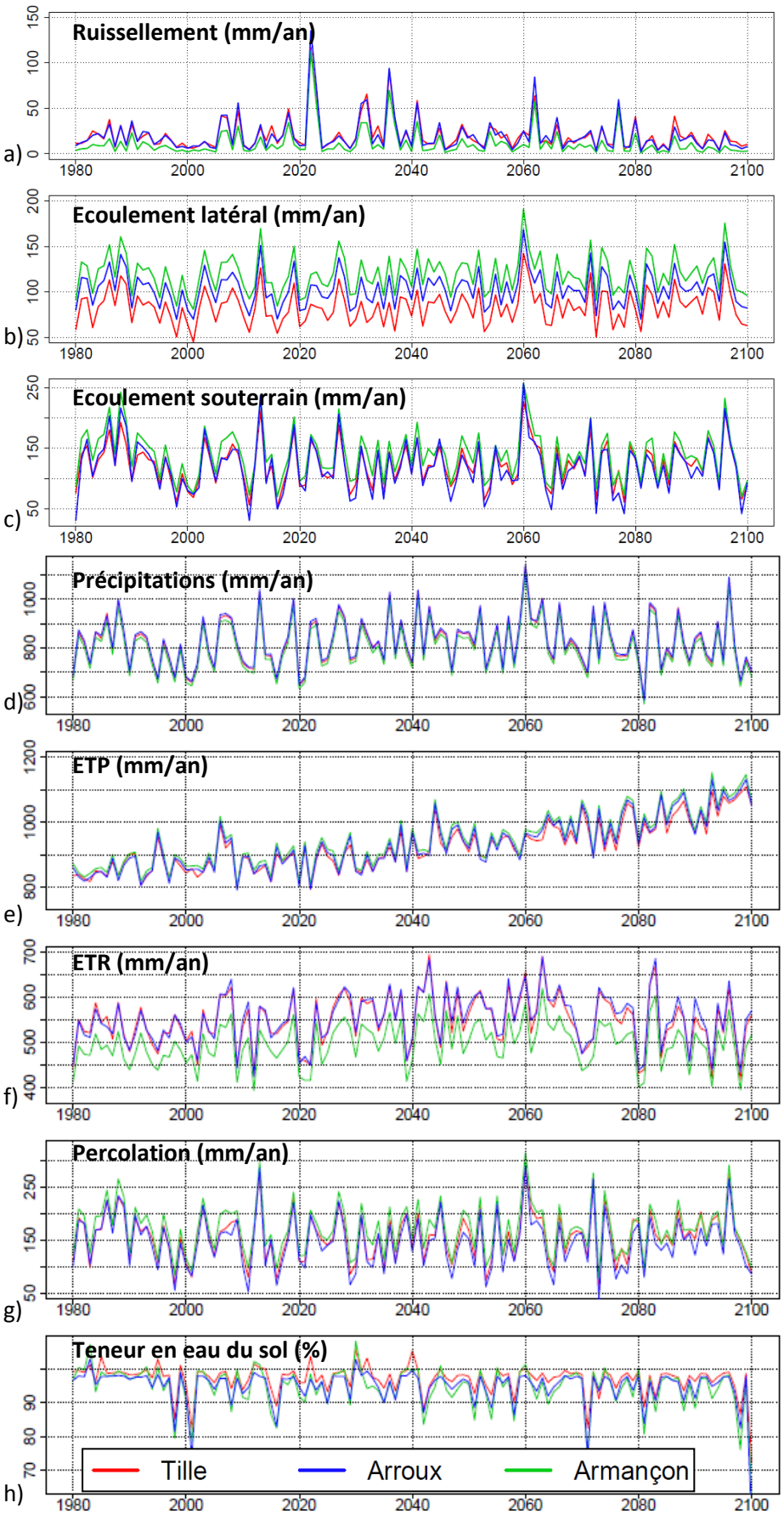


Figure 88: Evolution des principales composantes du cycle hydrologique (mm/an)

2.2 Flux saisonniers

L'absence de tendance sur les écoulements annuels peut masquer un signal saisonnier, notamment en raison de la modification dans la répartition saisonnière des précipitations vue précédemment. Les principaux écoulements analysés ci-dessus sont donc désagrégés à l'échelle saisonnière (4 saisons), ce qui aboutit à la création de 12 séries temporelles (1980-2100) par variable étudiée. Les tendances ont été calculées sur les contributions au débit (ruissellement, écoulements latéral et souterrain), la teneur en eau du sol, la percolation et la réponse de la demande évapotranspiratoire. Cette dernière variable a été créée en faisant le ratio de l'ETR sur l'ETP. Les valeurs du *tau* de Kendall pour chaque série temporelle sont présentées dans le tableau 49.

Tableau 49: Valeurs du tau de Kendall (test de Mann-Kendall) calculées à partir des valeurs moyennes saisonnières des différentes variables sur la période 1980-2100.

Bassin	Saison	Variable						
		SW	PERC	ETR/ETP	SQ	LAT	GW	P
Tille	DJF	-0.03	0.05	-0.04	-0.05	0.09	0.07	0.03
	MAM	-0.19**	-0.1	-0.12	-0.11	-0.11	-0.07	-0.03
	JJA	-0.09	-0.05	-0.23**	-0.10	-0.02	-0.04	-0.01
	SON	-0.04	0.04	-0.13*	0.04	0.02	0.00	0.08
Arroux	DJF	-0.09	0.02	0.04	-0.07	0.07	0.03	0.03
	MAM	-0.28**	-0.1	-0.05	-0.11	-0.07	-0.09	-0.03
	JJA	-0.25**	-0.07	-0.26**	-0.07	-0.02	-0.1	-0.02
	SON	-0.13*	-0.02	-0.05	0.00	0.03	-0.07	0.08
Armançon	DJF	-0.13*	0.02	0.02	-0.08	0.06	0.02	0.03
	MAM	-0.22**	-0.06	-0.21**	-0.10	-0.07	-0.07	-0.03
	JJA	-0.11	-0.07	-0.23**	-0.03	-0.02	-0.07	-0.02
	SON	-0.05	-0.01	-0.04	-0.01	0.03	-0.06	0.09

** : tendances significatives au seuil de 5%, ** tendances significatives au seuil de 1%. SW : teneur en eau du sol, PERC : percolation, ETR/ETP : réponse de la demande évapotranspiratoire, SQ : ruissellement, LAT : écoulement latéral, GW : écoulement souterrain, P : précipitations. Les valeurs du tau de Kendall sont comprises en -1 et 1, et s'approchent de 0 lorsque les deux variables étudiées sont indépendantes.*

Au printemps et en été, on constate que le ruissellement, les écoulements latéraux et souterrains sont tous en baisse. Les plus fortes baisses s'observent au printemps, pour toutes les contributions et tous les bassins versants. En hiver (DJF) et à l'automne (SON), les écoulements latéraux montrent des tendances à la hausse. Les écoulements souterrains subissent également des hausses en hiver et les ruissellements montrent des diminutions en hiver et peu d'évolution en automne. A l'instar des débits, la quantité d'eau percolée par saison est en baisse au printemps et en été, et en hausse en hiver. Ces résultats sont cohérents avec les tendances calculées sur les précipitations, puisqu'on voit une légère augmentation en automne et en hiver, et une diminution au printemps et en été. Néanmoins, ces évolutions demeurent peu significatives et doivent donc être considérées prudemment.

Les autres composantes du cycle hydrologique étudiées (percolation, évapotranspiration, eau du sol) présentent des tendances plus marquées au cours du XXIème siècle. D'abord, la réponse de la demande évapotranspiratoire, excepté quelques hausses non significatives en hiver, présente clairement une diminution partagée par les trois bassins versants et pour toutes les autres saisons (figure 89). Cette diminution est très significative (au seuil de 1%) durant l'été, mais la Tille est également impactée significativement en automne, et l'Armançon au printemps. L'augmentation forte de l'évapotranspiration potentielle estivale, conjuguée à la diminution des précipitations sont autant de facteurs expliquant que le déficit en eau de l'atmosphère n'est pas rempli. Les tendances des autres composantes (teneur en eau et percolation) sont liées à ce constat : si l'eau n'est pas disponible pour l'évapotranspiration, c'est que la teneur en eau des sols diminue, et par conséquent, la quantité d'eau percolant à travers le sol aussi. On retrouve donc logiquement des diminutions significatives dans le remplissage de la réserve utile des sols sur les trois bassins versants, avec une baisse la plus forte au printemps (figure 90 et tableau 49). On voit effectivement que les tendances à la baisse sont visibles au printemps, également en été, et principalement dans la deuxième moitié du XXIème siècle (figure 90).

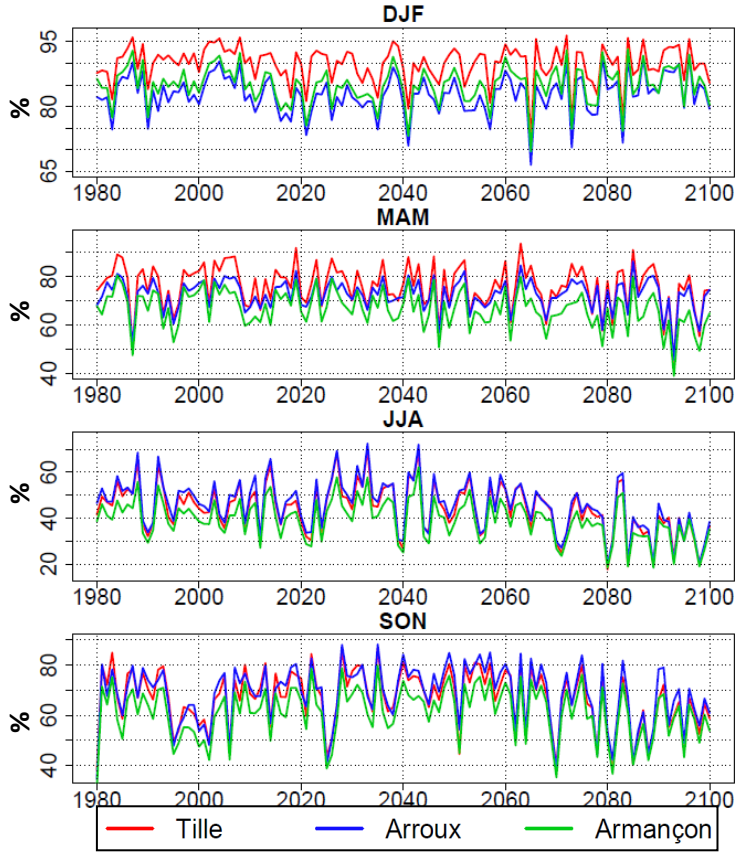


Figure 89: Evolution saisonnière et par bassin versant de la réponse de la demande évapotranspiratoire (en % de la valeur d'évapotranspiration potentielle)

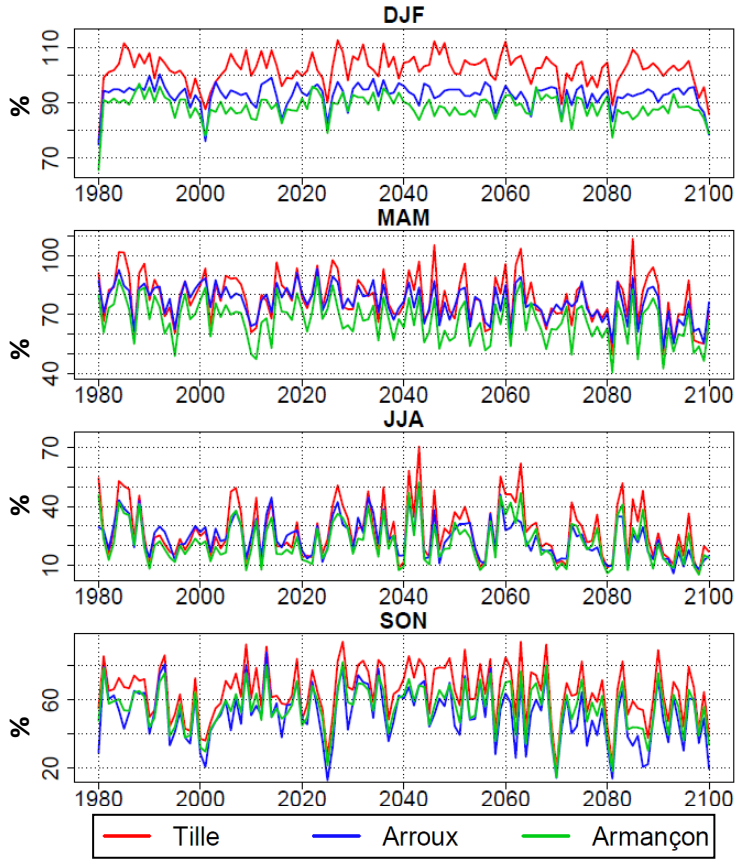


Figure 90: Evolution saisonnière et par bassin versant du remplissage de la réserve utile des sols (en % de la capacité de la réserve utile)

2.3 Evolution des indicateurs hydrologiques

Nous venons d'analyser les sorties brutes du modèle SWAT sur les 3 bassins versants. On constate que le remplissage de la réserve utile des sols montre des tendances à la baisse au cours de la projection du modèle. Cette diminution du remplissage peut occasionner un stress hydrique pour la végétation supportée par le sol (voir Chapitre 2). Nous présentons ici les projections de l'indicateur de stress hydrique tel qu'il a été présenté dans le Chapitre 2, section 2. Pour rappel, il consiste en un nombre de jours par an où la réserve utile des sols du bassin versant est remplie à moins de 50%. De plus, l'indicateur de recharge est également présenté (nombre de jours par an durant lesquels le modèle simule une lame d'eau qui percole à travers le sol et alimente la nappe). Ces indicateurs annuels par bassin versant sont présentés dans la figure 91.

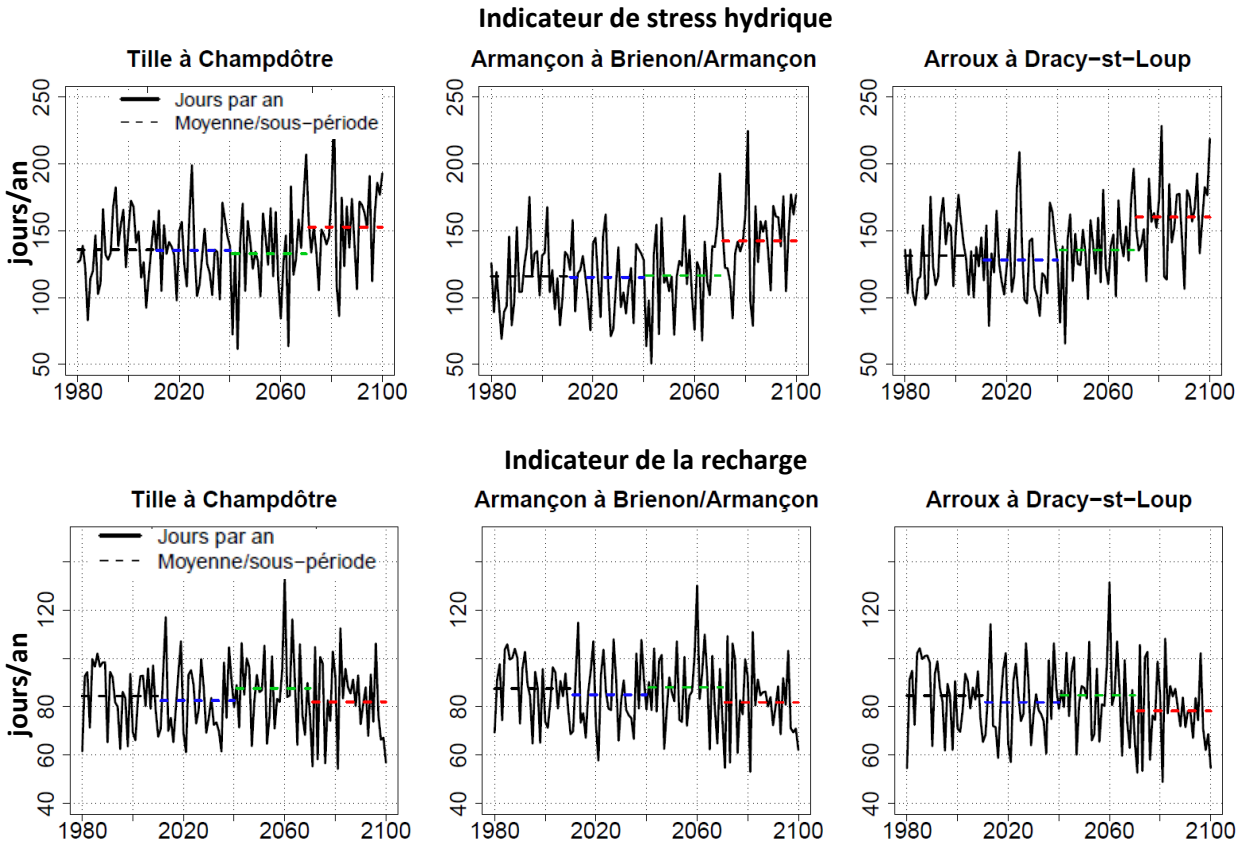


Figure 91: Indicateurs de stress hydrique et de recharge des nappes, valeurs annuelles et moyennes par sous-périodes (1980-2010, 2011-2040, 2041-2070 et 2071-2100)

L'indicateur de stress hydrique moyenné par sous-période sur le bassin versant est relativement stable au cours de la projection. Sa valeur moyenne reste constante de la période de référence jusqu'à 2041-2070 (environ 134 jours par an pour la Tille, 133 pour l'Arroux, et 122 pour l'Armançon). Mais ce chiffre augmente brutalement au cours de la dernière période (2071-2100), et atteint 155 jours par an pour la Tille, 161 pour l'Arroux et 144 pour

l'Armançon. Cette augmentation est la plus forte pour le bassin de l'Arroux (+28 jours) mais reste du même ordre de grandeur pour les autres bassins (+ 22 jours pour l'Armançon et la Tille). Concernant l'indicateur de recharge des nappes, on peut faire le même constat que précédemment : il est globalement stable sur la première moitié du XXIème siècle, puis diminue à partir des années 2060/2070. L'indicateur passe ainsi de 85 jours en moyenne sur les 3 bassins, à environ 80 jours. La différence est plus modérée que pour l'indicateur de stress hydrique. Cependant, cette valeur est moyennée à l'échelle du bassin versant. Or, une variabilité spatiale peut être compensée par le calcul de cette moyenne.

Il peut être intéressant d'analyser l'évolution de ces indicateurs par rapport à la période de référence (en relatif) et de manière spatialisée au sein des bassins versants. C'est l'objet de la figure 92.

La sous-période proche (2011-2040) montre une tendance à la baisse de la recharge des nappes, homogène pour l'ensemble des sous-bassins (de 0 à -5 jours). Au niveau du stress hydrique, l'évolution est plus contrastée : l'Armançon aval présente une diminution du stress hydrique sur cette période, tout comme l'ensemble du bassin de l'Arroux, et l'amont de la Tille. Tandis que sur la partie intermédiaire de l'Armançon, et la moitié aval de la Tille, la tendance est davantage à une augmentation du stress hydrique.

Comme cela était visible sur les indicateurs moyennés sur le bassin versant, on constate que la période 2041-2070 est plus humide que les deux autres (2011-2040 et 2071-2100). Le nombre de jours de recharge augmente sur l'ensemble du bassin de la Tille et de l'Armançon (excepté sur l'Armance, affluent en rive droite de l'Armançon). Sur l'Arroux, le territoire est partagé entre diminution et augmentation. Cela se vérifie moins pour le stress hydrique, puisqu'il est en augmentation sur l'ensemble de l'Arroux et sur l'Armançon amont. La partie intermédiaire de l'Armançon et la Tille amont subissent peu d'évolution, et l'Armançon aval (incluant l'Armance) et la Tille aval connaissent, eux, une diminution du stress hydrique. Ces variations spatiales peuvent s'expliquer par l'intéraction de plusieurs paramètres : les coefficients de ruissellement (Curve Number) calculés par le modèle SWAT sont les plus forts pour l'Armançon amont (en raison des pentes plus fortes principalement), ce qui tend à empêcher le remplissage de la réserve utile, tandis qu'ils sont faibles sur l'Armance. Pour la Tille, on peut souligner la présence de sols possédant une RU très importante sur la partie aval du bassin, tandis que les sols de la partie amont sont beaucoup plus courts car sur subtrastum calcaire, ce qui peut expliquer la différence entre Tille amont et aval.

Sur la sous-période lointaine (2071-2100), l'évolution par rapport à la période de référence est sans appel : tous les sous-bassins connaissent une augmentation de l'aridité, avec à la fois une

diminution de la recharge et une augmentation du stress hydrique. Que ce soit au niveau de la recharge ou du stress hydrique, le bassin de l'Arroux, et l'Armançon amont et aval sont les territoires les plus touchés. La Tille est touchée moins sévèrement, ainsi que certains sous-bassins de la partie intermédiaire de l'Armançon. La tendance est néanmoins lourde et homogène au travers des 3 bassins versants, avec une diminution de -5 à -10 jours de recharge des nappes et une augmentation de 25 à 40 jours de stress hydrique pour un grand nombre de sous-bassins (figure 92). Ainsi, d'ici à la fin de siècle, si le signal climatique semble l'emporter sur la variabilité intrinsèque des bassins versants (tendance à l'assèchement généralisée), ce n'est pas le cas sur les périodes plus proches, où la variabilité des caractéristiques géologiques et pédologiques peuvent montrer une influence plus importante. C'est le cas sur la période 2041-2070, durant laquelle certains territoires subissent à la fois des augmentations du stress hydrique (figure 93) et des augmentations de la recharge (figure 94).

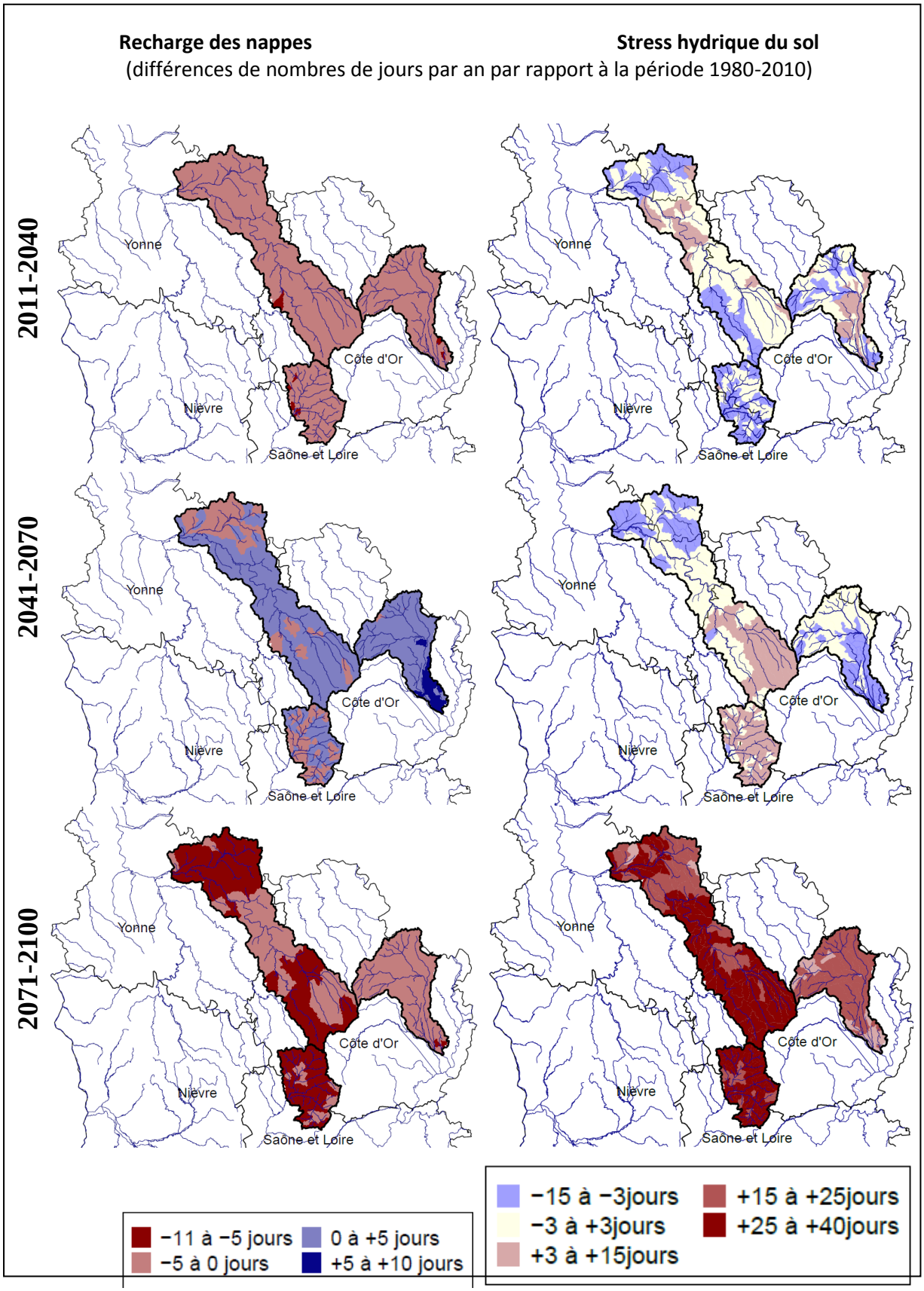

Recharge des nappes
Stress hydrique du sol
(différences de nombres de jours par an par rapport à la période 1980-2010)
2011-2040
2041-2070
2071-2100
Yonne
Côte d'Or
Nièvre
Saône et Loire
−11 à −5 jours
−5 à 0 jours
0 à +5 jours
+5 à +10 jours
−15 à −3jours
−3 à +3jours
+3 à +15jours
+15 à +25jours
+25 à +40jours

Figure 92: Différences des indicateurs de recharge des nappes (à gauche) et de stress hydrique (à droite) par rapport aux indicateurs calculés sur la période de référence (1980-2010)

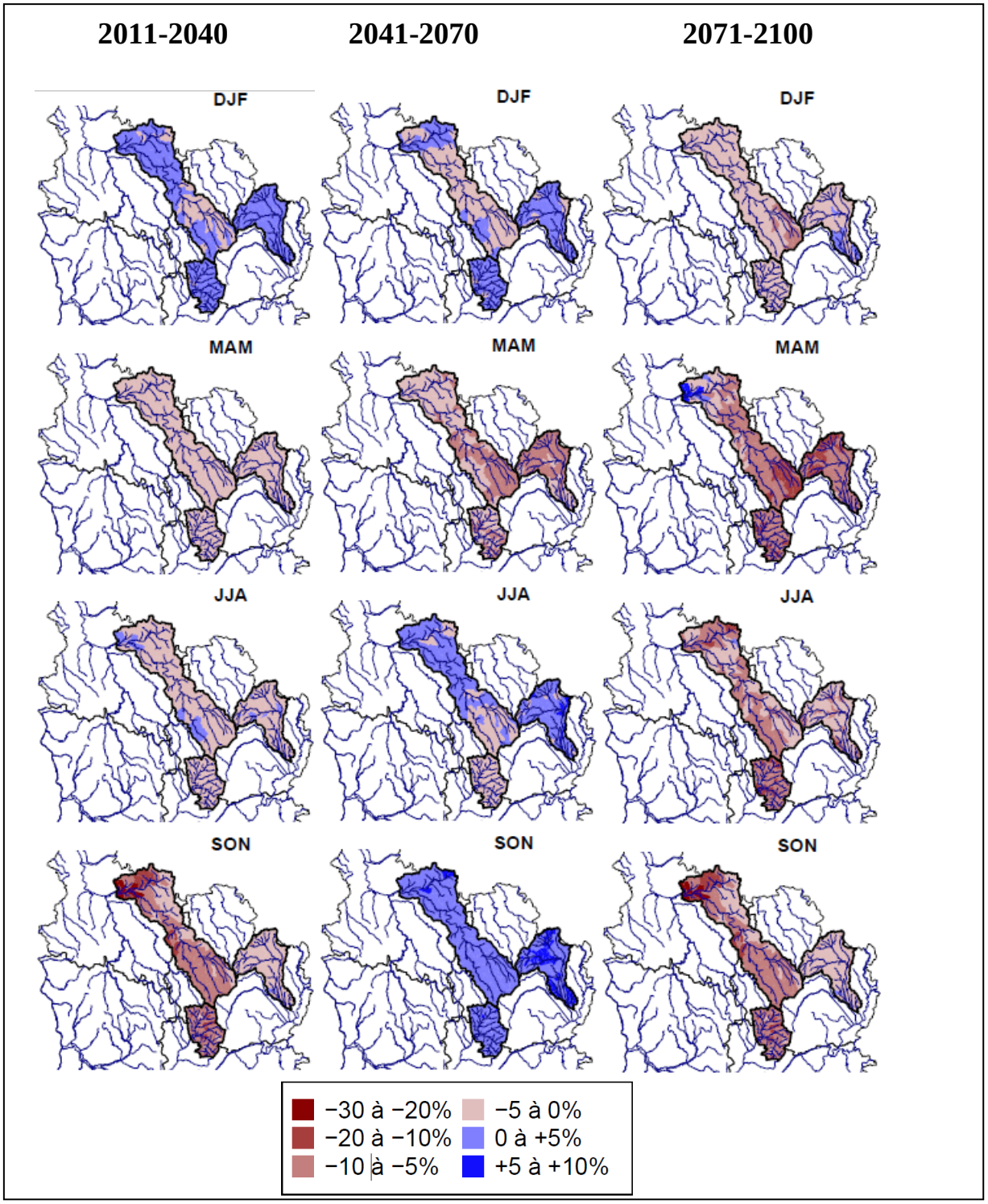


Figure 93: Modification relative du taux de remplissage de la réserve utile du sol, par saison et par période, par rapport à la période 1980-2010

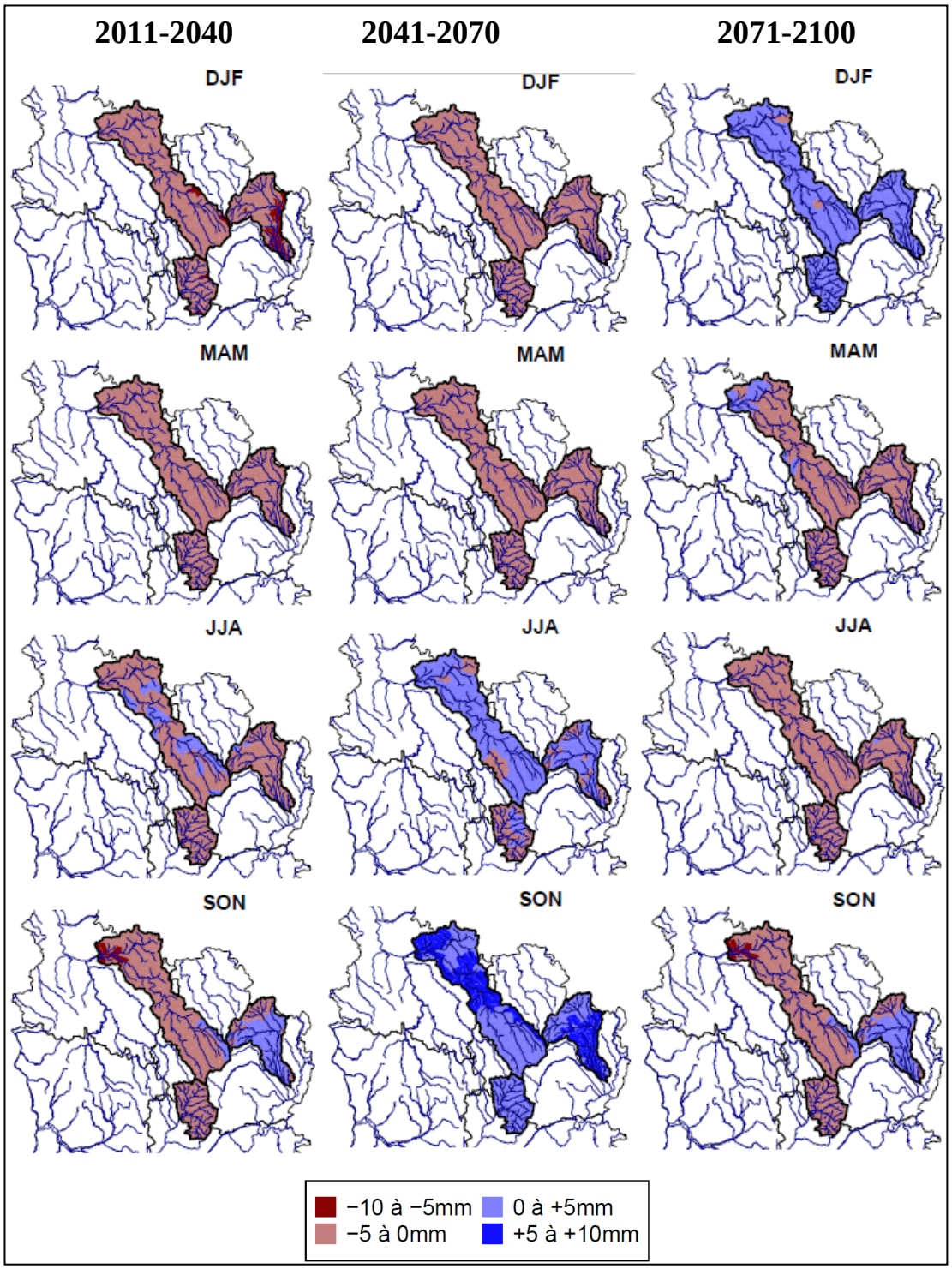


Figure 94: Evolution de la quantité d'eau percolée par saison et par période, par rapport à la période 1980-2010

3. Evolution de la qualité de l'eau

Les impacts quantitatifs attendus à l'horizon 2100, pour les scénarios climatiques considérés, ont été déterminés grâce aux sorties conjointes des modèles hydrologiques GR4J et SWAT. Le modèle SWAT a de plus permis la détermination des impacts spatialisés, en montrant la variabilité de la vulnérabilité des territoires, et de façon saisonnière. Cependant, en termes de gestion de la ressource en eau, la disponibilité quantitative de la ressource n'est pas la seule condition d'accès à la ressource. Sa disponibilité qualitative doit également être surveillée attentivement selon les usages qui sont faits de la ressource. Pour cela, le modèle SWAT a été employé afin de déterminer l'impact du changement climatique sur plusieurs paramètres physico-chimiques de la qualité de l'eau. Cette section décrit l'évolution des flux de matières en suspension (MES), d'oxygène dissous (OD) et de nitrates (NO_3^-), par bassin versant, à l'horizon 2100.

3.1 Matières en suspension

On constate que les variations des flux annuels et des concentrations de matières en suspension sont assez stables (figure 95). Le tableau 50 regroupe les *tau* de Kendall issus des calculs de tendances. On constate effectivement que pour l'Arroux et la Tille, aucune tendance significative n'est détectée. Pour l'Armançon en revanche, une diminution significative intervient dans les flux comme dans les concentrations. Cela peut s'expliquer notamment par l'analyse des courbes de fréquences cumulées des débits (figure 96). On constate en effet que pour la Tille et l'Arroux, les débits forts (ici les débits dépassés seulement 10% du temps) de la sous-période 2071-2100 sont supérieurs à ceux de la période 2041-2070. Cela traduit des débits maximums plus importants sur la fin de siècle. Or, c'est durant ces épisodes de crue que la majeure partie des sédiments est exportée. Sur l'Armançon, on voit que ces débits les plus forts sont moins importants sur la fin de siècle, d'où une diminution des flux de MES.

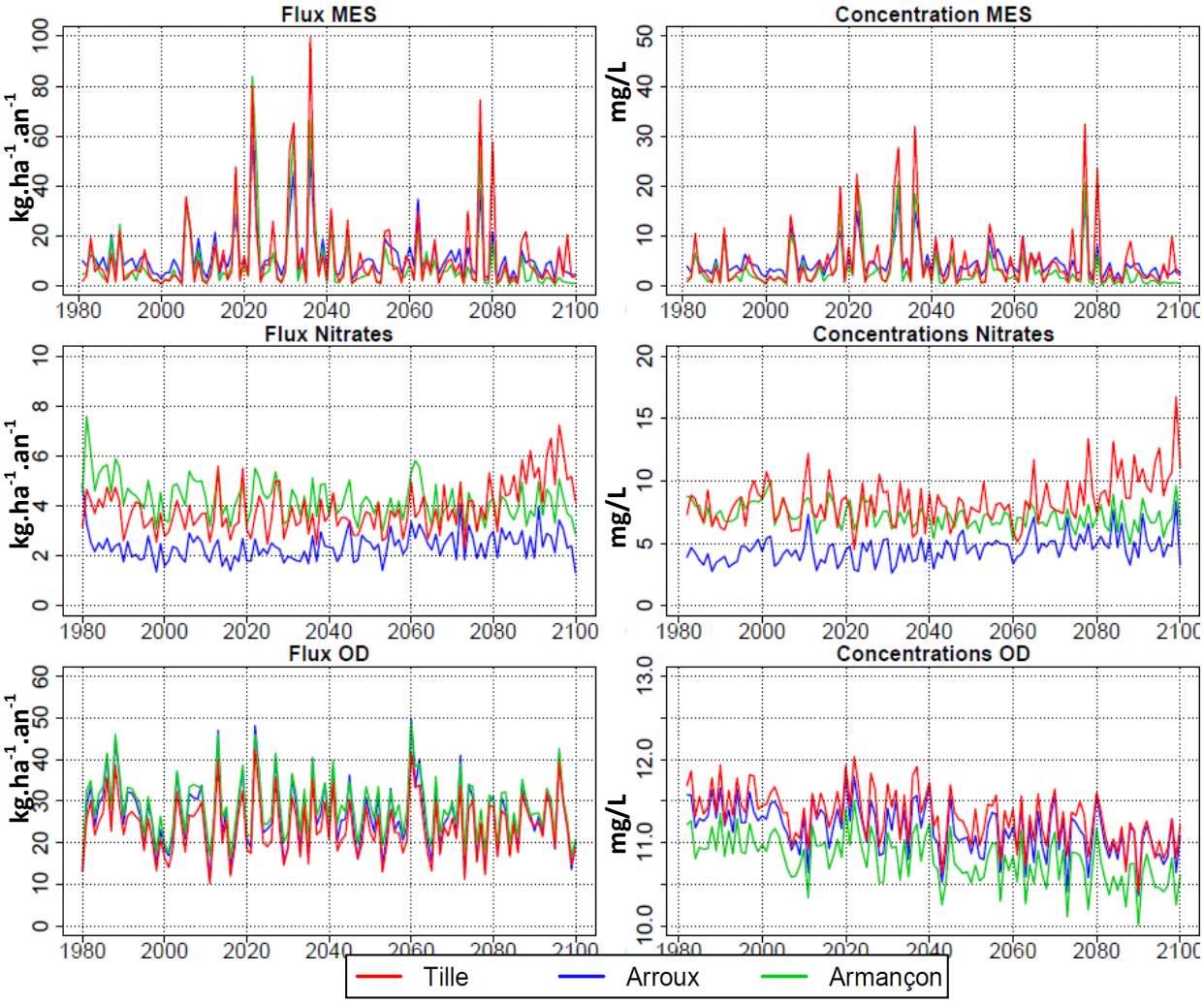


Figure 95: Evolution des flux (kg.ha^{-1}.an^{-1}) et des concentrations(mg/L) de MES, NO_3^- et OD

Tableau 50: Valeurs des tau Kendall calculés sur les flux et concentrations en MES, nitrates et OD.

Paramètre		Tille	Arroux	Armançon
MES	Flux	-0.05	-0.11	-0.18**
	Concentrations	0	-0.11	-0.19**
NO_3^-	Flux	0.21**	0.17**	-0.25**
	Concentrations	0.20**	0.22**	-0.25**
OD	Flux	0.00	-0.06	-0.07
	Concentrations	-0.33**	-0.30**	-0.35**

** : tendances significatives à 5%, ** : tendances significatives à 1%.*

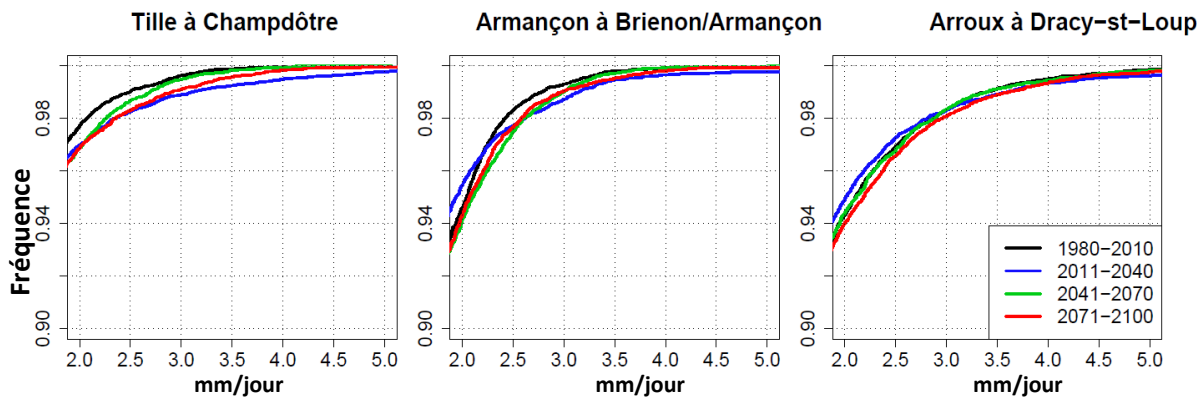


Figure 96: Courbes de fréquences cumulées des 10% des débits maximums

3.2 Nitrates

Pour les nitrates, on constate une augmentation des flux et teneurs en nitrates au cours du XXIème siècle pour la Tille et dans une moindre mesure, pour l'Arroux, et des valeurs constantes, voire en légère baisse, pour l'Armançon (figure 96). Cela se confirme par le calcul de tendances. Pour l'Arroux et la Tille, cette augmentation des exports de nitrates est un résultat attendu en réponse au changement climatique. En effet, l'augmentation de la température des sols influe sur la minéralisation de la matière organique, et donc de l'azote organique présent dans le sol. Dans le modèle SWAT, la minéralisation n'intervient que lorsque la température du sol est supérieure à 0°C, et selon un coefficient prenant en compte la température et la disponibilité en eau. De plus, des évènements pluvieux intenses peuvent favoriser davantage le lessivage intense des sols, et donc l'export des nitrates.

L'automne et l'hiver sont des saisons propices aux exports de nitrates. La plupart des cultures sont récoltées (à l'exception des cultures d'hiver), ce qui peut laisser un sol nu et donc provoquer un ruissellement important. De plus, les besoins du couvert végétal diminuent radicalement, ce qui laisse les nutriments disponibles pour un transfert par les écoulements latéraux ou la percolation. Or on constate une augmentation des écoulements latéraux et de la percolation, en hiver et en automne, pour l'ensemble des bassins. Cette augmentation, même non significative, contribue à augmenter les flux de nitrates. La minéralisation de la matière organique dépend de la température et de l'humidité du sol. Or on constate que durant l'hiver et l'automne, le taux de remplissage de la réserve utile est en augmentation sur la période 2041-2070, par rapport à la période de référence.

Sur la période 2071-2100, le taux de remplissage de la RU est en légère diminution, mais la percolation augmente en hiver, et en automne pour la Tille. Ces éléments peuvent expliquer en partie l'évolution des nitrates simulée par le modèle sur les bassins de l'Arroux et de la Tille.

Pour l'Armançon, la réduction des exports de nitrates est un résultat qui soulève des questions. Dans les sorties de SWAT, la majorité des nitrates est issue des écoulements latéraux puis des écoulements souterrains. Cependant, même si les écoulements latéraux semblent stables, voire en légère augmentation, la teneur moyenne en eau du sol, elle, a diminué significativement toute l'année. Et on constate que ce taux de remplissage moyen de la RU est plus faible que celui des deux autres bassins, notamment durant l'hiver. Cette plus faible disponibilité en eau peut peut-être expliquer une moins bonne minéralisation de la matière organique.

Dans ces conditions, la percolation est elle aussi diminuée.

3.3 Oxygène dissous

Le principal facteur influençant le taux d'oxygène dissous du cours d'eau est la température de l'eau, elle-même fonction de la température de l'air. Sans surprise, on constate une nette tendance à la baisse des concentrations en oxygène dissous dans chacun des cours d'eau. Cette baisse est néanmoins masquée dans le calcul des flux (figure 96). L'Armançon présente la tendance la plus nette, mais les trois évolutions sont très semblables.

3.4 Indicateurs de qualité des eaux

L'évolution des concentrations ou des flux moyens annuels ne renseigne pas sur la dynamique journalière ou mensuelle. Afin de déterminer de manière plus concrète l'évolution de la qualité de l'eau, des indicateurs ont été calculés. Il s'agit pour chacun des paramètres physico-chimiques vu auparavant, d'un nombre de jours par an durant lesquels la concentration du paramètre en question dépasse un seuil. Les seuils utilisés pour classer la qualité physico-chimique des cours d'eau ont été réutilisés à cette occasion (tableau 8, Chapitre 2).
Pour les MES, un seuil de 5 mg/L a été employé. Chaque jour avec une concentration moyenne supérieure à ce seuil a été comptabilisé. Pour les nitrates, le seuil a été fixé à 10 mg/L, et pour l'oxygène dissous, c'est le nombre de jours où la concentration en OD est inférieure à 8 mg/L. Le résultat est présenté dans la figure 97.

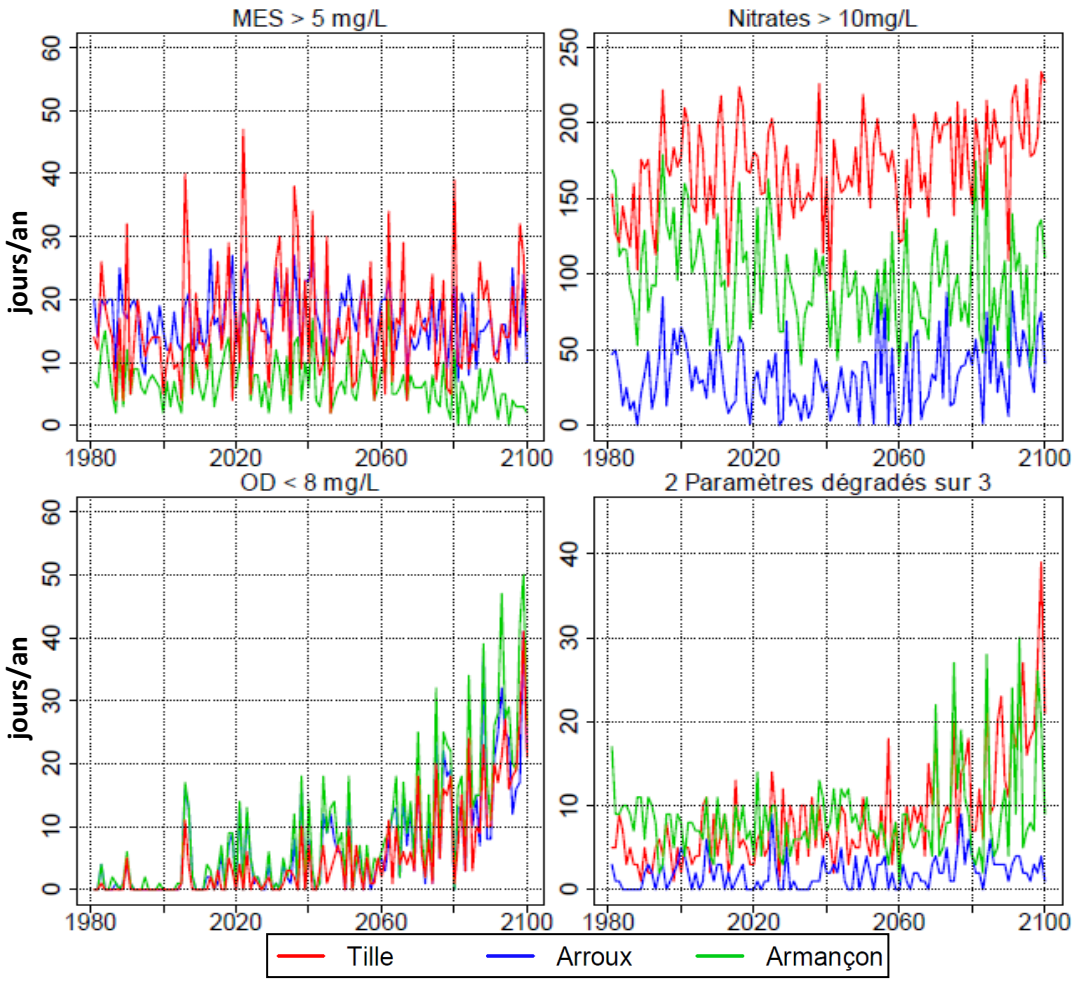


Figure 97: Evolution du nombre de jours par an où la qualité de l'eau est dégradée

En plus de ces 3 indicateurs, un quatrième a été calculé à partir des 3 premiers, comme le nombre de jours par an ou 2 des 3 paramètres étaient dégradés selon les seuils fixés auparavant. Cet indicateur est cohérent puisque le milieu aquatique sera d'autant plus impacté que plusieurs des paramètres physico-chimiques seront dégradés : une diminution de l'oxygène dissous intervenant en même temps que de fortes teneurs en nitrates favoriseront l'eutrophisation du cours d'eau, tout comme l'augmentation de la concentration en MES.

La clareté de la colonne d'eau, influencée par le taux de MES (lui-même influencé par le lessivage des sols) joue un rôle sur la pénétration des rayons lumineux et donc sur la photosynthèse. Une augmentation des MES dans la colonne d'eau peut donc contribuer à eutrophiser le cours d'eau. On constate ici que l'indicateur MES montre une diminution du nombre de jours du seuil pour l'Armançon, tandis que les deux autres bassins montrent des valeurs d'indicateur assez stables durant le siècle, et pas de tendances significatives (tableau 51). Cela concerne en moyenne une quinzaine de jours par an, mais certaines années subissent

d'importants lessivages des sols, ce qui monte à plus de 40 jours par an, l'indicateur MES pour la Tille.

L'indice nitrates, est lui aussi conforme à ce qu'on a pu observer avec l'évolution des flux annuels : le nombre de jours au-dessus de 10 mg/L est en baisse pour l'Armançon mais en nette hausse pour la Tille, tandis que l'Arroux montre des fluctuations au cours du XXIème siècle, sans tendance nette. Sur la première moitié du XXIème siècle, l'indicateur oscille entre 100 et 200 jours par an en moyenne, mais change de domaine de variation après 2060, pour osciller entre 150 et 225 jours par an. L'indicateur augmente également sur la fin de siècle pour l'Arroux.

L'indicateur oxygène dissous est celui qui montre la plus nette tendance au cours de la projection. Le nombre de jours à moins de 8 mg/L d'OD est en très nette augmentation dès 2020 et ce de façon similaire pour les trois bassins. Comme vu précédemment, c'est l'Armançon qui subit les diminutions d'OD les plus importantes, avec à l'horizon 2100 environ 50 jours par an à moins de 8 mg/L.

Enfin, concernant l'indicateur global (IG) du nombre de jours durant lesquels la qualité du cours d'eau est dégradée d'après au moins deux paramètres, on constate une augmentation nette pour l'Armançon et la Tille, moins nette pour l'Arroux. Cependant, les tendances calculées sont plus fortes sur l'Arroux que sur l'Armançon.

L'indicateur calculé sur la Tille semble nettement influencé par l'indicateur OD, et il atteint près de 40 jours avec au moins deux paramètres dégradés sur trois, pour l'année 2099. Durant cette période, le milieu aquatique sera très dégradé. L'indicateur pour l'Armançon est également influencé par l'indicateur OD, mais il prend des valeurs plus basses, en raison des plus faibles valeurs de l'indicateur nitrates. Il dépasse néanmoins les 25 jours à plusieurs reprises durant la période 2070-2100. Pour l'Arroux, cet indicateur reste bas, ne dépassant pas la dizaine de jours sur l'ensemble de la période. Cela signifie que les dégradatations de la qualité de l'eau (représentées par l'indicateur MES, nitrates et OD) n'interviennent pas de façon simultanée.

Tableau 51: Valeurs des tau de Kendall calculés sur les indicateurs de qualité des eaux

Indicateur	Tille	Arroux	Armançon
MES	0.04	-0.1	-0.22**
NO_3^-	0.24**	0.06	-0.19**
OD	0.58**	0.52**	0.52**
IG	0.45**	0.19**	0.15*

** tendances significatives à 5%, ** : tendances significatives à 1%*

4. Synthèse et discussion

Le cumul annuel d'ETP augmente au cours de la simulation, et ce de manière plus rapide vers la fin de siècle. La formulation de Hargreaves étant fortement liée à la température, et celle-ci étant amenée à augmenter sur la Bourgogne de 4 à 5°C en moyenne annuelle à l'horizon 2100, ce constat n'est pas surprenant et se retrouve d'ailleurs dans la littérature (Jacob et al., 2013; Ouzeau et al., 2014). Toutes les saisons sont impactées, avec des pourcentages d'augmentation similaires sur l'ensemble des mois de l'année. En valeur absolue cependant, les augmentations hivernales sont bien moindres que les augmentations estivales.

Pour les précipitations, l'évolution du cumul annuel est moins nette. A l'échelle saisonnière, les précipitations moyennes sur la Bourgogne sont en forte hausse sur les mois d'octobre à avril, et en baisse de mai à septembre pour la fin de siècle. Ces tendances saisonnières sont également celles décrites à l'échelle de la France par Ouzeau et al. (2014) ou Dayon (2015).

A l'instar des précipitations, les débits montrent peu d'évolution dans leur cumul annuel, excepté pour quelques bassins versants sur lesquels on observe une tendance à la diminution sur la fin de siècle. On retrouve par contre une amplitude saisonnière davantage marquée, guidée par le régime des précipitations. Les débits estivaux sont de plus soumis à une pression plus forte, via l'augmentation de l'ETP durant la même période. Ces résultats concordent avec ceux de Görgen et al.(2010), Hagemann et al. (2009) ou encore Hurkmans et al. (2010), qui décrivent sur le Rhin une diminution des débits d'étiages jusqu'à 25%, en même temps qu'une augmentation des débits hivernaux. Dayon (2015) conclut aux mêmes tendances sur l'ensemble du quart nord-est de la France. En revanche, ce constat ne rejoint pas les conclusions du projet RexHyss (Habets et al., 2011), qui décrivent pour le bassin de la Seine des tendances à la baisse sur l'ensemble du régime hydrologique, ni avec les conclusions d'Explore2070 (MEDDTL, 2012a et b) qui tablaient sur une diminution généralisée des débits annuels des cours d'eau français à l'horizon 2065. Une des principales raisons de ces différences est l'origine des données climatiques employées dans ces travaux. Les projets Explore2070 ou RexHyss ont utilisés les données issues des modèles du CMIP3 tandis que les travaux plus récents (y compris ceux de cette thèse) emploient les données issues des modèles du CMIP5. Ces derniers prévoient dans l'ensemble une augmentation des précipitations hivernales, quand les modèles du CMIP3 prévoyaient eux une diminution des précipitations pour chaque saison.

L'évolution distincte de certains bassins, notamment celui du Nohain, peut trouver une origine dans un défaut de simulation de GR4J. En effet, le Nohain montre une très faible amplitude

saisonnière, associée à un grand système aquifère, qui tamponne les évènements pluvieux. Cela engendre des débits de pointes plus faibles, et des débits d'étiages fortement soutenus. Le modèle GR4J représente ce processus via un volume de réservoir de production très important, ce qui rend l'eau davantage disponible à l'évapotranspiration et sous scénario de changement climatique, diminue la quantité de pluie efficaces et donc le débit du cours d'eau. Ce problème de modélisation peut être lié à un défaut de convergence lors de la calibration automatique des paramètres (détection d'un optimum local), et pourrait être améliorer via l'utilisation d'autres algorithme d'optimisation.

Concernant les incertitudes, nous avons vu que le choix des MCG induit davantage de variabilité dans nos projections que le choix de paramétrage de GR4J. Ces incertitudes augmentent au cours du XXIème siècle et pèsent fortement sur nos simulations. Le projet Explore2070 conclut également sur la part prépondérante de ces deux facteurs d'incertitudes (choix des modèles climatiques et choix et paramétrage des modèles hydrologiques) sur les simulations futures. Notons tout de même que le choix du scénario RCP induit une variabilité plus grande que celle du choix du MCG (IPCC, 2014).

L'analyse des indicateurs d'étiage projetés sur le XXIème siècle montre une aggravation de la sévérité des étiages (durée plus longue, volume de déficit plus grand, minimum annuel plus bas). Au niveau saisonnier, on constate un décalage vers un début d'étiage plus précoce, tandis que les dates de centre et fin d'étiage montrent moins d'évolution. Ces tendances sont en accord avec la plupart des études d'impacts (MEDDTL, 2012a; Habets et al., 2011; Sauquet et al., 2010; Ducharne et al., 2010).

Les différentes composantes du débit (ruissellement, écoulements latéral et souterrain) ne montrent pas de tendances significatives à l'échelle annuelle. A l'échelle saisonnière, néanmoins, on constate quelques tendances cohérentes avec celles des précipitations : augmentation en hiver (DJF) et à l'automne (SON) et diminution le reste de l'année, ce qui est également le constat d'études récentes, comme le souligne Dayon (2015) dans ses travaux de thèse.

La réponse de la demande évapotranspiratoire est en baisse sur les trois bassins et pour quasiment toutes les saisons. Cette diminution est cohérente avec celle de la teneur en eau des sols, qui montre des tendances (non significatives) à la baisse pour toutes les saisons. Ces résultats sont cohérents avec les conclusions du projet CLIMSEC (Soubeyroux et al., 2012), qui font état d'une aggravation importante des sécheresses, notamment à la fin du XXIème siècle et sur la partie nord de la France. Les auteurs soulignent l'importance de l'évapotranspiration (et pas seulement des précipitations) dans l'évolution de ces sécheresses.

Les valeurs des indicateurs de recharge des nappes et de stress hydrique sont globalement constantes au cours du siècle, à l'échelle globale des bassins versants, mais subissent des variations à la fin de siècle.

Notons que les valeurs d'indicateur de stress hydrique sont hautes, y compris sur la période de référence (1980-2010), où on observe un nombre de jours de stress hydrique équivalent à 4 mois ou plus, ce qui semble élevé pour les bassins versants considérés, situés en contexte tempéré. Il conviendrait éventuellement d'adapter le choix du seuil pour le stress hydrique (ici remplissage à moins de 50% de la RU), ou d'intégrer dans la calibration de SWAT plusieurs paramètres contrôlant cette teneur en eau, tels que les paramètres SOL_AWC (mm d'eau par mm de sol), SOL_Z (profondeur du sol), SOL_BD (densité apparente humide) et SOL_K (conductivité hydraulique à saturation). L'emploi de données satellitaires, comme celles fournies à une résolution de 9x9 km par le satellite SMAP (Soil Moisture Active Passive), mis en orbite en 2015 par la NASA, pourrait permettre d'améliorer la calibration de ces paramètres à l'échelle des sous-bassins, et de confirmer ou d'infirmer la possible surestimation du stress hydrique.

A l'échelle saisonnière, on constate que les taux de remplissage de la réserve utile du sol sont moins impactés durant l'hiver. La quantité d'eau percolée (en mm) est même en augmentation en hiver, sur la période 2071-2100. Néanmoins, les tendances à la fin du siècle vont globalement dans le même sens : une augmentation de l'aridité, avec à la fois une diminution de la recharge et une augmentation du stress hydrique, ce qui va dans le sens des résultats recensés dans la littérature.

A l'échelle des sous-bassins, on observe des disparités spatiales. Certaines de ces disparités s'expliquent par les propriétés physiques des bassins. Par exemple, la variabilité spatiale de l'humidité du sol est fortement contrôlée par la topographie du bassin (Tran et al., 2015).

Les flux et concentrations en MES montrent des tendances en lien avec l'évolution des débits forts : lorsque les débits forts augmentent, l'export de MES augmente aussi.

Les exports de nitrates sont également en augmentation pour l'Arroux et la Tille, ce qui semble logique en réponse à l'augmentation des températures (Delpla et al., 2009), et à l'augmentation des flux d'eau (débit et percolation) durant l'automne et l'hiver. Mais la tendance est à la baisse pour l'Armançon. Une des explications proposées est le plus faible taux de remplissage de la RU (notamment en hiver) sur le bassin de l'Armançon, ce qui peut atténuer la minéralisation de l'azote. C'est en effet ce qui est proposé par Ducharne et al., (2007) pour expliquer les faibles augmentations de minéralisation de l'azote en réponse à l'augmentation des températures (jusqu'à +26% de minéralisation par rapport à une période de

référence), tandis que d'autres études avancent des accroissements bien plus importants). Les exports d'oxygène dissous sont clairement impactés par le réchauffement, puisque les concentrations moyennes d'oxygène dissous sont significativement à la baisse sur les trois bassins versants. Les indicateurs de dépassement de seuil, calculés à partir des 3 paramètres de qualité des eaux vus précédemment montre une dégradation globale de la qualité de l'eau, principalement causée par l'augmentation des nitrates et la diminution de l'oxygène dissous.

A l'exception du bassin de l'Arroux, où ces atteintes à la qualité de l'eau n'interviennent pas simultanément, les deux autres bassins voient leur qualité dégradée par au moins deux de ces critères sur une période de plus en plus importante à la fin du siècle. Durant cette période, la qualité des eaux sera donc très dégradée, ainsi que les écosystèmes associés.

Chapitre 8. Capacité du modèle SWAT à évaluer les impacts de changements de pratiques agricoles

Les travaux présentés dans ce dernier chapitre permettent d'entrevoir les possibilités d'application de la chaîne de modélisation hydroclimatique dans les problématiques de gestion et d'aménagement du territoire à l'échelle des bassins versants, toujours dans un contexte de changement climatique.

1. Introduction

En réponse à la dégradation qualitative de la ressource en eau, les politiques publiques ont mis en place de plus en plus de mesures agro-environnementales (Bouleau and Richard, 2008). L'élaboration de scénarios de bonnes pratiques culturales passe notamment par la prévision de leurs impacts environnementaux. Il est alors nécessaire d'avoir recours à des outils de modélisation. Le modèle agro-hydrologique SWAT possède un module de croissance des plantes et un autre de paramétrage des itinéraires culturaux. Ces modules permettent de prendre en compte des pratiques agricoles détaillées et d'en déterminer les impacts sur la ressource en eau. Grâce à ces nombreux modules, le modèle est capable d'évaluer l'impacts de mesures agro environnementales pour répondre à ces problématiques d'aménagement du territoire (Xie et al., 2015). En France, des projets tels que ECCOTER (Vernier and Rousset, 2014) ont montré l'efficacité du modèle SWAT pour tester l'efficacité des mesures agro-environnementales.

L'objectif des travaux menés dans cette section est de vérifier si notre chaîne de modélisation hydroclimatique représente être un outil capable d'aider à la prévision des impacts des mesures agro-environnementales en contexte de changement climatique, et donc s'avérer utile aux politiques publiques. Pour répondre à ce questionnement, nous avons cherché à tester la sensibilité de SWAT et la cohérence de ces sorties face à plusieurs scénarios crédibles de gestion du territoire.

Concrètement, 4 scénarios ont été construits puis appliqués à SWAT. Le scénario appliqué dans un premier temps est un test de sensibilité à l'application de monocultures sur les bassins versants. Volontairement rudimentaire, il va permettre de valider la possibilité d'appliquer des scénarios plus fins à SWAT dans un second temps. Les trois autres scénarios ont été construits en se rapprochant des pratiques agricoles réellements appliquées sur le territoire. Le scénario n°2 traite de l'impact environnemental de l'ajustement des objectifs de rendements des cultures. La question sous-jacente est de connaître les bénéfices à produire ce que peut fournir le sol, et non pas ce que veut récolter l'Homme. Le troisième scénario cherche à quantifier l'impact d'une légumineuse au sein d'une rotation culturale. Enfin, le dernier scénario vise à déterminer les impacts de changement d'occupation du sol, dans un contexte de fragmentation des surfaces en prairies permanentes. Les scénarios ont été implémentés avec la base Donesol intermédiaire (de 6 à 10 sols selon le bassin). Le calendrier cultural a été paramétré de façon à être transposable en contexte de changement climatique et à rester

cohérent du point de vue agronomique : les dates d'interventions ne sont pas fixes mais fonction du nombre de degrés-jours cumulés sur le bassin versant.

2. Scénarios détaillés

2.1 Scénario de monoculture

Ce premier scénario consiste à paramétrer toutes les HRU occupées par les surfaces agricoles, avec une seule et même culture. Dans les implémentations précédentes, les surfaces agricoles avaient été subdivisées grâce au référentiel parcellaire graphique (RPG) en quatre couverts végétaux différents : céréales (WWHT), maïs ensilage (CSIL), prairies temporaires (RYE), et cultures diverses (AGRC). Ici, nous avons testé deux cultures : toutes ces HRU ont été occupées par du maïs ensilage (CSIL) puis dans un deuxième test par du blé d'hiver (WWHT). Ces deux cultures (maïs et blé d'hiver) ont été choisies d'une part car leur influence respective sur les flux de matières et d'eau est d'ores et déjà connue et modélisée (Brisson et al., 1998) et d'autre part car elles possèdent des différences notoires dans leurs caractéristiques écophysiologiques : durée de cycle, capacité d'assimilation de l'azote ou encore consommation en eau (Beaujouan et al., 2001). Ce scénario teste la prise en compte de ces différences dans les simulations de SWAT.

Le tableau 52 décrit la paramétrisation des itinéraires techniques implémentés pour ce scénario. Pour information, la cumulation d'un degré-jour correspond à une journée dont la température moyenne dépasse de 1°C une température de base. Le modèle SWAT différencie les degrés-jours cumulés par les plantes (dont la température de base est la température en-dessous de laquelle la plante ne croît pas) et les degrés-jours cumulés dans le bassin versant (où la température de base est 0°C). Les dates de semis sont déterminées par la fraction du nombre de degrés-jours cumulés dans le bassin versant. La Tille par exemple cumule 3565 degrés-jours par an en moyenne sur la période de référence (1980-2010). Une culture semée à la fraction 0.15 signifie que le semis intervient lorsqu'environ 535 degrés-jours ont été cumulés dans le bassin versant. Pour le bassin de la Tille, cela se produit aux alentours du 25/26 avril en moyenne. La température de base des plantes étant généralement supérieure à 0°C, le nombre de degrés-jours cumulés par les plantes est donc forcément inférieur au nombre de degrés-jours cumulés sur le bassin versant.

La fertilisation a été paramétrée grâce au module d'auto-fertilisation. Il permet de déclencher l'application d'une dose de fertilisant (définie auparavant) lorsque le stress azoté de la culture

dépasse un seuil défini. La date à partir de laquelle l'auto-fertilisation est mise en route est fonction de la fraction du nombre de degrés-jours cumulés par la plante.

Puisque le maïs a été paramétré à 1100 degrés-jours cumulés pour atteindre la maturité (Chapitre 2 section 4), cela signifie que l'auto-fertilisation (paramétré à 0.05) intervient lorsque la plante a cumulé 55 degrés-jours.

Tableau 52: Paramétrisation des itinéraires culturaux pour le scénario 1.

Paramètre		CSIL	**WWHT**
Tbase (°C)		5	0
Topt (°C)		20	11
Date de semis (fraction de HU0)		0.15	0.80
HUm (degrés-jours)		1100	1400
Objectifs (t MS/ha)		15	8
Taux de récolte		0.8	0.8
Auto-fertilisation	Date (fraction de HUm)	0.05	0.05
	Dose max. par an (kg.ha^{-1}.an^{-1})	250	200
	Dose max. par application (kg/ha)	100	50
	Seuil de stress	0.95	
	Fertilisant	Beef-Fresh Manure	
	Efficacité de l'application	1.1	

HU0 : Nombre de degrés-jours moyen cumulés par le bassin versant en une année. HUm : Nombre de degrés-jours pour atteindre la maturité.

Le seuil de stress est la valeur seuil en-dessous de laquelle une application de fertilisation est déclenchée. Le facteur de stress en azote est déterminé en fonction de la quantité d'azote biodisponible dans le sol et le potentiel de croissance de la plante.

2.2 Scénario sur les objectifs de rendements

En France, en 2013, environ 55% de la surface agricole était classée en "zone vulnérable nitrates"(Ministère de l'Environnement, de l'Energie et de la Mer, 2015). Ces zones correspondent à des territoires (majoritairement agricoles) où sont imposées des pratiques agricoles particulières pour limiter les risques de pollution. Une des mesures vise à rééquilibrer la fertilisation azotée appliquée à la parcelle. Pour cela, les doses de fertilisant sont calculées en fonction des objectifs de rendements attendus sur les parcelles en question. Ces objectifs varient en fonction des cultures, mais également des conditions pédo-climatiques, qui peuvent limiter le potentiel de rendement.

Dans le modèle SWAT, les objectifs de rendements sont modifiables par HRU. Ce deuxième scénario porte sur l'influence de l'ajustement de ces objectifs sur les exports de nitrates notamment. Ces objectifs vont modifier le stress azoté de la culture, et donc la quantité de fertilisants qui sera appliquée lors de l'auto-fertilisation. Pour réaliser cet ajustement, nous avons utilisé les objectifs de rendements déterminés par arrêté préféctoral (tableau 53).

Tableau 53: Objectifs de rendements décrits par l'arrêté prefectoral établissant le référentiel régional de mise en œuvre de l'équilibre de la fertilisation azotée pour la région Bourgogne (2015)

Cultures	Rendement potentiel moyen (t MS/ha)
Blé tendre	6 à 8.5
Maïs ensilage	12 à 20
Prairies permanentes	5.1 à 9.1
Prairies temporaires	6.5 à 10.7

Selon les types de sols, les rendements attendus peuvent varier significativement (presque du simple au double pour le maïs ou pour les prairies permanentes). Il a donc fallu affilier chaque sol des projets SWAT (BDS 2, simplification intermédiaire de Donesol) à ceux de l'arrêté préfectoral, sur la base de la profondeur des sols, de la valeur de la RU et de la texture moyenne du sol. La répartition est décrite dans le tableau 54. Les objectifs de rendements ont ensuite été paramétrés par HRU. Les modalités alors comparées sont :

- une modalité où les rendements sont définis par le type de sol et la culture (ci-dessus),
- une modalité où un rendement moyen est appliqué pour toutes les HRU (donc toutes les cultures) : 10 tonnes de MS/ha.

Tableau 54: Attribution des sols de la BDS 2 à ceux de l'arrêté préfectoral

Sols de l'arrêté préfectoral		**Sols Donesol (BDS2)**		
		Arroux	Armançon	Tille
Limons argileux profonds	MO<2%	-	10081 21073	-
	MO>2%	-	10015	52047
Limons profonds	MO<2%	71034	10019	21020
	MO>2%	21074 21079	-	21010
Argilo-calcaires superficiels		-	10078 21046 89018	21007
Argilo-calcaires moyens et craie Yonne		-	21069 89030	21033
Argilo-limoneux décarbonatés		21072	-	-
Argiles à Silex		-	-	52044
Alluvions argileuses et terre humifère		-	89044	-
Limons sableux sains		21086	-	-
Sables		21087 71011	-	-

2.3 Scénario sur les rotations culturales

La fertilisation azotée (via sa fabrication et son application) représente un pourcentage important du coût de la production agricole mais également une source importante de pollution des cours d'eau. La présence de cultures intermédiaires pièges à nitrates (les CIPAN) permet de limiter à la fois les lessivages et les transferts de nitrates aux cours d'eau, mais également de réduire la quantité de fertilisant à apporter aux cultures suivantes. C'est le cas du pois protéagineux, dont la culture apporte de multiples avantages, tant du point de vue économique qu'environnemental ou encore agronomique (Munier-Jolain and Carrouée, 2003).
Ce troisième scénario cherche à tester l'influence bénéfique de ce type de culture. Pour cela, des rotations ont été implémentées sur les zones occupées par les cultures céréalières. Au lieu de paramétrer une seule et même culture d'année en année (ici le blé d'hiver), une rotation culturale sur plusieurs années a été mise en place. Pour cela, il a fallu subdiviser la surface occupée par le blé d'hiver afin d'avoir chaque année de rotation une culture différente. Deux rotations ont été testées dans ce scénario. La rotation Colza de printemps/Blé d'hiver/Orge d'hiver ("CBO") est la rotation type en Bourgogne, d'après le RPG. Les HRU "WWHT" ont été divisées en 3. Pour chaque tiers des HRU initialement occupées par le blé d'hiver (WWHT), les rotations de la partie supérieure du tableau 55 ont été implémentées.
Une rotation plus complexe ("Pois") a été mise en place dans le modèle, afin de prendre en compte une culture de pois, permettant une fixation de l'azote atmosphérique et un rendement accru de la culture suivante. Cette fois-ci, les HRU agricoles ont dû être divisées en 5 pour réaliser les 5 rotations présentées dans le tableau 55. Les paramétrisations de ces rotations sont disponibles en Annexe n°10.

Tableau 55: Succession des assolements pour les deux rotations culturales

Rotation	Nom SWAT	Année 1	Année 2	Année 3	Année 4	Année 5
CBO	CANP	Colza	Blé	Orge	-	-
	WWHT	Blé	Orge	Colza	-	-
	BARL	Orge	Colza	Blé	-	-
Pois	FPEA	Pois	Blé	Orge	Colza	Blé
	WWHT	Blé	Orge	Colza	Blé	Pois
	BARL	Orge	Colza	Blé	Pois	Blé
	CANP	Colza	Blé	Pois	Blé	Orge
	WPAS	Blé	Pois	Blé	Orge	Colza

Colza : colza de printemps, Blé : blé d'hiver, Orge : Orge de printemps

2.4 Scénario de changement d'occupation du sol

Entre les années 1970 et 2000, la France, et même l'Europe, ont connu une baisse tendancielle de leurs surfaces en prairie permanente. Bien que cette diminution se soit ralentie au sein des pays membres depuis la réforme de la Politique Agricole Commune (PAC) en 2003, les surfaces ont tout de même continué de diminuer (Pottier et al., 2012).

En France, on constate une diminution de 6.3% des surfaces toujours enherbées sur la période 2006-2010, pour ne représenter plus que 20% de la surface agricole utile (SAU) en 2010 (MEDDE, 2013). Bien que ce recul soit en partie dû à des changements déclaratifs uniquement, cela entraîne la perte du statut protecteur de la prairie permanente, ce qui peut amener à son retournement. Ce dernier scénario propose de tester l'influence de la conversion de l'ensemble des prairies permanentes (PAST) en forêt (FRSD) ou en surfaces culturales (WWHT). Cette conversion est fonction du facteur de mécanisation évalué à partir de la pente moyenne de la HRU. Ils sont associés à un recul de l'élevage dans les zones étudiées.

A partir des informations contenues dans les fichiers 'input.std', la correspondance entre l'occupation du sol de chaque HRU et sa pente moyenne a pu être réalisée. Les HRU ont ensuite été modifiées en deux étapes, d'abord, la conversion en forêt (FRSD) pour les HRU dont la pente est supérieure à 5%. C'est le changement n°1, que nous appellerons "FOR". Puis, les HRU en prairies permanentes restantes (donc celles dont la pente est inférieure à 5%) ont été converties en surfaces culturales (la paramétrisation des cultures céréalières a été appliquée). C'est le changement n°2 que nous appellerons "CULT".

3. Résultats des tests

3.1 Sensibilité au type de culture

Le scénario de monoculture intervient sur les HRU occupées par des surfaces agricoles (AGRL dans le tableau 11, Chapitre 2). Cela concerne donc environ 15% du bassin de l'Arroux, mais plus de 45% des bassins de la Tille et de l'Armançon (tableau 56).

Tableau 56: Surfaces concernées(en%) par les scénarios de changement des pratiques agricoles

		Tille	Arroux	Armançon
Surface totale (km²)		1260	756	2980
Scénario 1, 2 et 3		45.2	14.8	45.7
Scénario 4	FOR	3.9	35.8	13.8
	CULT	1.2	19.9	7.3

Lame d'eau écoulée

Le premier résultat présenté est la lame d'eau annuelle écoulée à l'exutoire du bassin versant. Elle est modifiée selon la culture implantée sur le bassin versant. Entre la monoculture de blé et celle de maïs, elle diminue systématiquement, mais l'impact reste peu significatif puisque sur la lame d'eau moyenne de la période 1980-2100, elle varie de 2 à 15 mm selon les bassins (tableau 57). De plus, ces différences restent stables dans le temps.

Tableau 57 : Valeurs moyennes annuelles et écarts-types d'exports de matières selon le type de monoculture (scénario n°1) sur la période 1980-2100

	Lame d'eau (mm/an)		**$N\text{-}NO_3^-$ ($kg.ha^{-1}.an^{-1}$)**		**Concentration en NO_3^- (mg/L)**	
Bassin versant	Maïs	Blé	Maïs	Blé	Maïs	Blé
Tille	223 ± 62	238 ± 63	5.5 ±1.2	4.0 ±0.7	11.3±2.2	7.7±1.3
Arroux	262 ± 74	264 ± 74	3.6 ±1	3.5 ±0.9	6.4 ± 2.3	6.2 ± 2.1
Armançon	266 ± 65	272 ± 65	6.3 ± 1.2	5.8 ± 1	10.7±1.9	9.9±1.4
	MES ($kg.ha^{-1}.an^{-1}$)		**Rendements ($t\ MS.ha^{-1}.an^{-1}$)**			
Bassin versant	Maïs	Blé	Maïs	Blé		
Tille	11.9 ± 16.5	1.3 ± 1.5	4.6 ± 0.4	2.8 ± 0.5		
Arroux	20.0 ± 17.7	7.2 ± 9.1	4.5 ±0.4	2.7 ±0.7		
Armançon	13.0 ± 17.6	7.7 ± 11.8	4.7 ± 0.4	2.9 ± 0.5		

Export de MES

L'impact sur la quantité de sédiments exportés dans le cours d'eau est très important. Lors du passage de la monoculture de blé à celle du maïs, on constate une multiplication des exports (x1.6 à x9 selon le bassin). Le bassin le plus impacté étant la Tille. Cet impact peut s'expliquer par le fait que le maïs couvre le sol sur une période bien plus courte que le blé. Le sol étant nu, les évènements pluvieux ruissellent davantage et érodent les sols. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Langdale et al., (1991) qui reprennent les résultats de plusieurs études d'impacts du type de couvert sur l'érosion du sol.

La figure 98 reprend la différence entre la durée de couverture du blé et celle du maïs. Une valeur positive signifie que le blé couvre le sol sur une durée supérieure à celle du maïs. C'est le cas pour les trois bassins versants sur une grande partie de la simulation. Mais on observe une tendance à la baisse, qui s'accentue à la fin du XXIème siècle. Cette diminution est la traduction directe du réchauffement. Après analyse du nombre de jours entre le semis et la récolte du blé et du maïs, il apparaît que c'est le temps de maturation du blé qui diminue, et non celui du maïs qui augmente. En effet, le maïs conserve un temps de maturation d'une centaine de jours sur les trois bassins versants au cours de la simulation, tandis que le blé voit son temps de maturation passer de 180 jours environ sur la période 1980-2010 à moins de 130

jours sur la période 2070-2100, et ce pour les trois bassins. Ce qui décale la récolte à une période allant de fin mai à début juin selon les années et les bassins, alors qu'elle intervenait initialement courant juillet.

Malgré tout, les exports de MES demeurent significativement plus élevés pour le maïs que pour le blé. Cela s'explique par le fait que la période durant laquelle la culture couvre le sol est différente : le maïs laisse le sol nu en hiver, période où la RU est quasi pleine, ce qui favorise le ruissellement. En été, le sol laissé nu par le blé d'hiver est moins saturé en eau, et donc moins sujet au ruissellement.

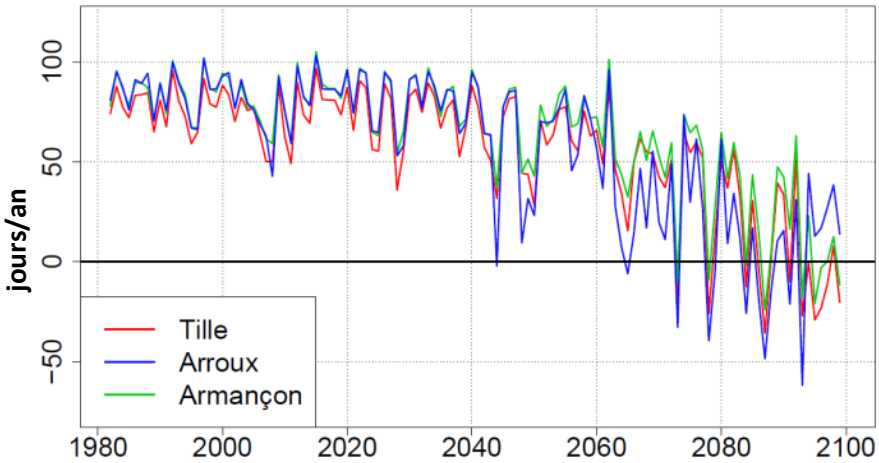


Figure 98: Différences (en jours par an) entre la durée de couverture du sol par le blé et celle par le maïs

Export de nitrates

Les impacts sur les exports de nitrates sont également nets et non constants au cours de la simulation. La figure 99 montre l'évolution de la différence (en $kg.ha^{-1}.an^{-1}$) dans les exports de nitrates entre le blé et le maïs. On constate que cette différence prend des valeurs négatives pour la Tille et l'Armançon, signifiant un export plus important de nitrates pour le maïs, ce qui cohérent, puisque la culture de maïs est considérée comme une source de nitrate, vu son cycle court et sa faible capacité d'absorption des nitrates (Beaujouan et al., 2001).

Le bassin de l'Arroux montre peu de différence en comparaison avec celui de la Tille. Cela s'explique par le faible pourcentage du bassin occupé par des surfaces agricoles. On constate également que ces différences d'exports s'accentuent à partir de la deuxième moitié du XXIème siècle. Elles ne s'expliquent pas par la différence dans les flux d'eau car ceux-ci restent constants. L'accentuation des différences d'exports est causée par une augmentation des exports des cultures de maïs, tandis que les exports de nitrates des surfaces en blé restent stables. Cette évolution peut paraître curieuse, puisqu'on a vu que la durée de couverture du maïs était globalement stable durant la simulation.

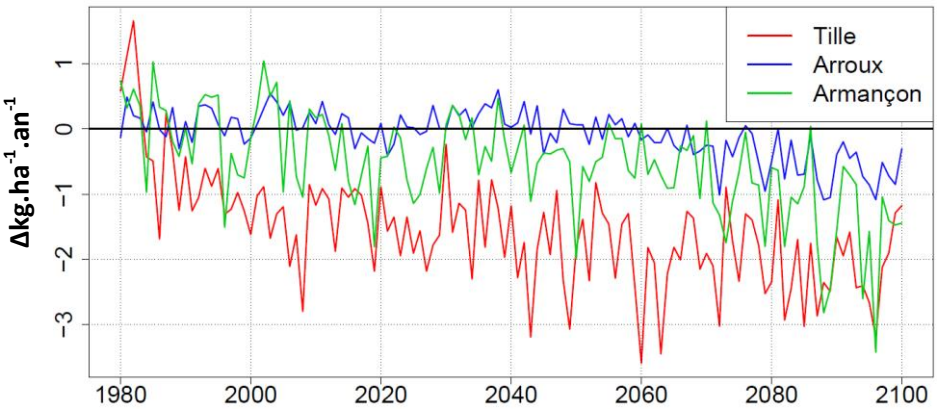


Figure 99 : Différences entre les exports de nitrates selon le type de culture (blé - maïs), en kg.ha^{-1}.an^{-1}.

La raison probable à cette augmentation des exports de nitrates pour le maïs est sans doute une action combinée entre l'augmentation de la minéralisation des nutriments par la biomasse microbienne, et l'augmentation de la percolation en automne et en hiver (en raison de la modification de la saisonnalité des précipitations). En terme de qualité de l'eau, la plus forte consommation en eau et les exports de nitrates plus élevés de la culture de maïs se traduisent pour la Tille par une augmentation de près de 4 mg/L de NO_3^- en moyenne sur la période entière de simulation.

Rendements des cultures

La figure 100 montre l'évolution des rendements respectifs des cultures de blé et de maïs. On constate que sur l'ensemble de la simulation, la culture de maïs a un rendement systématiquement supérieur à la culture de blé. Ces rendements ne sont toutefois pas constants : on constate une diminution nette des rendements du blé à partir de la deuxième moitié du XXIème siècle, pour les trois bassins versants. Pour le maïs, c'est également visible mais dans une moindre mesure, et seulement sur la dernière sous-période (2071-2100).

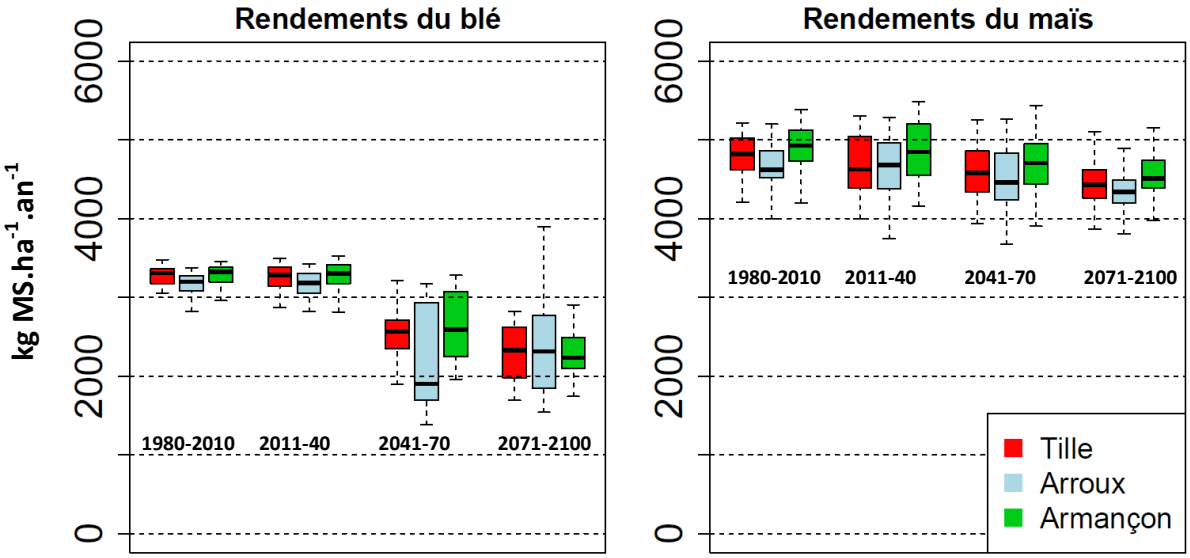


Figure 100: Rendements de blé et de maïs (en kg MS.ha^{-1}.an^{-1}) par sous-période et par bassin versant

3.2 Sensibilité aux objectifs de rendements

En adaptant les objectifs de rendements des cultures selon le type de sol, on observe peu de modifications dans les transferts de matières sur les bassins-versants en comparaison des modifications constatées dans la partie précédente. Au niveau de la lame d'eau annuelle (figure 101), celle-ci est faiblement (Tille) voire non impactée (Arroux et Armançon). Les flux de nitrates, eux, montrent une diminution systématique dans le cas des rendements ajustés par type de sol, ce qui était un résultat attendu. Toutefois, ces différences sont relativement faibles (de 0.3 à 1 kg de $N\text{-}NO_3^-.ha^{-1}.an^{-1}$ selon le bassin), et montrent peu d'évolution durant la simulation. Selon les sous-périodes et les bassins, l'augmentation de la concentration de nitrates à l'exutoire varie entre 0 et +2 mg/L.

Les MES sont également impactées, puisque les exports sont plus importants dans le cas des objectifs de rendements ajustés. Enfin, les rendements moyens par bassin versant (toutes cultures confondues) montrent des valeurs peu différentes pour les objectifs de rendements ajustés. Ces différences (nitrates, MES, rendements), demeurent du même ordre de grandeur au cours de la simulation. L'ajustement des objectifs de rendements apporte donc un bénéfice puisqu'il permet de diminuer les exports de nitrates dans le bassin versant, pour des rendements quasi-équivalents.

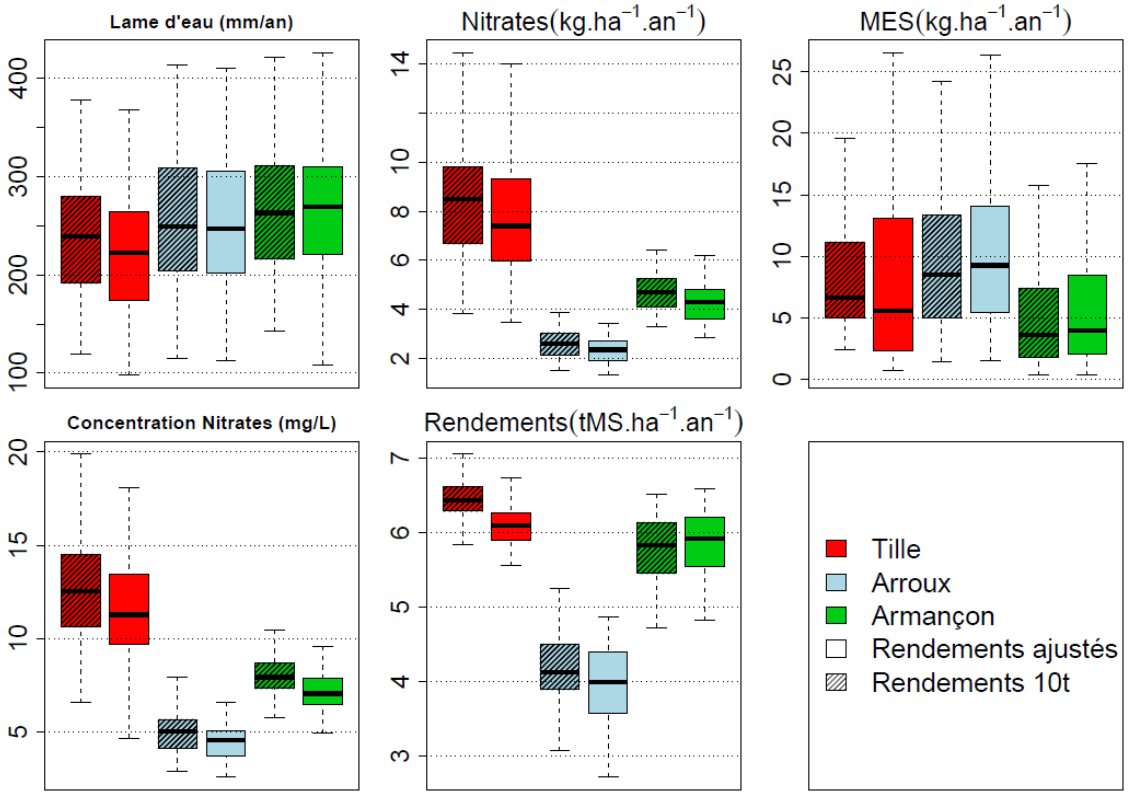


Figure 101: Impacts de l'ajustement des rendements par bassin versant sur la période 1980-2100

Rdt = rendements ajustés par type de sol, 10t = rendements simplifiés

3.2.3 Sensibilité aux rotations culturales

Redéfinition des HRU

L'application du scénario incluant différentes rotations culturales nécessite de redéfinir les HRU dans le modèle SWAT. Cette redéfinition est indispensable afin de subdiviser les surfaces agricoles pour chaque année de rotation. Or, la redéfinition des HRU implique que tous les fichiers de paramétrisation du modèle soient réécrits avec les valeurs par défaut des paramètres. Il convient alors de reparamètrer le modèle afin de conserver un régime hydrologique proche de la réalité et équivalent aux autres scénarios (afin de pouvoir comparer les impacts de ce scénario par rapport aux autres déjà traités). Les fichiers ont donc été réécrits avec les valeurs des paramètres fixées lors de la calibration des modèles.

La lame d'eau observée et simulée d'après les deux scénarios (rotation Colza-Blé-Orge, ou CBO et rotation incluant une légumineuse, ici le pois) à l'exutoire des bassins versants est présentée dans la figure 102. Les simulations issues du scénario CBO sont proches de celles du scénario Pois, mais on constate pour la Tille et l'Armançon une différence constante dans la lame d'eau annuelle, de l'ordre d'une vingtaine de mm/an (ce qui représente toutefois moins de 10% du débit observé). Cette différence ne s'observe pas dans les simulations sur l'Arroux car la proportion du bassin concernée par ces scénarios y est beaucoup plus faible. Ces différences restent constantes au cours du XXIème siècle pour la Tille et l'Armançon, mais elle évoluent au cours du siècle pour l'Arroux (Annexe n°11).

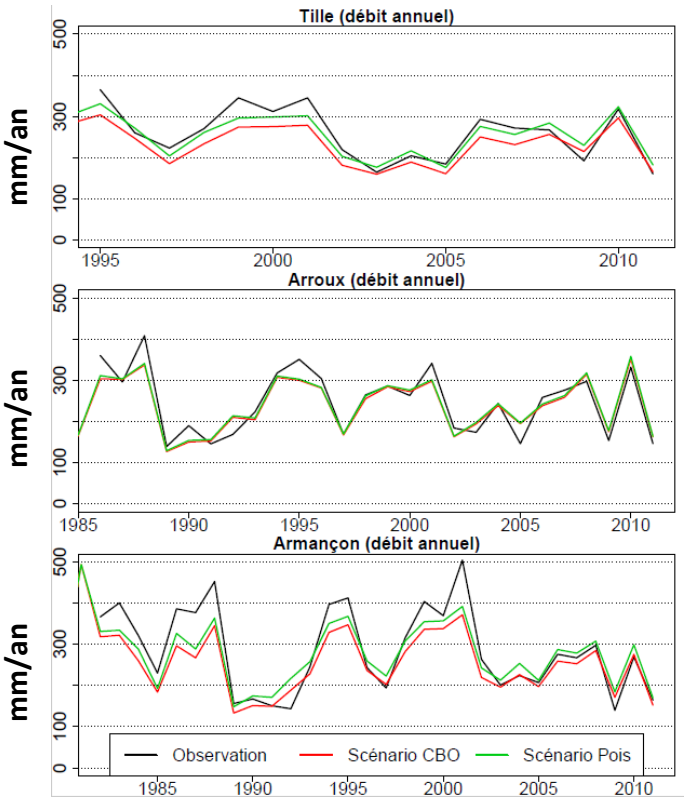


Figure 102: Débits annuels observés et simulés par les 2 rotations (CBO et pois)

Rendements moyens par bassin versant

Les chambres d'agriculture préconisent l'insertion de la culture des légumineuses après une culture céréalière et en tant que précédent cultural à une culture de céréale, ou de colza. La principale caractéristique des légumineuses est leur capacité à fixer l'azote atmosphérique. Pour cette raison, ces cultures nécessitent peu de fertilisant, et améliorent le rendement pour la culture suivante. De plus, ces cultures, si elles sont suffisamment espacées entre elles (4 à 5 années) permettent de rompre le cycle des parasites. Nous nous intéressons ici à l'effet sur les rendements et la fertilisation. La figure 103 montre la différence de rendement moyen des cultures entre la rotation incluant le pois et la rotation colza/blé/orge.

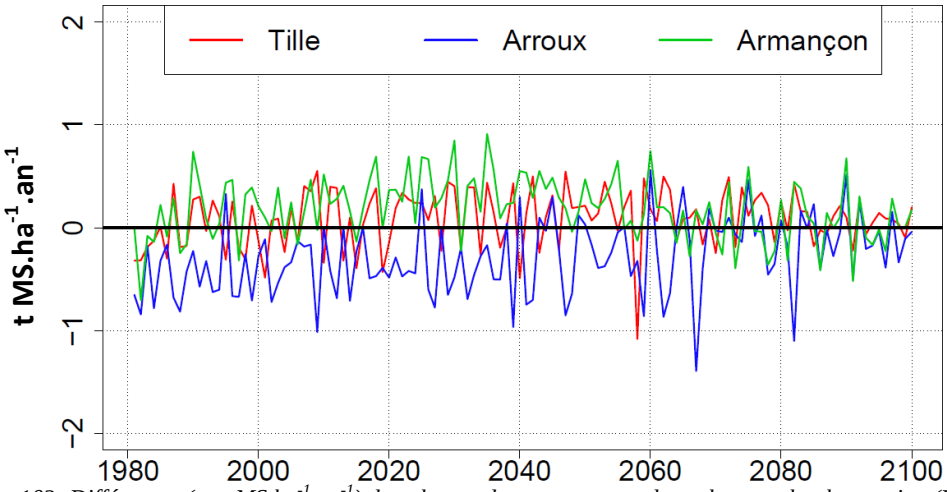


Figure 103: Différences (en t MS.ha^{-1}.an^{-1}) dans les rendements moyens des cultures selon la rotation (Pois - CBO)

On constate que pour l'Armançon et la Tille, les rendements moyens (moyenne de chaque culture) sont légèrement supérieurs pour la rotation incluant le pois (la différence est positive), tandis que pour l'Arroux, la tendance est inversée. Ainsi, sur la totalité de la simulation, la différence de rendement est d'environ 170 kg de MS/ha pour l'Armançon, et seulement 80 kg/ha pour la Tille. Cette valeur masque cependant une évolution au cours du siècle, car la différence de rendement entre les deux rotations est plus forte durant la première moitié du XXIème siècle, tandis qu'elle s'atténue, pour se centrer sur 0 à partir de 2060. De même pour l'Arroux, la différence négative s'atténue également sur la fin de siècle, pour se recentrer sur 0.

On en conclut que les différences de productivité sont impactées par le changement climatique. Le réchauffement qui s'accentue sur la dernière moitié du XXIème siècle implique une modification du nombre de degrés-jours cumulés par les cultures et modifie le calendrier cultural (dates de semis et de récolte plus précoces). Puisque toutes les cultures sont paramétrées selon ce nombre de degrés-jours, c'est l'ensemble du calendrier cultural qui est modifié. La productivité d'une culture est dépendante de la période durant laquelle celle-ci croît : le stress hydrique, le stress de température ou le stress azoté, ne seront pas les mêmes. Ces modifications ont donc des conséquences sur le rendement des cultures.

Impacts sur la lame d'eau écoulée, les exports de nitrates et les rendements par culture

Les lames d'eau, les exports de nitrates et les rendements par culture sur la période de référence (1980-2010), la période future proche (2011-2040), la période intermédiaire (2041-2070) et l'horizon lointain (2071-2100), sont disponibles en Annexe n°11.

La figure 104 nous montre la comparaison de ces variables entre les deux rotations, sur la période 1980-2100. On constate que la différence dans la lame d'eau écoulée est de l'ordre d'une vingtaine de mm pour chaque bassin versant.

Concernant les exports de nitrates, on constate pour la Tille et l'Armançon qu'ils sont plus faibles que ceux simulés par les autres scénarios. Ainsi, on passe de 5.8 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ de N-NO_3^- pour la Tille avec le scénario de rendement ajusté, contre 3.2 à 3.8 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ selon la rotation culturale, et pour l'Armançon, on passe de 4.3 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ pour les rendements ajustés contre 3.8 à 4.1 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ selon la rotation. Seul le bassin de l'Arroux voit ses exports de nitrates rester globalement identiques à ceux des autres scénarios (de 2.6 à 2.8 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ selon la rotation, et 2.4 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ pour le scénario des rendements ajustés).

On observe par la suite que les exports ne sont pas nécessairement les plus faibles avec la rotation incluant le pois. Les différences moyennes sont de prime abord, systématiquement

inférieures à 1 kg.ha^{-1}.an^{-1}. Mais tandis que sur la Tille, c'est la rotation incluant le pois qui exporte le plus de nitrates, sur l'Armançon, c'est la rotation CBO. Sur l'Arroux, les différences sont très faibles. En terme de concentration en NO_3^-, les différences sont relativement faibles, inférieures à 1 mg/L sur la période entière.

Si l'on s'intéresse aux rendements par type de culture, on constate cependant des tendances qui se recoupent entre les bassins versants : les rendements simulés de colza pour la rotation CBO sont toujours plus importants, avec une variabilité beaucoup plus faible que les rendements de la rotation incluant le pois. Pour le blé, on observe l'inverse. Le blé étant la culture suivant le pois, on peut imaginer ici la traduction de l'effet positif de la légumineuse sur les cultures suivantes. Les différences de rendements de l'orge et du colza sont quasi systématiquement inférieures à 1 t MS.ha^{-1}.an^{-1} tandis que celles dans les rendements de blé sont plus fréquemment supérieures à la tonne.

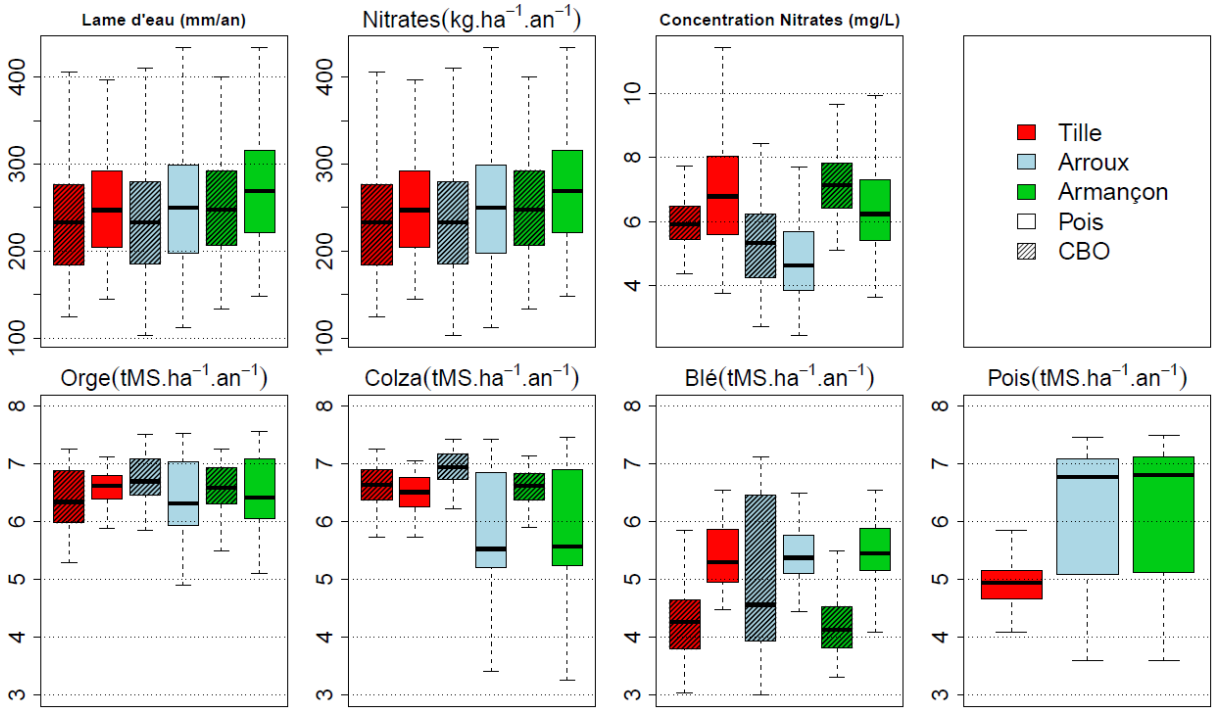


Figure 104 : Impacts du type de rotation sur les simulations SWAT par bassin versant

Bien que les différences dans les flux de nitrates soient relativement faibles, la fertilisation est modifiée par l'insertion de la culture du pois dans la rotation (tableau 58). On constate des différences en accord avec celles observées dans les exports de nitrates. Sur la Tille, les exports de nitrates plus importants pour le pois se justifient par une fertilisation elle aussi plus importante (167 kg.ha^{-1}.an^{-1} contre 134 kg.ha^{-1}.an^{-1} pour la rotation CBO) et un transfert des nitrates par percolation également plus important. De la même façon, sur l'Armançon, où les exports de nitrate sont plus importants pour la rotation CBO, la fertilisation est plus

importante pour cette même rotation, tandis que la quantité de nitrate percolée est identique. La fixation atmosphérique de l'azote atteint 14 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ pour la Tille. Cette fixation est calculée pour l'ensemble du couvert végétal, mais n'est effective que pour la culture du pois. Cette culture n'est présente que dans les surfaces "culturales" identifiées dans SWAT. Celles-ci représentent 48% de la surface du bassin de la Tille, et le pois n'intervient en rotation que sur un cinquième des surfaces culturales chaque année. Les 14 kg/ha du bassin représentent donc près de 146 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ si l'on considère uniquement la culture du pois. Que ce soit pour l'Armançon ou pour le bassin de la Tille, la quantité finale d'azote sous forme nitrates (et d'azote organique pour l'Armançon) présente dans les sols est supérieure pour la rotation incluant le pois. Et ce malgré un export d'azote via les récoltes plus importants pour cette même rotation. Cela confirme l'effet de la légumineuse sur le stockage de l'azote dans le sol.

Tableau 58: Impacts sur la fertilisation azotée

Paramètres	**Unité**	**Tille**		**Arroux**		**Armançon**	
		CBO	Pois	CBO	Pois	CBO	Pois
NO_3^- percolation	$kg.ha^{-1}.an^{-1}$	33	41	28	23	35	35
Fixation d'azote atmosphérique		0	14	0	7.4	0	9.2
Fertilisant appliqué		134	167	165	119	185	173
N exporté par la récolte		43	70	80	43	34	65
kg N-NO_3^- final du sol		20	28	38	26	23	30
N organique final du sol	$t.ha^{-1}.an^{-1}$	20	20	22	15	11.4	19

3.4 Sensibilité aux changements d'occupation du sol

Le scénario de changement d'occupation du sol concerne la conversion des HRU occupées initialement par des prairies permanentes, en forêts pour les HRU dont la pente était supérieure à 5% et en surfaces agricoles pour les HRU dont la pente était inférieure à 5%.

Cette conversion s'est réalisée en deux étapes. D'abord, les HRU pentues ont été converties en forêt ("FOR"), puis dans un deuxième temps, les HRU toujours en prairies permanentes ont été converties en surfaces agricoles ("CULT"). Ces deux changements successifs concernent des proportions variables des surfaces des bassins versants (tableau 56). Ainsi, la Tille est le bassin le moins impacté par ce scénario, car les conditions (prairies et pentes) ne concernent que 4% du bassin pour le scénario "FOR", et seulement 1.2% pour le scénario "CULT". A l'inverse, l'Arroux est ici le bassin le plus touché, puisque près de 36% de son territoire est constitué de prairies dont les pentes sont supérieures à 5%, et près de 20% de son territoire par des prairies dont les pentes sont inférieures à 5%. L'Armançon, lui, est situé entre les deux autres bassins.

La figure 105 montre les impacts de ces changements d'occupation du sol sur les simulations de SWAT. Les valeurs calculées par sous-périodes sont en Annexe n°11. Les impacts du scénario "CULT" sont le cumul du scénario "FOR" et "CULT". Il faut donc soustraire la valeur du paramètre simulé par le scénario "FOR" pour connaître l'effet exclusif du scénario "CULT". Prenons par exemple la modification des exports de nitrates pour l'Arroux. Dans le cas du scénario "CULT", les exports sont de 2.7 kg $N\text{-}NO_3^-$ $.ha^{-1}.an^{-1}$ sur la période 1980-2100, contre 2.4 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ pour l'état initial. Mais l'effet de ce changement est bien supérieur à 0.3 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$, car le scénario "FOR" avait permis de réduire les exports à 1.7 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$. L'effet du scénario "CULT" est donc une augmentation de 1.0 $kg.ha^{-1}.an^{-1}$ en moyenne.

Lame d'eau écoulée

Les impacts sur la lame d'eau sont négligeables sur le bassin de la Tille et de l'Armançon mais pas sur l'Arroux, où le scénario "CULT" induit une augmentation de la lame d'eau d'environ 15 mm par an. Cette augmentation peut s'expliquer par la diminution de l'infiltration des précipitations induite par la mise en culture des prairies permanentes (coefficients CN2 différents entre les prairies et les cultures). On pourrait néanmoins s'attendre à une diminution de la lame d'eau par l'action de la conversion en forêt de prairies, via l'augmentation de l'évapotranspiration réelle. Ce résultat n'est pourtant pas avéré.

Exports de nitrates

Concernant les exports de nitrates, les modifications vont dans le même sens pour l'Arroux et la Tille : le scénario "FOR" induit une diminution des exports de nitrates par rapport à l'état initial. Cette diminution est la plus forte pour l'Arroux (0.7 kg $N\text{-}NO_3^-.ha^{-1}.an^{-1}$ sur la période entière de simulation). Elle s'explique par la suppression d'une source d'azote via le pâturage implémenté sur les zones prairiales.

Pour le scénario" CULT", la modification est inverse : les exports augmentent par rapport au scénario "FOR". Cela s'explique par l'ajout d'une source d'azote : la fertilisation azotée des cultures. Les effets de ces deux changements ne se compensent pas. Il y a plusieurs raisons à cela : les surfaces affectées par ces changements ne sont pas équivalentes. On ne peut donc pas comparer leurs effets. De plus, les paramètres utilisés pour le pâturage ont été définis sommairement, à partir du faible nombre de données à notre disposition (voir Annexe n°1).

En raison des faibles impacts observés sur la lame d'eau écoulée, les différences observées dans les concentrations sont similaires à celles des flux de matière. Ainsi, les concentrations

en nitrates de la Tille sont légèrement diminuées entre l'état initial et le scénario "FOR", sont peu voire pas impactées sur l'Armançon, mais montrent des différences notables sur l'Arroux : de 4.5 mg/L de NO3- à l'état initial, on passe à 3.3 mg/L avec le scénario "FOR", et 4.8 mg/L avec le scénario "CULT".

Exports de MES

Entre l'état initial et le scénario FOR, une diminution des MES pourrait être attendue, puisque le Curve Number (CN2) des zones forestières (régissant la fraction d'eau infiltrée et celle ruisselée) tend à infiltrer davantage les précipitations que le CN2 des zones prairiales, et l'érosion des sols en est d'autant diminuée. Bien que les exports de MES sont en effet en très légère baisse sur le bassin de l'Armançon, on fait le constat inverse sur le bassin de la Tille et de l'Arroux. En revanche, entre le scénario FOR et le scénario "CULT", excepté pour le bassin de la Tille, où la surface concernée est négligeable (1.2%), la conversion en culture a un impact visible sur la production de MES. Cet impact est le plus fort sur le bassin de l'Arroux.

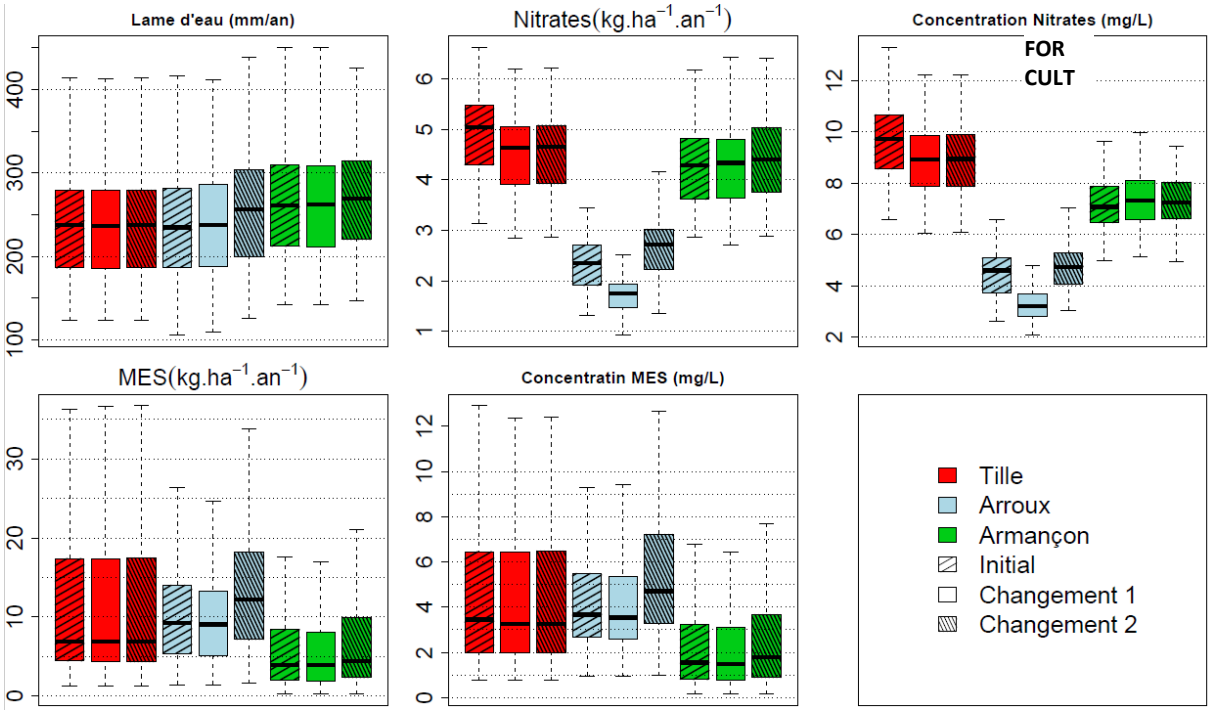


Figure 105: Impact des changements d'occupation du sol sur les simulations SWAT par bassin versant, sur la période 1980-2100.

4. Conclusion

Le modèle agro-hydrologique SWAT permet la simulation d'un grand nombre de variables en lien avec le cycle hydrologique, avec le cycle de l'azote et celui du phosphore, les exports de matières à l'échelle des HRU, ou encore plusieurs paramètres physico-chimiques au sein du cours d'eau. Les nombreux modules intégrés dans le modèle SWAT en font un outil très

intéressant à de nombreux points de vue, et capable de répondre à de nombreuses problématiques.

L'objectif de cette partie était de déterminer la capacité du modèle SWAT à prendre en compte l'influence de différents scénarios de changement de pratiques agricoles, notamment dans un contexte de changement climatique. Pour cela, plusieurs scénarios ont été implémentés : un scénario de monoculture (blé et maïs), un scénario sur les changements de fertilisation via un ajustement des objectifs de rendement, un scénario sur l'effet des rotations culturales, et enfin sur des changements d'occupation du sol (conversion de prairies permanentes en forêts et en surfaces cultivées). A chaque fois, les impacts sur la lame d'eau, sur les exports en MES et/ou en nitrates ainsi que sur les rendements des cultures ont été détaillés.

Bien que de nombreuses possibilités de complexification du modèle n'aient pas été utilisées dans ces tests (travail du sol notamment), nous avons constaté que le modèle SWAT permet de prendre en compte des pratiques agricoles parfois complexes (rotations sur 5 ans par exemple). De plus, grâce au calendrier guidé par les degrés-jours, nous pouvons laisser au modèle le choix de la date des différentes opérations, en fonction du climat et non pas en fonction d'une date fixée au début de la simulation. Ces deux premiers points font du modèle SWAT un outil très intéressant pour toutes les études d'aménagement du territoire en contexte de changement climatique.

Les principaux impacts sont repris dans le tableau 59. Concernant le scénario de monoculture, le modèle SWAT a montré une réponse cohérente au type de culture implémenté sur le bassin à savoir des exports accrus de sédiments et de nitrates pour la culture de maïs , ce qui est cohérent avec la diminution du nombre de jours de couverture du sol (Beaujouan et al., 2001; Brisson et al., 1998). Le bassin de la Tille a été le plus impacté par ce scénario.

Les différences entre monoculture de blé et de maïs varient au cours de la simulation : la durée de couverture du sol par la culture de blé diminue fortement sur la deuxième moitié du XXIème siècle. Cela signifie que durant la période hivernale, le blé cumule plus rapidement les degrés-jours nécessaires à sa maturité, ce qui aboutit à une durée de couverture similaire voire même inférieure à celle du maïs pour certaines années de la fin du siècle. Notons tout de même que notre modélisation ne prend pas en compte l'écophysiologie du blé. Par exemple, des hivers plus chauds ont un impact sur la vernalisation du blé (conférant au bourgeon sa capacité à fleurir au printemps), la floraison est influencée par le nombre de degrés-jours mais également par la durée du jour.

Le deuxième test réalisé a permis de constater l'importance de définir des objectifs de rendement adaptés aux sols et aux climats, tels que proposé dans le 5ème programme d'actions (défini par l'arrêté du 19/12/2011 relatif au programme d'actions national à mettre en œuvre dans les zones vulnérables afin de réduire la pollution des eaux par les nitrates d'origine agricole). Le modèle implémenté avec les objectifs non ajustés a montré des exports de nitrates accrus par rapport aux rendements non ajustés. Ici aussi, c'est le bassin de la Tille qui a montré les plus forts impacts.

L'impact des rotations sur le cycle de l'azote a également été détecté, puisque l'implémentation d'une culture légumineuse (ici le pois) au cours de la rotation a permis de fixer une certaine quantité d'azote atmosphérique, et donc d'utiliser moins de fertilisant azoté sur les parcelles. De plus, des différences dans les rendements ont également été constatées.

Enfin, le dernier test, reprenant la conversion de prairies permanentes en forêts et en surfaces cultivées, a montré des impacts sur la lame d'eau écoulée et sur les exports de matières (augmentation de la lame d'eau, et de la production de MES en lien avec l'augmentation des surfaces cultivées). C'est le bassin de l'Arroux qui a montré les plus forts impacts pour ce scénario, en accord avec le pourcentage du bassin concerné par ces changements.

Ces différents éléments permettent de conclure que le modèle SWAT est adapté à l'étude des impacts de modifications de pratiques culturales sur la ressource en eau à l'échelle des bassins versants, confirmant des résultats déjà publiés par les nombreuses études utilisant SWAT dans l'évaluation de bonnes pratiques culturales (Gassman et al., 2007).

Ces travaux ont tout de même révélés plusieurs limites qu'il convient de préciser.

D'abord, il serait intéressant de reproduire ces tests avec des pratiques agricoles initiales se rapprochant davantage de la réalité du terrain. En effet, la paramétrisation de SWAT requiert de nombreuses informations sur les pratiques agricoles, informations dont nous ne disposons que très partiellement. Par conséquent, la détermination de l'état initial des pratiques agricoles est soumis à de nombreuses incertitudes. De la même façon, les scénarios de pratiques agricoles futures devraient eux aussi être davantage précisés.

Les nombreux paramètres écophysiologiques des cultures compris dans le modèle SWAT, et renseignés par défaut, n'ont pas été vérifiés. Il faudrait une expertise supplémentaire afin de modifier éventuellement ces paramètres, en vue de se rapprocher davantage de la réalité du bassin versant.

Aucune modification de l'assolement n'a été effectuée durant l'intégralité de la simulation. Une mise à jour de cet assolement, en fonction de règles de décision agronomique, permettrait d'avoir des successions culturales non fixes sur les 120 ans étudiés, et de saisir les

opportunités issues du changement climatique en introduisant par exemple des cultures dérobées comme cela se pratique déjà dans le sud de la Bourgogne avec l'introduction du soja derrière l'orge. Mais notre chaîne de modélisation ne permet pas de prendre en compte ce genre de rétro-action. De plus, nous avons vu que l'insertion d'une nouvelle culture au sein d'une rotation culturale impliquait une réécriture complète des fichiers de paramétrisation des HRU, et donc une reparamétrisation complète du modèle. Ce fonctionnement limite grandement la mise à jour de l'occupation du sol en cours de simulation.

Tableau 59: Synthèse des différences constatées sur la période 1980-2100 selon les scénarios

Variable	Monocultures	Rendements ajustés	Rotations culturales	Changement d'occupation du sol
Lame d'eau (mm)	15 (Tille)	7 (Tille)	18 (Armançon)	16 (Arroux, CULT)
Nitrates (kg N-NO_3^- .ha^{-1}.an^{-1})	1.5 (Tille	0.7 (Tille)	0.6 (Tille)	1 (Arroux, CULT)
Nitrates (mg NO_3^-/L)	3.6 (Tille)	0.9 (Tille Armançon)	0.9 (Tille)	1.5 (Arroux, CULT)
MES (kg.ha^{-1}.an^{-1})	10.6 (Tille)	2.2 (Tille)	-	5.5 (Arroux, CULT)
Rendements (t MS.ha^{-1}.an^{-1})	1.8 (Tille, Arroux, Armançon	0.4 (Tille)	0.17 (Armançon)	-

Pour chaque scénario, seules les différences maximales ont été renseignées.

Synthèse de la partie C

Cette partie s'est attachée à décrire les nombreuses modifications du cycle hydrologique, observées ou simulées dans le passé, et projetées sur le XXIème siècle.

Sur la période 1969-2009, des modifications observées dans les débits ne sont pas cohérentes avec celles enregistrées dans les précipitations. L'augmentation en parallèle de l'évapotranspiration (via l'augmentation des températures) a joué un rôle non négligeable dans l'évolution du régime mensuel interannuel des débits.

Ces éléments ont été confirmés sur la Bourgogne comme sur la France.

Lors de la projection de la chaîne de modélisation hydroclimatique, l'évolution conjointe des débits et des précipitations a montré davantage de cohérence : les régimes mensuels interannuels des débits évoluant de façon similaire à ceux des précipitations. Néanmoins, le réchauffement des températures, et l'augmentation de l'évapotranspiration en découlant, accentue cette saisonnalité, pour aggraver davantage la sécheresse estivale.

Cela s'est confirmé par le calcul d'indicateurs d'étiage, qui décrivent une aggravation de la sévérité des étiages, notamment sur la deuxième moitié du XXIème siècle, période durant laquelle l'ETP subit une accélération de son augmentation. L'analyse de plusieurs paramètres de qualité des eaux a montré que l'état des eaux superficielles devrait se dégrader en réponse au changement climatique. Cette dégradation concerne principalement, sur nos bassins versants, la teneur en oxygène dissous et celle en nitrates. La dégradation simultanée de ces deux paramètres (de plus en plus fréquente sur la Tille et l'Armançon), devrait amener à une vulnérabilité accrue et de véritables risques pour les écosystèmes dulçaquicoles et empêcheront ou rendront difficile l'utilisation de la ressource pour les différents usages anthropiques. La spatialisation d'indicateurs tels que l'indicateur de recharge des nappes ou de stress hydrique, a montré que tous les territoires ne sont pas affectés de la même façon par le forçage climatique. D'autres facteurs (naturels ou anthropiques), tels que l'occupation du sol, ou les caractéristiques physiques du sol, modifient cette réponse. Cependant, à mesure qu'on s'approche de la fin du siècle, et que le forçage climatique est de plus en plus fort, celui-ci devient prépondérant. Cela nous amène à penser que les décennies prochaines verront des inégalités dans la sensibilité des territoires au changement climatique, tandis que les décennies plus lointaines verront une situation dégradée plus globalement, en réponse à l'augmentation des forçages climatiques.

Enfin, les travaux menés sur les scénarios de changement des pratiques agricoles nous ont permis de valider l'utilisation de la chaîne de modélisation hydroclimatique à des fins d'évaluation de bonnes pratiques agricoles, puisque les impacts simulés par le modèle SWAT se sont révélés cohérents avec ce qui est attendu dans la littérature.

Discussion

Les résultats décrits dans les chapitres précédents doivent être considérés en gardant à l'esprit les différentes incertitudes auxquels ils sont soumis. Ces incertitudes proviennent de chaque étape de construction de la chaîne de modélisation hydroclimatique, mais aussi de l'attribution des changements détectées (dans les données observées et simulées) au changement climatiques. Certaines sources d'incertitudes ont été prises en compte lors de la réalisation de ces travaux (utilisation de 18 MCG par exemple), mais d'autres n'ont peu ou pas été documentées ici. Nous rappelons ici l'ensemble des limites de ces résultats.

Choix des modèles de circulation générale

Dans ces travaux, l'incertitude liée à la conceptualisation du système climatique par le MCG a été prise en compte, via l'utilisation de données climatiques globales issues de 18 MCG différents. A ce titre, nos simulations balaient un large spectre des climats futurs possibles. Cependant, bien que notre approche soit multi-MCG, l'incertitude liée à la variabilité interne, obtenue en faisant varier les conditions initiales des MCG, n'a pas été prise en compte ici, puisqu'un seul run a été employé par MCG. Cette incertitude aurait été plus élevée si le nombre de MCG considérés avait été faible. Ici, avec près de 20 runs différents (un par MCG), le seul inconvénient est qu'il nous est impossible d'attribuer la variabilité climatique obtenue à la conceptualisation du MCG ou aux conditions initiales du MCG.

Choix de la trajectoire d'émission des gaz à effet de serre

L'incertitude liée à la trajectoire d'émission des GES n'a pas été traitée dans cette étude. C'est une décision lourde puisqu'il a été décrit que le plus fort mode de variabilité des simulations climatiques à partir de la seconde moitié du XXIème siècle serait celui lié à la trajectoire RCP (IPCC, 2014). Ici, nous avons fait le choix de considérer la trajectoire RCP pour laquelle les impacts attendus sont les plus sévères. Les résultats issus de ces travaux se situent donc dans une branche "pessimiste" des futurs possibles. Rappelons toutefois que la trajectoire d'émission des GES que nous suivons actuellement se rapproche très fortement de ce scénario.

Choix de la méthode de désagrégation spatiale

Le choix de la méthode de désagrégation climatique représente une source d'incertitude importante (MEEDTL, 2012b), notamment au niveau des précipitations. Nous avons constaté que la qualité des précipitations brutes issues du MCR WRF n'était pas suffisante pour alimenter nos modèles hydrologiques, notamment en raison de surestimation des précipitations convectives (Marteau et al., 2014). Boulard (2016) confirme ce diagnostic sur le modèle WRF et démontre qu'une résolution de la convection à plus fine échelle ne suffit pas à améliorer la qualité des précipitations. En accord avec ces travaux, nous avons décidé d'employer une méthode de désagrégation statistique (QQMAP), sur les données climatiques utilisées pour la projection des modèles.

Hypothèses de stationnarité

L'alimentation de nos modèles d'impact sur la période de projection a été réalisée à partir d'une méthode de désagrégation statistique. Si ce choix nous a permis de prendre en compte plusieurs MCG (ce qui aurait été impossible avec une méthode de désagrégation dynamique), il influence aussi les projections climatiques, et nous oblige à formuler des hypothèses sur la stationnarité de la relation statistique entre le climat global et local. Ces hypothèses, réalisées par l'ensemble des études employant des méthodes statistiques (Boé, 2007), nous empêchent de savoir si le signal climatique constaté est uniquement la traduction à l'échelle locale du climat global, ou bien s'il est influencé par des biais statistiques. Seul l'emploi de plusieurs méthodes de désagrégation statistique nous permettrait d'améliorer la prise en compte de cette source d'incertitude.

Choix de la formulation d'ETP

Le choix de la méthode de calcul de l'ETP (ici entre Hargreaves modifiée et Penman-monteith modifiée) a montré une forte influence sur les régimes d'ETP calculés sur la période de référence (Chapitre 2, section 3). Cette forte influence, également constatée dans d'autres études employant le modèle SWAT (Earls and Dixon, 2008; Maranda and Anctil, 2015), ne fait pourtant pas consensus. Grusson (2016), par exemple, souligne l'absence d'impact de la formulation de l'ETP sur la simulation du cycle hydrologique par le modèle SWAT sur le bassin de la Garonne. La sensibilité des modèles à la formulation de l'ETP est complexe, puisque fonction de nombreux facteurs tels que la période de projection, la variable hydrologique considérée, les conditions climatiques ou encore les propriétés physiques du bassin (MEDDTL, 2012b). Dans notre étude, nous avons constaté un impact simultané de la

formulation de l'ETP, et de la méthode de désagrégation spatiale sur les régimes d'ETP. Il reste à déterminer si ce sont les seuls facteurs de variation de l'ETP ou bien si d'autres facteurs interviennent également.

Calibration des modèles hydrologiques

L'incertitude issue de la calibration des modèles hydrologiques a été en partie appréhendée via la multicalibration de GR4J. Le modèle a en effet été calibré d'après plusieurs jeux de données de précipitations (GRIDOBS, SAFRAN, ERA-INT/QQMAP et ERA-INT/WRF), permettant de prendre en compte l'incertitude liée à la qualité des données entrées. Néanmoins, nous n'avons pas pu calibrer le modèle à partir de l'ETP calculé avec la formulation de Penman-Monteith, car les paramètres calibrés n'auraient alors pas été valides lors de la phase de projection des modèles (qui ont été alimentés via une ETP Hargreaves sur la période future).

L'incertitude liée à la Fonction Objectif n'a pas été prise en compte puisqu'une seule fonction objectif (FO) a été utilisée lors de la calibration des modèles. Notons toutefois que lors de la réalisation d'essais de calibration (non montrés dans ce document), l'influence du jeu de précipitations s'est révélée prépondérante par rapport à celle de la F.O.

Oscillations climatiques décennales et multi-décennales

D'après Boé et Habets (2014), ces oscillations pourraient être un facteur de compensation ou d'accentuation des impacts du changement climatique. Il apparaît donc délicat d'attribuer les changements constatés dans le climat, et les impacts associés sur la ressource en eau, uniquement au réchauffement climatique.

Que ce soit dans l'analyse de la variabilité climatique et hydrologique passée (1961-2009), ou future (1980-2100), ces travaux n'ont pas cherché à détecter la présence de ces oscillations climatiques. Notons toutefois que ces influences climatiques se détectent préférentiellement sur des bassins versants draînant de grandes superficies, et que la taille moyenne des bassins de cette étude (<1000 km²) ne permet pas d'entreprendre de telles analyses de détections (Labat et al., 2004).

.

Aménagement et gestion hydraulique

Comme décrit dans le Chapitre 1, section 4, la présence d'ouvrages de régulation des débits sur le cours d'eau constitue un facteur anthropique de variabilité hydrologique : prélèvements et rejets de la ressource au sein ou en dehors des limites du bassin versant, écrêtage des débits de pointe et soutien d'étiage induit par les retenues par exemple. Afin de s'affranchir de ces influences anthropiques dans cette étude, le choix de bassins versants peu ou pas anthropisés a été privilégié. Malgré tout, la projection de nos modèles sur le XXIème siècle à partir de paramètres calibrés sur la période de référence implique une nouvelle hypothèse de stationnarité : celle de la non-modification de l'aménagement sur le bassin versant tout au long de la période de simulation.

Evolution de l'occupation du sol

Au même titre que les aménagements hydrauliques, l'effet des variations de l'occupation du sol n'est pas pris en compte dans cette étude. Cela implique la même hypothèse de stationnarité du bassin versant durant la période de simulation. Notons toutefois que Grusson (2016) a réalisé des travaux de cross calibration/validation du modèle SWAT sur le bassin de la Garonne, en utilisant des occupations du sols issues des différentes versions du Corine Land Cover. Il a ainsi pu démontrer la robustesse du modèle SWAT lors de changements d'occupation du sol. Il conviendrait donc de compléter le travail de cross calibration/validation de SWAT réalisé de part et d'autre de la rupture climatique de 1987/88 par un travail identique du point de vue de l'occupation du sol.

Conclusion générale et perspectives

La Fosse Dionne à Tonnerre (89)

Le principal objectif de cette thèse a été de mettre en place un outil de modélisation adapté à l'échelle des petits bassins versants, et permettre ainsi une meilleure appropriation des impacts du changement climatique par les gestionnaires de l'eau notamment. La région Bourgogne, par ses caractéristiques géologiques, hydrographiques, et climatiques, nous a offert un territoire d'étude contrasté idéal pour valider l'outil de modélisation sur plusieurs bassins versants à fonctionnement hydrogéologique varié.

Cet outil de modélisation a été construit de manière à répondre à deux objectifs : d'une part, la détermination des impacts du changement climatique sur le débit de plusieurs cours d'eau bourguignons, d'autre part, une prise en compte de la variabilité spatiale de ces impacts au sein des bassins versants, ainsi que des impacts attendus sur la qualité de la ressource. Pour ces raisons, deux modèles hydrologiques ont été sélectionnés : GR4J (modèle pluie débit global et empirique) et SWAT (modèle semi-distribué à base physique).

Une sélection de 13 bassins versants a été réalisée, sur laquelle la chaîne de modélisation a été implémentée. Celle-ci a ensuite été calibrée puis validée sur une période de référence (1980-2010). Afin de caractériser l'évolution de l'étiage, période pendant laquelle les tensions autour de la ressource sont les plus fortes, une sélection d'indicateurs a été réalisée, en concertation avec les gestionnaires des bassins versants concernés par l'étude. Ces indicateurs s'attardent sur la sévérité et la saisonnalité des étiages, et leur reproductibilité sur le temps présent a été testée avec succès grâce aux débits simulés par GR4J.

Dans le but de créer un outil qui soit transposable sur d'autres territoires (notamment vis-à-vis de la disponibilité des informations pédologiques nécessaires à l'implémentation du modèle SWAT), nous avons voulu déterminer la résolution adéquate de la base de données pédologiques. Ce travail a permis de réduire le niveau de détail de la base de données, simplifiant le modèle, tout en gardant une performance satisfaisante de celui-ci.

Un soin particulier a été apporté à la détermination de la robustesse des modèles en contexte de changement climatique. En effet, un article en préparation décrit la performance des modèles en cross calibration/validation entre deux périodes à climat contrasté. Nous avons pu valider l'emploi des deux modèles sur une période de projection longue, comprenant des changements climatiques forts.

Lors de la calibration des modèles (en vue de la projection sur la période 1980-2100), plusieurs jeux de données issus de l'observation ont été utilisés successivement, afin de prendre en compte l'incertitude liée à la qualité des données. De plus, deux méthodes de désagrégation spatiale ont été testées sur des données réanalysées.

Les simulations issues de 18 MCG ont été récupérées puis désagrégées par la méthode QQMAP et ont servi à alimenter les modèles hydrologiques sur la période 1980-2100.

En parallèle de cela, une analyse des données hydroclimatiques des cinquante dernières années a été réalisée à l'échelle de la France, ainsi que de la Bourgogne. Nous avons ainsi mis en évidence la présence d'une rupture dans les températures de surface en 1987/88. Cette rupture consiste en une abrupte augmentation des températures à la fois minimales et maximales d'environ 1°C. Face à ce constat, l'analyse conjointe des précipitations et des débits sur la même période a montré une diminution globale des débits (-5% sur 30 bassins versants métropolitains et -11% sur une vingtaine de bassins versants bourguignons), tandis que les cumuls annuels de précipitations présentaient eux une légère augmentation. Ces résultats placent le rôle de l'ETP comme facteur prépondérant de l'évolution des débits.

Les simulations climatiques issues des différents MCG, sous scénario RCP8.5 et désagrégées par QQMAP ont montré une augmentation de 200 mm/an de l'ETP, pasant de 900 mm/an en moyenne sur la période de référence, à 1100 mm en moyenne sur la période 2070-2100. Cette augmentation se fait avec un taux d'accroissement plus fort à mesure qu'on approche de la fin de siècle, et répartie de façon identique sur l'ensemble des mois de l'année (en relatif).

Les précipitations ont montré une stagnation des cumuls annuels, mais une forte modification dans leur répartition saisonnière (augmentation à l'automne et en hiver et diminution au printemps et en été).

Les simulations issues des modèles hydrologiques (SWAT et GR4J) ont montré peu de tendances significatives sur les débits annuels, comme sur les autres composantes (ruissellement, écoulements latéral et profond), mais une modification de la saisonnalité en accord avec celle des précipitations.

L'évolution des indicateurs d'étiage a montré une aggravation de la sévérité des étiages, par leur répartition de l'étiage sur une période plus longue (début d'étiage plus précoce), un déficit d'étiage accru, et des valeurs minimales de débits de plus en plus faibles, notamment à partir de la mi-siècle.

L'outil de modélisation SWAT nous a permis de traiter ces impacts avec une approche spatialisée. A l'échelle des sous-bassins, on observe des disparités spatiales dans plusieurs indices de la disponibilité de la ressource en eau (indice de percolation et indice de recharge des nappes). En lien avec les précipitations, les indicateurs ont montré des diminutions plus faibles de la disponibilité en eau durant les périodes hivernale et automnale. Néanmoins, on observe une tendance forte à l'augmentation du stress hydrique durant la période estivale.

Concernant les aspects qualitatifs, les simulations de SWAT ont montré une évolution des MES en lien avec celle des débits forts, et une augmentation des concentrations et des flux de nitrates pour la Tille et l'Arroux, mais pas pour l'Armançon. Les tendances dans les flux et concentrations en oxygène dissous sont en baisse significative pour les trois bassins versants.

Le dernier chapitre de cette thèse a permis, au travers de plusieurs scénarios de changement de pratiques agricoles, de valider l'emploi de l'outil de modélisation pour l'évaluation de mesures agro-environnementales. Avec une connaissance plus approfondie de certains paramètres liés aux itinéraires culturaux ou aux fonctionnements biologiques des cultures, l'outil SWAT représente un outil d'aide à la décision cohérent pour la gestion et l'aménagement du territoire.

Ces différents travaux ont permis de répondre à la problématique initiale, puisque l'outil mis en place dans le cadre de cette thèse a contribué à améliorer la connaissance des impacts du changement climatique sur les différents aspects de la ressource en eau et ce à l'échelle de bassins versants de taille modérée en Bourgogne. De plus, la collaboration avec les acteurs de la gestion locale de l'eau a pu être développée lors de plusieurs rencontres. Ces dernières ont permis la construction en concertation des indicateurs d'étiage, la production d'une fiche de synthèse des résultats intermédiaires (non prévue initialement), ou encore la restitution de résultats intermédiaires et finaux et des échanges constructifs lors des ateliers prospectifs et du séminaire final HYCCARE. Néanmoins, de nombreuses limites interviennent dans le développement de notre chaîne de modélisation, nous obligeant à traiter nos simulations avec prudence. Ces limites peuvent bien-sûr être dépassées par des approches multi-MCG et multi-run, multi-modèles d'impacts, multi-calibrations, multi-trajectoires RCP…. Dans l'hypothèse de tels travaux, il faudra néanmoins toujours traiter avec la notion d'incertitude. Cette incertitude pourrait être perçue comme un argument en faveur de l’inaction par les décideurs des politiques publiques, en attendant les résultats d'études plus poussées. Il est cependant impératif que l'incertitude n'empêche pas la prise en compte des tendances globales dans la mise en place de mesures d'adaptation (MEDDTL, 2012b).

Nous avons vu au travers du projet HYCCARE-Bourgogne notamment, que malgré la présence de limites telles que celles vues précédemment, les tendances décrites par nos résultats se sont révélées suffisantes pour susciter une prise de conscience à l'échelle des territoires (Tissot et al., 2016).

Bibliographie

Abbaspour, K.C. (2014). SWAT-CUP 2012, SWAT Calibration and Uncertainty Programs.

Abbaspour, K.C., Johnson, C.A., and van Genuchten, M.T. (2004). Estimating Uncertain Flow and Transport Parameters Using a Sequential Uncertainty Fitting Procedure. Vadose Zone J. *3*, 1340.

Abbaspour, K.C., Vejdani, M., and Haghighat, S. (2007a). SWAT-CUP calibration and uncertainty programs for SWAT. (L. Oxley and D. Kulasiri, eds. Melbourne, Australia: Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand), pp. 1603–1609.

Abbaspour, K.C., Yang, J., Maximov, I., Siber, R., Bogner, K., Mieleitner, J., Zobrist, J., and Srinivasan, R. (2007b). Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. J. Hydrol. *333*, 413–430.

Alcamo, J., Flörke, M., and Märker, M. (2007). Future long-term changes in global water resources driven by socio-economic and climatic changes. Hydrol. Sci. J. *52*, 247–275.

Allen, M.R., and Ingram, W.J. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. Nature *419*, 224–+.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., and Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements (Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations).

Amiotte-suchet, P., Linglois, N., Leveque, J., and Andreux, F. (2007). 13C composition of dissolved organic carbon in upland forested catchments of the Morvan Mountains (France): Influence of coniferous and deciduous vegetation. J. Hydrol. *335*, 354–363.

Andreassian, V. (2004). Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. J. Hydrol. *291*, 1–27.

Andrews, F. (2011). Hydromad Tutorial.

Arabi, M., Govindaraju, R.S., Hantush, M.M., and Engel, B.A. (2006). Role of Watershed Subdivision on Modeling the Effectiveness of Best Management Practices with Swat1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. *42*, 513–528.

Arnell, N.W. (1999). The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. Glob. Environ. Change *9*, 5–23.

Arnell, N.W. (2003). Relative effects of multi-decadal climatic variability and changes in the mean and variability of climate due to global warming: future streamflows in Britain. J. Hydrol. *270*, 195–213.

Arnold, J.., Moriasi, D.N., Gassman, P.W., Abbaspour, K.C., White, M.J., Srinivasan, R., Santhi, C., Harmel, R.D., Griensven, A., Van Liew, M.W., et al. (2012a). SWAT: Model Use, Calibration, and Validation. Trans. ASABE *55*, 1491–1508.

Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., and Williams, J.R. (1998). Large Area Hydrologic Modeling and Assessment Part I: Model Development1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. *34*, 73–89.

Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Srinivasan, R., Williams, J.R., Haney, E.B., and Neitsch, S.L. (2012b). Input/Output Documentation Version 2012.

Arora, V.K., Scinocca, J.F., Boer, G.J., Christian, J.R., Denman, K.L., Flato, G.M., Kharin, V.V., Lee, W.G., and Merryfield, W.J. (2011). Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. Geophys. Res. Lett. *38*, L05805.

Ashley, R., and Cashman, A. (2006). Chapitre 5 : Incidences du changement sur la demande à long terme d'infrastructures dans le secteur de l'eau. In Les Infrastructures À L'horizon 2030 Télécommunications, Transports Terrestres, Eau et Électricité, (OCDE), p.

Bachmann, J. (2015). Analyse de la sensibilité du modèle SWAT à la précision des données pédologiques sur deux bassins de Bourgogne (France) : modélisation à partir de la base Donesol. Mémoire pour l'obtention du diplôme d'Ingénieur agronome. (AgroSup DIJON).

Bai, J., and Perron, P. (2003). Computation and analysis of multiple structural change models. J. Appl. Econom. *18*, 1–22.

Barry, D., and Hartigan, J. (1993). A Bayesian-Analysis for Change Point Problems. J. Am. Stat. Assoc. *88*, 309–319.

Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S., and Palutikof, J.P. (2008). Le changement climatique et l'eau, document technique publié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Secrétariat du GIEC, Genève (GIEC).

Beaujouan, V., Durand, P., and Ruiz, L. (2001). Modelling the effect of the spatial distribution of agricultural practices on nitrogen fluxes in rural catchments. Ecol. Model. *137*, 93–105.

Beltrando, G., and Briche, E. (2010). Changement climatique et viticulture en Champagne : du constat actuel aux prévisions du modèle ARPEGE-Climat sur l'évolution des températures pour le XXIe siècle. EchoGéo.

Beniston, M. (2012). Impacts of climatic change on water and associated economic activities in the Swiss Alps. J. Hydrol. *412*, 291–296.

Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J.B., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland, ø., Drange, H., Roelandt, C., Seierstad, I.A., Hoose, C., et al. (2013). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation of the physical climate. Geosci. Model Dev. *6*, 687–720.

Bernard Jannin, L. (2016). Modélisation du processus de dénitrification dans les eaux souterraines des plaines alluviales. Thèse de doctorat. Université de Toulouse, Université Toulouse III - Paul Sabatier.

Bernard-Jannin, L., Sun, X., Teissier, S., Sauvage, S., and Sánchez-Pérez, J.-M. (2016). Spatio-temporal analysis of factors controlling nitrate dynamics and potential denitrification hot spots and hot moments in groundwater of an alluvial floodplain. Ecol. Eng.

Bigot, S., and Rome, S. (2010). Contraintes climatiques dans les Préalpes françaises : évolution récente et conséquences potentielles futures. EchoGéo.

Boé, J. (2007). Changement global et cycle hydrologique: Une étude de régionalisation sur la France. phd. Université de Toulouse, Université Toulouse III - Paul Sabatier.

Boé, J., and Habets, F. (2014). Multi-decadal river flow variations in France. Hydrol Earth Syst Sci *18*, 691–708.

Boé, J., and Terray, L. (2008). A Weather-Type Approach to Analyzing Winter Precipitation in France: Twentieth-Century Trends and the Role of Anthropogenic Forcing. J. Clim. *21*, 3118–3133.

Boé, J., Terray, L., Habets, F., and Martin, E. (2007). Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. Int. J. Climatol. *27*, 1643–1655.

Boé, J., Terray, L., Martin, E., and Habets, F. (2009). Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century. Water Resour. Res. *45*, n/a-n/a.

Bonnefoy, C., Quenol, H., Planchon, O., and Barbeau, G. (2010). Températures et indices bioclimatiques dans le vignoble du Val de Loire dans un contexte de changement climatique. EchoGéo.

Boorman, D.B. (2003). Climate, Hydrochemistry and Economics of Surface-water Systems (CHESS): adding a European dimension to the catchment modelling experience developed under LOIS. Sci. Total Environ. *314–316*, 411–437.

Bossa, A.Y., Diekkrüger, B., Igué, A.M., and Gaiser, T. (2012). Analyzing the effects of different soil databases on modeling of hydrological processes and sediment yield in Benin (West Africa). Geoderma *173–174*, 61–74.

Boulard, D. (2016). Capacité d'une chaîne de modélisation hydroclimatique haute résolution à simuler des indices de déficit hydrique : Application aux douglasaies et hêtraies de Bourgogne. Thèse de doctorat. Université de Bourgogne.

Boulard, D., Castel, T., Camberlin, P., Sergent, A.-S., Bréda, N., Badeau, V., Rossi, A., and Pohl, B. (2015). Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water balance computation: a case study over northeastern France. Clim. Dyn. 1–28.

Bouleau, G., and Richard, S. (2008). Les lois sur l'eau à la lumière de la directive cadre: évolution récente de la réglementation française de l'eau (Paris: AgroParistech-ENGREF).

Breuning-Madsen, H., and Jones, R.J.A. (1995). Soil Profile Analytical Database for the European Union. Geogr. Tidsskr. *95*.

Brigode, P., Oudin, L., and Perrin, C. (2013). Hydrological model parameter instability: A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change? J. Hydrol. *476*, 410–425.

Brisson, N., Mary, B., Ripoche, D., Jeuffroy, M.H., Ruget, F., Nicoullaud, B., Gate, P., Devienne-Barret, F., Antonioletti, R., Durr, C., et al. (1998). STICS: a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parameterization applied to wheat and corn. Agronomie *18*, 311–346.

Bruand, A., Duval, O., Wosten, H., and Lilly, A. (1996). The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe. 2nd workshop of the project "Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning." (Orléans, France), p.

Bruand, A., Fernández, P.P., and Duval, O. (2003). Use of class pedotransfer functions based on texture and bulk density of clods to generate water retention curves. Soil Use Manag. *19*, 232–242.

Brulebois, E., Rossi, A., Le Moine, N., Philippe, M., Castel, T., Richard, Y., and Amiotte-suchet, P. (2014). Potentialités d'une chaîne hydroclimatique à l'échelle des bassins versants bourguignons, XXVIIème colloque de l'Association Internationale de Climatologie. (Dijon, France), pp. 23–29.

Brulebois, E., Ubertosi, M., Bachmann, J., Rossi, A., Castel, T., Richard, Y., Sauvage, S., Sanchez Perez, J.-M., and Amiotte-Suchet, P. (2015a). Sensitivity of water quality of three contrasted north-eastern French watersheds to climate change (2006-2100) using SWAT model. International SWAT conference. (Pula, Sardinia, Italy), p.

Brulebois, E., Castel, T., Richard, Y., Chateau-Smith, C., and Amiotte-Suchet, P. (2015b). Hydrological response to an abrupt shift in surface air temperature over France in 1987/88. J. Hydrol. *531*, 892–901.

Carpenter, S.R., Caraco, N.F., Correll, D.L., Howarth, R.W., Sharpley, A.N., and Smith, V.H. (1998). Nonpoint pollution of surface waters with phosphorus and nitrogen. Ecol. Appl. *8*, 559–568.

Carvalho, L., Miller, C., Spears, B.M., Gunn, I.D.M., Bennion, H., Kirika, A., and May, L. (2012). Water quality of Loch Leven: responses to enrichment, restoration and climate change. Hydrobiologia *681*, 35–47.

Cassou, C., Terray, L., and Phillips, A.S. (2005). Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. J. Clim. *18*, 2805–2811.

Castel, T., Richard, Y., Pohl, B., Crétat, J., Thévenin, D., Cuccia, C., Bois, B., and Roucou, P. (2010). Assessment of Dynamic Downscalling of the Continental East French Regional Climate at high-resolution using the ARW/WRF model. Assoc. Int. Climatol. 23 107-112.

Castel, T., Lecomte, C., Richard, Y., Lejeune-Hénaut, I., and Larmure, A. (2014). Does global warming reduce the freezing injury risk to temperate climate crops ? (DIJON), pp. 271–277.

Cattiaux, J., and Cassou, C. (2013). Opposite CMIP3/CMIP5 trends in the wintertime Northern Annular Mode explained by combined local sea ice and remote tropical influences. Geophys. Res. Lett. *40*, 3682–3687.

Caussinus, H., and Mestre, O. (2004). Detection and Correction of Artificial Shifts in Climate Series. J. R. Stat. Soc. Ser. C Appl. Stat. *53*, 405–425.

Chabin, J.-P. (2001). La forêt dans tous ses états: de la préhistoire à nos jours: actes du colloque de l'Association interuniversitaire de l'Est, Dijon, 16-17 novembre 2001 (Besançon: Presses universitaires de Franche-Comté).

Chambel-Leitão, P., Almeida, C., Weynants, M., Toth, G., Toth, B., and Neves, R. (2012). An European SWAT soil database. MyWater: Merging Hydrologic models and EO data for reliable information on Water.

Chantigny, M.H. (2003). Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices. Geoderma *113*, 357–380.

Chaplot, V. (2005). Impact of DEM mesh size and soil map scale on SWAT runoff, sediment, and NO3–N loads predictions. J. Hydrol. *312*, 207–222.

Chaplot, V., Saleh, A., and Jaynes, D.B. (2005). Effect of the accuracy of spatial rainfall information on the modeling of water, sediment, and NO3–N loads at the watershed level. J. Hydrol. *312*, 223–234.

Chaponnière, A. (2005). Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride. Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain). Institut National Agronomique Paris-Grignon.

Chaubey, I., Cotter, A.S., Costello, T.A., and Soerens, T.S. (2005). Effect of DEM data resolution on SWAT output uncertainty. Hydrol. Process. *19*, 621–628.

Chow, V.T. (1965). Handbook of applied hydrology. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Bull. *10*, 82–83.

Cornelissen, T., Diekkrüger, B., and Giertz, S. (2013). A comparison of hydrological models for assessing the impact of land use and climate change on discharge in a tropical catchment. J. Hydrol. *498*, 221–236.

Coron, L., Andréassian, V., Bourqui, M., Perrin, C., and Hendrickx, F. (2011). Pathologies of hydrological models used in changing climatic conditions: a review. In S.W. Franks, et Al., Eds., (344: IAHS Publ.), pp. 39–44.

Cosandey, C., and Robinson, M. (2015). Hydrologie continentale.

Cuccia, C. (2008). Changement climatique en Bourgogne depuis 1961 : Etude des variations de températures et de précipitations. Mémoire pour l'obtention du M2 Géobiosphère. Université de Bourgogne.

Cuccia, C. (2013). Impacts du changement climatique sur la phénologie du Pinot noir en Bourgogne. Thèse de doctorat. Université de Bourgogne.

Dai, A. (2011). Drought under global warming: a review. Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change *2*, 45–65.

Dai, A., Qian, T., Trenberth, K.E., and Milliman, J.D. (2009). Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004. J. Clim. *22*, 2773–2792.

Dankers, R., and Feyen, L. (2008). Climate change impact on flood hazard in Europe: An assessment based on high-resolution climate simulations. J. Geophys. Res. Atmospheres *113*, D19105.

Dayon, G. (2015). Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies. Université de Toulouse, Université Toulouse III - Paul Sabatier.

Delagarde, R., Prache, S., D'Hour, P., and Petit, M. (2001). Ingestion de l'herbe par les ruminants au pâturage. Fourrages 189–212.

Delpla, I., Jung, A.-V., Baures, E., Clement, M., and Thomas, O. (2009). Impacts of climate change on surface water quality in relation to drinking water production. Environ. Int. *35*, 1225–1233.

Delworth, T.L., Broccoli, A.J., Rosati, A., Stouffer, R.J., Balaji, V., Beesley, J.A., Cooke, W.F., Dixon, K.W., Dunne, J., Dunne, K.A., et al. (2006). GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part I: Formulation and Simulation Characteristics. J. Clim. *19*, 643–674.

Dingman, S.L (2008). Physical Hydrology, Second Edition (Long Grove, Ill.: Waveland Pr Inc).

Dix, M., Vohralik, P., Bi, D., Rashid, H., Marsland, S., O'Farrel, S., Uotila, P., Hirst, T., Kowalczyk, E., Sullivan, A., et al. (2012). The ACCESS coupled model: documentation of core CMIP5 simulations and initial results. Australian Meteorological and Oceanographic Journal *63*, 83–99.

Döll, P., Fiedler, K., and Zhang, J. (2009). Global-scale analysis of river flow alterations due to water withdrawals and reservoirs. Hydrol Earth Syst Sci *13*, 2413–2432.

Droogers, P., and Allen, R.G. (2002). Estimating Reference Evapotranspiration Under Inaccurate Data Conditions. Irrig. Drain. Syst. *16*, 33–45.

Ducharne, A. (2008). Importance of stream temperature to climate change impact on water quality. Hydrol Earth Syst Sci *12*, 797–810.

Ducharne, A., Baubion, C., Beaudoin, N., Benoit, M., Billen, G., Brisson, N., and Garnier J. Kieken H. Lebonvallet S. Ledoux E. Mary B. Mignolet C. Poux X. Sauboua E. Schott C. Théry S. Viennot P. (2007). Long term prospective of the Seine River system: Confronting climatic and direct anthropogenic changes. Sci. Total Environ. *375*, 292–311.

Ducharne, A., Thiéry, D., Sauquet, E., and Bustillo, V. (2010). ICC-HYDROQUAL (CEMAGREF Lyon).

Ducharne, A., Habets, F., Déqué, M., Evaux, L., Hachour, A., Lepailler, T., Martin, E., Oudin, L., Pagé, C., Ribstein, P., et al. (2011). Impact du changement climatique sur les ressources en eau du bassin versant de la Seine: résultats du projet GICC-RExHySS (Nanterre: Agence de l'eau Seine-Normandie).

Earls, J., and Dixon, B. (2008). A Comparison of SWAT Model-Predicted Potential Evapotranspiration Using Real and Modeled Meteorological Data. Vadose Zone J. *7*, 570–580.

EC (2003). European soil database (distribution version v2.0). (Italy: European Comission Joint Research Centre).

Eckhardt, K., and Ulbrich, U. (2003). Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. J. Hydrol. *284*, 244–252.

Elmi, A.A., Madramootoo, C., Egeh, M., Liu, A., and Hamel, C. (2002). Environmental and agronomic implications of water table and nitrogen fertilization management. J. Environ. Qual. *31*, 1858–1867.

EPTB Saône Doubs (2010). Contrat de bassin Tille. Etat des lieux.

Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., and Noilhan, J. (2002). Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology. J. Geophys. Res. Atmospheres *107*, ACL 6-1.

European Environment Agency (2007). CLC2006 technical guidelines.

Evans, C.D., Monteith, D.T., and Cooper, D.M. (2005). Long-term increases in surface water dissolved organic carbon: Observations, possible causes and environmental impacts. Environ. Pollut. *137*, 55–71.

Feyen, L., and Dankers, R. (2009). Impact of global warming on streamflow drought in Europe. J. Geophys. Res. *114*.

Figura, S., Livingstone, D.M., Hoehn, E., and Kipfer, R. (2011). Regime shift in groundwater temperature triggered by the Arctic Oscillation: Groundwater temperature regime shift. Geophys. Res. Lett. *38*.

Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., and Demuth, S. (2005). A global evaluation of streamflow drought characteristics. Hydrol Earth Syst Sci Discuss *2*, 2427–2464.

French Ministry of Agriculture (2012). AgrestePrimeur n°292.

French Ministry of Agriculture (2014). AgrestePrimeur n°313.

Gassman, P.W., Reyes, M.R., Green, C.H., and Arnold, J.G. (2007). The soil and water assessment tool—Historical development applications, and future research directions. Trans. Am. Soc. Agric. Biol. Eng. *50*, 1211–1240.

Gassman, P.W., Sadeghi, A.M., and Srinivasan, R. (2014). Applications of the SWAT Model Special Section: Overview and Insights. J. Environ. Qual. *43*, 1.

Gedney, N., Cox, P.M., Betts, R.A., Boucher, O., Huntingford, C., and Stott, P.A. (2006). Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. Nature *439*, 835–838.

Gedney, N., Huntingford, C., Weedon, G.P., Bellouin, N., Boucher, O., and Cox, P.M. (2014). Detection of solar dimming and brightening effects on Northern Hemisphere river flow. Nat. Geosci. *7*, 796–800.

Gent, P.R., Danabasoglu, G., Donner, L.J., Holland, M.M., Hunke, E.C., Jayne, S.R., Lawrence, D.M., Neale, R.B., Rasch, P.J., Vertenstein, M., et al. (2011). The Community Climate System Model Version 4. J. Clim. *24*, 4973–4991.

Gerten, D., and Gedney, N. (2008). Report on uncertainty in water budgets of the 20th century due to the representation of the impact of CO2 enrichement. Technical report n°3, WATCH deliverable 5.2.1 (PIK, Met Office).

Gerten, D., Rost, S., von Bloh, W., and Lucht, W. (2008). Causes of change in 20th century global river discharge. Geophys. Res. Lett. *35*, L20405.

Gibelin, A.-L., Dubuisson, B., Corre, L., Deaux, N., Jourdain, S., Laval, L., Piquemal, J.-M., Mestre, O., Dennetière, D., Desmidt, S., et al. (2014). Evolution de la température en France depuis les années 1950. La Météorologie *n°87*.

GIEC (2007). Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. ((Geneve: GIEC).

Giorgetta, M.A., Roeckner, E., Mauritsen, T., Stevens, B., Crueger, T., Esch, M., Rast, S., Kornblueh, L., Schmidt, H., Kinne, S., et al. (2012). The atmospheric general circulation model ECHAM6- Model description.

Giorgi, F., Jones, C., and Asrar, G.R. (2009). Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. Bull. - World Meteorol. Organ. *58*, 175–183.

Giuntoli, I., and Renard, B. (2010). Identification des impacts hydrologiques du changement climatique : constitution d'un réseau de référence pour la surveillance des étiages. (CEMAGREF Lyon).

Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.-P., and Bard, A. (2013). Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. J. Hydrol. *482*, 105–118.

Gong, X., and Richman, M. (1995). On the Application of Cluster-Analysis to Growing-Season Precipitation Data in North-America East of the Rockies. J. Clim. *8*, 897–931.

Gordon, H.B., Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia), and Division of Atmospheric Research (2002). The CSIRO Mk3 Climate System Model (Melbourne: CSIRO Atmospheric Research).

Görgen, K., Beersma, J., Brahmer, G., Buiteveled, H., Carambia, M., de Keize, O., Krahe, P., Nilson, E., Lammersen, R., Perrin, C., et al. (2010). Assessment of climate change impacts on discharge in the Rhine River basin: results of the RheinBlick2050 project (Lelystad: Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes).

Gosse, P., Gailhard, J., and Hendrickx, F. (2009). Analyse de la température de la Loire moyenne en été sur la période 1949 à 2003. Hydroécologie Appliquée *16*, 233–274.

Graf, W.L. (2006). Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. Geomorphology *79*, 336–360.

Grieve, I.C., and Marsden, R.L. (2001). Effects of forest cover and topographic factors on TOC and associated metals at various scales in western Scotland. Sci. Total Environ. *265*, 143–151.

Gril, J.-J., and Dorioz, J.-M. (2004). Des bassins versants de recherche aux bassins opérationnels : quels bassins versants pour connaître et maîtriser les pollutions diffuses agricoles ? Sciences Eaux & Territoires *39*, 3–16.

Grusson, Y. (2016). Modélisation de l'évolution hydroclimatique des flux et stocks d'eau verte et d'eau bleue du bassin versant de la Garonne. Thèse de doctorat. Université de Toulouse, Université Toulouse III - Paul Sabatier.

Gudmundsson, L., Bremnes, J.B., Haugen, J.E., and Engen-Skaugen, T. (2012). Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations – a comparison of methods. Hydrol Earth Syst Sci *16*, 3383–3390.

Guse, B., Reusser, D.E., and Fohrer, N. (2014). How to improve the representation of hydrological processes in SWAT for a lowland catchment – temporal analysis of parameter sensitivity and model performance. Hydrol. Process. *28*, 2651–2670.

Habets, F., Boé, J., Déqué, M., Ducharne, A., Gascoin, S., Hachour, A., Martin, E., Page, C., Sauquet, E., Terray, L., et al. (2011). Programme PIREN-SEINE Impact du changement climatique sur les ressources en eau du bassin versant de la Seine. Résultats du projet GICC-RExHySS #13 (Agence de l'eau Seine-Normandie).

Häder, D.-P., Helbling, E.W., Williamson, C.E., and Worrest, R.C. (2011). Effects of UV radiation on aquatic ecosystems and interactions with climate change. Photochem. Photobiol. Sci. *10*, 242–260.

Hagemann, S., Göttel, H., Jacob, D., Lorenz, P., and Roeckner, E. (2009). Improved regional scale processes reflected in projected hydrological changes over large European catchments. Clim. Dyn. *32*, 767–781.

Harding, R., Best, M., Blyth, E., Hagemann, S., Kabat, P., Tallaksen, L.M., Warnaars, T., Wiberg, D., Weedon, G.P., Lanen, H. van, et al. (2011). WATCH: Current Knowledge of the Terrestrial Global Water Cycle. J. Hydrometeorol. *12*, 1149–1156.

Hargreaves, G.. (1975). Moisture Availability and Crop Production. Trans. Am. Soc. Agric. Eng. *18*, 980–984.

Hari, R.E., Livingstone, D.M., Siber, R., Burkhardt-Holm, P., and Güttinger, H. (2006). Consequences of climatic change for water temperature and brown trout populations in Alpine rivers and streams. Glob. Change Biol. *12*, 10–26.

Harper, K. (2008). Weather by the numbers: the genesis of modern meteorology (Cambridge, Mass: MIT Press).

Hejzlar, J., Dubrovský, M., Buchtele, J., and Růžička, M. (2003). The apparent and potential effects of climate change on the inferred concentration of dissolved organic matter in a temperate stream (the Malše River, South Bohemia). Sci. Total Environ. *310*, 143–152.

Held, I.M., and Soden, B.J. (2006). Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. J. Clim. *19*, 5686–5699.

Henderson, P.A. (2007). Discrete and continuous change in the fish community of the Bristol Channel in response to climate change. J. Mar. Biol. Assoc. U. K. *87*, 589–598.

Hengl, T., Heuvelink, G.B.M., and Rossiter, D.G. (2007). About regression-kriging: From equations to case studies. Comput. Geosci. *33*, 1301–1315.

Henrichs, T., Lehner, B., and Alcamo, J. (2002). An Integrated Analysis of Changes in Water Stress in Europe — European Environment Agency (EEA).

Hiemstra, P. (2011). Package "automap."

Hingray, B., Hendrickx, F., Bourqui, M., Creutin, J.D., François, B., Gailhard, J., Lafaysse, M., Lemoine, N., Mathevet, T., Mezghani, A., et al. (2013). RIWER2030 Climat Régionaux et Incertitudes, Ressource en Eau et Gestion associée de 1960 à 2100 (EDF et CNRS).

Hourdin, F., Foujols, M.-A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J.-L., Bony, S., Denvil, S., Guez, L., Lott, F., Ghattas, J., et al. (2012a). Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model. Clim. Dyn. *40*, 2167–2192.

Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., Bony, S., Jam, A., Cheruy, F., Rochetin, N., Fairhead, L., Idelkadi, A., Musat, I., et al. (2012b). LMDZ5B: the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. Clim. Dyn. *40*, 2193–2222.

Huddleston, N., and National Research Council (U.S.) (2012). Climate change: evidence, impacts, and choices : answers to common questions about the science of climate change.

Huguet, F., Parey, S., Dacunha-Castelle, D., and Malek, F. (2008). Is there a trend in extremely high river temperature for the next decades? A case study for France. Nat Hazards Earth Syst Sci *8*, 67–79.

Huntington, T.G. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. J. Hydrol. *319*, 83–95.

Hurkmans, R., Terink, W., Uijlenhoet, R., Torfs, P., Jacob, D., and Troch, P.A. (2010). Changes in Streamflow Dynamics in the Rhine Basin under Three High-Resolution Regional Climate Scenarios. J. Clim. *23*, 679–699.

Husson, F., Josse, J., and Pagès, J. (2010). Principal component methods - hierarchical clustering - partitional clustering: why would we need to choose for visualizing data? (AgroCampus Ouest).

INRA (1998). Base de Données Géographiques de Sols de France, version 1.0 du 10/09/1998.

INRA (2014). DoneSol version 3.4.3. Dictionnaire de données.

IPCC (2000). Emissions scenarios: summary for policymakers : a special report of IPCC Working Group III (Geneva: WMO (World Meteorological Organization) : UNEP (United Nations Environment Programme)).

IPCC (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (IPCC, Geneva, Switzerland: Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.a. Meyer (eds.)).

Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O.B., Christensen, J.H., Castro, M. de, Déqué, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R., et al. (2007). An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. Clim. Change *81*, 31–52.

Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O.B., Bouwer, L.M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., et al. (2013). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. Reg. Environ. Change *14*, 563–578.

Jarvis, N., Koestel, J., Messing, I., Moeys, J., and Lindahl, A. (2013). Influence of soil, land use and climatic factors on the hydraulic conductivity of soil. Hydrol Earth Syst Sci *17*, 5185–5195.

Jha, M., Gassman, P.W., Secchi, S., Gu, R., and Arnold, J. (2004). Effect of Watershed Subdivision on Swat Flow, Sediment, and Nutrient Predictions1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. *40*, 811–825.

Ji, D., Wang, L., Feng, J., Wu, Q., Cheng, H., Zhang, Q., Yang, J., Dong, W., Dai, Y., Gong, D., et al. (2014). Description and basic evaluation of Beijing Normal University Earth System Model (BNU-ESM) version 1. Geosci Model Dev *7*, 2039–2064.

Jiménez Cisneros, B.E., Oki, T., Arnell, N.W., Benito, G., Cogley, J.G., Döll, P., Jiang, T., and Mwakalila, S.. (2014). Freshwater resources. In: Climate Change 2014: IMpacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Inttervovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N, Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea , and LL White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 229-269.

Jones, C.A. (1983). A survey of the variability in tissue nitrogen and phosphorus concentrations in maize and grain sorghum. Field Crops Res. *6*, 133–147.

Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S.I., Sheffield, J., Goulden, M.L., Bonan, G., Cescatti, A., Chen, J., de Jeu, R., et al. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. Nature *467*, 951–954.

Karl, T.R., and Trenberth, K.E. (2003). Modern Global Climate Change. Science *302*, 1719–1723.

Keevallik, S. (2003). Changes in spring weather conditions and atmospheric circulation in Estonia (1955-95). Int. J. Climatol. *23*, 263–270.

Keevallik, S. (2011). Shifts in meteorological regime of the late winter and early spring in Estonia during recent decades. Theor. Appl. Climatol. *105*, 209–215.

Keller, T., and Håkansson, I. (2010). Estimation of reference bulk density from soil particle size distribution and soil organic matter content. Geoderma *154*, 398–406.

Kemp, P.R., Cornelius, J.M., and Reynolds, J.F. (1994). Temporal discontinuities in precipitation in the central north american prairie. Int. J. Climatol. *14*, 539–557.

Kendall, M.G. (1975). Rank correlation methods (London: C. Griffin).

Khalanski, M., Carrel, G., Desaint, B., Fruget, J.-F., Olivier, J.-M., Poirel, A., and Souchon, Y. (2008). Étude thermique globale du Rhône - Impacts hydrobiologiques des échauffements cumulés. Hydroécologie Appliquée *16*, 53–108.

Klemes, V. (1986a). Dilettantism in hydrology: Transition or destiny? Water Resour. Res. *22*, 177S–188S.

Klemes, V. (1986b). Operational testing of hydrological simulation models. Hydrol. Sci. J. *31*, 13–24.

Kroeze, C., Bouwman, L., and Seitzinger, S. (2012). Modeling global nutrient export from watersheds. Curr. Opin. Environ. Sustain. *4*, 195–202.

Kruschke, J.K. (2013). Bayesian estimation supersedes the t test. J. Exp. Psychol. Gen. *142*, 573–603.

Kumar, S., and Merwade, V. (2009). Impact of Watershed Subdivision and Soil Data Resolution on SWAT Model Calibration and Parameter Uncertainty1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. *45*, 1179–1196.

Laat, A.T.J. de, and Crok, M. (2013). A Late 20th Century European Climate Shift: Fingerprint of Regional Brightening? Atmospheric Clim. Sci. *03*, 291–300.

Labat, D. (2006). Oscillations in land surface hydrological cycle. Earth Planet. Sci. Lett. *242*, 143–154.

Labat, D. (2010). Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices. J. Hydrol. *385*, 269–278.

Labat, D., Goddéris, Y., Probst, J.L., and Guyot, J.L. (2004). Evidence for global runoff increase related to climate warming. Adv. Water Resour. *27*, 631–642.

Lang, M., and Renard, B. (2007). Analyse régionale sur les extrêmes hydrométriques en France : détection de changements cohérents et recherche de causalité hydrologique. Houille Blanche 83–89.

Langdale, G.W., Blevins, R.L., Karlen, D.L., McCool, D.K., Nearing, M.A., Skidmore, E.L., Thomas, A.W., Tyler, D.D., and Williams, J.R. (1991). Overview : cover crop effects on soil erosion by wind and water. In Proceedings of an International Conference "Cover Crops for Clean Water, (Soil and Water Conservation Society of America, Ankeny: W.L Hargrove, ED.), p.

Le Lay, M., Galle, S., Saulnier, G.M., and Braud, I. (2007). Exploring the relationship between hydroclimatic stationarity and rainfall-runoff model parameter stability: A case study in West Africa. Water Resour. Res. *43*, W07420.

Le Moigne, P. (2002). Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système SAFRAN. Note de centre GMME, Météo-France.

Le Moine, N. (2008). Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ? CEMAGREF d'Antony.

Le Treut, H. (2013). Les impacts du changement climatique en Aquitaine: un état des lieux scientifique (Pessac: Presses universitaires de Bordeaux).

Leblois, E. (2005). GICC Rhône, Rapport de synthèse finale. (IRSTEA Lyon).

Legates, D.R., and McCabe, G.J. (1999). Evaluating the use of "goodness-of-fit" Measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. Water Resour. Res. *35*, 233–241.

Legates, D.R., Lins, H.F., and McCabe, G.J. (2005). Comments on "Evidence for global runoff increase related to climate warming" by Labat et al. Adv. Water Resour. *28*, 1310–1315.

Legras, O. (2014). Evolution du bilan hydrique à l'échelle de bassins-versants en contexte de changement climatique, mise en place d'une méthodologie. Mémoire pour l'obtention du diplôme d'Ingénieur agronome. (Dijon, France: Agrosup Dijon).

Lehner, B., Döll, P., Alcamo, J., Henrichs, T., and Kaspar, F. (2006). Estimating the Impact of Global Change on Flood and Drought Risks in Europe: A Continental, Integrated Analysis. Clim. Change *75*, 273–299.

Lenderink, G., Buishand, A., and van Deursen, W. (2007). Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. Hydrol Earth Syst Sci *11*, 1145–1159.

Lespinas, F., Ludwig, W., and Heussner, S. (2010). Impact of recent climate change on the hydrology of coastal Mediterranean rivers in Southern France. Clim. Change *99*, 425–456.

Lespinas, F., Ludwig, W., and Heussner, S. (2014). Hydrological and climatic uncertainties associated with modeling the impact of climate change on water resources of small Mediterranean coastal rivers. J. Hydrol. *511*, 403–422.

Lévesque, E., Anctil, F., Griensven, A., and Beauchamp, N. (2008). Evaluation of streamflow simulation by SWAT model for two small watersheds under snowmelt and rainfall. Hydrol. Sci. J. *53*, 961–976.

Linglois-Dussert, N. (2003). Suivi interannuel et modélisation de la composition chimique des eaux d'écoulement en relation avec les occupations du sol : cas du bassin versant du Cousin (Morvan) (Dijon).

Ludwig, W., Serrat, P., Cesmat, L., and Garcia-Esteves, J. (2004). Evaluating the impact of the recent temperature increase on the hydrology of the Tet River (Southern France). J. Hydrol. *289*, 204–221.

Lydy, M.J., Belden, J.B., and Ternes, M.A. (1999). Effects of temperature on the toxicity of m-parathion, chlorpyrifos, and pentachlorobenzene to Chironomus tentans. Arch. Environ. Contam. Toxicol. *37*, 542–547.

Maranda, B., and Anctil, F. (2015). SWAT Performance as Influenced by Potential Evapotranspiration Formulations in a Canadian Watershed. Trans. ASABE *58*, 1585–1600.

Marteau, R., Richard, Y., Pohl, B., Smith, C.C., and Castel, T. (2014). High-resolution rainfall variability simulated by the WRF RCM: application to eastern France. Clim. Dyn. *44*, 1093–1107.

Marty, C. (2008). Regime shift of snow days in Switzerland. Geophys. Res. Lett. *35*, L12501.

Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., and Durand, A. (2010). Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. Int. J. Climatol. *30*, 2146–2154.

Mathieu, C., Pieltain, F., Asseline, J., Chossat, J.-C., and Valentin, C. (1998). Analyse physique des sols méthodes choisies (Londres; Paris; New York: Tec & doc).

Matic, F., Grbec, B., and Morovic, M. (2011). Indications of Climate Regime shifts in the Middle Adriatic Sea. Acta Adriat. *52*, 235–246.

Mednick, A.C. (2010). Does soil data resolution matter? State Soil Geographic database versus Soil Survey Geographic database in rainfall-runoff modeling across Wisconsin. J. Soil Water Conserv. *65*, 190–199.

Meehl, G.A., Washington, W.M., Ammann, C.M., Arblaster, J.M., Wigley, T.M.L., and Tebaldi, C. (2004). Combinations of Natural and Anthropogenic Forcings in Twentieth-Century Climate. J. Clim. *17*, 3721–3727.

Mestre, O., Domonkos, P., Picard, F., Auer, I., Robin, S., Lebarbier, E., Böhm, R., Aguilar, E., Guijarro, J., Vertachnik, G., et al. (2013). HOMER : a homogenization software - methodes and applications. IDOJARAS Q. J. Hung. Meteorol. Serv. *117*, 47–67.

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., Jones, P.D., Xu, K.H., and Smith, L.C. (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951-2000. Glob. Planet. Change *62*, 187–194.

Milly, P.C.D., Dunne, K.A., and Vecchia, A.V. (2005). Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. Nature *438*, 347–350.

Ministère de l'écologie du développement durable, des transports et du logement (2011a). Explore 2070 Eau et changement climatique, Climatologie de la Métropole.

Ministère de l'écologie du développement durable, des transports et du logement (2011b). Explore 2070 Eau et changement climatique, Hydrologie de la Métropole.

Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie (2012a). Explore2070 Eau et changement climatique, Hydrologie de surface. B5 - Synthèse bibliographique.

Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie (2012b). Explore2070 Eau et changement climatique, Hydrologie de surface. A1 - Rapport de synthèse.

Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie (2013). Les prairies permanentes : évolution des surfaces en France. Analyse à travers le Registre Parcellaire Graphique.

Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie (2014). Fiche descriptive de la donnée : Stations hydrométriques Métropole.

Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie, and Agences de l'eau (2003). Système d'évaluation de la qualité de l'eau des cours d'eau. Grilles d'évaluation SEQ-EAU (version 2).

Ministère de l'Environnement, de l'Energie et de la Mer (2015). Directive Nitrates : les zones vulnérables en 2013.

Moatar, F., and Gailhard, J. (2006). Water temperature behaviour in the River Loire since 1976 and 1881. Comptes Rendus Geosci. *338*, 319–328.

Moisselin, J.-M., Schneider, M., and Canellas, C. (2002). Les changements climatiques en France au XXème siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. La Météorologie. *38*, 45–56.

Monerie, P.-A. (2013). Le changement climatique en région de mousson africaine : évolution des champs pluviométrique et atmosphériques dans les simulations CMIP3 et CMIP5 sous scénario A1B et RCP45. (1960-1999, 2031-2070). Thèse de doctorat. Université de Bourgogne.

Monteith, J.L. (1965). Evaporation and environment. Symp. Soc. Exp. Biol. *19*, 205–234.

Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., and Veith, T.L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Transactions of the ASABE *50*, 885–900.

Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., et al. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. Nature *463*, 747–756.

Muller, S., and Hassan, S. (2013). Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) Arroux-Bourbince. Etat initial.

Munier-Jolain, N., and Carrouée, B. (2003). Quelle place pour le pois dans une agriculture respectueuse de l'environnement ¿ Argumentaire agri-environnemental. Cah. Agric. *12*, 111–120 (1).

Murdoch, P.S., Baron, J.S., and Miller, T.L. (2000). Potential effects of climate change on surface water quality in north america. Journal of the American water resources association *36*.

Musy, A. (2004). Hydrologie (Lausanne: Presses polytechniques et universitaires romandes).

Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. J. Hydrol. *10*, 282–290.

Natural Resources Conservation Service (2009). Chapter 7 Hydrologic Soil Groups. In National Engineering Handbook, (United States Department of Agriculture), p.

Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., and Williams, J.R. (2011). Soil and Water Assessment Tool - Theoritical Documentation - version 2009.

Nicks, A.D. (1974). Stochastic generation of the occurrence, pattern and location of maximum amount of daily rainfall. In Proc. Symp. Stastistical Hydrology, (Washington, DC: U.S. Gov. Print. Office), pp. 154–171.

Nossent, J. (2012). Sensitivity and uncertainty analysis in view of the parameter estimation of a SWAT model of the River Kleine Nete, Belgium. Vrije Universiteit Brussel.

ONF (2011). Directive régionale d'aménagement de Bourgogne.

Ottlé, C., Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., Noilhan, J., Martin, E., Ledoux, E., Leblois, E., Sauquet, E., Amraoui, N., et al. (2001). Hydro-meteorological modelling of the Rhone basin: general presentation and objectives. Phys. Chem. Earth Part B Hydrol. Oceans Atmosphere *26*, 443–453.

Oudin, L. (2004). Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Thèse de doctorat. Science de l'eau. Engref.

Ouzeau, G., Déqué, M., Jouini, M., Planton, S., and Vautard, R. (2014). Le climat de la France au XXIème siècle volume 4 Scénarios régionalisés : édition 2014 pour la métropole et les régions d'outre-mer (Ministère de l'Ecologie, du Développement durable et de l'Energie).

Pekárová, P., and Pekár, J. (1996). The impact of land use on stream water quality in Slovakia. J. Hydrol. *180*, 333–350.

Pekárová, P., Miklánek, P., and Pekár, J. (2003). Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th–20th centuries. J. Hydrol. *274*, 62–79.

Penman, H.L. (1948). Natural Evaporation from open water, bare soil and grass. 120–145.

Perrin, C. (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de doctorat. INPG, Grenoble.

Perrin, C. (2007). Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR).

Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. J. Hydrol. *242*, 275–301.

Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. J. Hydrol. *279*, 275–289.

Perrin, C., Görgen, C., Sauquet, E., Beersma, J., Boudhraâ, H., Buiteveld, H., Carambia, M., Dupeyrat, A., Hendrickx, F., Keizer, O. de, et al. (2010). The RheinBlick2050 and Imagine2030 projects: a perspective on the hydrological impacts of climate change in two river basins in Europe. (Koblenz, Germany), pp. 49–61.

Petit, S. (2015). Au fond de l'eau : histoires sociales et représentations environnementales d'un bassin versant agricole. Territ. En Mouv.

Pettitt, A.N. (1979). A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. J. R. Stat. Soc. Ser. C Appl. Stat. *28*, 126–135.

Pitman, G.K. (2002). Bridging troubled waters. Assessing the World Banl Water Resources Strategy (World Bank, Washington D.C.).

Planton, S., and Terray, L. (2007). Détection et attribution à l'échelle régionale : le cas de la France. Météorologie ISSN 0026-1181 2007 Sér. 8 N° 58 P 25-29.

Pociask-Karteczka, J. (2006). River hydrology and the North Atlantic Oscillation: A general review. Ambio *35*, 312–314.

Poirel, A., Lauters, F., and Desaint, B. (2009). 1977-2006 : Trente années de mesures des températures de l'eau dans le Bassin du Rhône. Hydroécologie Appliquée *16*, 191–213.

Post, D.F., Fimbres, A., Matthias, A.D., Sano, E.E., Accioly, L., Batchily, A.K., and Ferreira, L.G. (2000). Predicting Soil Albedo from Soil Color and Spectral Reflectance Data. Soil Sci. Soc. Am. J. *64*, 1027.

Pottier, E., Michaud, A., Farrié, J.P., Plantureux, S., and Baumont, R. (2012). Les prairies permanentes françaises au cœur d'enjeux agricoles et environnementaux. Innovations Agronomiques *25*, 85–97.

Priestley, C.H.., and Taylor, R.J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. 100 81–92.

Probst, J.L., and Tardy, Y. (1987). Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. J. Hydrol. *94*, 289–311.

Raymond, P.A., Oh, N.-H., Turner, R.E., and Broussard, W. (2008). Anthropogenically enhanced fluxes of water and carbon from the Mississippi River. Nature *451*, 449–452.

Refsgaard, J.C., and Storm, B. (1995). MIKE SHE. In Computer Models of Watershed Hydrology, (CO, USA: Singh, V.P. (Ed.)), pp. 806–846.

Rehana, S., and Mujumdar, P.P. (2012). Climate change induced risk in water quality control problems. J. Hydrol. *444–445*, 63–77.

Richard, Y. (2014). Évolution des températures observées en Bourgogne (1961-2011). Bourgogne Nat. *19*, 110–117.

Robson, J., Sutton, R., Lohmann, K., Smith, D., and Palmer, M.D. (2012). Causes of the Rapid Warming of the North Atlantic Ocean in the Mid-1990s. J. Clim. *25*, 4116–4134.

Roche, M. (1963). Hydrologie de surface (Paris: Ofice de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer).

Roche, P.A., Miquel, J., and Gaume, E. (2012). Hydrologie quantitative Processus, modèles et aide à la décision (Paris; New York: Springer).

Romanowicz, A.A., Vanclooster, M., Rounsevell, M., and La Junesse, I. (2005). Sensitivity of the SWAT model to the soil and land use data parametrisation: a case study in the Thyle catchment, Belgium. Ecol. Model. *187*, 27–39.

Rossi, A., Massei, N., Laignel, B., Sebag, D., and Copard, Y. (2009). The response of the Mississippi River to climate fluctuations and reservoir construction as indicated by wavelet analysis of streamflow and suspended-sediment load, 1950–1975. J. Hydrol. *377*, 237–244.

Rossi, A., Castel, T., Richard, Y., Amiotte-suchet, P., Brulebois, E., Ubertosi, M., Brayer, J.-M., Doney, C., and Toussaint, H. (2014). Impact du changement climatique sur l'évolution de la ressource en eau en Bourgogne, France (1980-2100) - Analyse des paramètres hydroclimatiques simulés à haute résolution par un modèle climatique régional. (Dijon, France), pp. 170–175.

Ruggieri, E. (2013). A Bayesian approach to detecting change points in climatic records. Int. J. Climatol. *33*, 520–528.

Sauquet, E. (2015). R^2D^2 2050 Risque, ressource en eau et gestion durable de la Durance en 2050. In RéférenceS : Les Connaissances Scientifiques Au Service de La, (Direction de la recherche et de l'innovation (DRI) du Commissariat Général au D2veloppement Durable (CGDD)), pp. 47–55.

Sauquet, E., Dupeyrat, Hendrickx, and Perrin (2010). IMAGINE 2030, climat et aménagements de la Garonne : quelles incertitudes sur la ressource en eau en 2030 ?

Schilling, K.E., Chan, K.-S., Liu, H., and Zhang, Y.-K. (2010). Quantifying the effect of land use land cover change on increasing discharge in the Upper Mississippi River. J. Hydrol. *387*, 343–345.

Schlueter, M.H., Merico, A., Wiltshire, K.H., Greve, W., and von Storch, H. (2008). A statistical analysis of climate variability and ecosystem response in the German Bight. Ocean Dyn. *58*, 169–186.

Schlueter, M.H., Merico, A., Reginatto, M., Boersma, M., Wiltshire, K.H., and Greve, W. (2010). Phenological shifts of three interacting zooplankton groups in relation to climate change. Glob. Change Biol. *16*, 3144–3153.

Seguin, J.J., and Mardhel, V. (2012). Référentiel Hydrogéologique Français BDLISA (version beta) Présentation du référentiel. Principe de construction et mise en oeuvre (BRGM, ONEMA).

Seiller, G., Anctil, F., and Perrin, C. (2012). Multimodel evaluation of twenty lumped hydrological models under contrasted climate conditions. Hydrol. Earth Syst. Sci. *16*, 1171–1189.

Sellami, H., Benabdallah, S., Jeunesse, I.L., and Vanclooster, M. (2016). Climate models and hydrological parameter uncertainties in climate change impacts on monthly runoff and daily flow duration curve of a Mediterranean catchment. Hydrol. Sci. J. *61*, 1415–1429.

Seneviratne, S.I. (2012). Climate science: Historical drought trends revisited. Nature *491*, 338–339.

Shabalova, M.V., van Deursen, W., and Buishland, T.A. (2003). Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model. Clim. Res. - Clim. RES *23*, 233–246.

Shorthouse, C.A., and Arnell, N.W. (1997). Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic oscillation. In IAHS-AISH Publication, (International Association of Hydrological Sciences), pp. 77–85.

Simmons, A., Uppala, S.M., Dee, D.P., and Kobayashi, S. (2006). ERA-Interim : New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. ECMWF Newsletter 110, 26-35.

SIRTAVA (2012). Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux du bassin versant de l'Armançon. Rapport environnemental.

Skamarock, W.., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., and Powers, J.G.A. (2008). Description of the Advanced Research WRF Version 3. Technical report.

Son, K.-H., and Kim, J.-K. (2008). Application of Proxy-basin Differential Split-Sampling and Blind-Validation Tests for Evaluating Hydrological Impact of Climate Change Using SWAT. J. Korea Water Resour. Assoc. *41*, 969–982.

Soubeyroux, J.-M., Kitova, N., Blanchard, M., Vidal, J.-P., Martin, É., and Dandin, P. (2012). Characterization of soil droughts in France and climate change : The ClimSec project : results and applications.

Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L.M., van Lanen, H. a. J., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M., and Jodar, J. (2010). Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. Hydrol. Earth Syst. Sci. *14*, 2367–2382.

Steele-Dunne, S., Lynch, P., McGrath, R., Semmler, T., Wang, S., Hanafin, J., and Nolan, P. (2008). The impacts of climate change on hydrology in Ireland. J. Hydrol. *356*, 28–45.

Stocker, T.., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P.M. (2014). IPCC, 2013 : Climate Change 2013: the Physical Science Basis (Cambridge: Cambridge University Press).

Stott, P.A., Tett, S.F.B., Jones, G.S., Allen, M.R., Ingram, W.J., and Mitchell, J.F.B. (2001). Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. Clim. Dyn. *17*, 1–21.

Sutton, R.T., and Dong, B. (2012). Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. Nat. Geosci. *5*, 788–792.

Sutton, R.T., and Hodson, D.L.R. (2005). Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. Science *309*, 115–118.

Taylor, K.E., Stouffer, R.J., and Meehl, G.A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. Bull. Am. Meteorol. Soc. *93*, 485–498.

Teuling, A.J., Hirschi, M., Ohmura, A., Wild, M., Reichstein, M., Ciais, P., Buchmann, N., Ammann, C., Montagnani, L., Richardson, A.D., et al. (2009). A regional perspective on trends in continental evaporation. Geophys. Res. Lett. *36*, L02404.

Teuling, A.J., Van Loon, A.F., Seneviratne, S.I., Lehner, I., Aubinet, M., Heinesch, B., Bernhofer, C., Grünwald, T., Prasse, H., and Spank, U. (2013). Evapotranspiration amplifies European summer drought. Geophys. Res. Lett. *40*, 2071–2075.

Thies, H., Nickus, U., Mair, V., Tessadri, R., Tait, D., Thaler, B., and Psenner, R. (2007). Unexpected Response of High Alpine Lake Waters to Climate Warming. Environ. Sci. Technol. *41*, 7424–7429.

Thirel, G., Andreassian, V., and Perrin, C. (2015a). On the need to test hydrological models under changing conditions. Hydrol. Sci. J.-J. Sci. Hydrol. *60*, 1165–1173.

Thirel, G., Andreassian, V., Perrin, C., Audouy, J.-N., Berthet, L., Edwards, P., Folton, N., Furusho, C., Kuentz, A., Lerat, J., et al. (2015b). Hydrology under change: an evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments. Hydrol. Sci. J.-J. Sci. Hydrol. *60*, 1184–1199.

Thodsen, H. (2007). The influence of climate change on stream flow in Danish rivers. J. Hydrol. *333*, 226–238.

Thornthwaite, C.W. (1948). An approach towards a rational classification of climate. Geographical Review *38*, 55–94.

Tisseuil, C., Vrac, M., Lek, S., and Wade, A.J. (2010). Statistical downscaling of river flows. J. Hydrol. *385*, 279–291.

Tissot, A.-C., Amiotte-Suchet, P., Brulebois, E., Castel, T., Ponnou-delaffon, V., Richard, Y., Brayer, J.-M., Ubertosi, M., Martin, E., Petit, S., et al. (2016). Rapport final du projet HYCCARE Bourgogne (Programme GICC - Exercice 2012. Ministère de l'Environnement, de l'énergie et de la mer).

Tran, A.P., Bogaert, P., Wiaux, F., Vanclooster, M., and Lambot, S. (2015). High-resolution space–time quantification of soil moisture along a hillslope using joint analysis of ground penetrating radar and frequency domain reflectometry data. J. Hydrol. *523*, 252–261.

Twine, T.E., Kucharik, C.J., and Foley, J.A. (2004). Effects of Land Cover Change on the Energy and Water Balance of the Mississippi River Basin. J. Hydrometeorol. *5*, 640–655.

U.S. Global Change Research Program (2014). Climate change impacts in the United States: U.S. national climate assessment.

USDA-NRCS (2016). Soil Survey Staff, Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture. Web Soil Survey.

USDA-SCS (1986). Urban Hydrology for Small Watersheds. (US Department of Agriculture-soil Conservation Service (USDA-SCS), USDA, Washington, DC.).

van Griensven, A., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Diluzio, M., and Srinivasan, R. (2006). A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. J. Hydrol. *324*, 10–23.

van Haren, R., van Oldenborgh, G.J., Lenderink, G., Collins, M., and Hazeleger, W. (2013). SST and circulation trend biases cause an underestimation of European precipitation trends. Clim. Dyn. *40*, 1–20.

van Oldenborgh, G.J., Drijfhout, S., van Ulden, A., Haarsma, R., Sterl, A., Severijns, C., Hazeleger, W., and Dijkstra, H. (2009). Western Europe is warming much faster than expected. Clim. Past *5*, 1–12.

van Vliet, M.T.H., and Zwolsman, J.J.G. (2008). Impact of summer droughts on the water quality of the Meuse river. J. Hydrol. *353*, 1–17.

Veijalainen, N., Lotsari, E., Alho, P., Vehviläinen, B., and Käyhkö, J. (2010). National scale assessment of climate change impacts on flooding in Finland. J. Hydrol. *391*, 333–350.

Vernier, F., and Rousset, S. (2014). Les mesures agroenvironnementales à enjeu “eau/pesticides” : évaluation environnementale et économique de l'impact de modifications des pratiques agricoles par modélisation intégrée à partir de scénarios d'évolution (ECCOTER), rapport final, Proframme Pesticides (APR 2009). (IRSTEA).

Villon, G. (1997). Rôle des lacs réservoirs amont : les grands lacs de Seine. *8*, p51-56.

Vivian, H. (1992). Impact des actions anthropiques sur les hydrosystèmes alpins. Exemple : l’hydrologie des Alpes françaises du Nord (Bassin du Rhône). (Paris: UNESCO), p. p 263-270.

Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., et al. (2012). The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. Clim. Dyn. *40*, 2091–2121.

Volodin, E.M., Dianskii, N.A., and Gusev, A.V. (2010). Simulating present-day climate with the INMCM4.0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations. Izv. Atmospheric Ocean. Phys. *46*, 414–431.

von Storch, H. (1999). On the Use of “Inflation” in Statistical Downscaling. J. Clim. *12*, 3505–3506.

Vörösmarty, C.J., and Moore, B. (1991). Modeling basin-scale hydrology in support of physical climate and global biogeochemical studies: An example using the Zambezi River. Surv. Geophys. *12*, 271–311.

Vuglinsky, V. (1995). Assessment of runoff changes during reservoir construction. Man’s influence on freshwater ecosystems and water use. 47–51.

Vuuren, D.P. van, Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., et al. (2011). The representative concentration pathways: an overview. Clim. Change *109*, 5.

Walkley, A., and Black, A. (1934). Etude de la méthode DEGTJAREFF pour le dosage de la matière organique, modification apportée au dosage de l’acide chromique. Soil Science *37*, 29–38.

Wang, X., Lu, Y., Han, J., He, G., and Wang, T. (2007). Identification of anthropogenic influences on water quality of rivers in Taihu watershed. J. Environ. Sci. China *19*, 475–481.

Ward, J.H. (1963). Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. J. Am. Stat. Assoc. *58*, 236–244.

Watanabe, M., Suzuki, T., O’ishi, R., Komuro, Y., Watanabe, S., Emori, S., Takemura, T., Chikira, M., Ogura, T., Sekiguchi, M., et al. (2010). Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity. J. Clim. *23*, 6312–6335.

Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takemura, T., Okajima, H., Nozawa, T., Kawase, H., Abe, M., Yokohata, T., et al. (2011). MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. Geosci Model Dev *4*, 845–872.

Webb, B.W., Clack, P.D., and Walling, D.E. (2003). Water-air temperature relationships in a Devon river system and the role of flow. Hydrol. Process. *17*, 3069–3084.

Werner, M., Mikolajewicz, U., Hoffmann, G., and Heimann, M. (2000). Possible changes of delta O-18 in precipitation caused by a meltwater event in the North Atlantic. J. Geophys. Res.-Atmospheres *105*, 10161–10167.

White, K.L., and Chaubey, I. (2005). Sensitivity Analysis, Calibration, and Validations for a Multisite and Multivariable Swat Model1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. *41*, 1077–1089.

Whitehead, P.G., Wilby, R.L., Battarbee, R.W., Kernan, M., and Wade, A.J. (2009). A review of the potential impacts of climate change on surface water quality. Hydrol. Sci. J. *54*, 101–123.

Wild, M. (2009). Global dimming and brightening: A review. J. Geophys. Res.-Atmospheres *114*, D00D16.

Wild, M., Grieser, J., and Schaer, C. (2008). Combined surface solar brightening and increasing greenhouse effect support recent intensification of the global land-based hydrological cycle. Geophys. Res. Lett. *35*, L17706.

Williams, J.R. (1975). Sediment Routing for Agricultural Watersheds1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. *11*, 965–974.

Williams, J.R. (1995). The EPIC model. In Computer Models of Watershed Hydrology., pp. 909–1000.

Williams, R.J., and Boorman, D.B. (2012). Modelling in-stream temperature and dissolved oxygen at sub-daily time steps: an application to the River Kennet, UK. Sci. Total Environ. *423*, 104–110.

World Meteorological Organization (2008). Manual on low-flow estimation and prediction. (Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization).

Wösten, J.H.., Lilly, A., Nemes, A., and Le Bas, C. (1999). Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. Geoderma *90*, 169–185.

Xiao-Ge, X., Tong-Wen, W., and Jie, Z. (2013). Introduction of CMIP5 Experiments Carried out with the Climate System Models of Beijing Climate Center. Adv. Clim. Change Res. *4*, 41–49.

Xie, H., Chen, L., and Shen, Z. (2015). Assessment of Agricultural Best Management Practices Using Models: Current Issues and Future Perspectives. Water *7*, 1088–1108.

Xu, Y., Castel, T., Richard, Y., Cuccia, C., and Bois, B. (2012). Burgundy regional climate change and its potential impact on grapevines. Clim. Dyn. *39*, 1613–1626.

Yukimoto, S., Yoshimura, H., Hosaka, M., Sakami, T., Tsukino, H., Hirabara, M., Tanaka, T.Y., Deushi, M., Obata, A., Nakano, H., et al. (2011). Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) Model description.

Zeileis, A., Leisch, F., Hornik, K., and Kleiber, C. (2002). strucchange: An R package for testing for structural change in linear regression models. J. Stat. Softw.

Zepp, R.G., Erickson, D.J., 3rd, Paul, N.D., and Sulzberger, B. (2007). Interactive effects of solar UV radiation and climate change on biogeochemical cycling. Photochem. Photobiol. Sci. Off. J. Eur. Photochem. Assoc. Eur. Soc. Photobiol. *6*, 286–300.

Zhang, Y.-K., and Schilling, K.E. (2006). Increasing streamflow and baseflow in Mississippi River since the 1940 s: Effect of land use change. J. Hydrol. *324*, 412–422.

Zhang, D., Chen, X., Yao, H., and Lin, B. (2015). Improved calibration scheme of SWAT by separating wet and dry seasons. Ecol. Model. *301*, 54–61.

Zhang, H., Huang, G.H., Wang, D., and Zhang, X. (2011). Multi-period calibration of a semi-distributed hydrological model based on hydroclimatic clustering. Adv. Water Resour. *34*, 1292–1303.

Zhang, P., Liu, R., Bao, Y., Wang, J., Yu, W., and Shen, Z. (2014). Uncertainty of SWAT model at different DEM resolutions in a large mountainous watershed. Water Res. *53*, 132–144.

Zubala, T. (2009). Influence of dam reservoir on the water quality in a small upland river. Ecohydrol. Hydrobiol. *9*, 165–173.

Annexes

Table des annexes

Annexe 1: Détermination des pratiques agricoles dans SWAT 298

Annexe 2: Hydrogrammes mensuels observés et simulés par GR4J sur les 13 bassins versants (mm/mois) 302

Annexe 3: Hydrogrammes observés et simulés par SWAT sur les 3 bassins versants .. 303

Annexe 4: Paramètres de qualité des eaux observés et simulés par SWAT sur les 3 bassins versants 305

Annexe 5: Hydrogrammes observés et simulés par SWAT à l'échelle des sous-bassins 306

Annexe 6: Liste des cours d'eau métropolitains étudiés sur la période 1969-2009 307

Annexe 7: Liste des cours d'eau bourguignons étudiés sur la période 1969-2009..... 308

Annexe 8: Projections des régimes mensuels interannuels simulés par GR4J 309

Annexe 9 : Indicateurs climatiques et physiques par bassin versant 311

Annexe 10: Indicateurs d'étiages calculés en projection par sous-périodes et par bassin versant 312

Annexe 11: Paramétrisation des rotations culturales 315

Annexe 12: Impact des scénarios de changement de pratiques agricoles sur les simulations SWAT..... 317

Annexe 1: Détermination des pratiques agricoles dans SWAT

Code d'occupation du sol : **AGRL** Nombre d'années de rotation : 1
Nombre d'opérations : 3

Opération n°1 : Récolte

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)
Harvest and Kill	1.2

Opération n°2. Semis

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	AGRC	1400	0.8	10

Opération n°3. Fertilisation

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	AFERT_ID	AUTO NSTRS	AUTO NAPP	AUTO NYR	AUTO EFF	AFRT SURFACE
Autofertilisation	0.01	Beef-Fresh Manure	0.95	50	200	1.1	0.15

Code d'occupation du sol : **CSIL**
Nombre d'années de rotation : 1
Nombre d'opérations : 5

Opération n°1. Semis

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	CSIL	1400	0.8	15

Opération n°2. Fertilisation

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	AFERT_ID	AUTO NSTRS	AUTO NAPP	AUTO NYR	AUTO EFF	AFRT SURFACE
Autofertilisation	0.01	Beef-Fresh Manure	0.95	100	250	1.1	0.15

Opération n°3 : Récolte

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)
Harvest and Kill	1.1

Opération n°4. Semis

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	WWHT	1200	0.8	10

Opération n°5 : Récolte

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)
Harvest and Kill	1.1

Code d'occupation du sol : **FRSD**
Nombre d'années de rotation : 1
Nombre d'opérations : 1

Opération n°1. Semis

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity*	CUR_YR_MAT	BIO_TARG
Plant begin	0.15	FRSD	260	20	15

* : Pour les cultures arborées (FRSD et FRSE dans SWAT), le nombre de degrés-jours pour atteindre la maturité (HU to maturity) correspond au nombre de jours durant lesquels l'arbre croît durant l'année).

Code d'occupation du sol : **FRSE**
Nombre d'années de rotation : 1
Nombre d'opérations : 1

Opération n°1. Semis

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity*	CUR_YR_MAT	BIO_TARG
Plant begin	0.15	FRSE	365	20	15

* : Pour les cultures arborées (FRSD et FRSE dans SWAT), le nombre de degrés-jours pour atteindre la maturité (HU to maturity) correspond au nombre de jours durant lesquels l'arbre croît durant l'année).

Code d'occupation du sol : **URML**
Nombre d'années de rotation : 1
Nombre d'opérations : 3

Opération n°1. Semis

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	BERM	1128	0	0

Opération n°2. Fertilisation

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	AFERT_ID	AUTO NSTRS	AUTO NAPP	AUTO NYR	AUTO EFF	AFRT SURFACE
Autofertilisation	0.01	Elemental Nitrogen	0.75	0	0	0	0

Opération n°3 : Récolte

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)
Harvest and Kill	1.2

Code d'occupation du sol : **PAST** Nombre d'années de rotation : 1 Nombre d'opérations : 7

Opération n°1 : Semis

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	PAST	400	0.8	4

Opération n°2 : Récolte

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)	HARV_EFF
Harvest only	1	0.8

Opération n°3 : Pâturage

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)	MANUR_ID	GRZ_DAYS	BIO_EAT	MANURE_KG
Grazing operation	0.15	Beef-Fresh Manure	60	14	10

Opération n°4 : Semis (mêmes paramètres que Opération n°1)
Opération n°5 : Récolte (mêmes paramètres que Opération n°2)
Opération n°6 : Semis (mêmes paramètres que Opération n°1)
Opération n°7 : Récolte (mêmes paramètres que Opération n°2)

Paramétrisation du pâturage :

D'après les données du recensement agricole de 1998, 2000 et 2010, le chargement moyen observé en Bourgogne sur les surfaces en prairies permanentes est de l'ordre de 1.25 UGB (unité gros bétail). Cette valeur est cohérente puisque d'après une communication de la chambre d'agriculture de Saône et Loire (département sur lequel le bassin de l'Arroux est majoritairement situé), la plupart des exploitations en polyculture/élevage ou en élevage seul étaient bénéficiaires en 2015 de la Prime Herbagère Agro-Environnementale (PHAE), issue du deuxième pilier de la Politique Agricole Commune (PAC), dont un des critères d'admissibilité était un chargement inférieur à 1.45 UGB.

D'après Delagarde et al. (2001), la consommation moyenne de fourrage (en considérant un cheptel composé à la fois de jeunes bovins et de bovins adultes, peut se situer aux environs de 11 kg $MS.UGB^{-1}.jour^{-1}$. Ce qui nous donne pour un chargement moyen de 1.25 UGB/ha, une consommation moyenne d'environ 14 kg $MS.ha^{-1}.jour^{-1}$. C'est la valeur renseignée pour le paramètre BIO_EAT. En prenant en compte une production d'environ 1.25 $t.UGB^{-1}.mois^{-1}$ de fumier, on obtient une production annuelle de 15 tonnes/UGB. Cela nous donne une production de 18.75 tonnes/ha de fumier brut, soit environ 51.5 $kg.ha^{-1}.jour^{-1}$. Si l'on considère un taux de MS de 20%, cela résulte à une production de 10 kg de MS par jour et par ha (valeur utilisée pour le paramètre MANURE_KG).

Code d'occupation du sol : **RYE**
Nombre d'années de rotation : 1
Nombre d'opérations : 8

Opération n°1 : Semis

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	RNGE	900	0.5	10

Opération n°2. Fertilisation

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	AFERT_ID	AUTO NSTRS	AUTO NAPP	AUTO NYR	AUTO EFF	AFRT SURFACE
Autofertilisation	0.01	Beef-Fresh Manure	0.9	50	150	1.1	0.15

Opération n°3 : Récolte

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)	HARV_EFF
Harvest only	1	0.5

Opération n°4 : Semis (mêmes paramètres que Opération n°1)
Opération n°5 : Fertilisation (mêmes paramètres que Opération n°2)
Opération n°6 : Récolte (mêmes paramètres que Opération n°3)
Opération n°7 : Semis (mêmes paramètres que Opération n°1)
Opération n°8 : Récolte (mêmes paramètres que Opération n°3)

Code d'occupation du sol : **WWHT**
Nombre d'années de rotation : 1
Nombre d'opérations : 3

Opération n°1 : Récolte

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)	HARV_EFF
Harvest and Kill	1.1	0.8

Opération n°2 : Semis

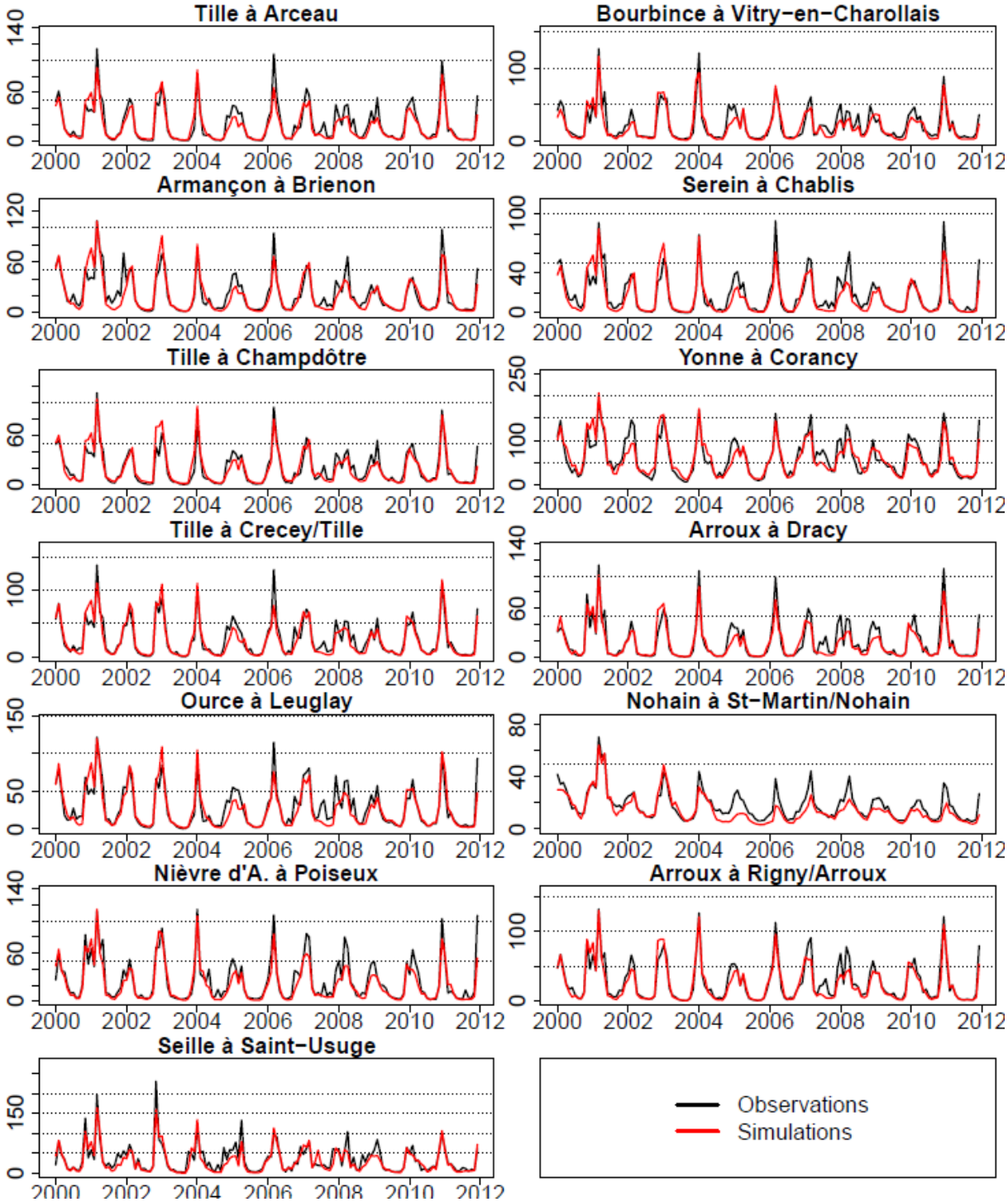
Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.84	WWHT	1200	0.8	8

Opération n°3. Fertilisation

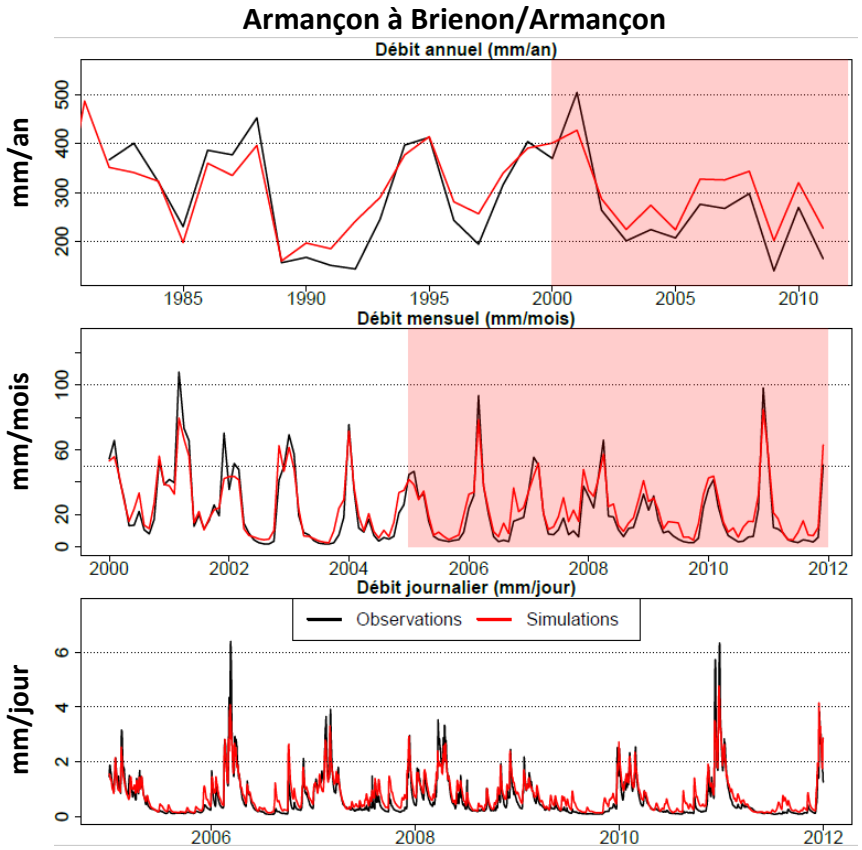
Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	AFERT_ID	AUTO NSTRS	AUTO NAPP	AUTO NYR	AUTO EFF	AFRT SURFACE
Autofertilisation	0.01	Beef-Fresh Manure	0.95	50	200	1.1	0.15

Code d'occupation du sol : **WATR**
Nombre d'années de rotation : 0
Nombre d'opérations : 0

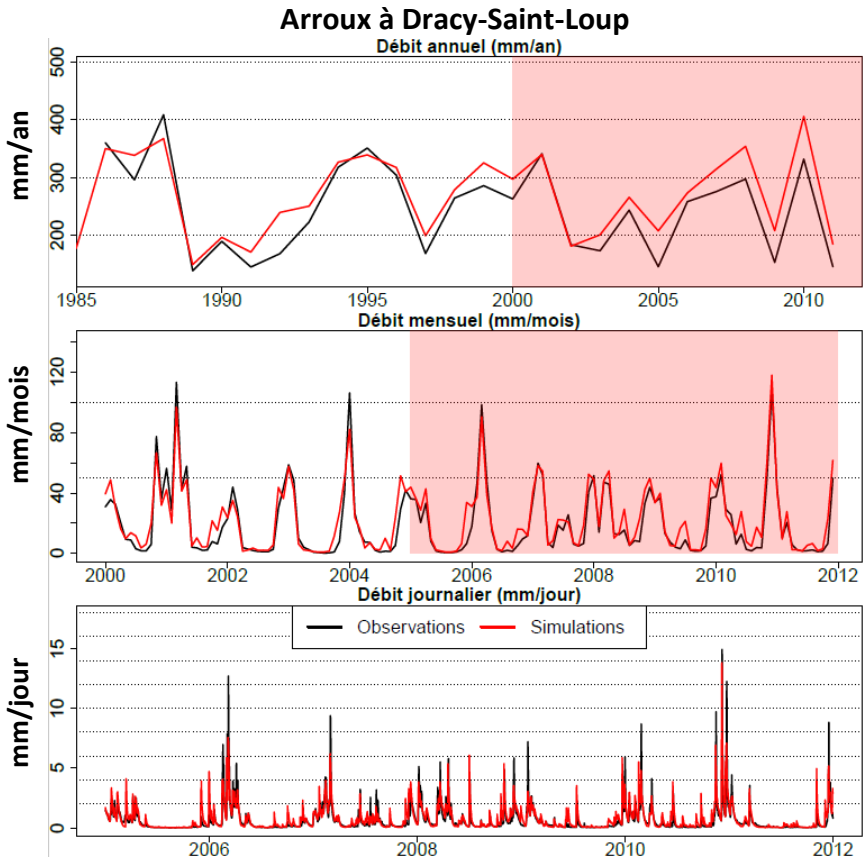
Annexe 2: Hydrogrammes mensuels observés et simulés par GR4J sur les 13 bassins versants (mm/mois)

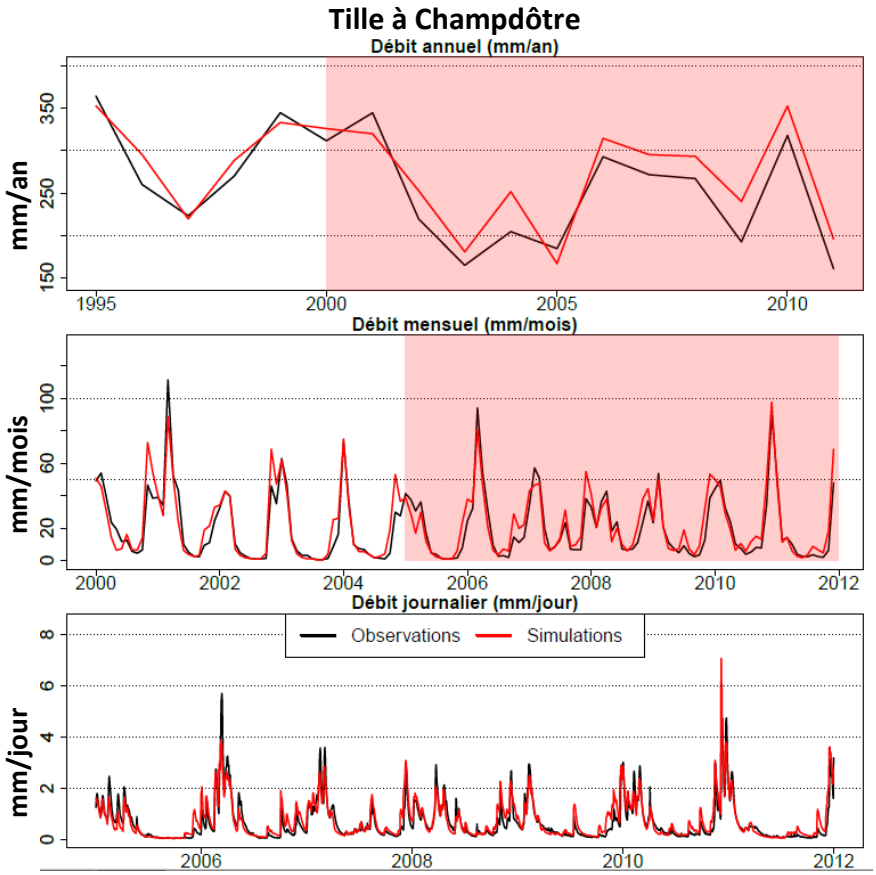


Annexe 3: Hydrogrammes observés et simulés par SWAT sur les 3 bassins versants

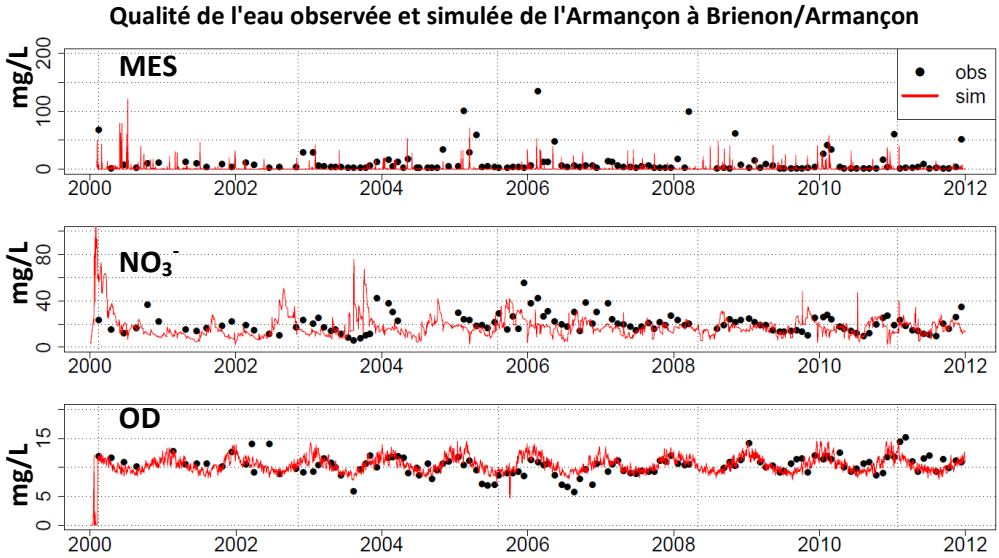


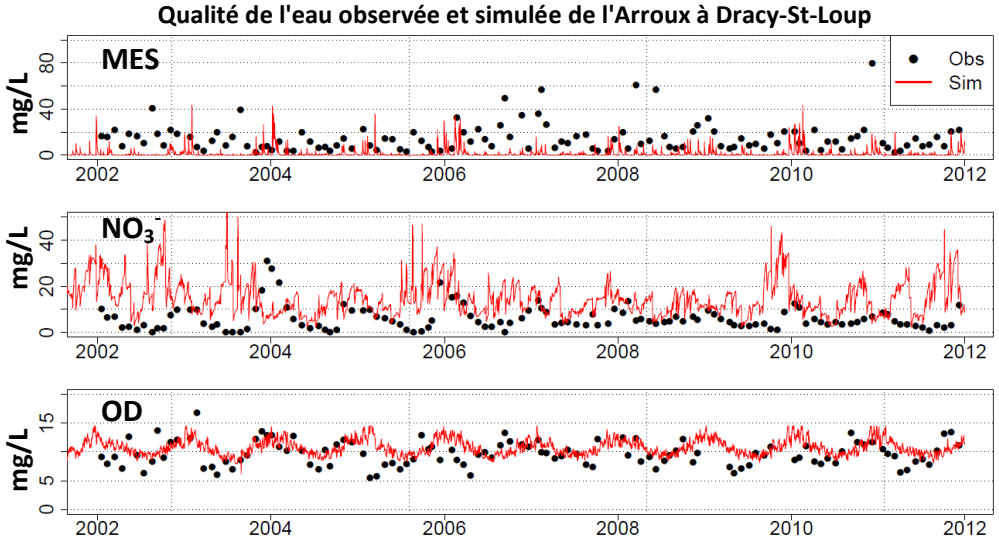
La période surlignée correspond au zoom temporel pour le pas de temps inférieur.

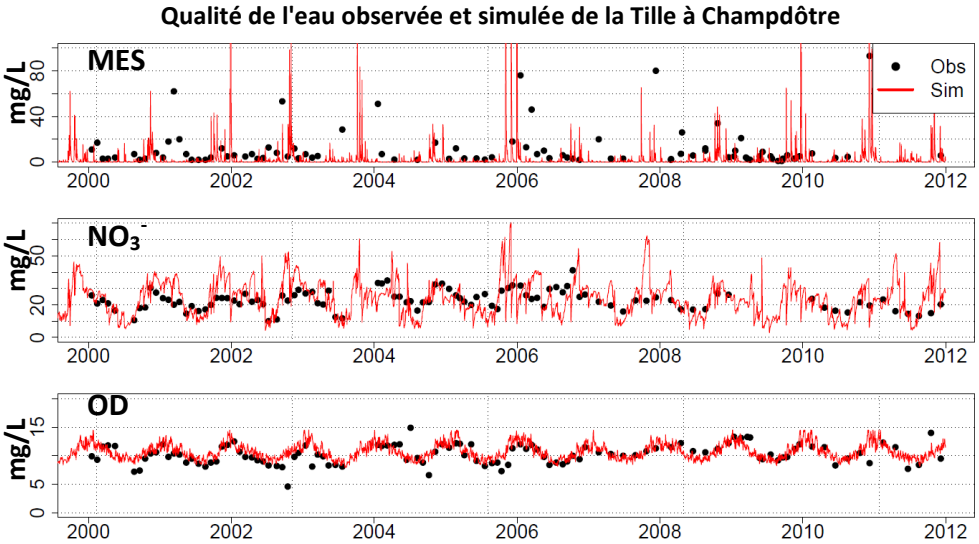



Tille à Champdôtre
Débit annuel (mm/an)
mm/an
150
250
350
1995
2000
2005
2010
Débit mensuel (mm/mois)
mm/mois
0
20
60
100
2000
2002
2004
2006
2008
2010
2012
Débit journalier (mm/jour)
mm/jour
0
2
4
6
8
Observations
Simulations
2006
2008
2010
2012

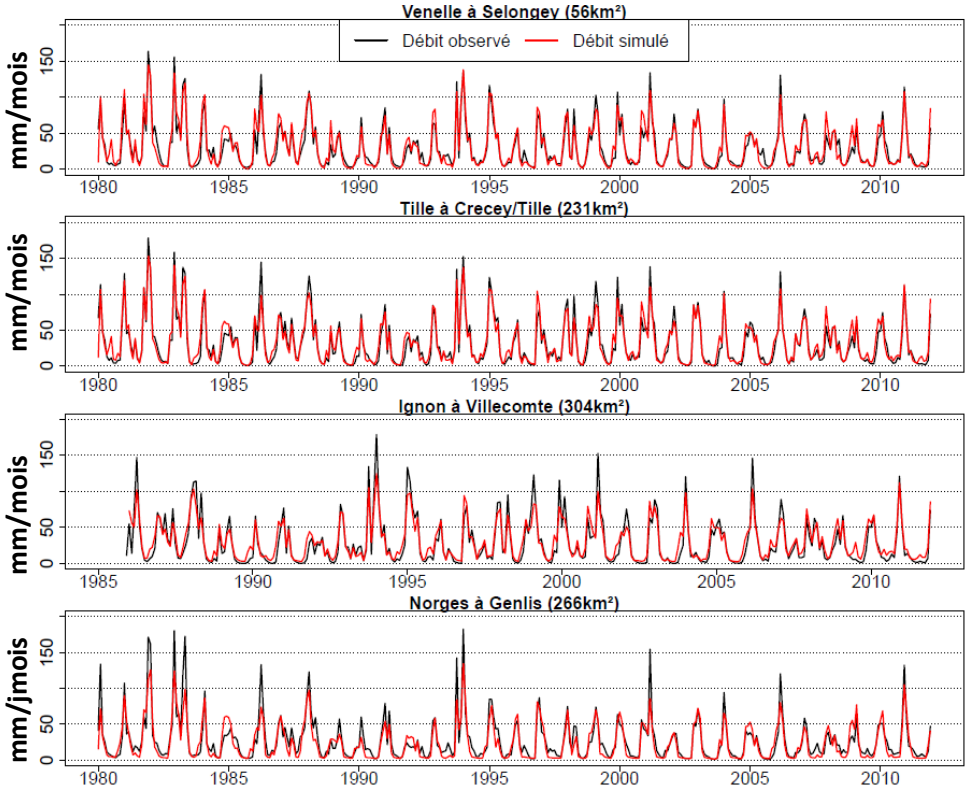
Annexe 4: Paramètres de qualité des eaux observés et simulés par SWAT sur les 3 bassins versants



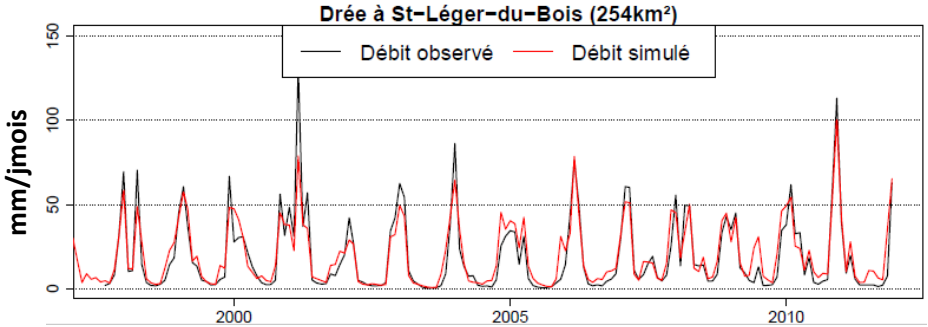




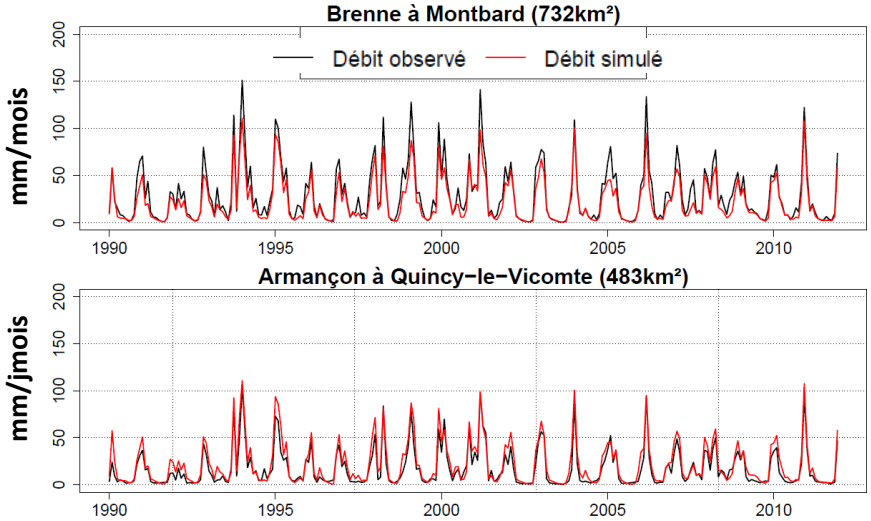
Annexe 5: Hydrogrammes observés et simulés par SWAT à l'échelle des sous-bassins



Débits mensuels (mm/mois) simulés et observés sur les sous-bassins de la Tille



Débits mensuels (mm/mois) simulés et observés sur le sous-bassin de l'Arroux



Débits mensuels (mm/mois) simulés et observés sur les sous-bassins de l"Armançon

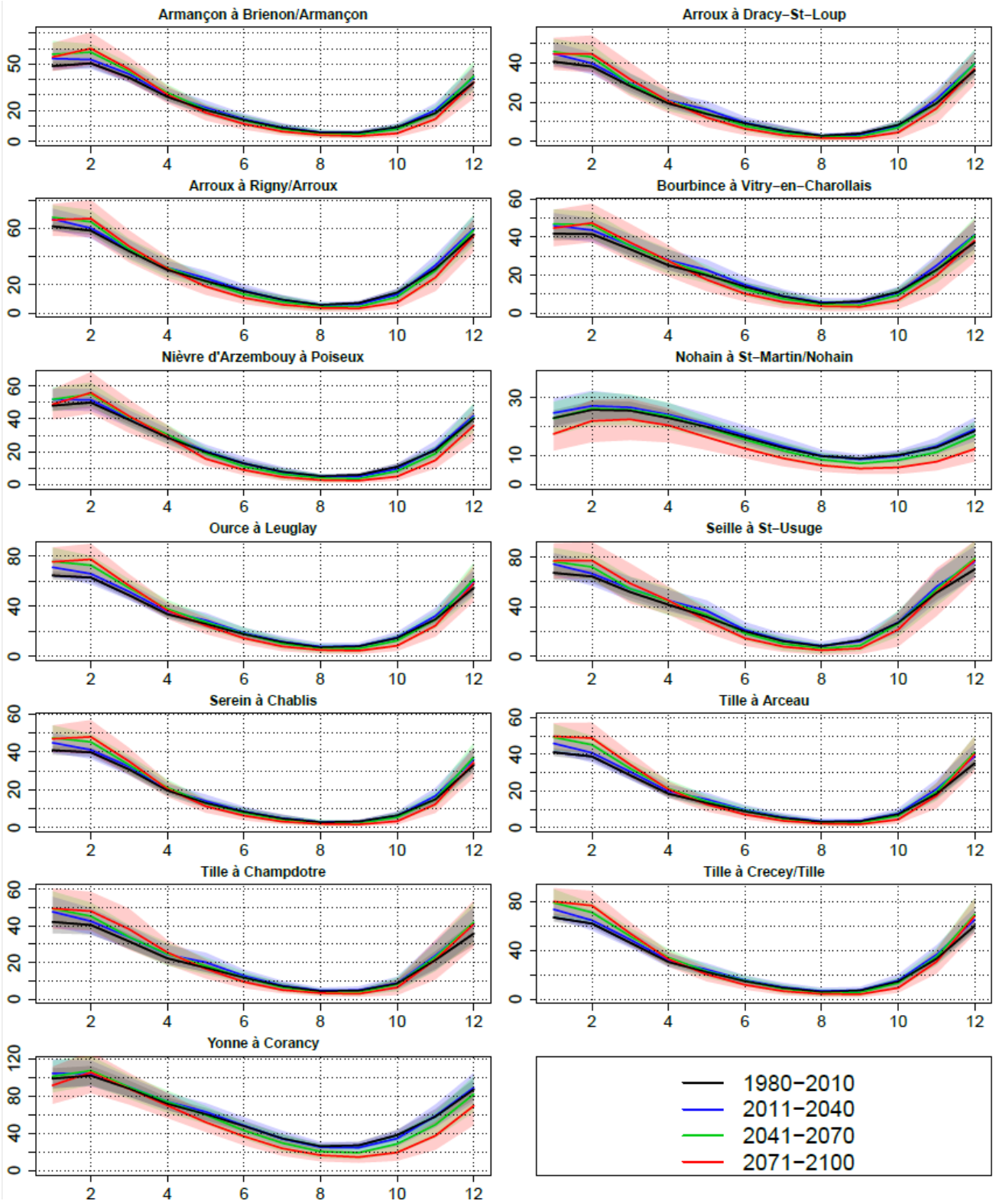
Annexe 6: Liste des cours d'eau métropolitains étudiés sur la période 1969-2009

Libellé	Surface (km²)	Code station	Bassin hydrographique
L'Adour à Saint-Vincent de Paul	7830	Q3120010	Adour-Garonne
Le Gave d'Oloron à Oloron-Sainte-Marie	1085	Q7002910	
Le Tarn à Mostuejouls	925	O3141010	
La Meuse à Saint-Mihiel	2540	B2220010	Artois-Picardie
L'Aa à Wizernes	392	E4035710	
La Jouanne à Force	410	M3423010	Loire-Bretagne
La Loire à Montjean-sur-Loire	109930	M5300010	
La Loire à Villerest	6585	K0910010	
La Nièvre d'Arzembouy à Poiseux [Poisson]	235	K1954010	
La Petite Creuse à Fresselines	850	L4411710	
La Rance à Guenroc	380	J0621610	
La Vienne à Saint-Priest-Taurion	1156	L0140610	
L'Arroux à Rigny-sur-Arroux	2266	K1341810	
Le Blavet à Mur-de-Bretagne	620	J5412110	
L'Elle à Arzano	578	J4742010	
La Moselle à Epinal	1217	A4250640	Rhin-Meuse
La Zorn à Waltenheim-sur-Zorn	688	A3472010	
La Drôme à Luc-en-Diois	194	V4214010	Rhône-Méditerranée-Corse
La Grosne à Jalogny [Cluny]	333	U3214010	
La Norge à Genlis	266	U1235020	
La Siagne à Pegomas	515	Y5534030	
L'Agly à Estagel	903	Y0664040	
L'Ain à Cernon	1120	V2322010	
L'Ardèche à Saint-Martin d'Ardèche	2257	V5064010	
L'Arre au Vigan	155	Y2015010	
Le Gapeau à Hyères	517	Y4624010	
Le Rhône à Beaucaire	95590	V7200010	
La Superbe à Saint-Saturnin	320	H1603010	Seine-Normandie
L'Armançon à Aisy-sur-Armançon [aval]	1350	H2452020	
L'Ouanne à Charny	562	H3122010	

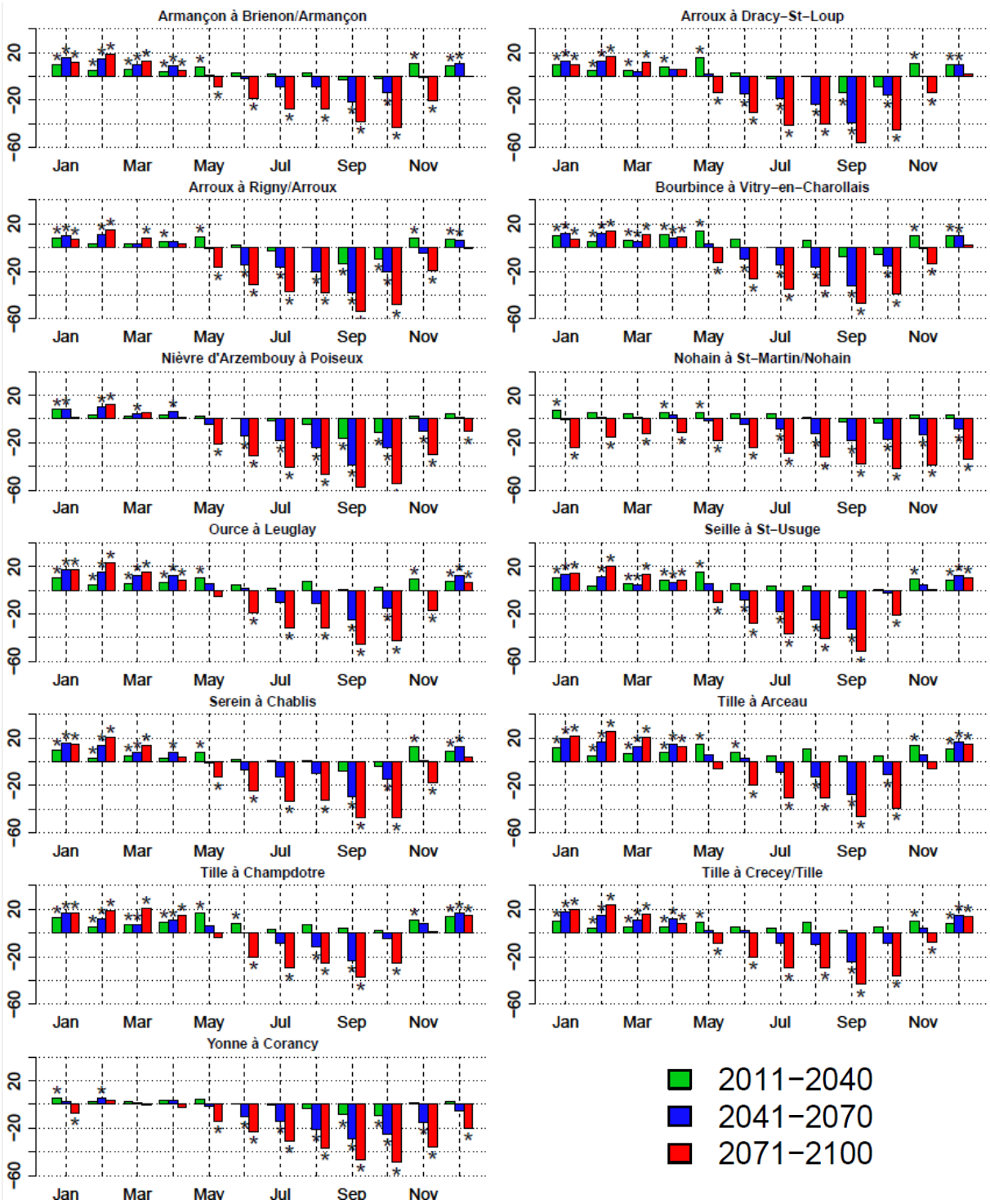
Annexe 7: Liste des cours d'eau bourguignons étudiés sur la période 1969-2009

Libellé	Surface	Code station	Bassin hydrographique
Tille à Arceau	846	U1224010	Rhône-Méditerranée
Grosne à Jalogny	333	U3214010	
Norges à Genlis	266	U1235020	
Guye à Sigy-le-Châtel	272	U3225010	
Venelle à Selongey	56	U1109010	
Vingeanne à Oisilly	609	U0924020	
Seille à St-Usuge	937	U3424010	
Saône à Mâcon	26100	U4300010	
Alène à Cercy-la-Tour	338	K1753110	Loire-Bretagne
Nohain à St-Martin/Nohain	473	K4094010	
Nièvre d'Arzembouy à Poiseux	224	K1954010	
Arconce à Montceau l'Etoile	599	K1173210	
Arroux à Rigny/Arroux	2280	K1341810	
Bourbince à Vitry-en-Charollais	819	K1383010	
Selle à la Celle-en Morvan	138	K1284810	
Armançon à Brienon/Armançon	2982	H2482010	Seine-Normandie
Serein à Chablis	1120	H2342020	
Beuvron à Ouanne	263	H2062010	
Seine à Nod sur Seine	371	H0100010	
Ouanne à Charny	562	H3122010	

Annexe 8: Projections des régimes mensuels interannuels simulés par GR4J



Régimes mensuels interannuels (mm/mois) par sous-période et par bassin versant



Ecart des régimes mensuels interannuels (en %) de chaque sous-période par rapport à la période de référence (1980-2010) par bassin versant.
Les étoiles représentent une différence significative au seuil de 5% (test t)

Annexe 9 : Indicateurs climatiques et physiques par bassin versant

LIBELLE	COMP	DRAI	IDPR	ALTI	PSAF	ETPS	HUM	RU	ZNS	INTER	FAI
Brienon/A.	2.55	0.63	660	203	814	667	0.56	110.50	33.48	32.62	1.47
Dracy-St-Loup	1.95	0.83	1076	406	885	658	0.51	69.34	54.70	46.84	3.62
Rigny/A.	2.24	1.00	1221	407	1007	666	0.44	61.18	55.69	46.32	5.46
Vitry-en-C.	2.19	1.05	1188	317	904	668	0.49	80.83	27.78	39.66	1.02
Poiseux	1.79	0.65	851	303	922	631	0.49	93.20	34.57	44.29	6.56
St-Martin/Nohain	1.74	0.35	533	237	845	652	0.56	86.70	32.91	33.44	4.52
Leuglay	1.85	0.66	720	412	981	605	0.45	81.14	32.25	32.23	4.44
St-Usuge	2.07	0.47	1048	289	1210	684	0.59	110.23	15.38	58.63	3.25
Chablis	2.61	0.54	698	310	869	662	0.52	70.77	41.22	43.72	1.82
Arceau	2.30	0.27	610	365	938	626	0.51	82.41	45.82	25.19	6.70
Champdôtre	2.34	0.32	956	254	844	667	0.69	114.97	26.64	90.98	3.97
Crecey/Tille	2.12	0.32	675	413	986	613	0.44	77.25	48.02	18.82	9.93
Corancy	1.92	0.86	1081	586	1309	663	0.38	43.91	86.69	29.84	10.18

ALTI : Altitude moyenne du bassin versant (m), ZNS : profondeur de la zone non saturée (m), FAI : pourcentage du bassin versant concerné par des failles, PSAF : pluies SAFRAN annuelles sur la période de référence (1980-2010) en mm/an, ETP S : ETP SAFRAN annuelle sur la période de référence (en mm/an), DRAI : densité de drainage, IDPR : indice de développement et de persistance des réseaux, INTER : pourcentage de cours d'eau intermittents, COMP : indice de compacité, HUM : humidité moyenne du sol, RU : capacité moyenne de la réserve utile du sol (mm H_20).

La méthodologie de construction de ces indicateurs est reprise dans le rapport du BRGM intitulé : "Typologie des bassins versants de la Bourgogne et modélisation hydrologique globale", qui constitue l'Annexe n°2 du rapport final du projet de recherche HYCCARE Bourgogne (Tissot et al., 2016).

Annexe 10: Indicateurs d'étiages calculés en projection par sous-période et par bassin versant

Indicateur : Durée de l'étiage (nombre de jours par an sous le VCN10 de la période de référence)

Bassin versant	1980-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Armançon à Brienon/Armançon	40.1	39.2	52.6	75.7
Arroux à Dracy-St-Loup	39.6	41.4	58	82.2
Arroux à Rigny/Arroux	38.1	40	57.4	81.6
Bourbince à Vitry-en-Charollais	40.5	41	56.9	81.6
Nièvre d'A. à Poiseux	39.1	42.5	60.6	87
Nohain à St-Martin/Nohain	52.4	45.7	66.6	119.3
Ource à Leuglay	37.7	39.6	54.1	79
Seille à St-Usuge	30.9	34.7	48.8	71.9
Serein à Chablis	40.8	41.2	54.5	76.1
Tille à Arceau	40.3	41.5	54.4	76.1
Tille à Champdôtre	40	38	49.2	71.3
Tille à Crecey/Tille	37.3	39	51.8	74.1
Yonne à Corancy	37	39.4	60.4	93.7

Indicateur : Volume de déficit (mm/an)

Bassin versant	1980-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Armançon à Brienon/Armançon	2	1.9	2.2	3.3
Arroux à Dracy-St-Loup	0.8	1	1.2	1.8
Arroux à Rigny/Arroux	1.7	1.8	2.3	3.5
Bourbince à Vitry-en-Charollais	1.7	1.8	2.1	3.1
Nièvre d'A. à Poiseux	1.6	1.6	2.2	3.2
Nohain à St-Martin/Nohain	6.2	3.8	4.9	9.2
Ource à Leuglay	2.3	2.5	3.1	4.7
Seille à St-Usuge	1.5	1.8	2.4	3.8
Serein à Chablis	0.9	1	1.1	1.6
Tille à Arceau	1.1	1.2	1.4	2.1
Tille à Champdôtre	1.5	1.4	1.5	2.3
Tille à Crecey/Tille	1.9	2.1	2.5	3.7
Yonne à Corancy	9.5	8	12.1	19.9

Indicateur : Valeur du débit minimum annuel (VCN3)(mm/jour)

Bassin versant	1980-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Armançon à Brienon/Armançon	0.101	0.102	0.089	0.072
Arroux à Dracy-St-Loup	0.035	0.034	0.026	0.02
Arroux à Rigny/Arroux	0.08	0.077	0.063	0.049
Bourbince à Vitry-en-Charollais	0.075	0.074	0.061	0.049
Nièvre d'A. à Poiseux	0.069	0.065	0.052	0.039
Nohain à St-Martin/Nohain	0.201	0.203	0.176	0.135
Ource à Leuglay	0.111	0.11	0.092	0.071

Seille à St-Usuge	0.077	0.075	0.059	0.046
Serein à Chablis	0.043	0.042	0.036	0.028
Tille à Arceau	0.048	0.049	0.04	0.031
Tille à Champdôtre	0.074	0.075	0.064	0.054
Tille à Crecey/Tille	0.099	0.099	0.084	0.066
Yonne à Corancy	0.499	0.476	0.404	0.321

Indicateur : Date de début d'étiage (jours juliens)

Bassin versant	1980-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Armançon à Brienon/Armançon	218	221	221	211
Arroux à Dracy-St-Loup	210	213	211	198
Arroux à Rigny/Arroux	212	215	212	199
Bourbince à Vitry-en-Charollais	212	215	213	200
Nièvre d'A. à Poiseux	212	216	210	199
Nohain à St-Martin/Nohain	199	210	203	165
Ource à Leuglay	215	213	214	202
Seille à St-Usuge	205	207	204	193
Serein à Chablis	217	220	220	210
Tille à Arceau	217	218	218	207
Tille à Champdôtre	217	224	223	212
Tille à Crecey/Tille	215	214	215	204
Yonne à Corancy	211	215	209	192

Indicateur : Date de centre d'étiage (jours juliens)

Bassin versant	1980-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Armançon à Brienon/Armançon	256	260	265	266
Arroux à Dracy-St-Loup	245	252	255	256
Arroux à Rigny/Arroux	246	253	255	256
Bourbince à Vitry-en-Charollais	249	255	258	259
Nièvre d'A. à Poiseux	248	255	256	258
Nohain à St-Martin/Nohain	254	264	268	266
Ource à Leuglay	249	252	257	258
Seille à St-Usuge	235	243	244	246
Serein à Chablis	254	259	263	263
Tille à Arceau	252	258	261	262
Tille à Champdôtre	254	262	264	266
Tille à Crecey/Tille	249	253	257	258
Yonne à Corancy	246	253	257	259

Indicateur : Date de fin d'étiage (jours juliens)

Bassin versant	1980-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Armançon à Brienon/Armançon	278	284	288	294
Arroux à Dracy-St-Loup	270	274	279	286
Arroux à Rigny/Arroux	268	274	280	286
Bourbince à Vitry-en-Charollais	272	279	283	289
Nièvre d'A. à Poiseux	272	277	281	290
Nohain à St-Martin/Nohain	290	296	301	312
Ource à Leuglay	271	275	282	289
Seille à St-Usuge	255	265	266	275
Serein à Chablis	277	281	285	291
Tille à Arceau	275	280	283	290
Tille à Champdôtre	276	284	285	293
Tille à Crecey/Tille	270	275	280	286
Yonne à Corancy	271	275	284	293

Indicateur : Date d'occurrence du minimum annuel (jours juliens)

Bassin versant	1980-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Armançon à Brienon/Armançon	255	265	272	278
Arroux à Dracy-St-Loup	246	258	264	271
Arroux à Rigny/Arroux	246	258	264	272
Bourbince à Vitry-en-Charollais	246	259	266	274
Nièvre d'A. à Poiseux	248	258	265	274
Nohain à St-Martin/Nohain	245	264	271	275
Ource à Leuglay	248	257	264	273
Seille à St-Usuge	234	245	250	258
Serein à Chablis	255	265	270	277
Tille à Arceau	252	263	268	276
Tille à Champdôtre	254	268	270	277
Tille à Crecey/Tille	249	258	264	272
Yonne à Corancy	243	256	262	272

Annexe 11: Paramétrisation des rotations culturales

Rotation : Colza/Blé/Orge
Nombre d'années de rotation : 3 Nombre d'opérations : 9

Année 1
Opération n°1. Semis du colza de printemps

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	CANP	1800	0.8	8

Opération n°2. Fertilisation

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	AFERT_ID	AUTO NSTRS	AUTO NAPP	AUTO NYR	AUTO EFF	AFRT SURFACE
Autofertilisation	0.05	Beef-Fresh Manure	0.95	100	250	1.1	0.15

Opération n°3 : Récolte

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)
Harvest and Kill	1.1

Opération n°4. Semis du blé d'hiver

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.05	WWHT	1300	0.8	8

Année 2
Opération n°5. Fertilisation (idem que opération n°2)
Opération n°6 : Récolte (idem que opération n°3)
Opération n°7. Semis de l'orge d'hiver

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	WBAR	1800	0.8	8

Année 3
Opération n°8. Fertilisation (idem que opération n°2)
Opération n°9 : Récolte (idem que opération n°3)

La rotation "Année 1/Année 2/ Année 3" est appliquée sur un tiers des HRU, la rotation "Année 2/Année 3/Année 1" sur un autre tiers, puis la rotation "Année 3/Année 1/ Année 2" sur le dernier tiers.

Rotation incluant la légumineuse
Nombre d'années de rotation : 5 Nombre d'opérations : 14

Année 1
Opération n°1 : Récolte

Code SWAT	Date (en fraction de HUm)
Harvest and Kill	1.1

Opération n°2. Semis du blé d'hiver

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	WWHT	1300	0.8	8

Année 2
Opération n°3. Fertilisation

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	AFERT_ID	AUTO NSTRS	AUTO NAPP	AUTO NYR	AUTO EFF	AFRT SURFACE
Autofertilisation	0.05	Beef-Fresh Manure	0.95	100	250	1.1	0.15

Opération n°4 : Récolte (idem que opération n°1)
Opération n°5. Semis de l'orge d'hiver

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.05	WBAR	1300	0.8	8

Année 3
Opération n°6. Fertilisation (idem que opération n°3)
Opération n°7 : Récolte (idem que opération n°1)

Année 4
Opération n°8. Semis du colza de printemps

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	CANP	1800	0.8	8

Opération n°9. Fertilisation (idem que opération n°3)
Opération n°10. Récolte (idem que opération n°1)
Opération n°11. Semis du blé d'hiver

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	WWHT	1300	0.8	8

Année 5
Opération n°12. Fertilisation (idem que opération n°3)
Opération n°13. Récolte (idem que opération n°1)
Opération n°14. Semis du pois

Code SWAT	Date (en fraction de HU0)	ID	HU to maturity	HI_TARG	BIO_TARG
Plant begin	0.15	FPEA	1300	0.8	8

Annexe 12: Impact des scénarios de changement de pratiques agricoles sur les simulations SWAT

Impacts des objectifs de rendement

Bassin versant	Période	Lame d'eau (mm/an)		Exports de N-NO_3^- (kg.ha^{-1}.an^{-1})		Concentrations NO_3^- (mg/L)	
		Rdt	10t	Rdt	10t	Rdt	10t
Tille	1980-2010	214±55	220±56	6.7±1.7	6.9±1.7	13.5±3.1	13.5±2.5
	2011-2040	211±68	220±68	5.3±1.2	5.9±1.4	11.0±2.2	11.7±2.2
	2041-2070	212±59	226±60	5.8±1.3	6.6±1.3	11.8±1.8	12.7±1.8
	2071-2100	221±61	222±61	5.3±1.1	6.4±1.6	10.4±2.5	12.4±2.2
Arroux	1980-2010	244±65	244±65	2.3±0.6	2.5±0.6	4.6±2.7	4.9±2.4
	2011-2040	239±81	239±81	2.1±0.4	2.3±0.4	4.2±1.1	4.7±1.2
	2041-2070	241±69	241±69	2.5±0.5	2.8±0.5	4.7±0.8	5.3±1.0
	2071-2100	231±67	231±67	2.6±0.6	2.9±0.7	5.1±1.2	5.7±1.4
Armançon	1980-2010	268±64	268±64	4.8±0.9	5.2±0.9	8.1±1.5	8.8±1.5
	2011-2040	263±70	263±70	4.2±0.7	4.7±0.8	7.4±0.9	8.2±1.1
	2041-2070	271±63	271±63	4.1±0.7	4.6±0.8	6.8±0.7	7.7±0.8
	2071-2100	257±62	256±62	3.9±.0.7	4.5±0.8	6.9±1.1	7.9±1.2

Bassin versant	Période	Exports de MES (kg.ha^{-1}.an^{-1})		Rendements (t MS.ha^{-1}.an^{-1})	
		Rdt	10t	Rdt	10t
Tille	1980-2010	9.1±8.1	8.3±16.5	6.6±0.6	6.1±0.6
	2011-2040	19.8±25.4	18.0±27.8	6.5±0.2	6.1±0.2
	2041-2070	8.3±9.0	13.8±20.2	6.3±0.2	6.0±0.3
	2071-2100	10.9±16.8	11.4±11.3	6.4±0.3	6.1±0.3
Arroux	1980-2010	12.5±12.9	11.7±12.8	4.3±0.3	4.1±0.4
	2011-2040	15.8±14.7	14.5±13.4	4.0±0.4	4.0±0.5
	2041-2070	10.9±7.1	10.3±6.8	4.2±0.4	3.8±0.5
	2071-2100	8.8±7.5	8.3±6.9	4.2±0.6	3.8±0.6
Armançon	1980-2010	7.8±8.1	6.7±7.2	6.0±0.5	6.1±0.5
	2011-2040	16.6±22.2	13.1±16.8	6.0±0.3	6.1±0.3
	2041-2070	6.7±6.4	6.2±5.9	5.7±0.4	5.8±0.4
	2071-2100	5.1±9.9	4.7±9.0	5.4±0.3	5.5±0.3

Rdt : Objectifs de rendement ajustés
10t : Objectifs de rendement moyen fixés à 10t MS/ha

Impacts de la rotation culturale

Bassin versant	Période	Lame d'eau (mm/an)		Exports de N-NO_3^- ($kg.ha^{-1}.an^{-1}$)		Concentration en NO_3^- (mg/L)	
		CBO	Pois	CBO	Pois	CBO	Pois
Tille	1980-2010	234±58	250±58	3.4±0.9	3.6±0.7	6.4±0.9	6.7±1.7
	2011-2040	232±70	250±70	3.1±0.7	3.7±0.7	6.0±0.7	6.9±1.9
	2041-2070	237±63	256±64	3.1±0.8	3.8±1.0	5.9±0.6	6.8±1.3
	2071-2100	234±62	250±66	3.0±0.7	3.9±0.8	5.7±0.7	7.2±1.5
Arroux	1980-2010	243±65	256±67	2.4±0.6	2.5±0.6	4.7±2.2	4.7±2.1
	2011-2040	237±82	250±83	2.5±0.6	2.5±0.5	5.0±1.3	4.8±1.6
	2041-2070	238±69	256±70	3.1±0.5	2.8±0.7	6.0±1.3	5.0±1.0
	2071-2100	233±67	247±71	3.1±0.9	2.7±0.8	6.0±1.5	5.0±1.2
Armançon	1980-2010	256±63	274±64	4.1±1.1	3.5±0.7	7.0±0.9	5.9±1.5
	2011-2040	249±71	267±74	3.8±1.0	3.6±0.5	6.9±0.9	6.2±1.5
	2041-2070	255±64	276±64	4.0±1.1	4.0±0.8	7.0±1.0	6.5±1.0
	2071-2100	247±60	265±64	4.4±1.1	4.1±0.7	7.9±1.3	7.1±1.4

Bassin versant		Rendements (t $MS.ha^{-1}.an^{-1}$)						
		Orge		Colza		Blé		Pois
		CBO	Pois	CBO	Pois	CBO	Pois	
Tille	1980-2010	6.3±0.5	6.7±0.2	6.8±0.2	6.7±0.2	4.9±0.7	5.9±0.3	4.8±0.3
	2011-2040	6.3±0.5	6.7±0.3	6.7±0.4	6.5±0.3	4.5±0.7	5.8±0.4	4.7±0.3
	2041-2070	6.4±0.5	6.6±0.2	6.6±0.3	6.4±0.3	4.0±0.7	5.1±0.3	5.0±0.3
	2071-2100	6.5±0.4	6.5±0.2	6.5±0.3	6.3±0.3	3.9±0.5	4.9±0.2	5.2±0.3
Arroux	1980-2010	6.7±0.3	6.6±0.6	7.2±0.1	6.1±0.9	5.7±1.0	5.6±0.4	6.1±1.3
	2011-2040	6.6±0.4	6.5±0.7	7.0±0.3	6.0±0.9	5.6±1.1	5.6±0.4	6.1±1.3
	2041-2070	6.7±0.4	6.2±0.7	6.8±0.2	5.8±0.9	4.8±1.2	5.3±0.5	6.0±1.3
	2071-2100	7.0±0.3	6.4±0.6	6.7±0.2	5.6±1.1	3.8±0.6	5.2±0.7	5.8±1.2
Armançon	1980-2010	6.6±0.4	6.6±0.6	6.8±0.2	6.1±0.9	4.7±0.9	5.6±0.4	6.1±1.3
	2011-2040	6.5±0.5	6.5±.6	6.7±0.3	6.1±0.9	4.1±0.7	5.7±0.5	6.1±1.3
	2041-2070	6.7±0.3	6.4±0.6	6.5±0.3	5.9±0.9	4.0±0.4	5.3±0.6	6.0±1.3
	2071-2100	6.7±0.3	6.5±0.6	6.4±0.3	5.7±1.2	4.3±0.4	5.2±0.7	5.8±1.1

CBO : rotation Colza/Blé/Orge
Pois : Rotation incluant une légumineuse

Impacts des changements d'occupation du sol

Bassin versant	Période	Lame d'eau (mm/an)			Exports nitrates (kg N-NO_3^- .ha^{-1}.an^{-1})			Concentration NO_3^- (mg/L)		
		Init.	FOR	CULT	Init.	FOR	CULT	Init.	FOR	CULT
Tille	1980-2010	241±56	241±56	241±57	4.9±0.7	4.5±0.7	4.5±0.7	9.2±	8.5±	8.5±
	2011-2040	235±72	235±72	236±72	4.8±0.8	4.3±0.8	4.3±0.8	9.3±	8.6±	8.6±
	2041-2070	240±64	239±63	240±64	5.0±0.7	4.7±0.6	4.7±0.7	9.6±	9.0±	9.0±
	2071-2100	235±65	235±65	236±65	5.3±1.0	4.9±0.9	4.9±0.9	10.3±	9.5±	9.5±
Arroux	1980-2010	250±62	250±62	267±65	2.3±0.4	1.8±0.3	2.7±0.5	4.1±	3.2±	4.6±
	2011-2040	239±82	239±82	257±83	2.1±0.4	1.7±0.3	2.5±0.4	4.2±	3.3±	4.5±
	2041-2070	241±70	245±70	261±70	2.5±0.5	1.8±0.3	2.8±0.5	4.7±	3.3±	4.9±
	2071-2100	232±67	235±68	248±68	2.6±0.6	1.6±0.4	2.7±0.6	5.0±	3.2±	5.0±
Armançon	1980-2010	268±61	267±61	272±62	4.8±0.9	4.8±1.0	5.0±0.9	7.9±	8.0±	8.1±
	2011-2040	263±71	262±71	268±72	4.2±0.7	4.4±0.8	4.4±0.7	7.3±	7.5±	7.5±
	2041-2070	271±63	271±63	278±64	4.1±0.7	4.3±0.8	4.3±0.7	6.8±	7.2±	7.0±
	2071-2100	256±62	257±63	262±63	3.9±0.7	3.8±0.7	4.0±0.7	6.9±	6.8±	7.0±

Bassin versant	Période	Exports MES (kg.ha^{-1}.an^{-1})			Concentration MES (mg/L)		
		Init.	FOR	CULT	Init.	FOR	CULT
Tille	1980-2010	9.4±7.1	9.1±6.8	9.2±6.8	3.9±	3.7±	3.8±
	2011-2040	18.7±24.8	17.9±23.7	18.0±23.9	6.7±	6.5±	6.5±
	2041-2070	13.5±18.5	13.3±18.1	13.3±18.2	5.1±	5.0±	5.0±
	2071-2100	12.3±9.8	12.2±9.6	12.3±6.7	4.9±	4.9±	4.9±
Arroux	1980-2010	10.5±7.0	10.1±6.7	15.8±11.8	4.1±2.4	4.0±2.3	5.8±3.9
	2011-2040	15.8±14.8	15.3±14.0	24.5±24.0	6.0±4.1	5.9±3.9	8.7±6.5
	2041-2070	10.9±7.2	10.8±7.3	15.5±10.0	4.5±2.2	4.3±2.2	5.8±3.0
	2071-2100	8.8±7.5	8.5±7.2	11.2±12.4	3.6±3.0	3.5±2.9	4.3±4.8
Armançon	1980-2010	7.5±8.2	6.7±7.6	8.6±9.5	2.7±2.8	2.4±5.6	3.0±3.2
	2011-2040	16.6±22.5	14.0±18.3	18.9±25.2	5.5±6.5	4.7±5.3	6.1±7.2
	2041-2070	6.7±6.4	6.5±6.2	7.9±7.5	2.4±2.1	2.4±2.0	2.8±2.4
	2071-2100	5.1±9.9	5.0±9.8	6.0±11.8	1.9±3.7	1.8±3.7	2.2±4.4

Initial : Occupation du sol initiale
FOR : les prairies permanentes dont la pente est supérieure à 5% sont converties en forêt.
CULT : les prairies permanentes dont la pente est inférieure à 5% sont converties en cultures.

Résumé

De nombreuses études portant sur les impacts du changement climatique sur la ressource en eau ont été réalisées à l'échelle des grands bassins versants continentaux, celle des petits bassins versants demeurant peu étudiée. La région Bourgogne se situe à la croisée de plusieurs bassins hydrographiques (Seine, Loire, Rhône), et offre une grande diversité de contextes hydrogéologiques et climatiques. Pour ces raisons, les impacts du changement climatique sont susceptibles de varier très localement, et leur détermination requiert l'implémentation d'une chaîne de modélisation hydroclimatique à l'échelle locale. L'objectif principal de cette thèse a consisté en la mise en place d'un tel outil de modélisation à l'échelle des petits bassins versants de Bourgogne.

Un échantillon de bassins versants et deux modèles hydrologiques de conceptualisation différente ont été choisis : un modèle pluie-débit global (GR4J) et un modèle semi-distribué à base physique (SWAT). Ces deux modèles ont permis d'approcher les différents aspects des impacts sur la ressource en eau (débit à l'exutoire, ressource spatialisée, qualité de l'eau). Les modèles ont été calibrés, et leur robustesse a été testée en contexte de changement climatique, validant ainsi leur utilisation sur une période future. Un travail de désagrégation spatiale des données climatiques a été nécessaire afin d'alimenter les modèles hydrologiques sur la période de projection.

L'analyse de données observées a permis de mettre en évidence une rupture dans les températures de surface en 1987/88 (en Bourgogne comme en France métropolitaine), et une modification des régimes hydrologiques de part et d'autre de cette rupture. Les projections réalisées sur la période 1980-2100 ont permis de montrer : i) peu d'évolution des débits moyens annuels, mais une accentuation de la saisonnalité, via une augmentation des débits hivernaux et une diminution des débits estivaux, en lien avec le régime des précipitations et avec l'augmentation de l'évapotranspiration. ii) des indicateurs d'étiages montrant une aggravation de leur sévérité et une emprise temporelle plus grande durant l'année hydrologique, iii) une qualité de l'eau dégradée (notamment via les concentrations en nitrates et en oxygène dissous). Afin d'ouvrir de nouvelles perspectives grâce à cette chaîne de modélisation (notamment en termes d'aménagement du territoire et d'aide à la décision), l'aptitude de la chaîne de modélisation à évaluer les impacts de divers scénarios de changement de pratiques agricoles a été testée.

Mots-clés : *Changement climatique, modélisation hydrologique, Bourgogne, GR4J, SWAT.*

Abstract

Numerous studies dealing with climate change impacts on water ressources have been done at global scale, but the moderated size watersheds scale is less studied. The Burgundy region is located over several hydrographical basins (Seine, Loire and Rhône river), and provides a great diversity of hydrogeological and climate contexts. For these reasons, impacts of climate change on water resources are expected to be very different in space, and require an entire hydroclimatic modelling chain at local scale to be assessed.

The main objective of this thesis consisted of the implementation of a modelling tool at the moderated-size watersheds scale of Burgundy. In this way, several watersheds and two hydrological models have been chosen : a global and empirical rainfall-runoff model (GR4J) and a physical based and semi-spatialised model (SWAT). These two models allow us to assess every aspects of climate change impacts : quantitative (streamflow and spatialised ressource) and qualitative impacts.

Models have been calibrated, including a cross calibration/validation test in climate contrasted periods, to confirm their robustness. A disaggregation of global climate data has been done in order to feed models during projection.

Observations analysis highlighted a climate shift (in Burgundy as well as over the entire french territory), resulting in a modification of hydrological regime. Models projection over the XXIth century showed i) not much evolution of annual streamflow, but an accented seasonality, with an increase of winter streamflow, and a decrease of summer streamflow, linked with the rainfall regime and the evapotranspiration increase, ii) drought flow indices showing an increase of severity of the drought flow period, iii) a decrease in water quality. In order to explore the capacities of the modelling chain, several sensibility tests have been done, based on management practices scenarios.

Key words: *climate change, hydrological modelling, Burgundy, GR4J, SWAT.*