Relation entre variabilité temporelle des réponses hydrosédimentaires, signaux climatiques et caractéristiques physiques des bassins versants.

Raphael Bunel

▶ **To cite this version:**

Raphael Bunel. Relation entre variabilité temporelle des réponses hydrosédimentaires, signaux climatiques et caractéristiques physiques des bassins versants.. Sciences de la Terre. Normandie Université, 2022. Français. NNT : 2022NORMR026 . tel-03899839

HAL Id: tel-03899839

https://theses.hal.science/tel-03899839

Submitted on 15 Dec 2022

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

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

Normandie Université

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité SCIENCES DE L'UNIVERS

Préparée au sein de l'Université de Rouen Normandie

Relation entre variabilité temporelle des réponses hydrosédimentaires, signaux climatiques et caractéristiques physiques des bassins versants.

Présentée et soutenue par
RAPHAEL BUNEL

Thèse soutenue le 28/06/2022 devant le jury composé de		
M. OLIVIER CERDAN	INGENIEUR DE RECHERCHE RF, BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES	Rapporteur du jury
MME AGNES DUCHARNE	DIRECTEUR DE RECHERCHE, SORBONNE UNIVERSITE	Rapporteur du jury
MME ISABELLE BRAUD	DIRECTEUR DE RECHERCHE, Centre régional de l'INRAE Auvergne-Rhône-Alpes	Membre du jury
M. JEROME LAVE	DIRECTEUR DE RECHERCHE, UNIVERSITE DE LORRAINE	Membre du jury
MME CAROLINE LE BOUTEILLER	INGENIEUR, UNIVERSITE GRENOBLE ALPES	Membre du jury
M. NICOLAS MASSEI	PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université de Rouen Normandie	Président du jury
M. YOANN COPARD	MAITRE DE CONFERENCES, Université de Rouen Normandie	Directeur de thèse
M. NICOLAS LECOQ	MAITRE DE CONFERENCES, Université de Rouen Normandie	Co-directeur de thèse

Thèse dirigée par YOANN COPARD (Morphodynamique continentale et côtière) et NICOLAS LECOQ (Morphodynamique continentale et côtière)

UNIVERSITÉ DE ROUEN NORMANDIE

ED 497 NBISE
Normande de Biologie Intégrative, Santé, Environnement

M2C

Sommaire

Remerciements **7**

Résumé **9**

Abstract **10**

Table des notations **12**

Liste des figures **18**

Liste des tableaux **31**

Chapitre 1 : Introduction générale **36**

1. Contexte 37
2. Objectifs 40
3. Méthodologies d'étude 42
   - 3.1. Modélisation 42
   - 3.2. Traitement du signal 43
   - 3.3. Démarche 44
4. Structure de la thèse 48

Chapitre 2 : Éléments de méthodologie **50**

1. Modélisation de la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants 51
   - 1.1. CAESAR-Lisflood 53
   - 1.2. CLiDE 70
2. Évaluation de la performance des modèles 79
   - 2.1. Procédure de calibration 79
   - 2.2. Estimation des incertitudes 82
   - 2.3. Analyse de sensibilité 84
3. Informations contenues dans les séries temporelles 86
   - 3.1. Autocorrélation 87
   - 3.2. Spectres de Fourier 89

Chapitre 3 : Génération de bassins versants synthétiques **93**

1. Introduction 94
2. Article de Bunel et al. (2021) 94
3. Synthèse de l'article de Bunel et al. (2021) 112

Chapitre 4 : Variabilité temporelle des flux sédimentaires selon les caractéristiques physiques des bassins versants. Application aux bassins versants synthétiques. **114**

1. Introduction 115

2. Approche méthodologique 117
2.1. Conception des cas tests 117
2.2. Analyse des données 122
3. Résultats 130
3.1. Approche descriptive 130
3.2. Approche prédictive 134
4. Discussion 142
4.1. Influence de l'occupation des sols 142
4.2. Influence de la granulométrie 144
4.3. Influence de la morphométrie 146
5. Conclusion et perspectives 150

Chapitre 5 : Modélisation de la dynamique hydro-sédimentaire de bassins versants marneux. Cas des sites instrumentés de l'observatoire Draix-Bléone. 153

1. Introduction 154
2. Site d'étude 159
3. Approche méthodologique 164
3.1. Mise en œuvre du modèle CAESAR-Lisflood 164
3.2. Calibration et validation de CAESAR-Lisflood 173
3.3. Analyse des données 177
4. Résultats et discussion 182
4.1. Analyse de sensibilité 182
4.2. Analyse de la capacité prédictive de CAESAR-Lisflood 194
4.3. Autocorrélogrammes et spectres de Fourier 218
4.4. Evolution géomorphologique des bassins produite par CAESAR-Lisflood 227
5. Conclusion et perspectives 233

Chapitre 6 : Étude de la dynamique hydro-sédimentaire de trois bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris à partir du modèle CLiDE et de méthodes de traitement du signal 236

1. Introduction 237
2. Sites d'étude 238
2.1. Géomorphologie 240
2.2. Hydrogéologie 245
2.3. Pédologie et occupation des sols 247
2.4. Climat 248
3. Approche méthodologique 248
3.1. Modifications apportées à CLiDE 248
3.2. Paramétrisation de CLiDE 255
3.3. Calibration de CLiDE 267

3.4. Informations complémentaires concernant l'analyse des séries temporelles observées et simulées 276
4. Résultats et discussion 277
4.1. Analyse de sensibilité 277
4.2. Analyse de la capacité prédictive de CLiDE 290
4.3. Autocorrélogrammes et spectres de Fourier 306
5. Conclusion 337

Chapitre 7 : Synthèse et comparaisons 342
1. Analyse de sensibilité 343
2. Capacité prédictive 345
2.1. Simulation des débits 346
2.2. Simulation des flux de MES 348
3. Autocorrélogrammes et spectres de Fourier 348
3.1. Comparaison des bassins synthétiques et des bassins de Draix 349
3.2. Comparaison des bassins synthétiques et des bassins de la Seine 350
3.3. Comparaison des bassins versants de Draix et des bassins versants de la Seine 351

Chapitre 8 : Réponse hydro-sédimentaire de deux bassins versants de l'ouest du bassin de Paris (Dun et Austreberthe) sous différents scénarios d'aménagements et de variation climatique. 355
1. Introduction 356
2. Approche méthodologique 359
2.1. Scénarios climatiques 359
2.2. Scénarios d'occupation des sols 367
2.3. Simulation de la réponse hydro-sédimentaire des bassins pour chaque scénario et analyse des résultats 380
3. Résultats 383
3.1. Évolution des débits et des flux sédimentaires à différentes échelles temporelles 383
3.2. Changements dans la distribution des taux d'érosion 415
4. Discussions 430
4.1. Scénarios d'occupation des sols 430
4.2. Scénarios climatiques 434
4.3. Modèle utilisé 438
5. Conclusions partielles 439

Chapitre 9 : Conclusion générale 443
1. Contributions principales 445
2. Perspectives 449

Bibliographie 452

Annexe A 479

Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier l'ensemble des membres du jury qui me font l'honneur de lire et d'évaluer mon travail. Merci à Agnès Ducharne et Olivier Cerdan d'avoir accepté de rapporter ce manuscrit, ainsi qu'à Isabelle Braud, Caroline Le Bouteiller et Jérôme Lavé d'en être les examinateurs.

Je tiens à remercier chaleureusement mes encadrants, Yoann Copard, Nicolas Lecoq et Nicolas Massei, pour m'avoir confié ce projet de recherche, pour la confiance qu'ils m'ont accordée tout au long de cette thèse et pour leur encadrement attentif et leurs conseils avisés. Votre enthousiasme et votre attitude positive m'ont aidé à conserver un optimisme et une motivation sans faille jusqu'à la fin de cette aventure. J'ai apprécié votre patience face à mes hésitations et votre faculté à me recentrer le temps venu.

Ce travail a été financé par une allocation ministérielle de l'Université de Rouen et par l'Agence de l'Eau Seine Normandie (AESN) et l'Infrastructure de Recherche OZCAR (Observatoires, Recherche et Applications en Zone Critique) à travers le Réseau de Bassins Versants (RBV). Je remercie chacune des personnes qui ont cru en ce projet et ont accepté de le soutenir, en particulier Vincent Martin, Loïc Guézennec et Céline Manac'h qui y ont contribué de manière significative.

Les observatoires Draix-Bléone et ORACLE ont fourni les données climatiques, hydrologiques et sédimentaires utilisées dans cette thèse et sont remerciés pour les étapes essentielles de collecte et de mise à disposition des données. Merci pour les échanges et les discussions passionnantes que j'ai eu avec les équipes présentes sur place.

Travailler au sein du Laboratoire M2C, de l'ED nBise et de l'Université de Rouen a été une belle expérience ! Je remercie les directeurs du laboratoire M2C, Robert Lafite, Laurent Dezileau, et Nicolas Massei et l'ensemble des équipes (stagiaires, doctorants, post-doctorants, ingénieurs, chercheurs, enseignants-chercheurs, gestionnaires) pour leur accueil et les bons moments passés au sein du laboratoire. Merci à Matthieu Fournier et Valérie Mesnage, responsable du département géosciences et environnement, pour leur soutien et pour m'avoir permis d'officier en tant que jeune enseignant. Merci à l'équipe administrative et informatique de l'Université de Rouen et notamment à Gilles Morel et Charles Feibel, pour m'avoir permis d'utiliser (pendant les vacances universitaires) les ordinateurs des salles informatiques. Je tiens également à remercier l'Ecole doctorale nBISE pour les formations passionnantes qu'elle propose ainsi que les membres de mon comité de suivi individuel de thèse, Cécile Grosbois, Pierre Ribstein, Florence Legendre et Marceau Minot pour les discussions intéressantes que nous avons eues.

Mes remerciements vont également à Marco Van De Wiel, Tom Coulthard et Andrew Barkwith pour leurs précieuses explications et conseils concernant l'utilisation des modèles CAESAR-Lisflood et CLiDE et Eric Guérin pour la belle collaboration scientifique que nous avons eu. Evidemment je remercie ma famille pour son soutien indéfectible et pour avoir toujours cru en moi et pour m'avoir accompagné tout au long de cette aventure.

Résumé

Nous ne comprenons pas encore complètement le rôle que les caractéristiques physiques des surfaces exercent sur la réponse hydro-sédimentaire des bassins versants aux précipitations. L'objectif de ce travail de thèse est donc de comprendre de quelle manière les flux hydro-sédimentaires, générés par le climat, sont modulés par les caractéristiques des surfaces continentales, à court et long terme. Cette question a été abordée en considérant de nombreux bassins versants aux conditions climatiques et aux caractéristiques physiques diverses. L'approche retenue est basée sur l'application conjointe de deux outils : la modélisation et les méthodes de traitement du signal. Les méthodes de traitement du signal (fonction d'autocorrélation et spectre de Fourier) ont permis de caractériser la variabilité temporelle des flux hydro-sédimentaires. Elles ont permis d'établir un lien entre le comportement hydro-sédimentaire des bassins versants et leurs propriétés physiques et climatiques. Le fonctionnement hydro-sédimentaire de 243 bassins versants synthétiques, simulé avec le modèle distribué à base physique CAESAR-Lisflood/CLiDE (Coulhard et al., 2013), a commencé par être analysé. Ces bassins versants, dont les caractéristiques physiques sont parfaitement contrôlées, ont permis une analyse de sensibilité méthodique. Outre la taille et la forme du bassin versant, la procédure de génération de bassins synthétiques, spécialement développée pour ce travail de thèse, a permis d'ajuster cinq paramètres de manière indépendante : la densité de drainage, l'intégrale hypsométrique, la pente moyenne du chenal principal, l'occupation des sols et la granulométrie. Un comportement plus lisse et moins intermittent du flux sédimentaire est mis en évidence pour des bassins végétalisés à forte pente, hypsométrie et densité de drainage et à granulométrie fine et homométrique. En complément, le modèle a été appliqué à cinq bassins versants réels (le Laval, le Brusquet, l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe) afin d'analyser les processus et les flux hydro-sédimentaires se produisant dans des environnements plus complexes. L'analyse des mesures in-situ de flux hydro-sédimentaire disponibles pour ces bassins a permis de corroborer certains des résultats obtenus pour les bassins synthétiques. Parallèlement, la capacité de CAESAR-Lisflood/CLiDE, après calibration, à reproduire la dynamique hydro-sédimentaire des cinq bassins a été évaluée. La version calibrée du modèle a finalement été employée pour explorer, pour les bassins versants du Dun et de l'Austreberthe, des scénarios de changements environnementaux comme la modification du mode d'occupation des surfaces ou bien la modification du signal climatique d'entrée. Les résultats montrent une évolution importante des flux hydro-sédimentaires pour les scénarios climatiques testés

Mots clés : Bassin versant, Modélisation hydro-sédimentaire, Traitement du signal, Scénarios d'occupation des sols, scénarios climatiques.

Abstract

We do not yet fully understand the role that physical surface characteristics play in the hydro-sedimentary response of catchments to precipitation. The objective of this thesis is therefore to understand how climate-generated hydro-sedimentary fluxes are modulated by the characteristics of continental surfaces in the short and long term. This question has been addressed by considering numerous catchments with different climatic conditions and physical characteristics. The approach adopted is based on the joint application of two tools: modelling and signal processing methods. Signal processing methods (autocorrelation function and Fourier spectrum) were used to characterise the temporal variability of hydro-sedimentary flows. They have made it possible to establish a link between the hydro-sedimentary behaviour of catchment areas and their physical and climatic properties. The hydro-sedimentary functioning of two hundred and forty-three synthetic catchments, simulated with the distributed physics-based model CAESAR-Lisflood/CLiDE (Coulhard et al., 2013), was first analysed. These catchments, whose physical characteristics are perfectly controlled, allowed a methodical sensitivity analysis. In addition to the size and shape of the catchment, the synthetic catchment generation procedure, specially developed for this thesis work, allowed five parameters to be adjusted independently: drainage density, hypsometric integral, average slope of the main channel, land use and granulometry. A smoother and less intermittent behaviour of the sediment flow is shown for vegetated basins with high slope, hypsometry and drainage density and with fine and homometric granulometry. In addition, the model was applied to five real catchments (Laval, Brusquet, Orgeval, Dun and Austreberthe) in order to analyse the hydro-sedimentary processes and flows occurring in more complex environments. The analysis of available in-situ measurements of hydro-sedimentary fluxes for these basins corroborated some of the results obtained for the synthetic basins. In parallel, the capacity of CAESAR-Lisflood/CLiDE, after calibration, to reproduce the hydro-sedimentary dynamics of the five basins was evaluated. The calibrated version of the model was finally used to explore, for the Dun and Austreberthe catchments, environmental change scenarios such as the modification of the surface occupation mode or the modification of the input climate signal. The results show a significant change in the hydro-sedimentary flows for the climate scenarios tested.

Key words: Catchment, Hydro-sedimentary modelling, Signal processing, Land use scenarios, Climate scenarios.

Table des notations

Nom	Signification	Unités
A	Aire drainée	m^2
AC	Variation absolue	Unité de la variable
AET	Évapotranspiration réelle	$mm.j^{-1}$
AIC	Critère d'information d'Akaike	-
ANR_p/AER_p	Variation absolue des cumuls de pluies nettes / pluies efficaces entre le début et la pointe de la crue.	mm
a_{jit}	Quantité de particules i perdue dans la couche j par altération physique	kg
Bm, B1, B2, B3	Pentes spectrales moyenne, basses fréquences, fréquences intermédiaires et hautes fréquences	-
BFI	Indice de débit de base	-
BSD	Flux sédimentaire par charriage (Bedload sediment Discharge)	$t.ha^{-1}$
b_1	Constante agissant sur l'évolution de l'altération du substratum avec la profondeur	m^{-1}
C	Facteur d'ajustement de l'érosion fluviale.	-
CC, CC_o, CC_x	Couverture de canopée, valeurs initiale et maximale	FGC ($m^2.m^{-2}$)
C_d	Coefficient de trainée	-
CDC	Taux de déclin de la canopée	FGC/GDD
C_f	Facteur de correction tenant compte de la photopériode pour convertir les données PET mensuelles en données PET journalières	-
CGC	Taux de croissance de la canopée	FGC/GDD
C_k	Coefficient d'autocorrélation	-
C_{rate}	Coefficient de fluage	$m^2.an^{-1}$
$C_{rate}M$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du paramètre C_{rate}	-
Creep	Érosion par reptation	m
Mean CRUCAL	Moyenne des valeurs journalières maximales de chaque année	Unité de la série temporelle
CS.R2	Pseudo-R2 de Cox & Snell	-
C_{SM}	Concentration en MES	$mg.l^{-1}$
c	Coefficient de résistance employé dans le calcul de Q_{asc}	-
c_1	Constante agissant sur l'évolution de l'altération physique avec la profondeur	m^{-1}
c_2	Constante agissant sur l'évolution de l'altération physique avec le diamètre des particules	m
crop	Fraction du bassin cultivée	-
DD	Densité de drainage	$km.km^{-2}$
DFR	Eloignement au cours d'eau le plus proche	m
D_i	Diamètre de la fraction granulométrique i	m
D_{min}	Lame d'eau minimale nécessaire au calcul de l'érosion fluviale	m
D_{sm}	Diamètre moyen des particules en surface	m
E	Érosion en rigole	m
E_{lat}	Vitesse à laquelle chacune des cellules de la berge est érodée	m
EM	Décalage temporel de la fonction d'autocorrélation pour une valeur seuil de 0.2 (= effet mémoire)	Jours

E_n	Energie ou densité spectrale de puissance	unité du signal au carré ramenée sur une fréquence
ER	Rapport d'exportation	-
E_r	Coefficient d'ajustement de l'érosion en rigole	$m.an^{-1}$
E_rM	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du paramètre E_r	-
F	Quantité d'eau infiltrée (lame d'eau)	mm
FA	Fraction du bassin boisée	-
Fc	Conductivité hydraulique à saturation du sol	$mm.h^{-1}$
FcM	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) de Fc	-
FD	Débit (flow discharge)	$m^3.s^{-1}$
F_i	Proportion de la fraction granulométrique i dans la couche de surface	-
Fr	Nombre de Froude	-
F_s	Pourcentage de sable en surface	%
$FT_{C_{rate}}$	Facteur de pondération intervenant dans le calcul de C_{rate}	-
FT_{P1}	Facteur de pondération intervenant dans le calcul de p_1	-
f	Taux d'infiltration	$mm.h^{-1}$
GSI	Indice de croissance	-
Grass	Fraction du bassin enherbée	-
GWS_{start}1d AC	Variation absolue du niveau moyen de la nappe phréatique 1 jour avant le pic de crue	mm équivalent eau (mm WE)
g	Accélération de la pesanteur	$m.s^{-2}$
gs_i	Diamètres des i fractions sédimentaires considérées dans CAESAR-Lisflood	m
gsM	Facteur permettant un ajustement d'ensemble de gs_i	-
H	Exposant de Hurst	-
HI	Intégrale hypsométrique	-
Hmean	Altitude moyenne	-
h	Hauteur d'eau	m
h_{nb}	Hauteur d'eau près de la berge	m
$hflow$	Hauteur maximale d'écoulement entre les mailles	m
$\boldsymbol{hflow_{Th}}$	Hauteur d'écoulement $\boldsymbol{hflow}$ minimale nécessaire pour le routage des écoulements	m
hp	Niveau piézométrique	m
hp_{gw}	Niveau piézométrique du compartiment « Groundwater »	m
hp_{ss}	Niveau piézométrique du compartiment « Saturated Soil »	m
hs	Épaisseur totale de sol	m
I	Lame d'eau interceptée par la végétation	mm
In	Fraction de la pluie brute atteignant la surface du sol	-
InM	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial et temporel) de In	-
I_s	Somme des douze indices thermiques mensuels	-
j	Réserve en eau du sol	$m.s^{-1}$
Kappa	Critère d'évaluation d'une classification	-
K_c, Kc_x, Kc_n	Coefficient cultural, valeurs maximales et minimales	-

K_cM	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial et temporel) de K_c	-
K_cM_i	Multiplicateurs permettant un ajustement, pour chaque mois i de l'année, de K_c	-
K_h	Conductivité hydraulique latérale du sous-sol	m.j^{-1}
K_h^{gw}	Conductivité hydraulique latérale du compartiment « Groundwater »	m.j^{-1}
$K_h^{gw}M$	Facteur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) de K_h^{gw}	-
K_h^{ss}	Conductivité hydraulique latérale du compartiment « Saturated Soil »	m.j^{-1}
K_s	Coefficient de stress hydrique	-
K_v^{ss}	Conductivité hydraulique verticale du compartiment « Saturated Soil »	m.j^{-1}
k	Facteur de correction tenant compte de l'égouttement des feuilles	-
k_1	Taux de désagrégation physique des particules situées en surface	an^{-1}
LAI, LAI_{max}	Indice de surface foliaire, valeur maximale	m².m^{-2}
L_h	Épaisseur de chaque strate à l'intérieur du système de couches superposées	m
Luv	Fraction du bassin en luvisol	-
Module	moyenne des valeurs annuelles	Unité de la série temporelle
MSC	Pente moyenne du chenal principal	m.m^{-1}
$MultiObj_i$	Fonction multi-objectif pour la combinaison de paramètres i	-
MultiObj_WD, MultiObj_SSD, MultiObj_BSD, MultiObj_PZ, MultiObj_SM	Fonctions objectif pour le débit, le transport en suspension, le transport par charriage, la piézométrie et l'humidité du sol	-
m	Capacité de rétention de l'eau du sol	m
mM	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du paramètre m	-
m_r	Paramètre utilisé dans les fonctions d'autocorrélation, égal au tiers de la chronique	-
NSE_i	Critère de Nash-Sutcliffe pour la combinaison de paramètres i	-
N_{shift}	Paramètre intervenant dans le calcul de l'érosion latérale	-
N_{smooth}	Nombre de passages du filtre de lissage lors du calcul de l'érosion latérale	-
$NSSS$	Lame d'eau stockée dans le sol à proximité de la surface	mm
n	Coefficient de Manning	s.m$^{-1/3}$
n_s	Facteur déterminant l'évolution de Z_r	-
nM	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du coefficient n	-
OA	Pourcentage de pixels correctement prédits divisé par le nombre total de pixels	%
P	Précipitations nettes	mm.j^{-1}
P_B	Précipitations brutes	mm.j^{-1}
$PBIAS_i$	Pourcentage de biais pour la combinaison de paramètres i	%
Peak FD AC	Variation absolue du pic de débit	mm

Peak FD_R / Peak TSD_R	Débit / flux sédimentaire au pic de crue (situation de référence)	mm
Peak NR/ER AC	Variation absolue de l'intensité maximale de pluie nette/pluie efficace	mm
PET	Évapotranspiration potentielle	$mm.j^{-1}$
PET_c	Évapotranspiration potentielle de culture	$mm.j^{-1}$
Photo	Photopériode	h
$P_{i,u}$	Probabilité que la catégorie d'occupation des sols u appartiennent à la maille i du raster	-
P_j	Profondeur sous la surface de la couche j	m
Podz	Fraction du bassin en podzosols	-
p	Capacité d'extraction de l'eau du sol de la végétation	-
p_1	Taux d'altération potentiel du substratum	$m.an^{-1}$
$p_1 M$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du paramètre p_1	-
$prop_gs_i$	Proportions des i fractions sédimentaires considérées dans CAESAR-Lisflood	-
$prop_Ero$	Proportion dans laquelle la végétation réduit l'érosion	-
Q_{asc}	Débit vertical ascendant	$m^3.s^{-1}$
Q_{desc}	Débit vertical descendant	$m^3.s^{-1}$
Q_{diff}	La différence acceptable entre les débits entrants et les débits sortants pour amener le modèle à basculer vers un mode de fonctionnement rapide (modélisation à débit constant)	$m^3.s^{-1}$
Q_{min}	q_{tot} n'est réparti que sur les mailles vérifiant la condition $Q_{tot} > Q_{min}$	$m^3.s^{-1}$
Mean QMNA	Moyenne des valeurs mensuelles minimales de chaque année	Unité de la série temporelle
Qs_i	Flux sédimentaire pour chaque fraction granulométrique i	$m^3.s^{-1}$
Q_{sub}	Débit de subsurface calculé par la loi de Darcy	$m^3.s^{-1}$
Q_{sub}^*	Somme des flux Q_{sub} échangés entre une maille et ses voisines	$m^3.s^{-1}$
Q_{tot}	Débit théorique calculé par TOPMODEL	$m^3.s^{-1}$
ql	Débit par unité de largeur produit par Lisflood	$m^2.s^{-1}$
q_{tot}	Flux d'eau ajouté en surface par TOPMODEL	$m.s^{-1}$
$q_{tot} M$	Facteur d'ajustement de q_{tot}	-
RAW	Réserve en eau facilement utilisable par la végétation	mm
RC	Variation relative	%
R_{ca}	Rayon de courbure locale	-
R_e	Nombre de Reynolds	-
Rend	Fraction du bassin en rendzine	-
R_{off}	Ruissellement	$mm.j^{-1}$
R_{on}	Ruissellement réinfiltré	$mm.j^{-1}$
ROC	Fonction d'efficacité du récepteur	-
R_R	Recharge des nappes	$mm.j^{-1}$
RSR_i	Rapport entre l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'écart-type des valeurs observées pour la combinaison de paramètres i	-
r	Intensité des precipitations	$m.s^{-1}$
S ou slp	Pente	$m.m^{-1}$

SC_{max}	Capacité de stockage en eau de la canopée	mm
S_{edge}	Gradient hydraulique à l'exutoire du bassin versant pour calculer les débits sortants	$m.m^{-1}$
$senesc$	Début de la sénescence du végétal	jour
S_{fail}	Angle au-dessus duquel les glissements de terrain se produisent	°
SMD	Déficit en eau du sol	mm
SMD_{start}1d AC	Variation absolue du déficit moyen d'humidité du sol 1 jour avant le début de la crue	mm
SME	Excès d'eau dans le sol	mm
S_i	Indice de Sobol de 1er ordre	-
SSD	Flux sédimentaire en suspension	$t.ha^{-1}$
SSS_{start}1d AC	Variation absolue du niveau moyen de la nappe perchée 1 jour avant le pic de crue	mm équivalent eau (mm WE)
ST_i	Indice de Sobol total	-
S_y	Coefficient d'emmagasinement spécifique	-
S_y^{gw}	Coefficient d'emmagasinement du compartiment « Groundwater »	-
$S_y^{gw}M$	Facteur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) de S_y^{gw}	-
S_y^{ss}	Coefficient d'emmagasinement du compartiment « Saturated Soil »	-
s	Rapport de la densité du sédiment à celle de l'eau	-
$senesc$	moment où la sénescence du végétal débute	jours
T	Température moyenne	°C
TAW	Réserve en eau utilisable par la végétation	mm
T_a	Température minimale de l'air	°C
T_{avg}	Température moyenne journalière	°C
T_{base}	Température minimale de développement d'une culture	°C
T_{crveg}	Contrainte de cisaillement critique de la végétation	$N.m^{-2}$
TPI	Indice de position topographique	-
Tr	Transmissivité de l'aquifère	$m^2.j^{-1}$
TSD	Flux sédimentaire total (total sediment discharge)	$t.ha^{-1}$
T_{upper}	Température maximale de développement d'une culture	°C
T_{veg}	Période nécessaire à la végétation pour atteindre sa pleine maturité	Années
Tx1, Tx2	Fréquence de rupture individualisant les régimes scalaires basses fréquences/fréquences intermédiaires et fréquences intermédiaires/hautes fréquences	Jours
t	Temps	h ou GDD
t_o	Nombre de degrés-jours requis pour l'émergence de la culture	GDD
t_x	Nombre de degrés-jours nécessaire à l'atteinte de Z_x	GDD
u	Vitesse des écoulements	$m.s^{-1}$
u_{nb}	Vitesse des écoulements près de la berge	$m.s^{-1}$
u_*	Vitesse de cisaillement	$m.s^{-1}$
V_{dep}	Volume de sédiment en suspension déposé	m^3
v_f	Vitesse de chute des particules	$m.s^{-1}$
W	Mesure de vraisemblance	-

W_i^*	Fonction reliant le flux sédimentaire pour la fraction granulométrique i au flux sédimentaire total dans la formule de Wilcock et Crowe (2003)	-
w_j	Facteur de ponderation	-
Z_r, Z_o, Z_x	Profondeurs racinaires, valeur initiale et valeur maximale	m
Z_rM	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial et temporel) de Z_r	-
Z_rM_i	Multiplicateurs permettant un ajustement, pour chaque mois i de l'année, de Z_r	-
z	Altitude	m
z_E	Altitude du terrain	m
z_B	Altitude du substratum	m
α	Nombre de Courant	-
ΔT	Écarts de température entre le jour j et le jour j-1	°C
Δt	Pas de temps	s
Δx	Taille de la cellule	m
ΔZ	Variation d'altitude	m
ΔZ_{max}	Quantité maximale d'érosion par pas de temps	m
$\Delta \nabla max$	Paramètre intervenant dans le calcul de l'érosion latérale	-
θ	Humidité du sol	$m^3.m^{-3}$
θ_{FC}	Capacité au champ	$m^3.m^{-3}$
θ_{WP}	Point de flétrissement	$m^3.m^{-3}$
κ	Concentration	$m.m^{-1}$
Λ	Facteur d'ajustement de l'érosion latérale	-
λ	Paramètre intervenant dans le calcul de l'érosion latérale	-
μ	Viscosité absolue du fluide	$N.m^{-2}$
ρ	Masse volumique de l'eau	$kg.m^{-3}$
ρ_s	Masse volumique du sédiment	$kg.m^{-3}$
τ	Contraintes de cisaillement	$N.m^{-2}$
τ_{ri}	Contrainte de cisaillement de référence ou critique pour la fraction granulométrique i	$N.m^{-2}$
τ_{rm}	Contrainte de cisaillement critique pour le diamètre moyen des particules du lit	$N.m^{-2}$
τ_{rm}^*	Paramètre de Shield pour le diamètre moyen des particules du lit	-
ϕ	Flux par charriage adimensionnel intervenant dans l'équation de transport sédimentaire d'Einstein	-
ψ	Équilibre entre les forces qui déplacent et retiennent une particule	-
ψ_f	Potentiel matriciel au niveau du front d'humectation	mm
ω	Fréquence	day^{-1}

Liste des figures

Chapitre 1

Figure 1.1. Évolution de la dynamique hydro-sédimentaire des bassins sous les influences combinées du climat (précipitations) et des propriétés physiques des surfaces (e.g. occupation des sols, géomorphologie)..... 39

Figure 1.2. Localisation des bassins versants du Laval, du Brusquet, de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun..... 46

Chapitre 2

Figure 2.1. Aperçu schématique des processus hydrologiques couverts dans CLiDE, d'après Barkwith et al. (2015)..... 70

Figure 2.2. Fonctions d'autocorrélation (C) d'une série temporelle de pluie (courbe bleue ; A) et d'un débit à l'exutoire d'un bassin versant (courbe noire ; B). L'autocorrélation du débit diminue beaucoup plus lentement que celle des pluies et atteint la valeur 0.2 après 10 jours. La ligne en tirets noirs intervient dans le calcul de l'effet mémoire EM (Mangin, 1984) dont la valeur est indiquée. 88

Figure 2.3. Spectres de Fourier d'une série temporelle de pluie (courbe bleue ; A) et d'un débit à l'exutoire d'un bassin versant (courbe noire ; B). Les fréquences de rupture Tx et les pentes spectrales B sont localisées sur chaque spectre. 91

Chapitre 3

Figure 1. Examples of virtual catchments used in numerical case-testing studies: (A) Baartman et al. (2013); (B) Beaujouan et al. (2001).....96

Figure 2. Overview of the proposed virtual catchments generation method. (A) Generation of topography using a modified version of the Génevaux et al. (2013) method and GIS processing procedures. (B) Production of different land use and granulometry scenarios in CAESAR-Lisflood LEM 99

Figure 3. Constraint slope maps used to generate all of the virtual catchments presented in this paper: (A) terrain slope map; (B) river slope map.....100

Figure 4. Cumulative area distribution associated with the three virtual catchments shown in Figure 5: (A) weakly, (B) moderately, and (C) strongly divided hydrographic network. (D) Cumulative area distribution of the middle creek catchment in Australia (after Perera & Willgoose, 1998). The vertical lines in each graph indicate regions with different flow regimes (see text for further explanation).....101

Figure 5. Maps of three virtual catchments produced with our method using drainage densities (Dd) equal to (A) 2.19 km km−2, (B) 5.51 km km−2, and (C) 8.35 km km−2. Cumulative area distributions associated with these catchments are respectively shown in Figure 4.....102

Figure 6. DEMs derived from Figure 5A's DEM by adjusting integral hypsometric to (A) 0.25, (B) 0.65, and (C) 0.75 values. The hypsometric curves of the three virtual catchments are displayed in (D) 103

Figure 7. DEMs of three virtual catchments derived from Figure 6B's DEM by adjusting mean main channel slopes to (A) 0.005, (B) 0.1, and (C) 0.2 values. Note that the altitude values are represented with the same range of values for all three maps 104

Figure 8. Geomorphological map obtained for a virtual catchment example by reclassifying the height geomorphological contexts generated by the Jasiewicz and Stepinski method (Jasiewicz & Stepinski, 2013) into three contexts: plateau, hillslope, and valley 105

Figure 9. Examples of soil granulometry scenarios that can be implemented in LEM CAESAR-Lisflood. Setup 1, 2, and 3 present different proportions of fine and coarse particles.....106

Figure 10. DEM noise reduction by applying the ANUDEM interpolation and smoothing method: (A) initial DEM; (B) DEM produced by ANUDEM re-interpolation/ smoothing.....107

Figure 11. Topography comparison of (A) commonly produced virtual catchment (Van de Wiel & Coulthard, 2010), (B) virtual catchment produced by our method, and (C) a real catchment (Austreberthe, Normandy, France) 107

Chapitre 4

Figure 4.1. Aperçu schématique des cas tests réalisés. 120

Figure 4.2. Fonctions d'autocorrélation du flux sédimentaire pour trois bassins versants synthétiques (appelés EndM1, Interm et EndM2 dans le texte) aux propriétés physiques (entre parenthèses dans la légende) et à la dynamique très contrastées. Les chroniques de flux sédimentaires associées à ces fonctions d'autocorrélation sont présentées en figure 4.3. 123

Figure 4.3. Extraits des chroniques journalières de flux sédimentaires de trois bassins versants synthétiques (appelés EndM1, Interm et EndM2 dans le texte) aux propriétés physiques (entre parenthèses dans la légende) et dynamique contrastées. 124

Figure 4.4. Spectres de Fourier du flux sédimentaire pour trois bassins versants synthétiques à la dynamique très contrastée..... 126

Figure 4.5. Classification ascendante hiérarchique des individus à partir des variables de traitement du signal (D). Choix du nombre optimal de classes par le biais (A) de la somme des carrés des écarts à l'intérieur des classes, (B) de la statistique du gap et (C) du coefficient de silhouette..... 131

Figure 4.6. (A et B) Résultats de l'analyse en composante principal (plan factoriel) I-II montrant la distribution des groupes de bassins versants obtenues par classification ascendante hiérarchique sur la base des variables EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2. (C et D) Résultats de l'analyse factorielle discriminante (plan I-II) présentant la différenciation des groupes selon les caractéristiques physiques des bassins versants. 132

Figure 4.7. Effet du couvert végétal (FA (km²)), de la distribution granulométrique (GS (mm)), de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)), de l'intégrale hypsométrique (HI (-)) et de la densité de drainage (DD (km/km²)) sur la variable dépendante EM. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les données brutes sont affichées en arrière-plan. Les intervalles de confiance à 95% n'ont pas été tracés afin de ne pas alourdir le graphique. 136

Figure 4.8. Effet du couvert végétal (FA (km²)), de la distribution granulométrique (GS (mm)), de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)), de l'hypsométrie (HI (-)) et de la densité de drainage (DD (km/km²)) sur la variable dépendante B1. Les courbes représentent les

courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les données brutes sont affichées en arrière-plan. Les intervalles de confiance à 95% n'ont pas été tracés afin de ne pas alourdir le graphique. 137

Figure 4.9. Effet du couvert végétal (FA (km²)), de la distribution granulométrique (GS (mm)), de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)), de l'hypsométrie (HI (-)) et de la densité de drainage (DD (km/km²)) sur la variable dépendante B2. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les données brutes sont affichées en arrière-plan. Les intervalles de confiance à 95% n'ont pas été tracés afin de ne pas alourdir le graphique 138

Figure 4.10. Effet du couvert végétal (FA (km²)), de la distribution granulométrique (GS (mm)), de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)) et de l'hypsométrie (HI (-)) sur la variable dépendante B3. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les enveloppes indiquent les intervalles de confiance à 95%. Les données brutes sont affichées en arrière-plan. 139

Figure 4.11. Effet du couvert forestier (FA (km²)), de la granulométrie (GS (mm)) et de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)) sur la variable dépendante Tx1. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les enveloppes indiquent les intervalles de confiance à 95%. Les données brutes sont affichées en arrière-plan. 139

Figure 4.12. Effet du couvert forestier (FA (km²)) et de l'hypsométrie (HI (-)) sur la variable dépendante Tx2. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les enveloppes indiquent les intervalles de confiance à 95%. Les données brutes sont affichées en arrière-plan. 140

Chapitre 5

Figure 5.1. Localisation et photographies (Lopez Saez et al., 2011) des bassins versants du Laval et du Brusquet dans le bassin versant du Rhône. 156

Figure 5.2. Localisation du site d'étude et cartes d'occupation des sols des bassins versants du Laval et du Brusquet..... 160

Figure 5.3. Comparaison de la pluviométrie et de la morphométrie des bassins versants du Laval et du Brusquet. Cumuls pluviométriques mensuels (en haut à gauche), cumuls pluviométriques annuels (en haut à droite), distributions cumulées des aires drainées (au milieu à gauche), profil en long des chenaux principaux (au milieu à droite) et courbes hypsométriques (en bas à gauche). Les trois derniers graphiques ont été réalisés en considérant deux résolution de MNT : 0.5 et 5 m..... 162

Figure 5.4. Séries temporelles observées brutes (a, c, i, j et k), modifiées (b) et calculées (d, e, f, g et h) (lignes) présentées selon différents niveaux de zoom (colonnes ; pluriannuel, saisonnier, évènementiel) pour les bassins versants du Laval et du Brusquet. Précipitations originales (a), précipitations avec comblement des lacunes (b), température (c), couvert neigeux (d), précipitations ajustées selon l'enneigement (e), évapotranspiration Thornthwaite (f), coefficient $\boldsymbol{FTCrate}$ (g), coefficient $\boldsymbol{FTp1}$ (h), débit moyen (i), flux de matières en suspension moyen (j) et flux par charriage (k). 166

Figure 5.5. Mode de détermination de la distribution spatiale du coefficient d'exposition $\boldsymbol{E}$, du coefficient pente/pendage $\boldsymbol{P}$, du paramètre $\boldsymbol{m}$ et du coefficient de Manning $\boldsymbol{n}$ (figure modifiée à partir de Bonnard (2005) et Mathys (2006)). 171

Figure 5.6. (A) Distribution spatiale du paramètre $\boldsymbol{m}$ et du coefficient de Manning $\boldsymbol{n}$, (B) du coefficient pente/pendage $\boldsymbol{P}$ et (C) du coefficient d'exposition $\boldsymbol{E}$ pour les bassins versants du Laval (à gauche) et du Brusquet (à droite)..... 173

Figure 5.7. Estimation, pour les bassins du Laval et du Brusquet, des indices de Sobol de premier ordre $\boldsymbol{Si}$ et totaux $\boldsymbol{STi}$ pour les fonctions multi-objectifs MultiObj_WD (débits), MultiObj_SSD (flux de MES), MultiObj_BSD (flux par charriage) et ER (rapport d'exportation). 183

Figure 5.8. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_WD (débits) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour les bassins du Laval (colonne de gauche L) et du Brusquet (colonne de droite B). Pour chaque bassin, seuls les trois paramètres avec les effets d'interactions ($\boldsymbol{STi} - \boldsymbol{Si}$) les plus forts sont considérés, ce qui génère, pour chaque bassin, trois interactions à 2 paramètres (1, 2 et 3). La couleur indique la valeur de la fonction objectif. 185

Figure 5.9. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SSD (flux de MES) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour le bassin du Brusquet. Seuls les deux effets d'interaction ($\boldsymbol{STi} - \boldsymbol{Si}$) les plus forts sont représentés (B1 et B2). La couleur indique la valeur de la fonction objectif. 187

Figure 5.10. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_BSD (flux par charriage) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour le bassin du Laval. Seul l'effet d'interaction ($\boldsymbol{STi} - \boldsymbol{Si}$) le plus fort est représenté (L1). La couleur indique la valeur de la fonction objectif. 187

Figure 5.11. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SSD (flux de MES) à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour le Laval (colonne L) et le Brusquet (colonne B). Seuls les diagrammes des paramètres pour lesquels $\boldsymbol{Si}$ est le plus fort sont tracés. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_SSD), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson..... 189

Figure 5.12. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_BSD (flux par charriage) à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour le Laval (colonne L) et le Brusquet (colonne B). Seuls les diagrammes des paramètres pour lesquels $\boldsymbol{Si}$ est le plus fort sont tracés. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_BSD), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson..... 190

Figure 5.13. Sensibilité de la fonction objectif ER à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour le Laval (colonne L) et le Brusquet (colonne B). Seuls les diagrammes des paramètres pour lesquels $\boldsymbol{Si}$ est le plus fort sont tracés. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif ER), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson. 192

Figure 5.14. Diagramme de dispersion des valeurs semi-horaires observées et simulées de débit (FD) sur la période 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 pour le Laval (A) et le Brusquet (B). Chaque point est coloré par son nombre de points voisins (n.neigh). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées..... 197

Figure 5.15. Comparaison, pour le bassin du Laval et du Brusquet, des débits (FD) observés et simulés pour (A) les cinq événements de crue les mieux simulés et (B) les cinq événements de crue les moins bien simulés par CAESAR-Lisflood..... 200

Figure 5.16. Diagramme de dispersion des valeurs observées et simulées de débit (FD) sur la période du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 aux échelles mensuelle (rouge) et annuelle (violet) pour le Laval (A) et le Brusquet (B). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées. 201

Figure 5.17. Relation entre le débit observé et la pluie sur la période du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 à l'échelle saisonnière (rouge) et interannuelle (violet) pour le Laval (A) et le Brusquet (B). Les lignes en tirets correspondent à des ajustements linéaires et les coefficients de corrélation de Pearson sont indiqués dans la coin supérieur gauche de chaque graphique. 203

Figure 5.18. Relation entre le débit observé et l'évapotranspiration potentielle sur la période 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 à l'échelle saisonnière pour le Laval (A) et le Brusquet (B). La ligne en tirets correspond à un ajustement linéaire et le coefficient de corrélation de Pearson est indiqué dans la coin inférieur gauche de chaque graphique..... 204

Figure 5.19. Diagramme de dispersion des valeurs semi-horaires observées et simulées de flux de MES (SSD) sur les périodes du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 pour le Laval (A) et le Brusquet (B). Chaque point est coloré par son nombre de points voisins (n.neigh). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées..... 207

Figure 5.20. Diagramme de dispersion des valeurs semi-horaires observées et simulées de flux par charriage (BSD) sur la période 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 pour le Laval (A) et le Brusquet (B). Chaque point est coloré par son nombre de points voisins (n.neigh). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées..... 208

Figure 5.21. Comparaison, pour le bassin du Laval et du Brusquet, des flux de MES (SSD) observés et simulés pour (A) les cinq événements de crue les mieux simulés et (B) les cinq événements de crue les moins bien simulés par CAESAR-Lisflood..... 210

Figure 5.22. Diagramme de dispersion des valeurs observées et simulées de flux de MES (SSD) sur la période du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 aux échelles mensuelle (rouge) et annuelle (violet) pour le Laval (A) et le Brusquet (B). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées. 212

Figure 5.23. Diagramme de dispersion des valeurs observées et simulées de flux par charriage (BSD) sur la période du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 aux échelles mensuelle (rouge) et annuelle (violet) pour le Laval (A) et le Brusquet (B). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées. 213

Figure 5.24. Influence du coefficient d'altération potentielle du substratum $\boldsymbol{p1}$ et de l'erreur de prédiction de la lame ruisselée sur l'erreur de prédiction de la charge en suspension pour le Laval (A) et le Brusquet (B) 216

Figure 5.25. Influence du coefficient d'altération potentielle du substratum $\boldsymbol{p1}$ et de l'erreur de prédiction de la lame ruisselée sur l'erreur de prédiction de la charge de fond pour le Laval (A) et le Brusquet (B) 217

Figure 5.26. Fonctions d'autocorrélation et spectres de Fourier de la pluie moyenne sur les bassins versants du Laval (rouge) et du Brusquet (vert). La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984) dont la valeur est notée dans le coin supérieure droit du graphique. Les fréquences de rupture Tx1 et Tx2 sont localisées sur chaque spectre et leur valeur est notée dans le coin inférieur gauche de chaque graphique. L'exposant B de chaque régime scalaire est également indiqué. 219

Figure 5.27. Fonctions d'autocorrélation des séries observées (a) et simulés (b) de débit et de flux de MES pour le Laval (rouge) et le Brusquet (vert). La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984) dont la valeur est notée dans le coin supérieure droit de chaque graphique. Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 %..... 220

Figure 5.28. Spectres de Fourier des séries observées (a) et simulées (b) de débit et de flux de MES pour les bassins du Laval (rouge) et du Brusquet (vert). Les fréquences de rupture Tx1 et Tx2 sont localisées sur chaque spectre et leur valeur est notée dans le coin inférieur gauche de chaque graphique. L'exposant B de chaque régime scalaire est également indiqué dans cette partie du graphique. 221

Figure 5.29. Fonctions d'autocorrélation (en haut) et spectres de Fourier (en bas) des chroniques simulées de flux sédimentaire par charriage (Outlet BSD) et de flux sédimentaire totale (Outlet TSD) pour les bassins versants du Laval (rouge) et du Brusquet (vert). La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984) dont la valeur est notée dans le coin supérieure droit des graphiques. Les fréquences de rupture Tx1 et Tx2 et les pentes spectrales B sont localisées sur chaque spectre et leur valeur est notée dans le coin inférieur gauche de chaque graphique. 226

Figure 5.30. Cartes (A) des taux d'altération du substratum (B) des épaisseurs de sols et (C) des taux d'érosion et de dépôt simulées sur la période 1995-2012 pour les bassins du Laval (à gauche) et du Brusquet (à droite). 228

Figure 5.31. Evolution des taux d'érosion simulés pour le bassin du Laval selon la pente, la végétation, l'exposition (E, N, NE, NW, S, SE, SW et W), l'angle pente/pendage (TP : entre 75°N et 165°N ; INT : entre 165 °N et 255°N et entre 345°N et 75°N ; SPB : entre 255°N et 345°N), l'aire drainée et la zone pluviométrique..... 231

Figure 5.32. Evolution des taux d'érosion simulés pour le bassin du Brusquet selon la pente, la végétation, l'exposition (E, N, NE, NW, S, SE, SW et W), l'aire drainée et la zone pluviométrique. 232

Chapitre 6

Figure 6.1. Localisation des bassins versants de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe dans le bassin de Paris et dans le bassin versant de la Seine. 239

Figure 6.2. Présentation, pour chaque bassin, du modèle numérique de terrain, du réseau hydrographique et des stations de mesure. 240

Figure 6.3. Cartes des pentes (A), de la géologie superficielle (B), de la localisation des bétoires (C), des épaisseurs de formations superficielles (D), de la pédologie (E), de l'occupation des sols (F) et des précipitations moyennes annuelles (G) pour les bassins de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe. 243

Figure 6.4. Comparaison de la géomorphologie des bassins versants de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe. Cumuls pluviométriques annuels (en haut à gauche), cumuls pluviométriques mensuels (en haut à droite), courbes hypsométriques (au milieu à gauche), distributions cumulées des aires drainées (au milieu à droite) et profil en long des chenaux principaux (en bas). 244

Figure 6.5. Coupe géologique du bassin versant de l'Orgeval (figure modifiée à partir de Billy et al. (2013)) 246

Figure 6.6. Les différents stades phénologiques du blé (besoins en GDD : stade épi 1 cm = 1 100 GDD, maturité = 2 350 GDD, $\boldsymbol{Tbase}$ = 0 °C) (AgriAdapt, 2017). 250

Figure 6.7. Evolution de la profondeur racinaire (surface grisée) depuis le semis jusqu'à l'atteinte de la profondeur racinaire maximale ($\boldsymbol{Zx}$) (Raes et al., 2018). 251

Figure 6.8. Evolution du couvert végétal d'une culture au cours d'un cycle de croissance (Raes et al., 2018) 253

Figure 6.9. Données temporelles d'entrée du modèle CLiDE pour les bassins de l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun. (a) Précipitations journalières moyennées par bassin, températures journalières (b) minimales et (c) maximales, (d) photopériode journalière et (e) évapotranspiration potentielle journalière Penman-Monteith sur la période 1973-2017 256

Figure 6.10. Données spatiales d'entrée supplémentaires du modèle CLiDE pour les bassins de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe. (A) Régime hydrologique des sols (HOST), (B) piézométrie initiale, (C) distribution de la conductivité hydraulique, (D) distribution de l'emmagasinement spécifique du substratum et (E) conditions aux limites appliquées dans le modèle. 258

Figure 6.11. Evolution journalière de l'indice de surface foliaire $\boldsymbol{LAI}$, de la profondeur racinaire $\boldsymbol{Zr}$ et du coefficient cultural $\boldsymbol{Kc}$ simulée sur la période 2000-2002 pour les cultures d'hiver, les cultures de printemps, les forêts, les prairies, les zones urbaines et les plans d'eau du bassin du Dun. 260

Figure 6.12. Evolution mensuelle moyenne (A) des précipitations nettes, (B) de l'évapotranspiration, (C) du déficit en eau des sols, (D) du débit à l'exutoire et (E) de la piézométrie pour des paramètres $\boldsymbol{LAI}$, $\boldsymbol{Zr}$ et $\boldsymbol{Kc}$ statiques et dynamiques. Exemple de l'Orgeval. 262

Figure 6.13. Relation entre la topographie et les niveaux piézométriques de plus hautes eaux (2016/06/02) pour cinq piézomètres du bassin de l'Orgeval 264

Figure 6.14. Séries temporelles disponibles pour l'Orgeval (A), le Dun (B) et l'Austeberthe (C) pour la chauffe (orange), la calibration (vert) et la validation (bleu) de CLiDE. 274

Figure 6.15. Estimation, pour les bassins de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun, des indices de Sobol de premier ordre $\boldsymbol{Si}$ et indices totaux $\boldsymbol{STi}$ pour les fonctions multi-objectifs MultiObj_WD (débits), MultiObj_SSD (flux de MES), MultiObj_PZ (niveaux piézométriques) et MultiObj_SM (humidité des sols). 278

Figure 6.16. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_WD (débits) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour les bassins de l'Orgeval (colonne de gauche O), de l'Austreberthe (colonne du milieu A) et du Dun (colonne de droite D). Pour chaque bassin, seuls les trois paramètres avec les effets d'interactions ($\boldsymbol{STi} - \boldsymbol{Si}$) les plus forts sont considérés, ce qui génère, pour chaque bassin, trois interactions à 2 paramètres (1, 2 et 3). La couleur indique la valeur de la fonction objectif. 280

Figure 6.17. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_WD à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour l'Orgeval (colonne O), l'Austreberthe (colonne A) et le Dun (colonne D). Seuls les diagrammes des paramètres pour lesquels $\boldsymbol{Si}$ est le plus fort sont tracés. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_WD), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson. 282

Figure 6.18. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SSD à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour l'Orgeval (colonne O), l'Austreberthe (colonne A) et le Dun (colonne D). Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_SSD), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson. 285

Figure 6.19. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SSD (flux de MES) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour les bassins de l'Orgeval (colonne de gauche O), de l'Austreberthe (colonne du milieu A) et du Dun (colonne de droite D). Pour chaque bassin, seuls les trois paramètres avec les effets d'interactions ($\boldsymbol{STi} - \boldsymbol{Si}$) les plus forts sont considérés, ce qui génère, pour chaque bassin, trois interactions à 2 paramètres (1, 2 et 3). La couleur indique la valeur de la fonction objectif..... 287

Figure 6.20. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_PZ (niveaux piézométriques) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour le bassin de l'Orgeval. La couleur indique la valeur de la fonction objectif 288

Figure 6.21. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_PZ (niveau piézométrique) à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour l'Orgeval (colonne O), l'Austreberthe (colonne A) et le Dun (colonne D). Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_PZ), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson. 288

Figure 6.22. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SM (humidité du sol) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour le bassin de l'Orgeval. La couleur indique la valeur de la fonction objectif. 289

Figure 6.23. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SM (humidité du sol) à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour l'Orgeval. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_SM), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson. 290

Figure 6.24. Comparaison des débits observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant de l'Orgeval. Les enveloppes grises représentent les intervalles de confiance à 90 %. L'évapotranspiration potentielle (orange) et les pluies minimales (violet) et maximales (noir) journalières sont représentées sur la partie supérieure de chaque graphique. 295

Figure 6.25. Comparaison de l'humidité des sols et des niveaux piézométriques observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant de l'Orgeval. Les enveloppes grises représentent les intervalles de confiance à 90 %. L'évapotranspiration (orange) et les pluies minimales (violet) et maximales (noir) journalières sont représentées sur la partie supérieure de chaque graphique 298

Figure 6.26. Comparaison des flux de MES observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant de l'Orgeval. Les enveloppes grises représentent les intervalles de confiance à 90 %. L'évapotranspiration (orange) et les pluies minimales (violet) et maximales (noir) journalières sont représentées sur la partie supérieure de chaque graphique 301

Figure 6.27. Comparaison des débits observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant du Dun (en haut) et de l'Austreberthe (en bas). Afin de faciliter leur visualisation, les débits sont présentés sur plusieurs périodes courtes (période très humide du 01/10/2000 au 15/04/2001 et périodes sèches du 15/06/2005 au 31/12/2005 et du 01/01/2006 au 31/12/2006). 302

Figure 6.28. Comparaison des niveaux piézométriques observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le Dun et l'Austreberthe..... 304

Figure 6.29. Comparaison des flux de MES observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant du Dun (en haut) et de l'Austreberthe (en bas). Les flux de MES sont représentés sur les mêmes périodes que les débits en figure 6.27..... 305

Figure 6.30. Spectres de Fourier lissés des séries observées (A) et simulées (B) de débit. Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites. 307

Figure 6.31. Fonctions d'autocorrélation des séries observées (A) et simulés (B) de débit, de flux de MES, de niveau piézométrique et d'humidité des sols. La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984). Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 %. 310

Figure 6.32. Triplot de corrélation (plan I-II de la RDA) décrivant l'influence des caractéristiques physiques des bassins versants de l'Orgeval (variables explicatives, flèches bleues) sur les propriétés corrélatoires (EM) et spectrales (Bm, B1, B3 et Tx2) de leurs débits (A) observés et (B) simulés (variables réponses, flèches violettes). FA : fraction boisée ; crop : fraction cultivée ; DD : densité de drainage ; HI : intégrale hypsométrique ; Fc : capacité d'infiltration des sols ; TAW et RAW : capacité de stockage des sols ; Th : Theil ; Av : Avenelles ; Lo : Loge ; Me : Mélarchez ; Go : Goins ; Ch : Choqueuse ; Qu : Quatre Cents. 312

Figure 6.33. Fonctions d'autocorrélation des séries observées (A) et simulés (B) de niveau piézométrique. La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984). Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 %. 314

Figure 6.34. Spectres de Fourier lissés des séries observées (A) et simulés (B) de débit, de flux de MES, de niveau piézométrique et d'humidité des sols. Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites. 315

Figure 6.35. Triplot de corrélation (plan I-II de la RDA) décrivant l'influence des caractéristiques physiques des bassins versants de l'Austreberthe et du Dun (variables explicatives, flèches bleues) sur les propriétés corrélatoires (EM) et spectrales (Bm, B1, B3 et Tx2) de leurs niveaux piézométriques (A) observés et (B) simulés (variables réponses, flèches violettes). Les paramètres TPI (Indice de Position Topographique), Hmean (altitude moyenne du terrain), DFR (distance au cours d'eau le plus proche), slp (pente du terrain), luv (fraction en luvisol), crop (fraction cultivée) et Rend (fraction en rendzine) ont été calculés en considérant un rayon de 100 mètres autour de chaque piézomètre. Bl : Blacqueville ; To : PZ_Tocqueville ; F1 : PZ_Fontaine1 ; F2 : PZ_Fontaine2..... 319

Figure 6.36. Spectres de Fourier lissés des séries observées (A) et simulés (B) d'humidité des sols. Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites..... 321

Figure 6.37. Fonctions d'autocorrélation des séries observées (A) et simulés (B) de flux de MES. La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984). Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 %..... 322

Figure 6.38. Spectres de Fourier lissés des séries observées (A) et simulés (B) de flux de MES. Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites..... 323

Figure 6.39. Triplot de corrélation (plan I-II de la RDA) décrivant l'influence des caractéristiques physiques des bassins versants de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe (variables explicatives, flèches bleues) sur les propriétés corrélatoires (EM) et spectrales (Bm, B1, B3 et Tx2) de leurs flux de MES (A) observés et (B) simulés (variables réponses, flèches violettes). Grass : fraction enherbée ; HI : intégrale hypsométrique ; A : Aire drainée ; slp : pente moyenne du bassin versant ; Av : Avenelles ; Me : Mélarchez ; Go : Goins ; .Ch : Choqueuse ; Bo : Bourg-Dun ; Pa : Saint-Paër..... 326

Figure 6.40. Fonctions d'autocorrélation de la pluie nette (Net Rainfall), de l'évapotranspiration réelle (Actual ET), du déficit en eau des sols (Soil moisture deficit), de la recharge (Recharge), du volume d'eau dans les formations superficielles (SS store), de la drainance descendante (Soil drainage), du volume d'eau dans le substratum (GW store), de la drainance ascendante (Discharge), du débit de base (Baseflow), du ruissellement ((SW-SWL)p), du ruissellement réinfiltrée ((SW-SWL)n), du volume d'eau en surface (SW store), du débit (Outlet FD), du flux de MES (Outlet SSD), du flux par charriage (Outlet BSD) et du flux sédimentaire total (Outlet TSD) pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun. La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984). Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 %..... 330

Figure 6.41. Spectres de Fourier de la pluie nette (Net Rainfall), de l'évapotranspiration réelle (Actual ET), du déficit en eau des sols (Soil moisture deficit), de la recharge (Recharge), du volume d'eau dans les formations superficielles (SS store), de la drainance descendante (Soil drainage), du volume d'eau dans le substratum (GW store), de la drainance ascendante (Discharge), du débit de base (Baseflow), du ruissellement ((SW-SWL)p), du ruissellement réinfiltrée ((SW-SWL)n), du volume d'eau en surface (SW store), du débit (Outlet FD), du flux de MES (Outlet SSD), du flux par charriage (Outlet BSD) et du flux sédimentaire total (Outlet TSD) pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun. Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites..... 332

Chapitre 8

Figure 8.1. (En haut) comparaison de la variabilité interannuelle (en noir) des pluies (gris) avec (en bas) la variabilité interannuelle (en noir) des niveaux piézométriques (en gris) (Massei et al., 2020). 358

Figure 8.2. Pluie journalière moyenne sur la période 1990-2012 pour les bassins du Dun (A) et de l'Austreberthe (B)..... 360

Figure 8.3. Décomposition par MODWT de la chronique de pluie moyenne journalière du Dun en treize détails – d1 à d13 – et un résidu – s – correspondant à des périodes de 2 à 9137 jours. 362

Figure 8.4. Modulation en amplitude de la composante saisonnière des pluies moyennes journalières du Dun (détail d8)..... 363

Figure 8.5. Construction du signal de pluie modifié en additionnant la composante altérée (d8 ici) avec les autres composantes du signal..... 364

Figure 8.6. Construction des quatre scénarios climatiques (6yD, 6yA, 1yA et 3dA) à partir de la décomposition par ondelette du signal de pluie historique (représenté par une ligne noire) et de l'altération de ses composantes spectrales (d11, d8 ou d1)..... 366

Figure 8.7. Occupation des sols observée pour les bassins de l'Austreberthe (en haut) et du Dun (en bas) en 2011 (à gauche) et 2017 (à droite) 368

Figure 8.8. Comparaison entre la carte d'occupation des sols observée de 2017 (à gauche) et la carte d'occupation des sols simulée par CLUE-S (à droite) pour l'Austreberthe (en haut) et le Dun (en bas)..... 375

Figure 8.9 Surfaces couvertes par chaque classe d'occupation des sols et distribution spatiale de l'occupation des sols pour la situation de référence et les quatre scénarios simulés pour le Dun 378

Figure 8.10 Surfaces couvertes par chaque classe d'occupation des sols et distribution spatiale de l'occupation des sols pour la situation de référence et les quatre scénarios simulés pour l'Austreberthe 379

Figure 8.11. Pluie nette, débit (Outlet FD ; D1) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3) à l'exutoire du Dun agrégés au pas de temps annuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs annuels de pluies nettes, de débits (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios climatiques. 390

Figure 8.12. Pluie nette, débit (Outlet FD ; D1) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3) à l'exutoire de l'Austreberthe agrégés au pas de temps annuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs annuels de pluies nettes, de débits (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios climatiques. 392

Figure 8.13. Bilan hydrique climatique, débit (Outlet FD ; D1) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3) à l'exutoire du Dun agrégés au pas de temps annuel pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols. Ecarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique (P-AET), de débit (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols. 394

Figure 8.14. Bilan hydrique climatique, débit (Outlet FD ; A1) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; A3) à l'exutoire de l'Austreberthe agrégés au pas de temps annuel pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols. Ecarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique (P-AET), de débit (A2) et de flux sédimentaires (A4) entre la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols..... 396

Figure 8.15. Pluie nette, débit (Outlet FD ; D1) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3) à l'exutoire du Dun agrégés au pas de temps mensuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs mensuels de pluies nettes, de débits (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios climatiques. 399

Figure 8.16. Pluie nette, débit (Outlet FD ; A1) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; A3) à l'exutoire de l'Austreberthe agrégés au pas de temps mensuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs mensuels de pluies nettes, de débits (A2) et de flux sédimentaires (A4) entre la situation de référence et les scénarios climatiques. 400

Figure 8.17. Bilan hydrique climatique, débit (Outlet FD ; D1) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3) à l'exutoire du Dun agrégés au pas de temps mensuel pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols. Ecarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique (P-AET), de débit (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols. 402

Figure 8.18. Pluie nette, débit (Outlet FD ; A1) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; A3) à l'exutoire de l'Austreberthe agrégés au pas de temps mensuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs mensuels de pluies nettes, de débits (A2) et de flux sédimentaires (A4) entre la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols. 404

Figure 8.19. Impact des scénarios climatiques (couleur) sur la variation absolue (axe des ordonnées) et relative (lignes grises en fond) des pics de débits (D1) et des pics d'érosion (D2) du Dun. Les pics sont classés selon leur amplitude (axe des abscisses principal) et leur contribution au flux total (axe des abscisses secondaire). Les lignes en tirets correspondent à un lissage lœss des points. Pour les pics de débit, Q2, Q5, Q10, Q20, Q50, Q100, Q200 et Q500 représentent les événements théoriques de période de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans. Les crues faisant l'objet de discussions spécifiques lors de la comparaison des scénarios, sont signalées par un numéro d'identification. 407

Figure 8.20. Impact des scénarios climatiques (couleur) sur la variation absolue (axe des ordonnées) et relative (lignes grises en fond) des pics de débits (A1) et des pics d'érosion (A2) de l'Austreberthe. Les pics sont classés selon leur amplitude (axe des abscisses principal) et leur contribution au flux total (axe des abscisses secondaire). Les lignes en tirets correspondent à un lissage lœss des points. Pour les pics de débit, Q2, Q5, Q10, Q20, Q50, Q100, Q200 et Q500 représentent les événements théoriques de période de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans. Les crues faisant l'objet de discussions spécifiques lors de la comparaison des scénarios, sont signalées par un numéro d'identification. 408

Figure 8.21. Impact des scénarios d'occupation des sols sur la variation absolue (axe des ordonnées) et relative (lignes grises en fond) des pics de débits (D1) et des pics d'érosion (D2) du Dun. Les pics sont classés selon leur amplitude (axe des abscisses principal) et leur contribution au flux total (axe des abscisses secondaire). Les lignes en tirets correspondent à un lissage lœss des points. Pour les pics de débit, Q2, Q5, Q10, Q20, Q50, Q100, Q200 et Q500 représentent les événements théoriques de période de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans. Les crues faisant l'objet de discussions spécifiques lors de la comparaison des scénarios, sont signalées par un numéro d'identification. 411

Figure 8.22. Impact des scénarios d'occupation des sols sur la variation absolue (axe des ordonnées) et relative (en fond) des pics de débits (A1) et des pics d'érosion (A2) de l'Austreberthe. Les pics sont classés selon leur amplitude (axe des abscisses principal) et leur contribution au flux total (axe des abscisses secondaire). Les lignes en tirets correspondent à un lissage lœss des points. Pour les pics de débit, Q2, Q5, Q10, Q20, Q50, Q100, Q200 et Q500 représentent les événements théoriques de période de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans. Les crues faisant l'objet de discussions spécifiques lors de la comparaison des scénarios, sont signalées par un numéro d'identification. 412

Figure 8.23. Distribution des taux d'érosion (rouge) et de dépôt (bleu) calculés à la fin des 23 ans de simulation pour la situation de référence et les scénarios climatiques du Dun. Les annotations XS1, XS2, XS3, XS4, XS5 et XS6 correspondent à six sections transversales présentées dans la figure 8.25. 419

Figure 8.24. Distribution des taux d'érosion (rouge) et de dépôt (bleu) calculés à la fin des 23 ans de simulation pour la situation de référence et les scénarios climatiques de l'Austreberthe. Les annotations XS1, XS2, XS3, XS4, XS5 et XS6 correspondent à six sections transversales présentées dans la figure 8.25. 421

Figure 8.25. D1 et A1 : taux d'érosion et de dépôt au niveau de six sections transversales (XS1 à XS6) pour les scénarios climatiques du Dun (D1) et de l'Austreberthe (A1). D2 et A2 : variation absolue des taux d'érosion et de dépôt au niveau des six sections transversales par rapport à la situation de référence pour les scénarios climatiques du Dun (D2) et de l'Austreberthe (A2). Les valeurs positives et négatives indiquent les zones où les scénarios ont des altitudes respectivement plus et moins élevées. 422

Figure 8.26. Distribution des taux d'érosion (rouge) et de dépôt (bleu) calculés à la fin des 23 ans de simulation pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols du Dun.

Les annotations XS1, XS2, XS3, XS4, XS5 et XS6 correspondent à six sections transversales présentées dans la figure 8.28. 426

Figure 8.27. Distribution des taux d'érosion (rouge) et de dépôt (bleu) calculés à la fin des 23 ans de simulation pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols de l'Austreberthe. Les annotations XS1, XS2, XS3, XS4, XS5 et XS6 correspondent à six sections transversales présentées dans la figure 8.28. 428

Figure 8.28. D1 et A1 : taux d'érosion et de dépôt au niveau de six sections transversales (XS1 à XS6) pour les scénarios d'occupation des sols du Dun (D1) et de l'Austreberthe (A1). D2 et A2 : variation absolue des taux d'érosion et de dépôt au niveau des six sections transversales par rapport à la situation de référence pour les scénarios climatiques du Dun (D2) et de l'Austreberthe (A2). Les valeurs positives et négatives indiquent les zones où les scénarios ont des altitudes respectivement plus et moins élevées. 429

Annexe A

Figure A.1. Relation entre les écarts relatifs annuels de débits (outlet FD) et les écarts relatifs annuels de précipitations nettes (1) et relation entre les écarts relatifs annuels de flux sédimentaires (TSD) et les écarts relatifs annuels de débits (FD) (2) pour les scénarios climatiques du Dun (D) et de l'Austreberthe (A). Note : les effets de retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion. 480

Figure A.2. Relation entre les écarts relatifs annuels de débits (Outlet FD RC) et les écarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique (P-AET RC) (D1), entre les écarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique et les écarts relatifs annuels de profondeur racinaire (Zr RC) (D2), de coefficient cultural (Kc RC) (D3), d'indice de surface foliaire (LAI RC) (D4) et de coefficient d'extraction (p RC) (D5) et entre les écarts relatifs annuels de flux sédimentaires (Outlet TSD RC) et les écarts relatifs annuels de débits (D6) pour les scénarios d'occupation des sols du Dun. Note : les retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion..... 481

Figure A.3. Relation entre les écarts relatifs annuels de débits (Outlet FD RC) et les écarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique ((P-AET) RC) (A1), entre les écarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique et les écarts relatifs annuels de profondeur racinaire (Zr RC) (A2), de coefficient cultural (Kc RC) (A3), d'indice de surface foliaire (LAI RC) (A4) et de coefficient d'extraction (p RC) (A5) et entre les écarts relatifs annuels de flux sédimentaires (Outlet TSD RC) et les écarts relatifs annuels de débits (A6) pour les scénarios d'occupation des sols de l'Austreberthe. Note : les retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion. 482

Figure A.4. Relation entre les écarts relatifs mensuels de débits (outlet FD) et les écarts relatifs mensuels de précipitations nettes (1) et relation entre les écarts relatifs mensuels de flux sédimentaires (TSD) et les écarts relatifs mensuels de débits (FD) (2) pour les scénarios climatiques du Dun (D) et de l'Austreberthe (A). Note : les effets de retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion. 483

Figure A.5. Relation entre les écarts relatifs mensuels de débits (Outlet FD RC) et les écarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique ((P-AET) RC) (D1), entre les écarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique et les écarts relatifs mensuels de profondeur racinaire (Zr RC) (D2), de coefficient cultural (Kc RC) (D3), d'indice de surface foliaire (LAI RC) (D4) et de coefficient d'extraction (p RC) (D5) et entre les écarts relatifs mensuels de flux sédimentaires (Outlet TSD RC) et les écarts relatifs mensuels de débits (D6) pour les scénarios d'occupation des sols du Dun. Note : les retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion. 484

Figure A.6. Relation entre les écarts relatifs mensuels de débits (Outlet FD RC) et les écarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique ((P-AET) RC) (A1), entre les écarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique et les écarts relatifs mensuels de profondeur racinaire (Zr RC) (A2), de coefficient cultural (Kc RC) (A3), d'indice de surface foliaire (LAI RC) (A4) et de coefficient d'extraction (p RC) (A5) et entre les écarts relatifs mensuels de flux sédimentaires (Outlet TSD RC) et les écarts relatifs mensuels de débits (A6) pour les scénarios d'occupation des sols de l'Austreberthe. Note : les retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion. 485

Liste des tableaux

Chapitre 1

Tableau 1.1. Caractéristiques des bassins versants du Laval, du Brusquet, de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun. 47

Chapitre 2

Tableau 2.1. Description des paramètres de CAESAR-Lisflood employés lors de la production et du routage du ruissellement de surface. 58

Tableau 2.2. Description des paramètres de CAESAR-Lisflood employés lors de la simulation dans le chenal de l'érosion, du transport et du dépôt des sédiments. 65

Tableau 2.3. Description des paramètres de CAESAR-Lisflood employés pour la simulation de l'érosion des versants, la désagrégation physique des particules et l'altération du substratum 69

Tableau 2.4. Description des paramètres de CLiDE employés pour la simulation des écoulements de surface et de subsurface. 78

Chapitre 3

Tableau 1. Technical comparison of selected attributes of four LEMs 96

Chapitre 4

Tableau 4.1. Paramètres du modèle CAESAR-Lisflood définis pour l'ensemble des simulations 122

Tableau 4.2. Résultats de l'analyse de régression pas à pas ascendante et de l'analyse de variance pour les variables dépendantes EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2. Pour plus de lisibilité, seuls les termes d'interaction de plus haut niveau sont présentés. 134

Chapitre 5

Tableau 5.1. Caractéristiques physiques des bassins versants du Laval et du Brusquet, déterminées selon différentes résolutions de MNT. 161

Tableau 5.2. Description des paramètres retenus pour la calibration du modèle CAESAR-Lisflood et justification des plages de valeurs sélectionnées pour les bassins du Laval et du Brusquet. 180

Tableau 5.3. Critères d'ajustement (NSE, PBIAS et RSR) produits par le meilleur jeu de paramètres (cf. tableau 5.4) pour chaque bassin (Laval et Brusquet) et chaque variable (débit FD, flux de MES SSD, flux par charriage BSD et rapport d'exportation ER) sur les périodes de calibration et de validation. Les valeurs entre parenthèses indiquent la performance du meilleur jeu de paramètres dans chaque situation lors de la calibration du modèle. 195

Tableau 5.4. Meilleur jeu de paramètres identifié par la procédure de calibration automatique pour le bassin du Laval et du Brusquet. Le meilleur jeu de paramètres est le jeu de paramètres le plus performant pour l'ensemble des métriques (NSE, RSR, PBIAS et ER) et des variables (débits, flux de MES, flux par charriage et rapport d'exportation). 195

Tableau 5.5. Moyennes spatio-temporelles de $\boldsymbol{m}$, $\boldsymbol{qtotM}$, $\boldsymbol{Qmin}$, $\boldsymbol{n}$, $\boldsymbol{gsi}$, $\boldsymbol{prop_gs1}$, $\boldsymbol{C}$, $\boldsymbol{\Delta Zmax}$, $\boldsymbol{Dmin}$, $\boldsymbol{Crate}$, $\boldsymbol{Er}$, $\boldsymbol{p1}$ et $\boldsymbol{k1}$ déduites de la configuration optimale de CAESAR-Lisflood (cf. tableau 5.4) pour le Laval et le Brusquet. 196

Chapitre 6

Tableau 6.1. Caractéristiques des bassins versants de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun. 243

Tableau 6.2. Remplacement, pour chaque classe de sol HOST, du $\boldsymbol{BFI}$ par un taux d'infiltration $\boldsymbol{Fc}$ définis sur la base des tables de conversion de Halcrow (2011), Thomas et Nisbet (2016) et de l'USDA (1986)..... 255

Tableau 6.3. Paramètres utilisés pour décrire l'évolution journalière des propriétés physiques du couvert végétal ($\boldsymbol{Zr}$, $\boldsymbol{Kc}$ et $\boldsymbol{LAI}$). 259

Tableau 6.4. Description des paramètres retenus pour la calibration du modèle CLiDE et justification des plages de valeurs sélectionnées pour les bassins de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe. 271

Tableau 6.5. Meilleur jeu de paramètres identifié par la procédure de calibration automatique pour le bassin de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun. Le meilleur jeu de paramètres est le jeu de paramètres le plus performant pour l'ensemble des métriques (NSE, RSR et PBIAS), des variables (débits, flux de MES, piézométrie et humidité des sols) et des sites. 292

Tableau 6.6. Moyennes spatio-temporelles de $\boldsymbol{Fc}$, $\boldsymbol{Zr}$, $\boldsymbol{In}$, $\boldsymbol{Kc}$, $\boldsymbol{Khgw}$, $\boldsymbol{Sygw}$, $\boldsymbol{Syss}$, $\boldsymbol{Kvss}$, $\boldsymbol{gs}$, $\boldsymbol{C}$, $\boldsymbol{\Delta Zmax}$ et $\boldsymbol{Dmin}$ déduites de la configuration optimale de CLiDE (cf. tableau 6.5) pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun. 292

Tableau 6.7. Performances du modèle produites par le meilleur jeu de paramètres (cf. tableau 6.5) pour chaque critère (NSE, PBIAS et RSR), chaque variable (débit, flux de MES, piézométrie et humidité du sol) et chaque site (bassins versants, sous bassins versants, piézomètres et humidimètres) pour les périodes de calibration et de validation. Les valeurs entre parenthèses indiquent la performance du meilleur jeu de paramètres de chaque situation. ..... **Erreur ! Signet non défini.**

Tableau 6.8. Variables corrélatoires (EM) et spectrales (B1, B2, B3, Bm, Tx1 et Tx2) extraites des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier des séries observées (a) et simulés (b) de débit. 308

Tableau 6.9. Variables corrélatoires (EM) et spectrales (B1, B2, B3, Bm, Tx1 et Tx2) extraites des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier des séries observées (a) et simulés (b) de niveaux piézométriques..... 316

Tableau 6.10. Variables corrélatoires (EM) et spectrales (B1, B2, B3, Bm, Tx1 et Tx2) extraites des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier des séries observées et simulés de flux de MES..... 324

Tableau 6.11. Variables corrélatoires (EM) et spectrales (B1, B2, B3, Bm, Tx1 et Tx2) extraites des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier de la pluie nette (Net Rainfall), de l'évapotranspiration réelle (Actual ET), du déficit en eau des sols (Soil moisture deficit), de la recharge (Recharge), du volume d'eau dans les formations superficielles (SS store), de la drainance descendante (Soil drainage), du volume d'eau dans le substratum (GW store), de la drainance ascendante (Discharge), du débit de base (Baseflow), du ruissellement ((SW-SWL)p), du ruissellement réinfiltrée ((SW-SWL)n), du volume d'eau en surface (SW store), du débit (Outlet FD), du flux de MES (Outlet SSD), du flux par charriage (Outlet BSD) et du flux sédimentaire total (Outlet TSD) pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun..... 333

Chapitre 8

Tableau 8.1. Statistiques descriptives des chroniques de précipitation brute pour la situation actuelle et les quatre scénarios climatiques futurs pour le bassin versant du Dun..... 367

Tableau 8.2. Statistiques descriptives des chroniques de précipitation brute pour la situation actuelle et les quatre scénarios climatiques futurs pour le bassin versant de l'Austreberthe 367

Tableau 8.3. Matrice de transition produite pour le Dun à partir des cartes d'occupation des sols de 2011 et 2017..... 369

Tableau 8.4. Matrice de transition produite pour l'Austreberthe à partir des cartes d'occupation des sols de 2011 et 2017..... 369

Tableau 8.5. Fraction des bassins (%) couverte par chaque classe d'occupation des sols en 2017 et en 2041 (prédiction)..... 370

Tableau 8.6. Variables explicatives et coefficients beta standardisés pour chaque classe d'occupation des sols du Dun..... 372

Tableau 8.7. Variables explicatives et coefficients beta standardisés pour chaque classe d'occupation des sols de l'Austreberthe..... 373

Tableau 8.8. Moyenne spatio-temporelle de la profondeur racinaire ($\boldsymbol{Zr}$), du coefficient cultural ($\boldsymbol{Kc}$), de l'indice de surface foliaire ($\boldsymbol{LAI}$) et du coefficient d'extraction ($\boldsymbol{p}$) pour la situation de référence et les quatre scénarios d'occupation des sols du Dun..... 380

Tableau 8.9. Moyenne spatio-temporelle de la profondeur racinaire ($\boldsymbol{Zr}$), du coefficient cultural ($\boldsymbol{Kc}$), de l'indice de surface foliaire ($\boldsymbol{LAI}$) et du coefficient d'extraction ($\boldsymbol{p}$) pour la situation de référence et les quatre scénarios d'occupation des sols de l'Austreberthe. 380

Tableau 8.10. Liste des variables (et abréviations associées) utilisées pour expliquer la variation des écarts intra et inter-scénario dans les pics de débit et les pics d'érosion 382

Tableau 8.11. Evolution relative du flux sédimentaire total (TSD), du débit (FD) et de la pluie nette (P) pour la situation de référence et les scénarios climatiques du Dun et de l'Austreberthe. 384

Tableau 8.12. Coefficient de corrélation de Pearson entre les statistiques descriptives « Module », « Mean QMNA » et « Mean CRUCAL » du débit et les valeurs annuelles moyennes de flux sédimentaire total (TSD) et de pluie nette (P). 385

Tableau 8.13. Evolution relative du flux sédimentaire total (TSD), du débit (FD) et de la pluie efficace (P-AET)) pour chaque scénario d'occupation des sols pour les bassins versants du Dun et de l'Austreberthe. 387

Tableau 8.14. Coefficient de corrélation de Pearson entre les statistiques descriptives « Long term average », « Mean QMNA » et « Mean CRUCAL » du débit et les valeurs annuelles moyennes de flux sédimentaire total (TSD), de bilan hydrique (P-AET), de profondeur racinaire moyenne ($\boldsymbol{Zr}$), de coefficient cultural ($\boldsymbol{Kc}$), d'indice de surface foliaire ($\boldsymbol{LAI}$) et de coefficient d'extraction ($\boldsymbol{p}$). 388

Tableau 8.15. Corrélation de Pearson entre les variables pluviométriques, hydrogéologiques, hydrologiques et sédimentaires du bassin versant du Dun (voir le tableau 8.10 pour la signification des abréviations). Les corrélations sont significatives au niveau 0.05 pour les nombres avec un astérisque. 410

Tableau 8.16. Corrélation de Pearson entre les variables pluviométriques, hydrogéologiques, hydrologiques et sédimentaires pour les scénarios d'occupation des sols du Dun et de l'Austreberthe (voir le tableau 8.10 pour la signification des abréviations). Les corrélations sont significatives au niveau 0.05 pour les chiffres avec un astérisque. 414

Tableau 8.17. Statistiques descriptives de l'érosion et du dépôt pour l'ensemble des scénarios climatiques et d'occupation des sols, après 25 ans de simulation pour le bassin versant du Dun. 417

Tableau 8.18. Statistiques descriptives de l'érosion et du dépôt pour l'ensemble des scénarios d'occupation des sols du Dun et de l'Austreberthe, après 23 ans de simulation. 424

Chapitre 1 : Introduction générale

1. Contexte

Le ruissellement et l'érosion hydrique et gravitaire des sols sont des processus très variables dans le temps et dans l'espace. Ils peuvent conduire au déclenchement d'une large gamme de phénomènes naturels : inondations, coulées de boue, ruptures de berge, glissement de terrain, éboulements, etc. Ces phénomènes sont observés dans le monde entier et génèrent des dommages humains et économiques importants (Duan et al., 2016 ; Jena et al., 2014 ; Siderius et al., 2018 ; Kašpar et al., 2013 ; Kim et al., 2014). Nous pouvons citer, à titre d'exemple, les inondations, coulées de boue et glissements de terrain survenus en juillet 2021 en Belgique, en Allemagne et aux Pays-Bas (220 victimes et près de 18 milliards d'euros de dommages ; Koks et al., 2021) ou encore la crue dévastatrice observée en octobre 2020 dans le sud-est de la France (vallée de la Vésubie et de la Roya ; 18 victimes et près d'un milliard d'euros de dégâts ; Ouest France). Ces phénomènes pourraient devenir plus fréquents en raison du changement climatique (GIEC, 2021). En effet, l'évolution du climat liée aux émissions de gaz à effet de serre pourrait avoir des implications profondes sur la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants. La compréhension du ruissellement et de l'érosion des surfaces est donc primordiale pour permettre une meilleure planification des mesures de protection et une gestion durable et soutenable de l'environnement et de ses ressources.

Le ruissellement et l'érosion dans les bassins versants sont contrôlés par trois grands forçages : le climat, la géologie et l'Homme (Schumm et Parker, 1973 ; Nicholas et Quinne, 2007). Le climat agit notamment sur l'amplitude et la variabilité des précipitations et des températures ou encore sur l'importance de l'ensoleillement. L'action combinée du climat et des deux autres forçages détermine les propriétés physiques des bassins tels que la géomorphologie, la lithologie, la pédologie ou encore l'occupation des sols.

Les précipitations ont une influence évidente puisqu'elles agissent directement sur la formation des écoulements, qui à leur tour déterminent l'érosion dans le bassin. Les précipitations sont très variables dans l'espace et dans le temps et sont contrôlées par de nombreux facteurs. La variabilité des précipitations se produit sur large une gamme d'échelles temporelles (par exemple, l'échelle événementielle déterminée par les conditions atmosphériques locales, le cycle saisonnier déterminé par l'orbite de la terre autour du soleil, l'échelle interannuelle déterminée par les changements de la circulation atmosphérique). Des fluctuations temporelles équivalentes sont identifiables dans les débits, flux sédimentaires et niveaux piézométriques, ce qui confirme l'origine climatique de la variabilité des flux hydro-sédimentaires (Fritier et al. 2012 ; Massei et Fournier 2012 ; Pinto et Raible, 2012 ; Dieppois et al. 2016). Ainsi, indépendamment de l'échelle temporelle considérée, une augmentation des quantités de pluie entraine la hausse du ruissellement et de l'érosion des surfaces.

Cependant, cette relation peut être fortement modulée par les caractéristiques physiques des bassins. En effet, la part des eaux circulant par ruissellement suite à une pluie dépend des pentes et de la capacité d'infiltration et de la perméabilité des sols, qui sont influencées par la topographie, la pédologie et l'occupation des sols (Blöschl et al., 2013). La superficie et la forme du bassin versant influencent la forme des hydrgrammes de crue et les volumes d'eau transitant par l'exutoire. En effet, les grands bassins versants captent plus de précipitations et génèrent donc des débits plus élevés que ceux des petits bassins. Ces derniers se caractérisent, par ailleurs, par des temps de montée de crue plus courts car les distances à parcourir par les écoulements pour ralier l'exutoire sont plus courtes. La forme du bassin versant affecte également le ruissellement et les débits. Les bassins de drainage de forme circulaire entraînent des temps de concentration plus courts et des débits de pointe plus élevés que ceux qui sont longs et minces. Cela s'explique par le fait que les limites des bassins versants circulaires sont situées à égale distance de l'exutoire, de sorte que les écoulements atteignent ce point en même temps. Par ailleurs, la densité de drainage détermine la distance moyenne que l'eau doit parcourir pour atteindre le réseau de drainage et l'exutoire et agit donc sur les temps de transit.

La topographie, la pédologie et l'occupation des sols agissent également sur la stabilité et la résistance des surfaces à l'action érosive des pluies et du ruissellement (Adnan et al., 2021). Tout d'abord, la vitesse et par conséquent la force de cisaillement exercée par le ruissellement sur les particules sédimentaires situées à la surface du sol dépendent de la pente du terrain (topographie). Les résultats de nombreuses études indiquent une augmentation de l'érosion du sol avec l'augmentation de la pente du terrain (e.g. Nearing et Bradford, 1985). La susceptibilité du sol à l'érosion est par ailleurs liée à ses propriétés physiques, chimiques et biologiques. La texture du sol affecte la résistance du sol au cisaillement (Poesen, 1993). Sheridan et al. (2000) ont constaté une faible érodabilité des sols pour des textures argileuses et limoneuses et une érodabilité élevée pour des classes de taille supérieure au limon mais inférieure à 10 mm. Ils affirment que les particules de diamètre inférieur à 20 µm favorisent la cohésion du sol, tandis que les particules supérieures à 20 µm se détachent facilement et sont associées à une érodabilité plus élevée. La teneur en argile joue donc un rôle majeur dans la stabilité des agrégats et des états de surface (Lado et al. 2004). Les sols à faible teneur en argile (10 à 30 pour cent) donnent lieu à des agrégats fragiles se fractionnant sous l'action de la pluie, produisant des sols meubles et facilement érodables. Pour des tailles de particules supérieures à 10 mm, l'érodabilité est réduite car le rapport masse/surface plus important des particules les rend difficiles à détacher et à transporter (Poesen et al., 1993). Par ailleurs, les propriétés chimiques rapportées comme affectant la

résistance des surfaces à l'érosion hydrique comprennent la teneur en Al, Fe, Na, K, Ca et Mg, la conductivité électrique, le pH, le rapport d'adsoprtion du sodium, etc (e.g. Rapp, 1998).

La couverture végétale est connue pour réduire les taux d'érosion par ruissellement (e.g. Morgan, 1995). La capacité d'un couvert végétal à réduire l'érosion dépend de la hauteur et de la densité du couvert végétale. En plus de permettre une réduction de la contrainte de cisaillement excercée par le ruissellement sur le sol, la végétation, par le biais de son système racinaire, lie physiquement les particules du sol ce qui augmente la cohésion de ce dernier (Prosser et al., 1995). Les racines produisent des agents liants et constituent une source de nourriture pour les micro-organismes qui émettent d'autres liaisons organiques réduisant l'érodabilité des sols. Par exemple, Gyssels et al. (2002) ont montré que le doublement de la masse racinaire dans le sol entraîne une réduction du taux d'érosoin allant jusqu'à 50 %.

Compte tenu des éléments mentionnés précédemment, la réponse hydro-sédimentaire d'un bassin à une modification du climat est influencée par les caractéristiques physiques des surfaces (figure 1.1).

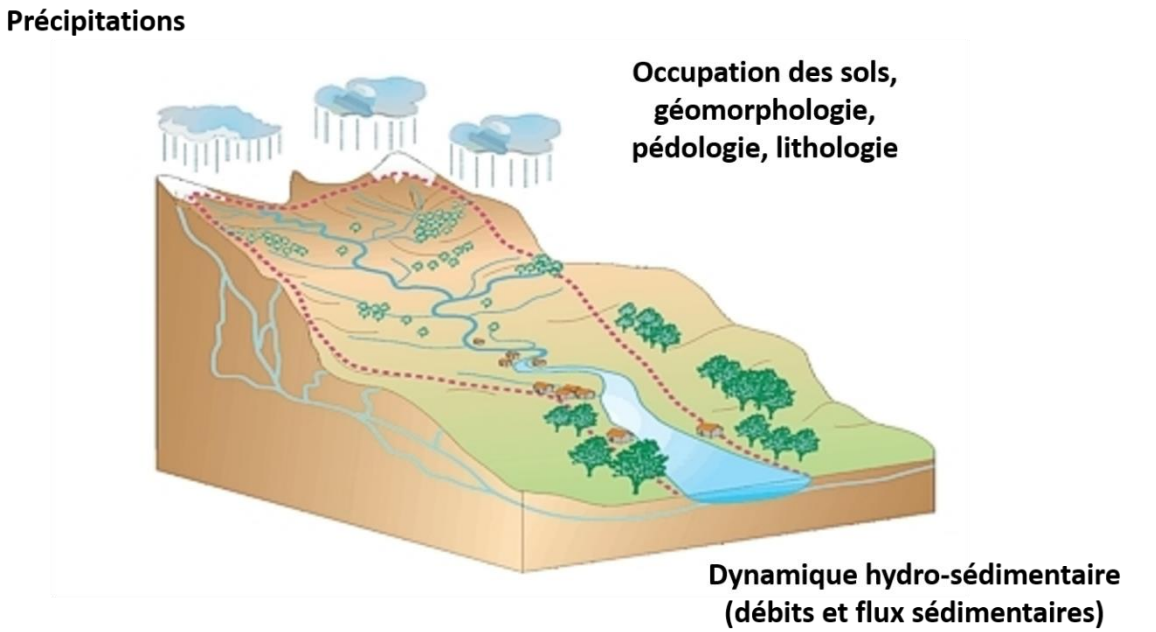


Figure 1.1. Évolution de la dynamique hydro-sédimentaire des bassins sous les influences combinées du climat (précipitations) et des propriétés physiques des surfaces (e.g. occupation des sols, géomorphologie)

Des recherches ont été entreprises afin de comprendre et prédire l'évolution du ruissellement et de l'érosion sous différentes combinaisons de paramètres (e.g. Brewer et Lewin, 1998 ; Knighton, 1998). Dans ces études, la sensibilité de la réponse hydro-sédimentaire des bassins à ces différents facteurs a été caractérisée en comparant par exemple la valeur moyenne ou maximale des débits et flux sédimentaires mesurés aux exutoires. Cependant, ces études ne portent que sur des indicateurs temporels spécifiques

(i.e. localisés en temps) du régime hydro-sédimentaire des bassins. Par conséquent, elles ne fournissent qu'une image partielle de la façon dont les caractéristiques physiques des surfaces modulent la réponse hydro-sédimentaire des bassins à la pluie. Pourtant, la relation entre ces trois grands types de variables pourrait s'avérer complexe et varier selon les échelles temporelles de variabilité du climat. De même, en s'appuyant uniquement sur des chroniques de débits et de flux sédimentaires mesurés aux exutoires des bassins, aucune information concernant la distribution spatiale du ruissellement et de l'érosion n'est fournie.En résumé, il y a encore trop peu d'informations sur la façon dont évolue, d'une échelle temporelle à une autre et d'une zone à une autre, la relation entre le climat, les caractéristiques physiques des bassins versants et les flux hydro-sédimentaires. La dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants pourrait être le résultat d'interactions complexes entre le climat et les caractéristiques physiques locales des surfaces, pouvant évoluer au travers des échelles temporelles de variabilité des signaux.

2. Objectifs

L'objectif général visé dans cette thèse est la caractérisation de la variabilité temporelle de la réponse hydrologique et sédimentaire des bassins versants dans différents contextes climatiques et environnementaux.

Il s'agira i) d'interpréter les changements de la dynamique hydro-sédimentaires observés, ii) de caractériser les effets des facteurs climatiques et anthropiques sur la réponse hydro-sédimentaire, iii) d'apprécier la résilience des bassins versants sous différents scénarios climatiques et anthropiques.

L'objectif général peut être subdivisé en plusieurs sous-objectifs, qui seront traités sous forme de différentes tâches décrites ci-après. Ces sous-objectifs sont à la fois scientifiques et opérationnels. Ils concernent tous l'étude de l'effet des caractéristiques des bassins versants dans la déformation des signaux d'entrée climatiques, dans le but de fournir des clés d'interprétation des tendances et de la variabilité des flux hydriques et sédimentaires à court et long terme. En d'autres termes, il s'agira d'analyser la sensibilité de la réponse hydro-sédimentaire des bassins à ces différents facteurs et à leur changement dans le temps. La méthodologie mise en œuvre permettra également d'identifier l'évolution spatiale et temporelle des surfaces spécifiques au sein du bassin affectées par les phénomènes d'érosion hydrique.

Le premier objectif de ce travail est d'analyser l'effet de l'occupation des sols, de la pédologie et de la lithologie et sur la réponse hydro-sédimentaire

L’occupation des sols, la pédologie et la lithologie du bassin versant jouent un rôle prépondérant dans la réponse hydrologique. L'objectif est donc d'étudier l'impact de ces différents facteurs sur l'expression des oscillations et fluctuations d'origine climatique dans les signaux à l'exutoire, et notre capacité à les détecter. Il s’agira de savoir de quelle manière ces facteurs de contrôle agissent sur la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants. Il s’agira de répondre aux questions scientifiques suivantes : i) Quelle est l’influence de l’occupation des sols, de la pédologie et de la lithologie sur l’expression de la variabilité hydro-sédimentaire? ii) Comment ces facteurs agissent sur la structure corrélatoire multi-échelles des signaux hydrologiques et sédimentaires ? iii) Comment les échanges entre la surface et le compartiment souterrain agissent sur la dynamique des transferts hydriques et sédimentaires en surface ?

Le deuxième objectif de ce travail est d’analyser l’effet des paramètres de forme des bassins sur leur réponse hydro-sédimentaire.

Les caractéristiques morphométriques des bassins versants jouent un rôle crucial dans la réponse hydrologique et sédimentaire. Ceci constitue donc un aspect complémentaire à prendre en compte par rapport au point précédent. Ces caractéristiques sont nombreuses (densité de drainage, pente, intégrale hypsométrique etc.) et leurs liens avec l’hydrologie ont été largement étudiés par le passé. En revanche, en régime transitoire, pour une chronique longue de débit ou de flux de matières en suspension, la manière dont ces caractéristiques morphométriques déforment le signal d'entrée climatique, tel qu'il s'exprime dans les signaux hydrologiques et sédimentaires à l'exutoire, n'a pas encore été étudiée. Nous proposons donc ici d'analyser l'impact des paramètres morphométriques sur l'expression des fluctuations climatiques dans les signaux hydro-sédimentaires. Il s’agira de répondre aux questions scientifiques suivantes : i) Comment le relief influence-t-il la dynamique sédimentaire des bassins versants ? ii) Parmi les paramètres de forme d’un bassin (e.g. pente, hypsométrie, densité de drainage), quelles sont ceux ayant le plus d’impact sur la réponse sédimentaire en termes d’intermittence ? iii) l’intermittence du transport sédimentaire varie-t-elle selon l’échelle de temps considérée (court, moyen et long terme) ? iv) Le transport sédimentaire est-il plus intermittent dans un bassin avec un réseau de drainage très développé et des pentes faibles ?

Le troisième objectif de ce travail est la prédiction de la dynamique hydro-sédimentaire de plusieurs bassins versants issus de contextes environnementaux contrastés.

Nous évaluerons la capacité de deux modèles à base physique à reproduire la dynamique hydro-sédimentaire de bassins versants dont le climat et les caractéristiques physiques sont contrastés. Une comparaison des sorties des modèles et des séries temporelles observées sera réalisée et la performance du modèle sera évaluée quantitativement à l'aide de métriques couramment employées (e.g. critère de Nash-Sutcliffe). Une approche moins conventionnelle impliquant des méthodes de traitement du signal sera également utilisée pour estimer la capacité du modèle à reproduire le contenu fréquentiel et la structure corrélatoire des séries temporelles observées. Il s'agira de répondre aux questions scientifiques suivantes : i) Comment parvenir, à l'aide d'un modèle distribué à base physique, à une meilleure caractérisation des propriétés physiques des bassins ? ii) Les modèles utilisés permettent-ils une reproduction fidèle de la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants étudiés ?

Le quatrième objectif de ce travail est de tester des scénarios de changements environnementaux (i.e. climatiques, occupation des sols)

Il s'agira d'analyser, après calibration et validation des modèles, l'effet du changement des modalités d'occupation des sols et du régime climatique (e.g. diminution ou augmentation des variabilités interannuelles dans les précipitations sur les flux hydrosédimentaires et sur les évolutions morphologiques dans le bassin, sensibilité aux extrêmes hydro-climatiques, etc.). Il s'agira ainsi de répondre à la question scientifique suivante : quelle est l'influence d'une évolution des « cycles climatiques » et de l'occupation des sols sur les variations de la dynamique hydro-sédimentaire ? Nous évaluerons si les pertes de sols induites par ces scénarios sont excessives et donc si des mesures de conservation du sol doivent être prises.

3. Méthodologies d'étude

Les nombreuses interactions (dans l'espace et dans le temps) entre les facteurs de contrôle présents dans un bassin versant donnent lieu à un fonctionnement hydro-sédimentaire des surfaces complexe. Il existe une variété d'approches pour comprendre comment les propriétés physiques des bassins versants modulent la réponse hydro-sédimentaire des bassins à la pluie.

3.1. Modélisation

Parmi elles, les modèles distribués à base physiques sont d'excellents outils pour analyser l'effet des caractéristiques physiques des bassins sur leur dynamique hydro-sédimentaire. En effet, ces modèles permettent de simuler le comportement hydro-sédimentaire des bassins versants à partir de données topographiques et climatiques et de paramètres représentant les propriétés physiques du sol (e.g. capacité d'infiltration), de la végétation (e.g. profondeur

racinaire) ou de la lithologie (e.g. perméabilité et coefficient d'emmagasinement). Ils peuvent donc permettre une analyse précise du rôle du climat et des caractéristiques physiques des bassins versants sur les processus hydro-sédimentaire, de l'échelle événementielle à l'échelle centennale. Une catégorie particulière de modèles, les modèles d'évolution de paysage (LEM), est de plus en plus utilisée pour analyser la sensibilité du ruissellement et de l'érosion au climat et aux propriétés physiques des bassins versants (Bastola et al., 2018 ; Baartman et al., 2013 ; Collins et al., 2004 ; Coulthard et Van de Wiel, 2017). Ces modèles à base physique permettent la simulation sur une large gammes d'échelles (événementielle à centennale et 1-1000 km²) de processus d'écoulement et de transport sédimentaire complexes, sans que les temps d'exécution ne soient trop longs. Ils permettent de connaitre dans le temps l'intensité et la distribution spatiale des phénomènes de ruissellement et d'érosion. Deux de ces modèles, CAESAR-Lisflood et son extension CLiDE, sont de plus en plus employés puisqu'ils permettent de simuler efficacement et de façon déterministe les écoulements et le transport sédimentaire se produisant dans un bassin (Coulthard et al., 2013). Ils présentent plusieurs avantages par rapport à d'autres LEM comme SIBERIA (Willgoose et al., 1991), CHILD (Tucker et al., 2001) ou LAPSUS (Schoorl et al., 2002). Ils permettent une représentation détaillée des processus hydrologiques de surface (évapotranspiration et humidité des sols) et de subsurface (écoulements souterrains et débit de base), de l'hydraulique des écoulements (composante hydrodynamique Lisflood ; Bates et al., 2010), des phénomènes d'érosion et de dépôt et du transport sédimentaire (e.g. diversité des modes de transport selon la taille des particules sédimentaires). Dans cette étude, nous avons donc privilégié l'utilisation de ces modèles pour analyser l'influence du climat et des propriétés physiques des bassins sur les flux hydro-sédimentaires.

3.2. **Traitement du signal**

Les flux hydro-sédimentaires simulés par les modèles CAESAR-Lisflood et CLiDE (débit et flux sédimentaire à l'exutoire des bassins versants) permettront de caractériser le fonctionnement hydro-sédimentaire des bassins sur une large gamme d'échelle temporelle et de déterminer la façon dont il varie suivant les caractéristiques physiques des surfaces. Ces séries temporelles seront analysées à l'aide de deux méthodes d'analyse et de traitement avancé permettant de caractériser leur variabilité temporelle : la fonction d'autocorrélation et le spectre de Fourier. Ces méthodes permettent de quantifier la dépendance temporelle d'un signal qui décrit la similarité des valeurs sucessives d'une variable (Sabo et Post, 2008). L'analyse de la dépendance temporelle des variables hydrologiques permettra de caractériser la façon dont un bassin versant réagit, selon ses caractéristiques physiques, au forçage climatique. Le spectre de Fourier permettra de préciser les informations apportées par la

fonction d'autocorrélation en permettant d'analyser la variabilité des signaux hydro-sédimentaires au travers des échelles temporelles (court, moyen et long terme). L'analyse comparée de la structure temporelle et spectrale des signaux climatiques d'entrée (précipitations ou précipitations efficaces) et des signaux de sortie à l'exutoire (débit et flux sédimentaires) sera interprétée pour les différents bassins versants traités dans ce travail. L'approche permettra ainsi d'identifier sur une base empirique le déterminisme (e.g. géomorphologie, occupation des sols) associé à la modification de certaines caractéristiques de la structure des signaux de sortie produits à l'exutoire.

3.3. **Démarche**

L'approche envisagée sera donc basée sur l'application conjointe de deux outils pour identifier l'influence des caractéristiques physiques des bassins versants sur leur dynamique hydro-sédimentaire : la modélisation et les méthodes de traitement du signal.

Nous avons choisi de réaliser nos analyses selon une approche en deux phases : l'utilisation du modèle pour des cas-tests (bassins versants artificiels), et l'application du modèle à des cas réels.

Les approches basées sur l'utilisation de cas synthétiques sont fondamentales car les bases de données existantes ne sont jamais suffisamment exhaustives en termes de formes de bassins et de mesures hydro-sédimentaires. Par ailleurs, elles fournissent un cadre d'étude parfaitement contrôlé permettant une analyse de l'influence séparée et combinée des caractéristiques physiques des bassins versants sur la dynamique sédimentaire.

L'utilisation de cas-tests aura pour objectif d'améliorer les connaissances sur les processus physiques de transfert et de mener une analyse de sensibilité des réponses hydrauliques et sédimentaires dépendant des caractéristiques physiographiques des bassins. L'opération consistera donc à définir un certain nombre de cas-tests, chacun correspondant à une modification d'un seul paramètre physiographique du bassin (par exemple, la localisation des surfaces en forêt, ou bien la pente moyenne du bassin, ou encore sa densité de drainage, etc.), et à effectuer des simulations des flux sédimentaires, pour une même série temporelle de précipitations. Les modifications des propriétés statistiques et spectrales des signaux de sortie simulés seront donc seulement dépendantes des modifications de la structure et des conditions internes du bassin, ce qui permettra d'analyser la sensibilité des chroniques de flux sédimentaires à ces modifications internes.

Dans un second temps, le modèle sera appliqué à cinq bassins versants réels (le Laval, le Brusquet, l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe) afin d'analyser les processus et les flux hydro-

sédimentaires se produisant dans divers environnements (figure 1.2 ; tableau 1.1). Les bassins sélectionnés disposent de mesures de débit et de flux sédimentaire qui seront utilisées pour quantifier directement l'impact des propriétés physiques des bassins sur leur comportement hydro-sédimentaire (tableau 1.1).

Trois des cinq bassins versants analysés (Laval, Brusquet et Orgeval) appartiennent au réseau d'observation français de la zone critique OZCAR, développé pour le suivi du climat, de l'hydrologie et du transport sédimentaire (Gaillardet et al., 2018). Les bassins du Laval et du Brusquet, rattachés à l'observatoire Draix Bléone, situé dans le sud-est de la France, disposent de données hautes fréquences de débit et de flux sédimentaires, collectées depuis une trentaine d'années à leur exutoire (Mathys et al., 2003). Ces deux bassins, se distinguant par leur couverture végétale, seront à l'étude pour analyser, dans un contexte méditerranéen et montagneux, l'influence de l'occupation des sols sur le ruissellement et l'érosion des sols. Ces bassins versants sont particulièrement intéressants puisque leurs similitudes en termes d'altitude, de pente, de surface, de lithologie et d'implantation géographique permet d'isoler précisément le rôle de l'occupation des sols sur les écoulements et le transport sédimentaire en climat méditerranéen de type montagnard. Le bassin de l'Orgeval, appartient à l'observatoire ORACLE, situé dans le bassin de la Seine, à 70 kms à l'est de Paris. Il possède plus de 50 ans de données de débits, de flux sédimentaires, de niveaux piézométriques, d'humidité des sols, etc. collectées en différents points. Tout comme les bassins du Dun et de l'Austreberthe, situés en Normandie, il se caractérise par un relief faible, un climat océanique tempéré, un usage des sols majoritairement agricole et des échanges nappe-rivière importants. Ces bassins seront donc considérés conjointement pour analyser l'impact de ces éléments sur le ruissellement et l'érosion.

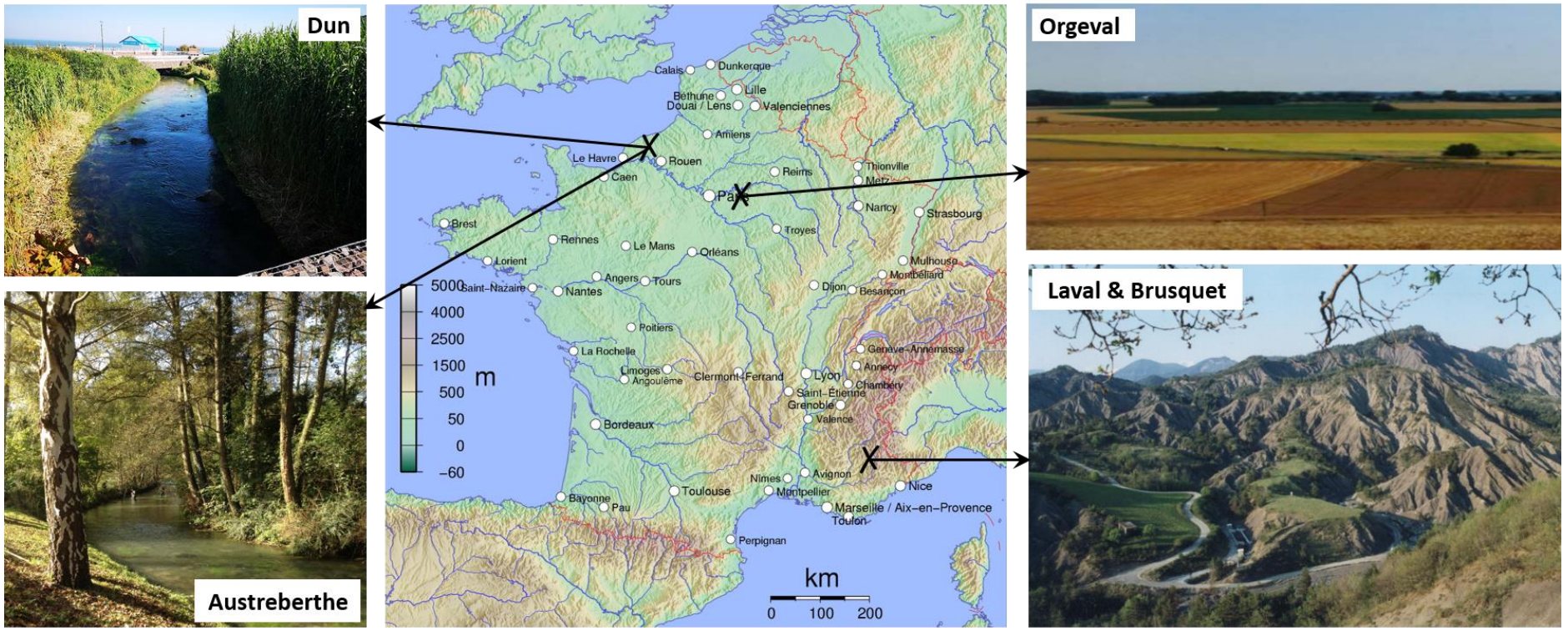


Figure 1.2. Localisation des bassins versants du Laval, du Brusquet, de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun

Tableau 1.1. Caractéristiques des bassins versants du Laval, du Brusquet, de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun.

Bassin versant	Site RBV	Observatoire	Surface (km²)	Climat	Lithologie	Occupation des sols	Variables mesurées	Début des mesures
Laval	Oui	Draix-Bléone	0.86	Méditerranéen	Marnes	Végétation éparse	Pluie, météorologie, débit, niveau des eaux souterraines, humidité du sol, contenu en isotopes stables des précipitations, concentration de sédiments en suspension, transport solide total pendant les événements, MNT LIDAR, couverture végétale, glissements de terrain.	1984
Brusquet	Oui	Draix-Bléone	1.03	Méditerranéen	Marnes	Forêt	Idem	1987
Orgeval	Oui	ORACLE	104	Tempéré océanique	Calcaires, gypse, argiles et lœss	Cultures agricoles	Pluies, météorologie, niveau d'eau et débit des cours d'eau et des fossés de drainage, niveau piézométriques, humidité du sol, sédiments en suspension, propriétés physico-chimiques des eaux de surface et souterraines (température, pH, conductivité, COD, anions), bilan énergétique de surface.	1962
Dun	Non	-	108	Tempéré océanique	Calcaires, argiles et loess	Cultures agricoles	Débits et flux de matières en suspension du cours d'eau principal, niveaux piézométriques.	1971
Austreberthe	Non	-	214	Tempéré océanique	Calcaires, argiles et lœss	Cultures agricoles	Débits et flux de matières en suspension du cours d'eau principal, niveaux piézométriques.	1967

La calibration du modèle pour chaque bassin, c'est-à-dire la manipulation des paramètres ajustables pour assurer une concordance maximale entre les données simulées et observées, sera effectuée. Pour chacune des configurations testées, nous évaluerons la capacité du modèle à reproduire les débits, les flux sédimentaires, les niveaux piézométriques et l'humidité des sols observés. La procédure de calibration automatique employée permettra également d'évaluer dans quelle mesure les paramètres du modèle, décrivant des propriétés hydrodynamique et sédimentaires bien précises des bassins (par exemple la capacité d'infiltration ou l'érodabilité des sols), varient d'un bassin à un autre. Ainsi, cette approche permettra de mettre en évidence les aspects et les processus sur lesquels chacun des bassins versants analysés se distinguent mais aussi d'extrapoler, sur un plus large éventail de conditions, les analyses effectuées sur les données de terrain.

Nous considérons finalement qu'en comparant les données observées, simulées et les paramètres du modèle, les similitudes et les différences entre les bassins versants et plus spécifiquement entre les facteurs de contrôle peuvent être déduites. La version calibrée du modèle sera finalement employée pour tester, pour les bassins versants du Dun et de l'Austreberthe, des scénarios de changements environnementaux comme la modification du mode d'occupation des surfaces (e.g. augmentation des zones urbanisées) ou bien la modification du signal climatique d'entrée.

4. Structure de la thèse

Suite à cette introduction qui fait l'objet d'un premier chapitre, un second chapitre est dédié à la présentation de l'approche méthodologique qui s'attache à présenter (1) les modèles CAESAR-Lifslood et CLiDE, utilisés pour simuler la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants étudiés, (2) les procédures employées pour la calibration et l'analyse de sensibilité des modèles et (3) les analyses dans les domaines temporel et fréquentiel appliquées sur les chroniques hydro-sédimentaires dans le but d'en définir les propriétés statistiques et spectrales.

Le troisième chapitre est consacré à la présentation de la méthode employée pour générer des bassins versants synthétiques se distinguant par leur densité de drainage, leur intégrale hypsométrique, leur pente moyenne de chenal principal, leur granulométrie et leur occupation des sols.

Le quatrième chapitre porte sur la simulation et l'analyse du fonctionnement hydro-sédimentaire de ces bassins synthétiques à l'aide du modèle CAESAR-Lisflood et des méthodes de traitement du signal.

Le cinquième chapitre porte sur l'application du modèle CAESAR-Lisflood au Laval et au Brusquet afin d'en reproduire le fonctionnement hydro-sédimentaire. Les paramètres du modèle sont calibrés et la capacité prédictive du modèle est évaluée en comparant les données simulées aux données observées. Nous analysons la façon dont les paramètres de contrôle varient et influencent les sorties du modèle d'un bassin à l'autre. Les données hydro-sédimentaires observées et simulées sont analysées par le biais des méthodes corrélatoires et spectrales pour caractériser la façon dont l'occupation des sols agit sur la structure corrélatoire multi-échelles des signaux hydrologiques et sédimentaires.

Le sixième chapitre reprend la même approche que celle du cinquième chapitre mais se concentre sur les bassins versants de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe. Dans ce chapitre, le modèle CLiDE a été choisi car, à la différence de CAESAR-Lisflood, il prend en charge la dynamique hydrogéologique prononcée des trois bassins.

Le septième chapitre discute des implications des résultats présentés dans les chapitres précédents pour un certain nombre d'aspects importants. Le chapitre commence par évaluer le réalisme des sorties des modèles pour chacun des bassins versants réels traité dans ce travail. Il s'attache ensuite à comparer la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants synthétiques (quatrième chapitre), du Laval et du Brusquet (cinquième chapitre) et de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe (sixième chapitre). Les effets des caractéristiques des bassins sur leur dynamique hydro-sédimentaire sont discutés.

Le huitième chapitre simule et analyse le fonctionnement hydro-sédimentaire du Dun et de l'Austreberthe pour plusieurs scénarios climatiques et d'occupation des sols. Les impacts d'une évolution du climat et de l'occupation des sols sont analysés en considérant les flux d'eau et de sédiments à différentes échelles temporelles et la distribution des taux d'érosion et de dépôt.

Le neuvième chapitre résume les principaux résultats de ce travail et ses principales contributions, et fournit quelques recommandations pour des travaux futurs.

Chapitre 2 : Éléments de méthodologie

L’objectif principal de la thèse est de déterminer comment les caractéristiques physiques des bassins versants influencent leur réponse hydro-sédimentaire. Une variété d’approches existe pour atteindre cet objectif. Les modèles numériques distribués à base physique (sections 1 et 2) et les méthodes de traitement du signal (section 3) sont d’excellents outils pour explorer quantitativement l’effet du climat, de l’occupation des sols, de la géologie et de la géomorphologie sur la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants.

1. Modélisation de la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants

Dans les modèles déterministes, les flux d’eau et de sédiment sont simulés à partir de données climatiques et topographiques et de paramètres représentant les propriétés physiques du sol, de la végétation ou de la lithologie. Dans ce cadre, les liens entre les caractéristiques physiques du bassin versant, le climat et sa réponse hydro-sédimentaire à court et à long terme peuvent être directement établis (Guse et al., 2019). Par exemple, la réponse hydro-sédimentaire d’un bassin versant à une pluie dépend de la capacité de stockage et d’infiltration des sols, de la capacité d’extraction de l’eau du sol par la végétation, de la conductivité hydraulique et de la capacité de stockage du sous-sol, etc. Dans un modèle à base physique, chacun de ces aspects est décrit par un ou plusieurs paramètres avec donc une caractérisation explicite de leurs effets sur le fonctionnement d’un bassin versant (Atkinson et al., 2002 ; Tague et al., 2008).

Les valeurs des paramètres du modèle sont généralement déterminées lors d’une procédure de calibration automatique (Maneta et al., 2007) (section 2). Cette procédure consiste à ajuster la valeur des paramètres du modèle pour chaque bassin versant de manière à en reproduire le comportement hydro-sédimentaire. L'avantage d’une calibration automatique des paramètres est qu'elle est objective et ne nécessite aucune interaction du modélisateur avec l'algorithme d'optimisation (Carrillo et al., 2011). Pour améliorer l’estimation de la valeur des paramètres, il est courant de considérer plusieurs critères de performance et d’utiliser, lorsqu’elles existent, des variables associées aux différents domaines du bassin versant (débits et flux sédimentaires pour la surface, piézométrie pour la subsurface, humidité du sol pour le sol ; Kuppel et al., 2018 ; Guse et al., 2020). Cette approche multicritère permet finalement de déterminer les valeurs des paramètres les plus adaptées à chaque bassin. La comparaison des valeurs des paramètres obtenues pour chaque bassin versant permet finalement de caractériser ou de confirmer les similarités hydro-sédimentaires observées.

Une catégorie particulière de modèles, les modèles d’évolution de paysage (LEM ; Carson et Kirkby, 1972 ; Armstrong, 1976 et Ahnert, 1976), est de plus en plus utilisée pour analyser la sensibilité du ruissellement et de l’érosion au climat et aux propriétés des bassins versants

(Collins et al., 2004 ; Tucker et Hancock, 2010 ; Baartman et al., 2013 ; Coulthard et Van de Wiel, 2017 ; Bastola et al., 2018). Ces modèles à base physique permettent la simulation à grandes échelles (1-1000km² ; horaires à décennales) de processus d'écoulement et de transport sédimentaire complexes, sans que les temps d'exécution ne soient trop longs. Ce sont des outils très puissants pour modéliser des échelles spatiales et temporelles qui ne sont pas correctement prises en charge par les modèles événementiels ou les modèles physiques. A l'inverse des modèles événementiels, les LEM sont capables de simuler la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants de manière continue sur de longues échelles de temps, ce qui permet l'émergence de comportements complexes et non linéaires à grande échelle (e.g. mécanismes de rétroaction liés à l'évolution de la topographie ; Baartman et al., 2013). Par ailleurs, à la différence des modèles physiques, les LEM simplifient la représentation des processus physiques afin d'améliorer l'efficacité de calcul et ainsi permettre la simulation du fonctionnement hydro-sédimentaire des bassins versants sur de grandes échelles spatio-temporelles (Tucker et Hancock, 2010).

Pour cette thèse, parmi les LEM existants, les modèles CAESAR-Lisflood (section 1.1) et CLiDE (section 1.2) ont été choisis. Ils présentent plusieurs avantages par rapport aux autres LEM. Ils permettent une représentation précise de l'hydraulique des écoulements puisqu'ils se basent sur les équations de Saint-Venant pour simuler les écoulements de surface. Ils permettent une représentation détaillée des phénomènes d'érosion et de dépôt en considérant plusieurs fractions granulométriques et une formulation complète des équations de transport sédimentaire. Enfin, leur résolution temporelle fine permet de capturer les effets des processus les plus brefs (Van De Wiel, et al., 2007).

Comme pour les autres LEM, CAESAR-Lisflood simplifie la représentation de certains compartiments hydrologiques. Il ne simule pas l'écoulement des eaux souterraines et leur restitution en vallée. Le modèle CLiDE, qui est une extention de CAESAR-Lisflood, répond à ces limitations en intégrant un modèle hydrologique distribué qui simule l'humidité des sols et inclut un modèle d'écoulements souterrains. Les échanges d'eau entre les différents compartiments du modèle sont possibles avec notamment la recharge des nappes phréatiques par l'infiltration des excédents d'eaux en surface et la contribution possible des eaux souterraines aux débits des rivières. Il représente les processus hydrologiques de surface (évapotranspiration et humidité des sols), simule la recharge des nappes phréatiques, le stockage et la circulation des écoulements dans le(s) aquifère(s) et tient compte des échanges nappe(s)-rivière, ce qui constitue un grand atout pour certains des bassins traités (Orgeval, Dun et Austreberthe).

1.1. **CAESAR-Lisflood**

CAESAR-Lisflood (Coulthard et al., 2013) est un LEM qui couple un modèle hydrologique (basé sur TOPMODEL ; section 1.1.1) et un modèle hydrodynamique quasi 2D (LISFLOOD-FP ; section 1.1.2) pour générer du ruissellement de surface. Les hauteurs et les vitesses d'écoulements, générées par les composantes hydrologiques et hydrodynamiques du modèle, sont ensuite utilisées pour calculer l'érosion fluviale et le dépôt pour un maximum de neuf classes granulométriques différentes mélangées dans un système de couches superposées surmontant une couche non érodable (substratum ; sections 1.1.3 et 1.1.4). Les processus de pente (glissement de terrain, reptation et érosion en rigole ; section 1.1.5), de désagrégation physique des particules sédimentaires et d'altération du substratum (section 1.1.6) sont aussi simulés par le modèle. Pour chacune des composantes du modèle, l'espace est discrétisé en un ensemble régulier 2D de cellules carrées dont la taille est définie par l'utilisateur.

1.1.1. Hydrologie

Le modèle hydrologique dans CAESAR-Lisflood est une version modifiée de TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979) basée sur un réservoir de surface. Si l'intensité locale des précipitations r (m.s^{-1}), spécifiée en entrée, est supérieure à 0, le flux d'eau ajouté en surface (q_{tot} en m.s^{-1}) est calculé à l'aide des équations 2.1 et 2.2 :

$$q_{tot} = \frac{m}{\Delta t}\log\left(\frac{(r - j_t) + j_t \exp\left(\frac{r\Delta t}{m}\right)}{r}\right)$$

(Équation 2.1)

$$j_t = \frac{r}{\left(\frac{r - j_{t-1}}{j_{t-1}} exp\left(\left(\frac{(0 - r)\Delta t}{m}\right) + 1\right)\right)}$$

(Équation 2.2)

Ici, Δt = pas de temps (s) ; j_t = réserve en eau du sol (m.s^{-1}) ; j_{t-1} = réserve en eau du sol lors de l'itération précédente (m.s^{-1}).

Si l'intensité de précipitation locale r est égal à zéro (c'est-à-dire qu'il n'y a pas eu de précipitation pendant cette itération), les équations 2.3 et 2.4 sont utilisées :

$$q_{tot} = \frac{m}{\Delta t} \log\left(1 + \left(\frac{j_t \Delta t}{m}\right)\right)$$

(Équation 2.3)

$$j_t = \frac{j_{t-1}}{\left(1 + \frac{j_{t-1}\Delta t}{m}\right)}$$

(Équation 2.4)

La résolution de ces équations se fait selon un pas de temps fixe de 60 secondes.

Le paramètre m (m) de ces équations contrôle le stockage et la libération de l'eau contenue dans le sol (tableau 2.1). Il influence les caractéristiques de l'hydrogramme de crue modélisé en déterminant la rapidité avec laquelle un bassin versant réagit aux apports pluviométriques (Welsh et al., 2009). De grandes valeurs de m augmentent la capacité de rétention de l'eau par le sol, menant à des pics de crues réduits et à un déclin lent de la courbe de récession de l'hydrogramme (Welsh et al., 2009). Ces valeurs sont donc utilisées pour représenter des surfaces peu transmissives telles que les surfaces bien végétalisés (Welsh et al., 2009). Inversement, de faibles valeurs de m augmentent la transmissivité du sol et induisent une réactivité hydrologique forte du système à la pluie. Elles peuvent donc être utilisées pour représenter des surfaces à la végétation clairsemée. Des valeurs de 0.02 sont communément utilisées pour représenter des couverts forestiers denses et une valeur de 0.005 est spécifiée pour représenter des zones peu ou pas végétalisées (Coulthard et Van De Wiel, 2017). Les valeurs intermédiaires permettent de représenter une gamme complète de couvert végétal (Beven et al., 1984). Depuis les modifications apportées par Coulthard et Skinner (2016) et Coulthard et Van De Wiel (2017) à CAESAR-Lisflood, il est possible de distribuer spatialement le paramètre m et la pluie et donc de générer un ruissellement variable dans l'espace.

Le flux q_{tot} calculé pour chaque cellule du domaine est ensuite multiplié par l'aire drainée par la cellule (A exprimée en m²) pour calculer une valeur théorique de débit Q_{tot} ($m^3.s^{-1}$). L'ajout en surface des excès d'eau est limité aux cellules pour lesquelles Q_{tot} est supérieur à un seuil spécifié par l'utilisateur (Q_{min}, exprimé en $m^3.s^{-1}$; tableau 2.1). Les excès d'eau ne sont pas ajoutés dans les cellules dont Q_{tot} est inférieur à Q_{min}. Autrement dit, le but de calculer Q_{tot} est simplement d'identifier les cellules sur lesquelles les flux d'eau calculés par la composante hydrologique seront répartis.

1.1.2. Routage des écoulements

Les eaux ajoutées en surface par TOPMODEL sont ensuite routées à l'aide du modèle d'écoulement Lisflood-FP (Bates et al., 2010 ; Coulthard et al., 2013). L'écoulement se fait dans les quatre directions cardinales d'une cellule en utilisant l'équation (2.5) :

$$ql_{t+\Delta t} = \frac{ql_t - ghflow_t \Delta t \frac{\Delta(h_t + z)}{\Delta x}}{1 + ghflow_t \Delta t n^2 ql_t / hflow_t^{10/3}}$$

(Équation 2.5)

où Δt = pas de temps (s) ; t et $t + \Delta t$ désignent respectivement le temps actuel et le temps suivant ; ql = débit par unité de largeur ($m^2.s^{-1}$) ; g = accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$) ; $hflow_t$ = hauteur maximale d'écoulement entre les mailles (égale à la différence entre le niveau d'eau maximal et l'élévation maximale du lit des deux mailles ; m) ; h_t = hauteur d'eau (m) ; z = élévation de la cellule (m) ; n = coefficient de Manning ($s.m^{-1/3}$; tableau 2.1) ; Δx = taille de la cellule (m) ; et $\frac{\Delta(h_t+z)}{\Delta x}$= gradient hydraulique ($m.m^{-1}$). Afin de permettre une fuite des eaux (et donc des sédiments) en dehors du domaine, le gradient hydraulique au niveau des mailles de l'exutoire doit être définie par l'utilisateur (S_{edge} ; $m.m^{-1}$; tableau 2.1). Une partie des eaux présentes en surface peut être perdue par évapotranspiration (équation 2.6) :

$$h_t = h_{t-1} - AET \; avec \; AET = min(PET.\Delta t, h_{t-1})$$

(Équation 2.6)

Les taux d'évapotranspiration potentielle (PET ; $mm.j^{-1}$), définis par l'utilisateur, peuvent varier dans le temps (pas de temps journalier) mais pas dans l'espace.

Pour garantir l'efficacité de calcul et la stabilité numérique du modèle lors de la résolution de l'équation 2.5, un pas de temps adaptatif, ajusté selon le critère de Courant-Friedrich-Lewy (CFL), est utilisé (équation 2.7) :

$$\Delta t_{max} = \alpha \frac{\Delta x}{\sqrt{g h_t}}$$

(Équation 2.7)

où α est le nombre de Courant (-), dont la valeur, définie par l'utilisateur, est généralement comprise entre 0.3 et 0.7 (Bates et al., 2010) (tableau 2.1). Bien que la stabilité du modèle soit considérablement améliorée en réduisant la valeur de α, des ressauts hydrauliques peuvent

encore se produire si des flux trop importants surviennent entre des mailles contiguës. En effet, l'équation 2.5 a été conçue pour la simulation des écoulements en milieu urbain et est donc plus stable dans les environnements à pente faible à nulle. Pour ajuster cette composante afin qu'elle fonctionne dans des bassins versants escarpés, un critère de stabilité supplémentaire, le nombre de Froude maximum (Fr ; -), a été ajouté (Tableau 2.1). Cette méthode réduit le flux ql entre deux mailles afin de maintenir les vitesses d'écoulement dans un régime critique à sous-critique (Fr < 1,0). Le nombre de Froude est égal au rapport entre la vitesse (u, égale à $ql_t/hflow_t$) et la célérité des écoulements ($\sqrt{ghflow_t}$). Pour assurer la stabilité du modèle, le nombre de Froude maximum a été fixé à 0.8 pour l'ensemble des simulations, ce qui signifie que le modèle ne considère que les écoulements sous-critiques.

Le routage des écoulements dans CAESAR-Lisflood a été optimisé de différentes façons pour réduire les temps d'exécution. La première d'entre elles concerne le paramètre $hflow_{Th}$ (m) qui représente la hauteur d'écoulement $hflow_t$ minimale nécessaire à l'application de l'équation 2.5 et donc à l'acheminement des eaux entre deux mailles (Tableau 2.1). Le seuil $hflow_{Th}$, qui doit être spécifié par l'utilisateur, amène donc le modèle à ignorer, lors du routage des écoulements, les zones du domaine où les hauteurs d'eau sont faibles,

En outre, CAESAR-Lisflood est capable de basculer entre deux modes de fonctionnement différents en fonction de l'équilibre entre les volumes d'eau ajoutés en surface par TOPMODEL, et les volumes d'eau libérés à l'exutoire par Lisflood. Lorsque la différence entre ces deux valeurs est inférieure à un seuil spécifié par l'utilisateur (Q_{diff} ; $m^3.s^{-1}$) (Tableau 2.1), le modèle d'écoulement est considéré comme fonctionnant dans un état stable. Le pas de temps est alors déterminé par la composante d'érosion fluviale, ce qui permet de l'étendre jusqu'à une heure pendant les périodes de faible débit, lorsque les processus responsables du transport sédimentaire sont faibles.

Les contraintes de cisaillement τ ($N.m^{-2}$), déterminées à partir de la masse volumique de l'eau (ρ ; $kg.m^{-3}$), d'un coefficient de trainée (C_d ; adimensionnel) et de la vitesse des écoulements (u ; $m.s^{-1}$) intégrée sur la hauteur de la lame d'eau (équation 2.8), sont ensuite utilisées pour modéliser le transport sédimentaire fluvial (section 1.1.3).

$$\tau = \rho C_d u^2$$

(Équation 2.8)

Le coefficient de trainée C_d est calculé à partir de l'accélération de la pesanteur g (m.s^{-2}), du coefficient de Manning n (s.m$^{-1/3}$) et de la hauteur de la lame d'eau h (m) (équation 2.9) :

$$C_d = gn^2h^{-1/3}$$

(Équation 2.9)

Tableau 2.1. Description des paramètres de CAESAR-Lisflood employés lors de la production et du routage du ruissellement de surface.

Paramètre	Unité	Description	Valeur par défaut utilisée dans le cadre de cette thèse	Commentaires/Sources
m	m	Intervient sur la capacité de rétention de l'eau par le sol. Influence la réactivité hydrologique des sols à la pluie.	0.01	Des valeurs élevées produisent des pics de crue faibles avec une récession lente des écoulements.
Q_{min}	$m^3.s^{-1}$	Le flux de surface produit par TOPMODEL n'est réparti que sur les mailles dont le débit est supérieur à Q_{min}.	0.3	Doit être égal à un centième de la taille de la cellule.
n	$s.m^{-1/3}$	Rugosité de surface des sols. Intervient dans le calcul des vitesses d'écoulement.	0.04	Possibilité d'ajustement selon la classification de Chow (1959).
S_{edge}	m/m	Gradient hydraulique supposée à l'exutoire du bassin versant pour calculer les débits sortants.	0.005	Doit être égale à la pente moyenne du chenal à proximité de l'exutoire du bassin.
α	-	Contrôle la stabilité numérique en agissant sur le pas de temps du modèle.	0.7	Ajustement de ce paramètre selon la résolution du MNT. 0.3 pour une résolution de MNT < 10 m et 0.7 pour une résolution de MNT ≥ 50 m.
Fr	-	Contrôle la vitesse des écoulements et la stabilité du modèle.	0.8	Le modèle lisflood-FP ne traite pas les écoulements supercritiques (i.e. risque d'instabilités numériques si Fr >0.8) (Bates et al., 2010 ; Neal et al., 2011)
$hflow_{Th}$	m	Hauteur d'écoulement en deçà de laquelle l'écoulement entre deux mailles n'est pas simulé.	0.00001	Meadows (2014), Zellou et Rahali (2016)
Q_{diff}	$m^3.s^{-1}$	La différence acceptable entre les débits entrants et les débits sortants pour amener le modèle à basculer vers un mode de fonctionnement rapide (modélisation à débit constant).	0	Des valeurs plus élevées réduisent le temps de simulation du modèle, mais entraînent l'omission des petites crues.

1.1.3. Transport sédimentaire fluvial

L'érosion fluviale se produit lorsque la hauteur d'eau franchit un seuil défini par l'utilisateur (D_{min} (m) ; tableau 2.2). Pour calculer l'érosion fluviale, CAESAR-Lisflood offre le choix entre la méthode d'Einstein (1950) (équation 2.10) et celle de Wilcock et Crowe (2003) (équation 2.13) (tableau 2.2). Ces formules présentent des domaines d'application différents puisqu'elles dérivent d'expérimentations réalisées sur des matériaux spécifiques. L'équation d'Einstein (1950) a été élaborée à partir de chenaux dont le lit est principalement constitué de sables dont le diamètre varie entre 0.785 et 28.65 mm. La formule de Wilcock & Crowe (2003) a quant à elle été développée à partir d'expérimentions en canal faisant intervenir des mélanges de sédiments avec des diamètres variant entre 0.5 et 64 mm. Les équations d'Einstein et de Wilcock & Crowe permettent donc une bonne prise en charge des mélanges granulométriques composés de particules dont le diamètre varie entre celui des sables grossiers et celui des graviers grossiers. L'équation de Wilcock et Crowe pourrait fournir une meilleure estimation du transport sédimentaire pour des mélanges granulométriques contenant des particules plus grossières (graviers très grossiers).

Ces formules permettent la simulation de l'érosion pour un maximum de neuf classes granulométriques i (fraction 1 : fraction la plus fine ; fraction 9 : fraction la plus grossière), inclus dans un système de couches superposées (1 couche de surface et 10 strates de subsurface dont l'épaisseur L_h (m) est définie par l'utilisateur ; tableau 2.2) (Van De Wiel et al., 2007). Ce système de couches et cette hétérométrie des mélanges sédimentaires permettent une évolution verticale de la granulométrie des sols, rendant le développement d'unités stratigraphiques et le pavage du lit d'un cours d'eau possibles sous l'effet des processus d'érosion, de transport et de dépôt sélectifs. CAESAR-Lisflood permet également la représentation d'une surface rocheuse non érodable (substratum). Le diamètre gs_i (m) et la proportion $prop_gs_i$ (-) de chaque classe granulométrique i sont définies par l'utilisateur de façon uniforme dans l'espace (tableau 2.2). La nature plus grossière des sédiments présents dans le chenal s'obtient à la fin d'une période de chauffe (phase d'ajustement de la configuration globale initiale du modèle) durant laquelle une érosion sélective des particules fines s'effectue (cf. section 2.1).

Pour calculer le flux sédimentaire Qs_i ($m^3.s^{-1}$) pour chaque maille et chaque fraction granulométrique i dans la couche de surface, l'équation d'Einstein (équation 2.10) fait intervenir la masse volumique du sédiment (ρ_s ; $kg.m^{-3}$), la masse volumique de l'eau (ρ ; $kg.m^{-3}$), l'accélération de la pesanteur (g ; $m.s^{-2}$), le diamètre de la fraction granulométrique i (D_i ; m) et un flux par charriage adimensionnel (ϕ ; obtenu à partir de τ) :

$$Qs_i = \phi \Delta x \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho) g D_i^3}{\rho}}$$

(Équation 2.10)

ϕ est estimé en calculant l'équilibre entre les forces qui déplacent et retiennent une particule (ψ ; sans dimension ; équation 2.11) :

$$\psi = \frac{(\rho_s - \rho) D_i}{\tau / g}$$

(Équation 2.11)

ϕ est finalement estimé à partir de ψ en utilisant l'équation 2.12:

$$\phi = 40(1/\psi)^3$$

(Équation 2.12)

Le calcul du flux sédimentaire Qs_i ($m^3.s^{-1}$) à partir de l'équation de Wilcock et Crowe (2003) (équation 2.13) fait intervenir la proportion de la fraction granulométrique i dans la couche de surface (F_i ;-), la vitesse de cisaillement ($u_* = [\tau/\rho]^{0.5}$; $m.s^{-1}$), une fonction reliant le flux sédimentaire pour la fraction granulométrique i au flux sédimentaire total (W_i^* ; sans dimension) et le rapport de la densité du sédiment à celle de l'eau s (-) (Van de Wiel et al., 2007) :

$$Qs_i = \frac{F_i u_*^3 W_i^*}{(s-1)g} \Delta x$$

(Équation 2.13)

Afin de calculer W_i^*, il est d'abord nécessaire de calculer τ_{rm} ($N.m^{-2}$), une contrainte de cisaillement critique pour le diamètre moyen des particules du lit. τ_{rm} est déterminé par une fonction qui relie le paramètre de Shield pour le diamètre moyen des particules du lit (τ_{rm}^* ; sans dimensions) au pourcentage de sable en surface (F_s ; %) (équation 2.14) :

$$\tau_{rm}^* = 0.021 + 0.015 \exp(-20F_s)$$

(Équation 2.14)

La valeur sans dimension τ_{rm}^{*} peut alors être convertie en une contrainte de cisaillement (N.m^{-2} ; $\tau_{rm} = \tau_{rm}^{*}\rho g D_{sm}$) qui est utilisée pour calculer τ_{ri}, la contrainte de cisaillement de référence ou critique pour la fraction granulométrique i (équation 2.15):

$$\tau_{ri} = \tau_{rm}\left(\frac{D_i}{D_{sm}}\right)^{b}$$

(Équation 2.15)

Où b est défini par l'équation 2.16 :

$$b = \frac{0.67}{1 + \exp(1.5 - \frac{D_i}{D_{sm}})}$$

(Équation 2.16)

Avec, D_{sm} = diamètre moyen des particules en surface.

W_i^{*} peut alors être calculé en utilisant l'équation 2.17 :

$$W_i^{*} = \begin{cases} 0.002(\tau/\tau_{ri})^{0.75} & pour\ (\tau/\tau_{ri}) < 1.35 \\ 14\left(1 - \frac{0.894}{(\tau/\tau_{ri})^{0.5}}\right)^{4.5} & pour\ (\tau/\tau_{ri}) \geq 1.35 \end{cases}$$

(Équation 2.17)

Le matériel érodé dans une maille est transporté soit par charriage soit en suspension (seulement la fraction granulométrique la plus fine). Il est distribué aux mailles voisines selon la pente locale du terrain dans le premier cas et selon la vitesse des écoulements dans le deuxième cas (Van De Wiel et al., 2007). Àla fin de chaque itération, tout le matériel transporté par charriage se dépose dans la maille receveuse. En revanche, le dépôt des sédiments en suspension (V_{dep} ; m^3 ; équation 2.18) dépend des concentrations (κ ; m.m^{-1}) et de la vitesse de chute des particules (v_f ; m.s^{-1} ; défini par l'utilisateur) (Van de Wiel et al., 2007) :

$$V_{dep} = \kappa\, v_f\, \Delta x^2 dt$$

(Équation 2.18)

La vitesse de chute des particules en suspension peut être calculée à partir de la loi de Stokes (Stokes, 1851) qui s'appuie sur l'accélération de la pesanteur g (m.s^{-2}), la masse

volumique des sédiments ρ_s (kg.m^{-3}), la masse volumique de l'eau ρ (kg^{-3}), le diamètre des particules D (m) et la viscosité dynamique du fluide μ (N.m^{-2}) (équation 2.19) :

$$v_f = \frac{g(\rho_s - \rho)D^2}{18\mu}$$

(Équation 2.19)

Cependant, cette formule ne tient compte ni de la forme des particules ni des effets de floculation et d'entrainement des particules fines, ce qui pourrait sous-estimer les vitesses de chute.

La granulométrie du sol des bassins versants est initialement homogène et se distribue spatialement à mesure que les processus d'érosion, de transport et de dépôt sélectifs agissent. L'évacuation des fines dans le lit du chenal lors des premières itérations donnent généralement lieu à une période avec une forte production sédimentaire (Coulthard et al., 2002). Pour éviter les instabilités numériques du modèle dûes à une érosion verticale excessive, un taux maximal d'érosion, fixé par l'utilisateur, est défini (ΔZ_{max} (m) ; tableau 2.2). Le pas de temps de calcul est réduit dynamiquement jusqu'à ce que l'érosion maximale pour chaque pas de temps (c'est-à-dire par itération) soit respectée sur tout le domaine.

1.1.4. Erosion latérale

L'érosion latérale, qui permet une migration latérale du chenal et des sédiments qu'il contient, est incorporée dans CAESAR-Lisflood (Coulthard et Van De Wiel, 2006). L'équation 2.20 régit la quantité de sédiment érodée sur chacune des cellules de la berge (E_{lat} ; m). Elle utilise le rayon de courbure locale (R_{ca} ; -), la vitesse (u_{nb} ; m.s^{-1}) et la hauteur (h_{nb} ; m) d'eau près des berges pour simuler l'érosion des berges :

$$E_{lat} = \frac{\Lambda R_{ca} u_{nb} h_{nb} \Delta t}{\Delta x}$$

(Équation 2.20)

Λ (-) est un facteur d'ajustement défini par l'utilisateur (tableau 2.2).

Le rayon de courbure est obtenu en identifiant dans un premier temps les cellules représentant la berge du chenal. Pour chaque cellule de berge, le rayon de courbure est obtenu en soustrayant, du nombre de cellules voisines avec une hauteur d'eau égale à 0, le nombre de cellules voisines avec une hauteur d'eau supérieure à 0. Les valeurs positives de R_{ca} sont associées aux berges externes (ou concaves) et les valeurs négatives aux berges

internes (ou convexes). Afin d'atténuer les irrégularités locales du rayon de courbure, un filtre de lissage est passé de manière répétée sur les cellules des berges. Le nombre de passages de ce filtre de lissage est défini par l'utilisateur (N_{smooth} (-) ; tableau 2.2).

Le matériel érodé au niveau d'une berge (berge concave) est ensuite déposé dans le chenal et redistribué latéralement jusqu'à la berge opposée (berge convexe). La redistribution latérale des sédiments se fait à partir d'un gradient transversale basé sur les valeurs du rayon de courbure R_{ca} et d'un paramètre défini par l'utilisateur ($\Delta\nabla$max (-) ; tableau 2.2). La spécification d'une faible valeur de ce paramètre permet une redistribution complète des sédiments jusqu'à la berge convexe tandis que des valeurs élevées peuvent entraîner le dépôt des sédiments au milieu du chenal (Van De Wiel et al., 2007). Par ailleurs, il est possible de dévier ce flux sédimentaire latéral d'un certain nombre de cellules vers l'aval (N_{shift} (-) ; paramètre défini par l'utilisateur ; tableau 2.2).

CAESAR-Lisflood est également capable de déplacer latéralement les sédiments présents dans le chenal sans qu'ils proviennent pour autant de la berge. Cette fonctionnaité permet de répartir l'érosion du lit, calculée par la formule d'Einstein ou la formule de Wilcock & Crowe, plus uniformément dans le chenal. La quantité de sédiments (m) déplacée entre une cellule donneuse (n) et une cellule receveuse ($n-1$) dépend de la quantité de sédiment précédemment érodée dans la cellule receveuse (Ev_{n-1} ; m), de la différence d'altitude entre la cellule donneuse et la cellule receveuse ($z_n - z_{n-1}$; m), de la taille de la cellule (Δx ; m) et d'un paramètre défini par l'utilisateur (λ (-) ; Tableau 2.2) (équation 2.21) :

$$\Delta Z_{n-1} = Ev_{n-1}\lambda\frac{(z_n - z_{n-1})}{\Delta x}$$

(Équation 2.21)

Des valeurs élevées de λ permettent une redistribution latérale des sédiments plus importante.

L'influence de la végétation sur les processus d'érosion fluviale décrits-ci-dessus et en section 1.1.3 peut être modélisée dans CAESAR-Lisflood à l'aide d'un module de croissance des végétaux. Dans cette composante, la végétation est décrite par sa maturité (variable sans dimension comprise entre 0 et 1), sa résistance au cisaillement et sa capacité à réduire l'érosion fluviale.

La maturité de la végétation, initialement nulle, augmente linéairement avec le temps jusqu'à atteindre sa valeur maximale (1) après une période définie par l'utilisateur (paramètre

T_{veg} ; année ; tableau 2.2). Cependant, si la hauteur d'eau dans une cellule est supérieure à D_{min} (cf. tableau 2.1), la végétation meurt à un taux deux fois supérieur au taux de croissance. Si la contrainte de cisaillement des écoulements dépasse une valeur seuil définie par l'utilisateur (T_{crveg} ; N.m^{-2} ; tableau 2.2), le couvert végétal disparait (maturité égale à 0). La végétation peut croître à travers les sédiments si elle est enfouie, mais si l'enfouissement est trop important, la végétation dépérira. Elle finira cependant par repousser à la surface (progression de la végétation à travers les sédiments de 1 cm par jour).

La proportion dans laquelle la végétation réduit l'érosion est définie par un paramètre fixé par l'utilisateur ($prop_Ero$ (-) ; tableau 2.2). Ce paramètre détermine la proportion d'érosion (dans le chenal et au niveau des berges) se produisant lorsque la végétation est complètement développée. S'il est réglé sur 0 et que la végétation est totalement développée (c'est-à-dire une maturité de 1), il n'y a pas d'érosion, que ce soit sur les berges ou dans le chenal. S'il est fixé à 1, alors la végétation n'a aucun effet protecteur et l'érosion se produit quoi qu'il arrive. S'il est fixé à 0.7, cela signifie qu'un couvert végétal entièrement développée (une maturité de 1) entraine une réduction de l'érosion de 30 %. Le taux d'atténuation de l'érosion est proportionnel à la maturité de la végétation. Ainsi, si la maturité de la végétation est égale à 0.3, l'érosion sera réduite de 9 %.

Tableau 2.2. Description des paramètres de CAESAR-Lisflood employés lors de la simulation dans le chenal de l'érosion, du transport et du dépôt des sédiments.

Paramètre	Unité	Description	Valeur par défaut utilisée dans le cadre de cette thèse	Commentaires / Sources
D_{min}	m	Lame d'eau minimale nécessaire pour calculer l'érosion dans une maille. Agit sur la distribution de l'érosion dans le bassin.	0.01	Des hauteurs d'écoulement inférieures à 1 cm produisent peu d'érosion.
Formule de transport sédimentaire	-	Choix de la formule utilisée pour le calcul de l'érosion.	Wilcock and Crowe (2003)	Le modèle d'Einstein (développé à partir de rivières à lit sableux) serait mieux adapté aux zones dominées par le sable, tandis que le modèle de Wilcock et Crowe (développé à partir de chenaux à lit graveleux) conviendrait mieux aux zones dominées par le gravier.
L_h	m	Définit l'épaisseur de chaque strate à l'intérieur du système de couches superposées.	0.1	Doit être au moins quatre fois supérieure à ΔZmax (Meadows, 2014).
gs_i	m	Diamètres des i fractions sédimentaires considérées.	-	-
$prop_gs_i$	-	Proportions des i fractions sédimentaires considérées.	-	-
ΔZ_{max}	m	Taux d'érosion maximal autorisé. Utilisé pour contrôler le pas de temps et la stabilité du modèle.	0.02	Meadows (2014)
Λ	-	Facteur d'échelle intervenant dans le calcul de l'érosion latérale du chenal.	0.000002	Hancock et al. (2015)
N_{smooth}	-	Intervient dans le calcul de l'érosion latérale du chenal et contrôle la régularité et le degré de sinuosité d'un cours d'eau.	40	Valeur recommandée pour les bassins avec des cours d'eau légèrement sinueux.

$\Delta\nabla_{max}$	-	Intervient dans le calcul de l'érosion latérale du chenal. Contrôle le gradient de pente latéral du chenal.	0.0001	Lorsque les chenaux sont larges (> 10 cellules), un abaissement de cette valeur est nécessaire pour assurer la migration latérale complète des sédiments.
N_{shift}	-	Intervient dans le calcul de l'érosion latérale du chenal. Contrôle la migration vers l'aval des méandres.	4	Doit être égal à un dixième de N_{smooth}
λ	-	Intervient dans le calcul de l'érosion latérale dans le chenal. Tient compte de la cohésion des sédiments.	20	-
T_{veg}	Années	Temps nécessaire pour que le couvert végétal atteigne sa maturité.	5	Peut être estimé sur la base de la littérature.
T_{crveg}	$N.m^{-2}$	Contrainte de cisaillement critique de la végétation.	180	Peut être estimé sur la base de la littérature.
$prop_Ero$	-	Proportion d'érosion se produisant lorsque la végétation est complètement développée (maturité égale à 1).	0.1	Peut être estimé sur la base de la littérature.

1.1.5. Erosion des versants

L'érosion des versants, par mouvement de masse, reptation et érosion en rigole, est également simulée par CAESAR-Lisflood afin de permettre un transfert de sédiments entre les versants et le réseau de drainage.

Les mouvements de masse sont simulés dans le modèle comme des ruptures de pente instantanées qui déplacent les matériaux d'une cellule en amont vers la cellule adjacente en aval lorsque la pente du terrain entre les deux cellules dépasse un seuil critique défini par l'utilisateur (S_{fail} [°] ; tableau 2.3) (Coulthard et al., 2002). Comme pour tous les paramètres du modèle, S_{fail} est constant dans l'espace et dans le temps. L'inclusion des mouvements de masse dans CAESAR-Lisflood permet d'introduire dans le système fluvial des matériaux provenant à la fois de ruptures locales, comme l'effondrement de berges, et de ruptures à grande échelle, comme les glissements de terrain (Hancock et al., 2011).

La reptation (déplacement descendant graduel du sol et de la roche altérée sous l'effet de la gravité, Creep ; m) est calculée à partir d'une loi de diffusion linéaire considérant la pente S (m/m) et un coefficient de fluage C_{rate} défini par l'utilisateur (m².an^{-1} ; tableau 2.3) (équation 2.22 ; Coulthard et al., 2013 ; Van De Wiel et al., 2007) :

$$Creep = \frac{SC_{rate}\Delta t}{\Delta x}$$

(Équation 2.22)

Où Δt est le pas de temps (an) et Δx est la taille des mailles (m).

CAESAR-Lisflood s'appuie sur une forme simplifiée de l'équation universelle des pertes en terre (USLE) pour représenter l'érosion en rigole E (m), le paramètre E_r (m.an^{-1} ; tableau 2.3) permettant un ajustement par l'utilisateur des taux d'érosion (équation 2.23) :

$$E = \frac{SE_r A^{0.5}\Delta t}{\Delta x}$$

(Équation 2.23)

Où S est la pente (m/m), A l'aire drainée (m²), Δt le temps (an) et Δx la taille des mailles (m). Aucune suggestion de valeurs n'existe pour le paramètre E_r, sa valeur par défaut a donc été fixée à 0.

1.1.6. Désaggrégation physique des particules et altération du substratum

Les changements dans la granulométrie de surface ne pas sont pas uniquement dus aux phénomènes d'érosion et de dépôt sélectifs puisque le modèle CAESAR-Lisflood permet également de simuler la désagrégation des particules sédimentaires par altération physique. Le modèle intègre la composante d'altération physique du modèle MILESD de Vanwalleghem et al. (2013). Il s'agit d'un modèle distribué et dynamique qui tient compte de la taille et de la profondeur des particules dans le calcul de leur désagrégation. Vanwalleghem et al. (2013) considèrent une désagrégation des particules plus marquée en surface qu'en profondeur en raison des plus grandes amplitudes de température. Les processus d'altération physique sont, d'autre part, plus forts pour les petites particules en raison de leur plus grande surface spécifique (équation 2.24) :

$$a_{jit} = -k_1 e^{(-c_1 P_j)} \frac{c_2}{\log(D_i)} \Delta t$$

(Équation 2.24)

où a_{jit} (kg) représente la quantité de particules i perdue dans la couche j au profit des fractions particulaires filles $i-1$ (95 %) et $i-2$ (5 %), P_j (m) est la profondeur sous la surface de la couche j, D_i (m) est le diamètre de la particule i, k_1 (an^{-1}) est le taux de désagrégation physique des particules situées en surface (tableau 2.3), c_1 et c_2 sont deux constantes agissant sur l'évolution de l'altération physique avec la profondeur et le diamètre des particules respectivement (tableau 2.3) et Δt est le pas de temps du modèle.

CAESAR-Lisflood incorpore également la fonction d'altération du substratum de MILESD qui s'appuie sur la profondeur de l'interface régolite/substratum pour simuler la production de sols. Selon cette approche, le taux d'altération tend à décliner à mesure que le front d'altération s'éloigne de la surface. L'abaissement de la surface du substratum s'appuie sur une relation exponentielle avec l'épaisseur totale de sol (hs ; m). Le taux de conversion du matériel parentale en régolithe en fonction du temps (t) est donné par (équation 2.25) :

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = -p_1 e^{(-b_1 hs)}$$

(Équation 2.25)

où h est l'épaisseur totale de sol (m), p_1 est le taux d'altération potentiel du substratum (m.an^{-1} ; tableau 2.3), et b_1 (m^{-1} ; tableau 2.3) est une constante agissant sur l'évolution de l'altération du substratum avec la profondeur.

Tableau 2.3. Description des paramètres de CAESAR-Lisflood employés pour la simulation de l'érosion des versants, la désagrégation physique des particules et l'altération du substratum

Paramètre	Unité	Description	Valeur par défaut utilisée dans le cadre de cette thèse	Commentaires / Sources
S_{fail}	°	Angle au-dessus duquel les glissements de terrain se produisent	45	Doit être égale à la pente critique de stabilité qui est la pente maximale du bassin versant
C_{rate}	$m^2.an^{-1}$	Facteur intervenant dans le calcul de la reptation	0.0025	Valeur employée par Hancock (2009), Hancock et Coulthard (2012), Coulthard et Van de Wiel (2017).
E_r	$m.an^{-1}$	Facteurs intervenant dans le calcul de l'érosion en rigole.	0	-
k_1	an^{-1}	Taux de désagrégation physique des particules à la surface.	0.0001	-
c_1	m^{-1}	Constante agissant sur la vitesse de diminution de la désagrégation physique des particules avec l'augmentation de la profondeur	-0.5	Valeur définie par Vanwalleghem et al. (2013)
c_2	m	Constante agissant sur la vitesse d'augmentation de la désagrégation physique des particules avec la diminution de la taille des particules	5	Valeur définie par Vanwalleghem et al. (2013)
p_1	$m.an^{-1}$	Taux d'altération potentiel du substratum.	0.000053	-
b_1	m^{-1}	Constante agissant sur l'importance de la diminution de l'altération du substratum avec l'augmentation de la profondeur.	2	Valeur définie par Vanwalleghem et al. (2013)

1.2. CLiDE

La réponse hydro-sédimentaire du bassin versant à la pluie est également explorée en utilisant le modèle distribué à base physique CLiDE (CAESAR-Lisflood-DESC ; Barkwith et al., 2015). Il s'agit d'un modèle d'évolution de paysage dérivé du modèle CAESAR-Lisflood.

Seules les composantes hydrodynamiques (Lisflood-FP) et sédimentaires (CAESAR) de CAESAR-Lisflood sont encore présentes dans CLiDE. En revanche, la composante hydrologique de CAESAR-Lisflood (version modifiée de TOPMODEL) est écartée en raison de l'absence ou de la simplification de certains processus hydrologiques. En effet, elle simplifie la représentation des processus hydrologiques de surface (évapotranspiration et humidité des sols), ne simule pas la recharge des nappes phréatiques, le stockage et la circulation des écoulements dans le(s) aquifère(s) et ne tient pas compte des échanges nappe(s)-rivière. La composante hydrologique de CAESAR-Lisflood est de ce fait remplacée par un modèle hydrologique incluant un module de bilan hydrique (SLiM ; Wang et al., 2012 ; section 1.2.1) et un module hydrogéologique (dérivée de ZOOMQ3D ; Jackson et al., 2011 ; section 1.2.2) (figure 2.1).

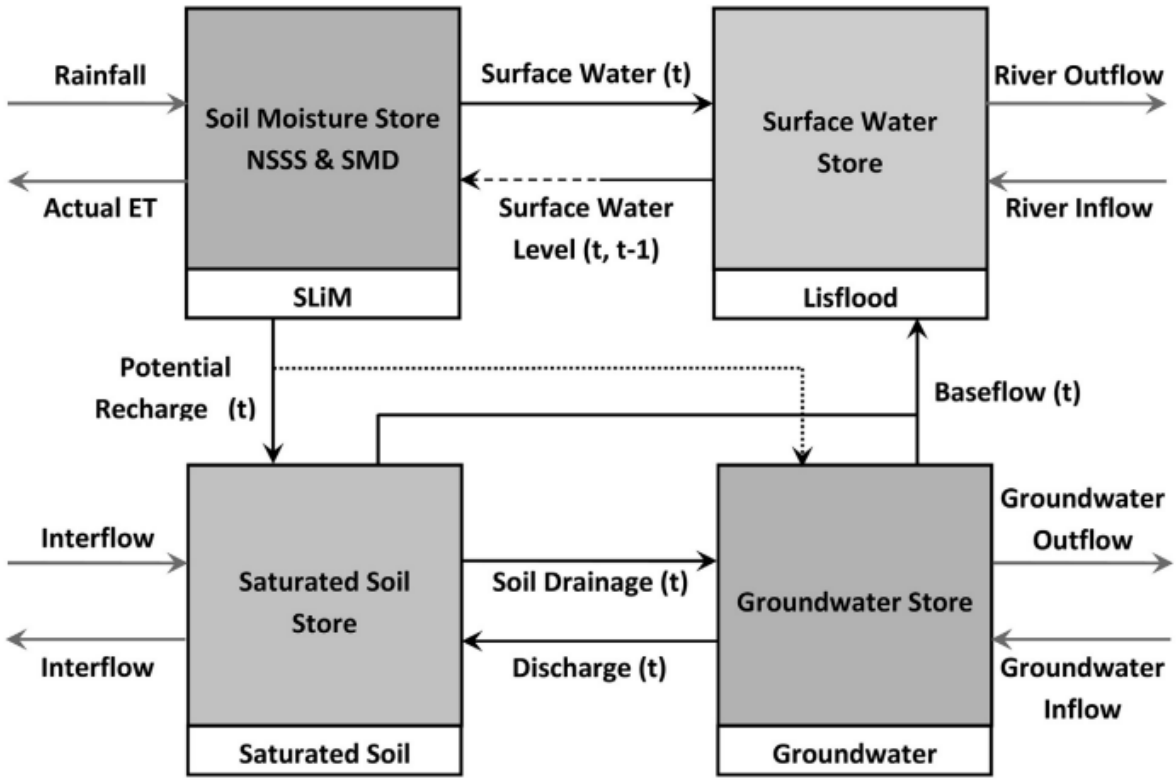


Figure 2.1. Aperçu schématique des processus hydrologiques couverts dans CLiDE, d'après Barkwith et al. (2015).

SLiM est un modèle distribué qui se base sur le climat (pluie et évapotranspiration), la topographie, l'occupation des sols et la pédologie pour une simulation journalière du

ruissellement de surface et la recharge des eaux souterraines. La recharge produite par SLiM permet l'alimentation en eau de ZOOMQ3D qui simule sur une base journalière les écoulements souterrains, le débit des sources et le débit de base des rivières. Ces fonctionnalités supplémentaires sont de grands atouts pour cette étude en raison de l'importance des processus souterrains dans le fonctionnement hydrologique de certains bassins étudiés. Le seul autre LEM à considérer les échanges d'eau entre la surface et le souterrain est Landlab (Litwin et al., 2020). Cette lacune a largement été reconnue par Teng et al. (2017) qui insistent sur l'importance de la prise en compte de ces échanges pour permettre une reproduction précise des événements de crue. En effet, les apports d'eau souterrains, en participant de manière continue au débit des rivières, accentuent l'intensité des écoulements produits par un événement de pluie. Par ailleurs, ces apports peuvent renforcer et allonger l'érosion et le transport sédimentaire dans le lit d'une rivière en maintenant les vitesses d'écoulement à des valeurs élevées.

Pour chacune des composantes de la plateforme, l'espace est discrétisé en un ensemble régulier 2D de cellules carrées dont la taille est définie par l'utilisateur. SLiM et ZOOMQ3D utilisent un pas de temps quotidien, tandis que les modules Lisflood et CAESAR opèrent à un pas de temps variable compris entre 1 et 3600 s (Barkwith et al., 2015).

1.2.1. Bilan hydrique du sol

La fonction de production hydrologique de CLiDE (SLiM) est basée sur le modèle de Rushton (2006), modèle de bilan hydrique à une seule couche décrivant l'évolution journalière de l'humidité du sol. Les flux entrants *Inputs* (mm.j^{-1}) sont la pluie nette P (mm.j^{-1} ; précipitation brute P_B (mm.j^{-1}) diminuée de la précipitation interceptée I (mm.j^{-1})) et le ruissellement réinfiltré R_{on} (run-on ; mm.j^{-1}), les flux sortants sont les pertes par évapotranspiration réelle AET (mm.j^{-1}). L'humidité du sol est représentée en termes de déficit d'humidité du sol SMD (mm) qui est défini comme la lame d'eau nécessaire à la saturation du profil de sol (i.e. à l'atteinte de la capacité au champ θ_{FC} (m^3.m^{-3})). Le SMD est un concept pratique pour représenter la quantité totale d'eau stockée dans une portion de sol puisqu'il ne nécessite aucune information concernant les épaisseurs de sol. Cependant, il ne fournit pas d'informations sur la variation de la teneur en eau avec la profondeur (hypothèse de milieu homogène isotrope). Le concept de stockage près de la surface du sol ($NSSS$; mm) introduit par Rushton (2003) permet néanmoins de considérer, lorsque le SMD est élevé (i.e. lorsque la réserve en eau facilement utilisable par la végétation RAW (mm) est épuisée), le stockage près de la surface de la moitié des entrées d'eau *Inputs* en excès (équation 2.26) :

$$NSSS = \Big(\big(Inputs + \ NSSS_{pr} \big) - AET \Big) * 0.5$$

(Équation 2.26)

Les excédants d'eau restants sont utilisés pour réduire le SMD. Ainsi, grâce à l'inclusion du réservoir NSSS, de l'eau est disponible pour l'évapotranspiration la période suivant les jours de forte pluie, même si le sol demeure sec en profondeur (i.e. SMD élevé).

Pour une maille donnée, l'évapotranspiration réelle journalière AET dépend des flux entrants $Inputs$, du SMD initial (SMD_{pr}), du $NSSS$ initial ($NSSS_{pr}$) et des propriétés physiques locales du sol (point de flétrissement θ_{WP} et capacité au champ θ_{FC}) et du couvert végétal (coefficient cultural K_c, profondeur racinaire Z_r, capacité d'extraction p). Les paramètres physiques du sol (θ_{WP} et θ_{FC}) sont définis à partir de la carte du régime hydrologique des sols HOST de Boorman et al. (1995) qui considère 29 types de sols (résolution 1 km). Les paramètres physiques du couvert végétal (K_c, Z_r, p) sont obtenus à partir de la carte d'occupation des sols LCM2000 (10 classes d'occupation des sols, résolution 25 m - Natural Environmental Research Council, 2003), des données expérimentales d'Allen et al. (1998) et des travaux de modélisation de Griffiths et al. (2008) et Young et al. (2008). Attention, une maille du domaine ne peut être associée qu'à une seule classe HOST et une seule classe LCM2000 et les valeurs des paramètres associés sont statiques.

Lors de la calibration du modèle, il est tout de même possible de modifier temporellement la valeur des paramètres K_c et Z_r. Cela se fait sur une base mensuelle, à l'aide de douze facteurs multiplicateurs $K_c M_i$ et $Z_r M_i$ (un pour chaque mois i de l'année ; tableau 2.4). Par exemple, la définition, pour le mois de janvier, d'un facteur multiplicateur $Z_r M$ égal à 2 doublera pour ce mois l'ensemble des profondeurs racinaires du bassin alors qu'un facteur multiplicateur égal à 0.5 réduira de moitié les valeurs. De la même manière, il est possible d'agir sur la quantité de pluie interceptée par la végétation en renseignant pour chaque mois i de l'année la fraction de la pluie brute atteignant la surface du sol (In_i ; tableau 2.4). Par exemple, la spécification pour le mois de juillet d'un coefficient In égal à 0.7 entrainera la perte par interception de 30 % des pluies. En revanche, il n'est pas possible pour l'utilisateur d'ajuster la distribution spatiale de K_c, Z_r et In.

Le coefficient cultural K_c (-) est un facteur de correction permettant de faire varier l'évapotranspiration potentielle de référence (PET en mm, définie en entrée par l'utilisateur) selon la nature du couvert végétal (équation 2.27) :

$$PET_c = K_c * PET$$

(Équation 2.27)

Où PET_c est l'évapotranspiration potentielle tenant compte des spécificités locales du couvert végétal.

θ_{WP} ($m^3.m^{-3}$ - volume d'eau non mobilisable par la végétation), θ_{FC} ($m^3.m^{-3}$ - volume maximal d'eau qu'un sol peut retenir) et Z_r (m) définissent la quantité totale d'eau dans le sol extractible par la végétation (Total Available Water TAW, Réserve Utile RU en français – mm ; équation 2.28) :

$$TAW = 1000(\theta_{FC} - \theta_{WP})Z_r$$

(Équation 2.28)

La capacité d'extraction p (comprise entre 0 et 1) permet d'estimer la fraction de TAW qu'une plante peut extraire sans souffrir de stress hydrique (Readily Available Water RAW, Réserve Facilement Utilisable RFU en français- mm).

Lorsque $SMD_{pr} < RAW$, le couvert évapotranspire à son taux potentiel, à condition que les apports ($Inputs$) et les volumes d'eau stockés dans le sol (TAW-SMD_{pr}) soient suffisants. Lorsque $SMD_{pr} \geq RAW$, la végétation subit un stress hydrique et transpire à un taux réduit, à moins que la somme des apports ($Inputs$) et des volumes d'eau stockés en surface ($NSSS_{pr}$) soient supérieurs à PE. Un coefficient de stress hydrique (K_s – équation 2.29) est alors considéré dans le calcul de l'évapotranspiration réelle AET (équation 2.30) :

$$K_s = \frac{TAW - SMD_{pr}}{TAW - RAW}$$

(Équation 2.29)

$$AET = \begin{cases} Inputs + K_s(PE_c - Inputs) & si \quad PET_c - Inputs \leq TAW - SMD_{pr} \\ Inputs + K_s(TAW - SMD_{pr}) & si \quad PET_c - Inputs > TAW - SMD_{pr} \end{cases}$$

(Équation 2.30)

K_s diminue linéairement avec l'augmentation de SMD_{pr} et atteint 0 lorsque SMD_{pr} est égal à TAW (la plante flétrit). Lorsque $PET_c - Inputs$ entraîne une augmentation du SMD_{pr} au-delà de TAW, le coefficient de stress hydrique K_s multiplie $TAW - SMD_{pr}$ et non $PET_c - Inputs$.

Lorsque $SMD_{pr} > TAW$, la végétation est incapable d'extraire l'eau contenue dans le sol et l'évapotranspiration AET ne se produit que les jours de pluie et les jours suivants, si les entrées d'eau sont suffisantes pour permettre leur stockage dans les premiers centimètres de sol ($NSSS_{pr}$).

Le bilan hydrique de chaque maille du domaine après calcul de AET peut finalement être obtenu à partir de l'équation suivante (équation 2.31) :

$$SMD = SMD_{pr} - (Inputs + NSSS_{pr}) + AET + NSSS$$

(Équation 2.31)

Lorsque la demande évapotranspirative AET est satisfaite, l'excédent d'eau restant entraîne une réduction du SMD qui peut alors devenir négatif : la capacité de rétention maximale en eau du sol (θ_{FC}) est atteinte. La partie négative du SMD correspond à un excès d'eau dans le sol (Soil Moisture Excess SME) qui est partagé entre le ruissellement de surface R_{Off} (mm.j^{-1} ; équation 2.32) et la recharge des nappes R_R (mm.j^{-1} ; équation 2.33). Le partitionnement des eaux entre la surface et le souterrain se fait par le biais d'un simple coefficient de ruissellement associé à chaque unité pédologique par le biais de la classification de Boorman et al. (1995) (BFI (-) – compris entre 0 et 1 ; tableau 2.4) :

$$R_{off} = SME * (1 - BFI)$$

(Équation 2.32)

$$R_R = SME * BFI$$

(Équation 2.33)

BFI agit sur la capacité du sol à transmettre l'eau en excès vers le(s) compartiment(s) souterrain(s). Une grande proportion de l'eau en excès rejoint la nappe lorsque BFI est élevé (proche de 1) alors que la majeure partie de l'eau en excès devient du ruissellement lorsque BFI est faible (proche de 0). BFI peut être ajusté lors d'une phase de calibration du modèle mais dans ce cas, une seule valeur, appliquée uniformément sur l'ensemble du domaine, est spécifiée.

1.2.2. Gestion des écoulements de surface et souterrains

Comme pour CAESAR-Lisflood, l'écoulement des eaux en surface est simulé à l'aide de la composante LISFLOOD-FP (Bates et al., 2010) qui s'appuie sur la topographie et la rugosité

des surfaces (représentée par le coefficient de Manning) pour générer des hauteurs et des vitesses d'écoulement (pour une description détaillée de cette composante, cf. 1.1.2. Routage des écoulements).

L'écoulement des eaux souterraines est modélisé à l'aide d'un système pouvant contenir une ou deux couches superposées à surface libre. La couche supérieure, facultative, représente les écoulements horizontaux le long de l'interface substratum-formations superficielles (« Saturated Soil » ; figure 2.1) et la couche inférieure les écoulements horizontaux dans le susbtratum (« Groundwater » ; figure 2.1). L'algorithme comporte deux boucles imbriquées l'une dans l'autre. La boucle interne simule, de façon infra-horaire (pas de temps variable), les écoulements latéraux se produisant dans les deux couches et l'évolution des niveaux piézométriques suite à ces transferts latéraux. La boucle externe calcule, une fois par jour, les échanges d'eau entre les deux couches et les transferts d'eau vers la surface avec un ajustement subséquent des niveaux piézométriques.

Les écoulements latéraux sont simulés dans les deux couches à l'aide de la loi de Darcy qui fait intervenir les valeurs correspondantes de conductivité hydraulique K_h (m.j^{-1} ; K_h^{gw} pour le compartiment « Groundwater » et K_h^{ss} pour le compartiment « Saturated Soil ») et de niveau piézométrique hp (m ; hp_{gw} pour le compartiment « Groundwater » et hp_{ss} pour le compartiment « Saturated Soil »). Seules les propriétés hydrauliques (conductivité hydraulique K_h et coefficient d'emmagasinement spécifique S_y (-)) de la couche inférieure peuvent varier latéralement. Les valeurs initiales des niveaux piézométriques et des paramètres K_h^{gw}, S_y^{gw}, K_h^{ss} et S_y^{ss} sont définies par l'utilisateur (tableau 2.4). Lors de calibration du modèle, pour éviter d'avoir à modifier la distribution spatiale des paramètres K_h^{gw} et S_y^{gw}, l'ajustement des valeurs se fait par le biais de deux facteurs multiplicateurs ($K_h^{gw}M$ et $S_y^{gw}M$; tableau 2.4). Par exemple, un coefficient $K_h^{gw}M$ égal à 2 permet de doubler les conductivités hydrauliques horizontales de « Groundwater » telles que spécifiées par l'utilisateur dans le fichier d'entrée. Le coeficient d'emmagasinement spécifique étant limité à 1, toute valeur supérieure est automatiquement réduite à un lors de l'ajustement des valeurs.

Pour les deux couches, le flux volumique Q_{sub} (m^3.j^{-1}) entre deux cellules i et j est calculé en utilisant l'équation 2.34 (Bear et al., 1979) :

$$Q_{sub} = \frac{2Tr_i Tr_j}{Tr_i + Tr_j}(hp_i - hp_{j)}$$

(Équation 2.34)

La transmissivité Tr ($m^2.j^{-1}$) est obtenue en multipliant la conductivité hydraulique latérale K_h par la puissance de la nappe (hauteur de la nappe en mètre). Cette équation suppose que les écoulements sont horizontaux et qu'ils se font en milieu saturé, monophasique et isotropique et en régime permanent (Bear, 1979). $(hp_i - hp_{j)}$ correspond à la différence de charge entre les mailles contiguës i et j. $\frac{2Tr_iTr_j}{Tr_i+Tr_j}$ correspond à la moyenne harmonique des transmissivités Tr_i et Tr_j. La forme harmonique de la moyenne est privilégiée lorsque la transmissivité change brusquement d'une maille à une autre (Trescott et al., 1976).

L'évolution des niveaux piézométriques est finalement calculée à chaque pas de temps Δt en considérant, pour chaque maille, l'équation discrète de bilan de masse suivante (équation 2.35) :

$$hp_{t+\Delta t} = hp_t + \frac{1}{S_y}\frac{Q^*_{sub}}{\Delta x^2}\Delta t$$

(Équation 2.35)

Où Q^*_{sub} est la somme des flux Q_{sub} échangés entre la maille et ses voisines, S_y est la valeur du coefficient d'emmagasinement de la couche d'intérêt et Δx^2 est la surface d'une cellule. Le pas de temps Δt est contrôlé par le nombre de Reynolds, R_e (-), afin d'assurer la stabilité du modèle lors du transfert latéral de l'eau. R_e, calculé en chaque point du domaine, est défini selon la formulation de Roache (1976) (équation 2.36) :

$$R_e = 4\frac{T}{S_y}\frac{\Delta t}{\Delta x^2}$$

(Équation 2.36)

R_e est réduit automatiquement par le modèle (en diminuant le pas de temps Δt) dès que sa valeur, en un point du domaine, est supérieur à 1. Remarquons qu'une diminution de la résolution de la grille Δx (par l'utilisateur) permet d'éviter une trop grande diminution de Δt en en favorisant la stabilité du modèle. D'autre part, deux types de conditions aux limites latérales définies par l'utilisateur sont implémentées : (1) condition de Dirichlet fixant le niveau piézométrique de certaines mailles à sa valeur initiale, (2) condition de Neumann (conditions de non écoulement fixant le flux à travers la limite à zéro).

Le transfert vertical ascendant des eaux entre « Groundwater » et « Saturated Soil » ou entre la subsurface (« Saturated Soil » ou « Groundwater ») et la surface est simulé de la même manière. Il se produit lorsque le niveau d'eau du compartiment sous-jacent (h_b) est

supérieur au niveau d'eau du compartiment sus-jacent (h_a). Le flux d'eau Q_{asc} ($m^3.j^{-1}$) transmis au compartiment sus-jacent dépend du coefficient d'emmagasinement S_y du compartiment sous-jacent et d'un coefficient de résistance c (-) (équation 2.37 ; Haitjema, 1995) :

$$Q_{asc} = S_y \left(\frac{h_b - h_a}{c} \Delta x^2 \right)$$

(Équation 2.37)

Le modèle simule également le transfert vertical descendant Q_{desc} ($m^3.j^{-1}$) entre le compartiment « Saturated Soil » et le compartiment « Groundwater » (équation 2.38) :

$$Q_{desc} = \Delta x^2 \left(\sqrt{K_v^{ss} \frac{hp_{ss} - z_B}{z_E - z_B}} S_y^{ss} \right)$$

(Équation 2.38)

Où K_v^{ss}, S_y^{ss} et hp_{ss} correspondent respectivement à la conductivité hydraulique verticale (définie par l'utilisateur ; tableau 2.4), au coefficient d'emmagasinement et au niveau piézométrique du compartiment « Saturated Soil ». z_E et z_B correspondent à l'altitude du terrain et du substratum respectivement. Le compartiment perché (« saturated soil store » dans la figure 2.1), par le biais de ses propriétés K_v^{ss} et S_y^{ss}, va ainsi jouer sur les temps de transfert des eaux entre la surface et l'aquifère profond. Les niveaux piézométriques dans les compartiments « Saturated Soil » et « Groundwater » et les lames d'eau en surface peuvent finalement ajustés à partir de Q_{asc} et Q_{desc}.

Tableau 2.4. Description des paramètres de CLiDE employés pour la simulation des écoulements de surface et de subsurface.

Paramètre	Unité	Description	Valeur par défaut utilisée dans le cadre de cette thèse	Commentaires/Sources
$K_c M_i$	-	Multiplicateurs permettant un ajustement, pour chaque mois i de l'année, du coefficient cultural.	1	Agit sur les taux d'évapotranspiration potentielle de culture.
$Z_r M_i$	-	Multiplicateurs permettant un ajustement, pour chaque mois i de l'année, de la profondeur racinaire.	1	Intervient sur la quantité d'eau mobilisable par la végétation. Grande influence sur les taux d'évapotranspiration lorsque le déficit en eau du sol est important.
In_i	-	Fraction, pour chaque mois i de l'année, de la pluie brute atteignant la surface du sol.	1	Agit directement sur l'importance du ruissellement et de la recharge des nappes.
BFI	-	Indice de débit de base pour l'ensemble du bassin.	0.5	Agit directement sur l'importance du ruissellement et de la recharge des nappes.
$K_h^{gw} M$	-	Facteur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) de la conductivité hydraulique du substratum.	1	Agit sur la vitesse des écoulements souterrains, les gradients piézométriques, les temps de transfert des eaux souterraines et leur restitution dans les vallées.
K_h^{ss}	$m.j^{-1}$	Conductivité hydraulique horizontale des formations superficielles.	10	Agit sur la vitesse des écoulements souterrains, les gradients piézométriques, les temps de transfert des eaux souterraines et leur restitution dans les vallées
K_v^{ss}	$m.j^{-1}$	Conductivité hydraulique verticale des formation superficielles	0.0012	Agit sur le temps de séjour des eaux avant leur introduction dans l'aquifère profond.
$S_y^{gw} M$	-	Facteur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) de l'emmagasinement spécifique du substratum.	1	Agit sur la capacité de stockage du substratum et donc sur la réponse du niveau piézométrique à une entrée ou à une sortie d'eau.
S_y^{ss}	-	Coefficient d'emmagasinement spécifique des formations superficielles	0.02	Intervient sur la capacité de stockage des formations superficielles et donc sur la réponse du niveau de la nappe perchée suite à une entrée ou à une sortie d'eau

1.2.3. Dynamique sédimentaire

Comme pour CAESAR-Lisflood, les contraintes de cisaillement, déterminées à partir des profondeurs et des vitesses d'écoulement en surface, sont utilisées pour modéliser l'érosion et le dépôt fluvial. L'érosion fluviale, simulée au choix selon les équations de Wilcock et Crowe (2003) ou Einstein (1950), permet la mise en mouvement, par suspension ou charriage, des particules sédimentaires. Ces particules peuvent varier en taille et sont enchâssées dans un système superposé de couches. Le modèle prend également en compte l'érosion latérale, les processus de pente ou encore le développement du sol (Vanwalleghem et al., 2013). Le lecteur est invité à consulter les parties 1.1.3, 1.1.4, 1.1.5 et 1.1.6 pour plus de détails sur ces différentes composantes.

2. Évaluation de la performance des modèles

2.1. **Procédure de calibration**

CAESAR-Lisflood et CLiDE possèdent de nombreux paramètres (une trentaine ; cf. section 1) qui ne sont pas complétement connus et dont certains ne sont pas directement mesurables (une description détaillée des paramètres est donnée dans les tableaux 2.1, 2.2, 2.3 et 2.4). Par conséquent, la calibration du modèle, c'est à dire l'estimation de ces paramètres pour permettre une reproduction fidèle et une prédiction de la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants, est nécessaire (Meadows, 2014). Les tentatives de calibration des modèles CAESAR-Lisflood et CLiDE sont rares dans la littérature scientifique. Cela est dû à trois grandes raisons :

- la nature expérimentale et exploratoire de la grande majorité des études basées sur ces modèles (Coulthard & Van De Wiel, 2007, Van De Wiel et Coulthard, 2010, Skinner et al., 2018).

- Le grand nombre de paramètres et le temps de calcul très long de ces modèles, rendant les procédures de calibration chronophages

- Les effets non-linéaires et les effets d'interaction sur les sorties du modèle, rendant sa calibration très complexe (Iooss, 2011 ; Muma et al., 2014 ; Skinner et al., 2018).

Lorsque des tentatives de calibration sont entreprises, elles sont souvent qualitatives et ne permettent qu'une évaluation partielle de la performance du modèle (Welsh et al., 2009 ; Hancock and Coulthard, 2012). L'absence de procédure objective et rigoureuse pour la calibration du modèle a donc conduit au développement d'une nouvelle approche.

Afin d'optimiser la phase de calibration du modèle, une revue des analyses de sensibilité (SA) a tout d'abord été effectuée. Les SA permettent d'identifier l'influence relative de chaque paramètre sur les sorties du modèle, l'objectif final étant de sélectionner les paramètres les plus importants pour la calibration du modèle. A notre connaissance, seules deux SA détaillées existent pour le modèle : Ziliani et al. (2013) et Skinner et al. (2018). Elles portent sur les modules hydrodynamique et sédimentaire du modèle et montrent que les sorties simulées ne sont sensibles qu'à un nombre réduit de paramètres. D'après les résultats de ces études, la formule de transport sédimentaire, la distribution granulométrique et ΔZ_{max} figurent parmi les paramètres les plus sensibles des composantes hydrodynamique et sédimentaire du modèle et nécessitent un réglage précis de leur valeur.

Les paramètres finalement retenus pour la calibration du modèle ont été échantillonnés en utilisant une procédure quasi Monte-Carlo, avec un échantillonnage de l'espace de paramètres de type Sobol qui assure un couvrement optimal du domaine et génère des ensembles de paramètres minimalement corrélés (Sobol, 1977 ; Beven & Freer, 2001). Les jeux de paramètres peuvent être échantillonnés à partir de n'importe quelle distribution de probabilité, la plus courante étant la distribution uniforme (Beven & Freer, 2001). Le nombre total de simulations réalisées et donc de jeux de paramètres testés a dû être limité à 150 environ (variable selon les bassins) en raison de la disponibilité des ressources informatiques et du temps de calcul du modèle (chaque simulation nécessite entre 3 et 8 jours de calcul, les temps de calcul plus longs se justifiant par la nécessité de réduire le pas de temps du modèle lorsque les écoulements et le transport sédimentaire sont intenses afin de limiter les instabilités numériques ; cf. sections 1.1 et 1.2). Le modèle est exécuté avec chacun de ces jeux de paramètres ce qui permet de générer à chaque fois des valeurs simulées de débit, de flux de MES, etc. La qualité de simulation de chaque ensemble de paramètre est ensuite évaluée en utilisant des critères d'ajustement qui évaluent la correspondance des valeurs prédites et des valeurs observées sur une période de calibration (définie par l'utilisateur). Cette période peut être discontinue et doit être aussi large que possible de façon à ce que le modèle puisse représenter une grande variété de conditions hydrologiques et sédimentaires. Elle doit également être précédée d'une période de chauffe qui correspond à une phase d'ajustement de la configuration globale initiale du modèle. La période de chauffe doit être suffisamment large pour éliminer l'ensemble des biais induits par l'initialisation du modèle lors de la définition des niveaux piézométriques, de l'état de saturation des sols (SMD et $NSSS$) ou encore de la granulométrie des sols. Naturellement, les résultats de la simulation durant la période de chauffe ne sont pas pris en compte dans la calibration. Des mesures de débit, de flux sédimentaires, etc. ne sont donc pas nécessaires pendant cette période.

Pour évaluer la performance du modèle pour chaque variable de calage (débit, flux de MES, flux par charriage, niveaux piézométriques, humidité des sols, etc.), nous rassemblons sous une fonction multi-objectif trois critères de performance complémentaires (Moriasi et al., 2007) :

- Le critère de Nash-Sutcliffe [-∞ ; 1] (NSE ; Nash & Sutcliffe, 1970). Sa valeur optimale vaut 1 et des valeurs négatives indiquent que la moyenne des observations constitue un meilleur prédicteur que le modèle. Cette métrique est basée sur l'erreur quadratique du modèle, elle a donc tendance à négliger les erreurs sur les petites valeurs. D'autre part, elle ne fournit aucune information sur les biais d'estimation du modèle.

- Le pourcentage de biais (PBIAS ; Gupta et al., 1999) mesurant la tendance moyenne des données simulées à être plus grandes (PBIAS > 0) ou plus petites (PBIAS < 0) que les données observées. Les valeurs de faible amplitude indiquent une simulation précise du modèle, la valeur optimale étant égale à 0. PBIAS complète le NSE en fournissant une indication sur les biais d'estimation du modèle et en permettant une meilleure représentation des erreurs se produisant pour les petites valeurs (Ochoa-Tocachi et al., 2018).

- Le rapport entre l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'écart-type des valeurs observées (RSR ; ratio ; Moriasi et al. (2007)). Le RSR varie de 0 (valeur optimale) à +∞. Plus le RSR est faible, plus le RMSE est faible et plus les performances de simulation du modèle sont bonnes.

NSE est soustrait de 1 et PBIAS est converti en valeurs absolues afin de placer l'optimum théorique à zéro pour les trois critères considérés (Ochoa-Tocachi et al., 2018). Le meilleur jeu de paramètres est sélectionné comme celui présentant simultanément de bonnes performances pour les trois métriques, c'est-à-dire celui minimisant la fonction multi-objectif suivante (équation 2.39) :

$$MultiObj_i = \sqrt{{NSE_{norm}}^2 + {RSR_{norm}}^2 + {PBIAS_{norm}}^2}$$

(Équation 2.39)

Où $MultiObj_i$ est la fonction multi-objectif pour la combinaison de paramètres i. Notons que les trois critères de performance sont normalisés entre 0 et 1 afin de leur attribuer un poids équivalent dans le calcul de la fonction multi-objectif. Ainsi, à l'image du critère de Kling-Gupta (KGE ; Gupta et al., 2009), la fonction multi-objectif sélectionnée permet d'estimer la performance du modèle sur la base de trois critères complémentaires.

Lorsqu'il existe plusieurs variables de calage ou plusieurs stations, les fonctions objectifs NSE, RSR et PBIAS sont définies à l'aide d'une moyenne pondérée comme suit (équations 2.40, 2.41 et 2.42) :

$$NSE = \sum_j w_j NSE_j$$

(Équation 2.40)

$$PBIAS = \sum_j w_j PBIAS_j$$

(Équation 2.41)

$$RSR = \sum_j w_j RSR_j$$

(Équation 2.42)

où w_j est le poids de la $j^{ème}$ variable ou de la $j^{ème}$ station.

Dans ce travail, aucune distinction de poids n'est faite entre les variables. Par conséquent, le même poids est attribué au débit, au flux de MES, à la piézométrie, à l'humidité du sol, etc. dans le calcul de chaque fonction objectif. Pour les flux (hydriques ou particulaires), le poids attribué à chaque station est directement proportionnel à la taille du bassin qu'elle draine. Cette pondération permet de tenir compte des écarts dans l'ampleur des débits dues aux différences de taille de bassins versants. Pour les autres types de mesure (piézométrie et humidité des sols), le poids attribué à une station est proportionnel à la distance qui la sépare des autres staions. Cela permet de limiter l'influence des stations situées les unes à proximité des autres.

Le meilleur ensemble de paramètres, retenu à la suite de la calibration, est finalement appliquée sur une période qui n'a pas été utilisée pour la calibration du modèle (période de validation). La capacité du modèle à reproduire les débits, les flux de MES, etc. durant cette période permet d'évaluer la robustesse et la transférabilité du jeu de paramètres sélectionné.

2.2. Estimation des incertitudes

Lors de la calibration du modèle, plusieurs jeux de paramètres peuvent fournir des valeurs identiques ou très similaires de la fonction multi-objectif : il s'agit du concept d'équifinalité

(Beven et Binley, 1992 ; Beven et Freer, 2001). Par ailleurs, la calibration du modèle sur la base de nouvelles observations pourrait ne pas fournir la même solution. Ainsi, l'idée selon laquelle la simulation du système ne peut se faire qu'à partir d'un seul jeu de paramètres perd de sa crédibilité. En effet, des jeux de paramètres différents peuvent constituer des simulateurs du système tout aussi acceptables. Cela conduit alors à une incertitude dans le problème de calibration (incertitude des paramètres) et à une incertitude connexe de prédiction qu'il est nécessaire de quantifier (Aronica et al., 1998)

L'estimation des incertitudes de prédiction découlant des paramètres du modèle s'est faite par le biais de la méthode GLUE (Beven et Binley, 1992) qui s'inspire de l'analyse de sensibilité de Hornberger et Spear (1981). La méthode GLUE a permis de créer à partir du critère de performance $MultiObj$ présenté dans la section 2.1, l'intervalle de confiance à 90% qui est très couramment utilisé pour représenter l'intervalle d'incertitude autour des variables prédites par un modèle (débit, flux de MES, flux par charriage et niveaux piézométriques) (Blasone et al., 2008 ; Sellami et al., 2014). Les intervalles de confiance sont construits en considérant non pas seulement le meilleur jeu de paramètres mais tous les jeux de paramètres que l'utilisateur juge acceptable pour la prédiction. Les jeux de paramètres sont jugés acceptables lorsque la valeur de leur fonction multi-objectif $MultiObj$ est supérieure à un seuil ou plus couramment lorsqu'elle se situe dans un quantile que défini l'utilisateur. Dans cette étude, seules les simulations classées dans les dix meilleurs pourcents ont été considérées pour le calcul des intervalles de confiance. Les valeurs $MultiObj$ sont ensuite utilisées pour attribuer aux jeux de paramètres retenus des mesures de vraisemblance W (-) dont la somme vaut 1 (équation 2.43) :

$$W_i = \frac{MultiObj_i}{\sum_{k=1}^{N} MultiObj_k}$$

(Équation 2.43)

où N est le nombre de jeux de paramètres acceptables.

Les limites d'incertitude pondérées par la vraisemblance W sont ensuite calculées de la façon suivante (Montanari, 2005). Par exemple, prenons le débit au temps t simulé par les N jeux de paramètres acceptables $Q_{sim}^{i}(t)$, chacun caractérisé par sa propre mesure de vraisemblance W_i. Les valeurs $Q_{sim}^{i}(t)$ sont classées par ordre croissant et une probabilité de non-dépassement est attribuée à chacun d'eux, qui est égale à la somme cumulée des poids de vraisemblance W_i. Une fonction de distribution cumulative (CDF) des débits simulés peut alors être construite, avec le $Q_{sim}^{i}(t)$ le plus élevé associé à la probabilité de non-dépassement

égale à 1. À partir de cette fonction de répartition, les percentiles 0.05 et 0.95 sont sélectionnés pour fournir l'intervalle de confiance à 90% de $Q_{sim}^{i}(t)$. Cette procédure est répétée en se décalant dans le temp afin d'obtenir des enveloppes de prédiction couvrant la totalité de la période de calibration.

2.3. Analyse de sensibilité

Pour identifier les principaux paramètres de contrôle de la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants étudiés, des analyses de sensibilité sont réalisés. L'influence des paramètres de CAESAR-Lisflood et CLiDE est probablement variable d'un contexte à un autre, les analyses de sensibilité contribueront donc à comprendre les (dis)similarités entre les bassins versants. Les différences entre les bassins seront également évaluées en analysant la manière dont les valeurs optimales des paramètres varient d'un site à l'autre.

Les analyses de sensibilité ont été réalisées en considérant les fonctions multi-objectif associées aux débits, aux flux de MES… le but étant d'analyser l'influence des paramètres sur un aspect spécifique du modèle. Dans ce travail, l'échantillonnage de type Sobol, qui prévoit la variation simultanée de plusieurs paramètres à la fois, permet d'examiner le comportement de CAESAR-Lisflood et CLiDE de manière globale. L'analyse de sensibilité repose sur l'utilisation des indices de Sobol de 1er ordre S_i et d'ordre total ST_i qui permettent une décomposition de la variance des variables simulées. Les indices S_i quantifient la contribution individuelle d'un paramètre d'entrée x_i à la variance totale de la sortie y (équation 2.44) :

$$S_i = \frac{V[E(y|x_i)]}{V(y)}$$

(Équation 2.44)

où $V[E(y|x_i)]$ est la variance de y liée à x_i et $V(y)$ est la variance totale de y. Un paramètre avec un indice élevé indique un effet principal important de ce paramètre. La somme de tous les effets principaux est égale à 1 pour les modèles parfaitement additifs (linéaires), alors que cette somme est toujours inférieure à 1 pour les modèles non additifs (non linéaires). La différence (1-$\sum_i s_i$) est donc un indicateur de la présence d'interactions entre les paramètres d'entrée.

Les indices d'ordre total S_{Ti} quantifient l'impact total d'un paramètre d'entrée sur la sortie du modèle, en tenant également compte de son influence lorsqu'il est combiné avec les autres paramètres d'entrée (équation 2.45 ; Homma et Saltelli, 1996) :

$$S_{Ti} = 1 - \frac{V[E(y|x_{-i})]}{V(y)}$$

(Équation 2.45)

où $V[E(y|x_{-i})]$ représente la variance de y lié à tous les paramètres d'entrée sauf x_i. Comme pour les indices de premier ordre, la somme de tous les indices d'ordre total est égale à 1 pour les modèles parfaitement additifs (linéaires) alors que, contrairement aux indices de premier ordre, cette somme est toujours supérieure à 1 pour les modèles non additifs. Pour un paramètre donné, la différence des indices de Sobol S_{Ti} et S_i ($S_{Ti} - S_i$) est un indicateur direct de la force des interactions de ce paramètre avec les autres paramètres d'entrée.

La méthode de Saltelli (2002) est actuellement la référence pour l'estimation des indices de sensibilité de Sobol. Cependant, bien que cette approche fournisse des résultats robustes, l'un de ses principaux inconvénients est qu'elle nécessite, pour garantir la convergence des indices de Sobol avec un niveau de précision satisfaisant, l'exécution de $k.10^3$ simulations, avec k le nombre de paramètres calibrés (Donders et al., 2015). Pour les CAESAR-Lisflood et CLiDE, le temp de calcul et le nombre de paramètres est si élevé que la méthode de Saltelli nécessiterait un nombre de simulations irréalisable.

Par conséquent, pour réduire le coût de calcul associé à la méthode de Saltelli, d'autres méthodes de calcul des indices de Sobol, telles que les approches basées sur la méta-modélisation, ont été employées. L'idée de base de la méta-modélisation est de substituer le modèle original par une fonction ou un modèle plus simple qui capture les principales caractéristiques de la relation entre les paramètres d'entrée et la sortie. Le modèle de substitution est construit sur la base des couples paramètres-sorties obtenues à partir des simulations réalisées avec le modèle original (Pianosi et al., 2016).

Deux modèles de substitution (ou émulateurs), permettant une estimation satisfaisante des indices de Sobol à coût de calcul réduit ($k.10$ simulations ; Loeppky et al., 2009), ont été employés dans ce travail : i) La régression par processus gaussien (ou krigeage) qui est un algorithme de régression non linéaire probabiliste bayésien (Marrel et al., 2009) et ii) la régression multivariée par splines adaptatives (MARS), qui est une méthode non paramétrique se basant sur une combinaison linéaire de fonctions appelées splines (Francom et Sanso, 2020). Les résultats produits par les deux métamodèles seront comparés afin d'évaluer la robustesse dans l'estimation des indices de Sobol.

En outre, des diagrammes de dispersion uni et multi-dimensionnels ont été utilisés pour compléter les résultats fournis par les indices de Sobol. Ils permettent de visualiser la valeur

des fonctions multi-objectifs en fonction de celle des paramètres d'entrée et donc d'identifier les valeurs optimales de paramètres. Les diagrammes de dispersion multi-dimensionnels sont des graphiques qui permettent de visualiser dans un seul plan plusieurs variables. Ils permettent donc, à la différence des diagrammes de dispersion 1D, de visualiser les effets d'interaction entre plusieurs paramètres.

3. Informations contenues dans les séries temporelles

Plusieurs moyens et méthodes, dans le domaine temporel ou fréquentiel, peuvent être utilisés pour extraire l'information disponible dans une série temporelle et calculer des caractéristiques statistiques ou des métriques caractérisant sa variabilité (Box et Jenkins, 1976 ; Mangin, 1984). Dans cette étude, nous nous sommes concentrés sur quelques caractéristiques simples qui peuvent être quantifiées dans le domaine temporel et spectral. Elles sont déterminées en calculant les fonctions d'autocorrélation et les spectres de Fourier des signaux de sortie. Ces outils fournissent des informations sur la manière dont se répartit l'énergie dans le signal à travers les échelles de temps. Ce sont des outils puissants pour caractériser la variabilité temporelle des processus hydrologiques (e.g. Schilling et Zhang, 2012 ; Sakho et al., 2017 ; Slimani et al., 2009 ; El Janyani et al., 2014 ; Polcher et al., 2016) et sédimentaires (e.g. Pelacani et Schmitt, 2021) et quantifier la persistance ou la corrélation dans le temps des séries temporelles (e.g. Kirchner et Neal, 2013).

Il a été montré, par le biais de ces méthodes, qu'un bassin versant se comporte comme un filtre. Il transforme les signaux d'entrée erratiques ou non corrélés, comme les précipitations, en signaux de sortie plus lissés ou corrélés comme les débits, les niveaux piézométriques, les flux de MES, etc. Les régimes de corrélation des flux hydro-sédimentaires sont donc modifiés à mesure que l'eau et les sédiments se déplacent dans le système (Yang et al., 2018 ; Sabo et Post, 2008).

La persistance des flux d'eau et de sédiments mesurés à l'exutoire d'un bassin versant reflète donc la capacité de ce dernier à absorber le comportement intermittent des précipitations. Les bassins versants présentant des variables hydro-sédimentaires intermittentes ont une faible capacité de stockage ou d'amortissement et leur dynamique évolue rapidement sous l'influence de la variabilité climatique. En revanche, les bassins versants avec des variables hydro-sédimentaires persistantes ont une grande capacité de stockage, avec donc une réactivité assez faible du bassin à la pluie (Sabo et Post, 2008). Les méthodes de traitement du signal fournissent donc des informations sur la manière dont un bassin versant réagit, sur le court et le long terme, au forçage climatique. Les caractéristiques physiques des bassins versants, tels que la morphométrie, la lithologie, la pédologie ou

l'occupation des sols, déterminent leur propension à stocker l'eau et les sédiments et donc à amortir l'influence du climat (Chen et al., 2019). Par le biais de ces outils, il est donc possible de quantifier l'influence des conditions environnementales locales d'un bassin sur sa réactivité hydro-sédimentaire (Sabo et Post, 2008).

3.1. Autocorrélation

La fonction d'autocorrélation quantifie la dépendance linéaire de valeurs successives dans le temps (équation 2.46) :

$$C_k = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-k}(x_t - \overline{x})(x_{t+k} - \overline{x})$$

(Équation 2.46)

où k est le retard, n est la longueur de la chronique, x_t est la valeur de la chronique au temps t, et $\overline{x}$ est la valeur moyenne de la chronique. Les coefficients d'autocorrélation C_k sont estimés pour un retard k croissant compris entre 0 et m_r, m_r correspondant généralement à un tiers de la longueur de la série (Mangin, 1984).

Dans les séries temporelles lisses ou structurées, les valeurs successives ont tendance à être relativement proches les unes des autres, et par conséquent, la fonction d'autocorrélation diminue lentement. Au contraire, pour des séries temporelles grossières ou aléatoires (i.e., bruit blanc gaussien), les valeurs sont indépendantes les unes des autres, ce qui donne une fonction d'autocorrélation fortement décroissante. Les séries temporelles de précipitations sont généralement des séries temporelles faiblement autocorrélées. Les bassins versants lissent plus ou moins fortement les séries temporelles de précipitations, ce qui conduit à des séries temporelles de sortie (e.g. débits, flux sédimentaires, piézométrie et humidité de sols) plus autocorrélées (figure 2.2). Un tel filtrage dépend des caractéristiques internes du système : par exemple, on s'attend à ce qu'un bassin versant de petite taille et non végétalisé n'opère aucun lissage significatif de l'entrée, d'où un débit ou un flux sédimentaire faiblement autocorrélé. L'autocorrélation peut alors fournir une estimation de l'effet tampon ou effet mémoire d'un bassin versant.

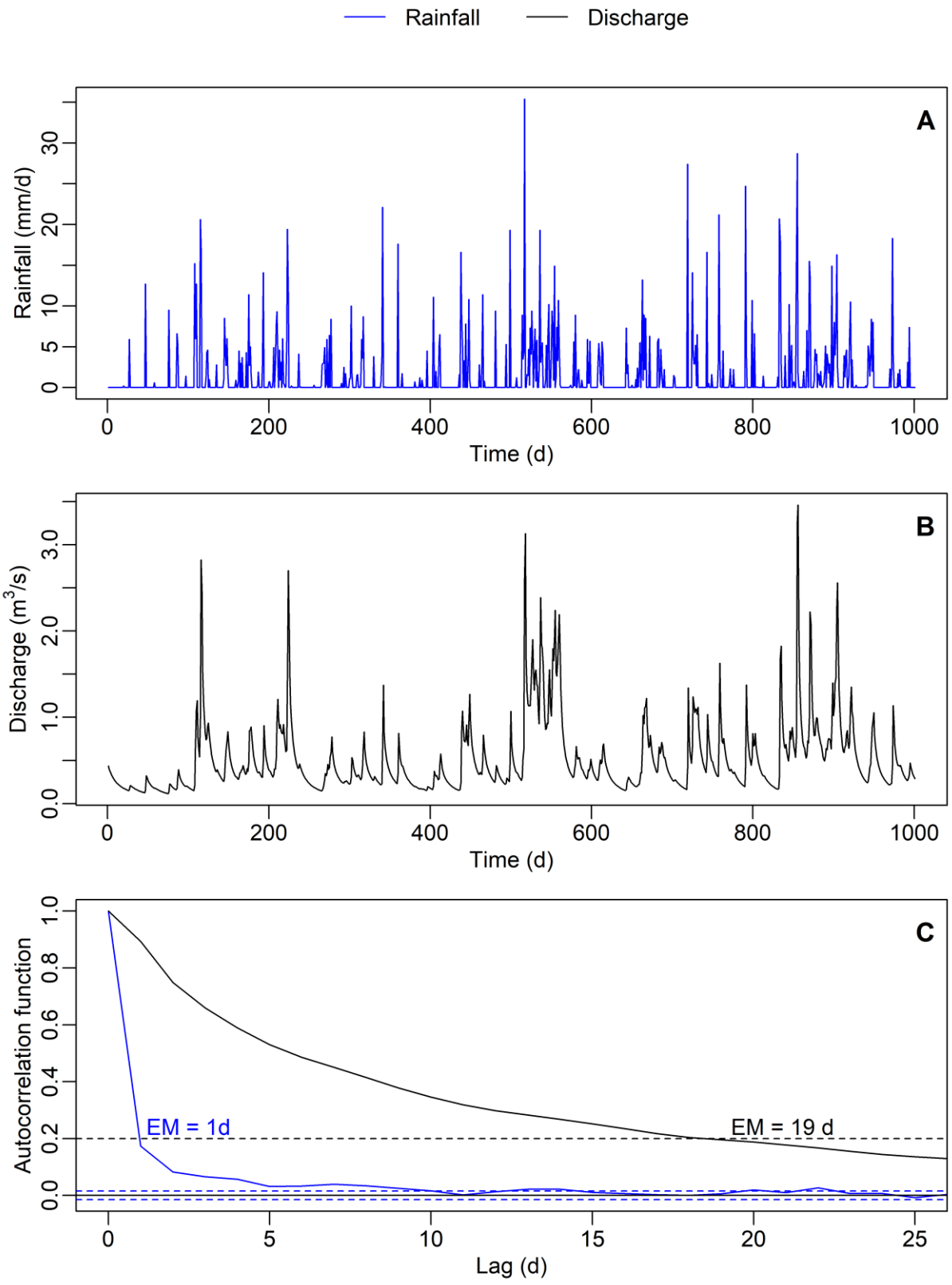


Figure 2.2. Fonctions d'autocorrélation (C) d'une série temporelle de pluie (courbe bleue ; A) et d'un débit à l'exutoire d'un bassin versant (courbe noire ; B). L'autocorrélation du débit diminue beaucoup plus lentement que celle des pluies et atteint la valeur 0.2 après 10 jours. La ligne en tirets noirs intervient dans le calcul de l'effet mémoire EM (Mangin, 1984) dont la valeur est indiquée.

Historiquement, l'effet mémoire d'un système est défini comme le temps nécessaire à la fonction d'autocorrélation pour atteindre un coefficient de 0.2 (Mangin 1984 ; Massei et al, 2006 ; Chiaudani et al., 2017 ; Schuler et al., 2020). Bien que l'effet mémoire corresponde en fait au comportement global de la fonction d'autocorrélation, le décalage temporel pour le coefficient 0.2 noté EM est suffisamment informatif pour caractériser l'autocorrélation du signal. Il a donc été utilisé dans cette thèse pour comparer les séries temporelles entre elles (figure 2.2). L'information apportée par EM reste malgré tout très intégratrice puisque l'autocorrélation est quantifiée sur l'ensemble du signal, sans distinguer les échelles de temps sur lesquelles elle se produit. Les spectres de Fourier qui permettent une décomposition fréquentielle du signal sont donc employés pour préciser les informations apportées par EM.

3.2. Spectres de Fourier

C'est un outil utilisé pour mesurer la distribution de l'énergie (variance) du signal à travers les fréquences (ou échelles) (Lima et al., 2003). En d'autres termes, il montre à quelles échelles l'énergie du signal est la plus forte. Si un signal contient des termes périodiques, ces derniers sont visibles dans le spectre sous la forme de pics. Cela indique qu'une quantité significative de variance est contenue dans ces fréquences (Wu, 1973 ; Press et al., 1989). Ce type d'analyse est donc utile pour détecter les périodicités dans un signal temporel (Wu, 1973).

Pour un signal $s(t)$, la transformée de Fourier $f(\omega)$ est donné par (équation 2.47) :

$$f(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) e^{i\omega t} dt$$

(Équation 2.47)

où ω est la fréquence.

On peut également utiliser les spectres de Fourier pour individualiser les régimes scalaires (ou régimes d'invariance d'échelle), c'est-à-dire les gammes de fréquences pour lesquelles la loi d'échelle est la même (Morales et Poveda., 2009 ; équation 2.48) :

$$E_n(\omega) = \omega^B$$

(Équation 2.48)

où ω est la fréquence, $E_n(\omega)$ est la densité spectrale de puissance (« power spectral density » en anglais ; unité du signal au carré ramenée sur une fréquence), et B est l'exposant

spectral ou la pente spectrale qui peut être estimée sur une représentation bi-logarithmique du spectre. La période du signal T peut être obtenue par le biais de la relation $T = 1/\omega$.

Dans cette étude, l'utilisation des spectres de Fourier a pour objectif de caractériser deux choses : tout d'abord les points de rupture Tx séparant les gammes d'invariance d'échelle, c'est à dire les plages pour lesquelles la linéarité log-log est observée sur le spectre de Fourier et ensuite la vitesse de décroissance du spectre pour chaque gamme d'invariance d'échelle (caractérisation des pentes B du spectre ; figure 2.3).

La pente spectrale, B, est une mesure de l'intermittence du signal, qui quantifie la cohérence temporelle du signal (Morales et Poveda, 2009). Alors qu'une pente spectrale B égale à 0 caractérise un signal purement aléatoire (signal non corrélé dans le temps, e.g. le bruit blanc), une pente spectrale B élevée correspond à un signal hautement cohérent et corrélé dans le temps (Ranjbar, 2020).

Les spectres de Fourier présentent typiquement un, deux ou trois régimes scalaires différents. Un régime scalaire peut s'interpréter comme la signature d'un processus physique bien défini. Un changement de régime scalaire à une fréquence caractéristique Tx implique une corrélation temporelle du signal différente au-dessus et au-dessous de Tx. Il révèle donc l'existence de plusieurs structures temporelles dans le signal, chacune d'elle étant associée à une réponse spécifique du système étudié.

Les fréquences de rupture Tx et les pentes des régimes scalaires B ont été estimées à l'aide de modèles de régression segmentés (ou régression linéaire par morceaux). Ces modèles ont été construits à l'aide de l'approche statistique décrite dans Muggeo (2003, 2008, 2020). Cette approche utilise la méthode du maximum de vraisemblance (AIC) pour estimer les paramètres du modèle (pente(s) et point(s) de rupture). Cette méthode suppose que le nombre de points de rupture est connu. Il s'agit d'une exigence raisonnable que l'on peut facilement satisfaire par une inspection visuelle des spectres de Fourier. Dans cette thèse, pour faciliter les comparaisons entre séries temporelles et études, un nombre maximum de deux ruptures (Tx1 et Tx2) et donc de trois pentes spectrales (B1, B2 et B3) est considéré pour l'ensemble des spectres. Tx1 et Tx2 correspondent aux fréquences limites séparant respectivement les régimes basses fréquences et fréquences intermédiaires et les régimes fréquences intermédiaires et hautes fréquences. B1, B2 et B3 définissent respectivement les exposants scalaires sur la partie « basse fréquence », « fréquence intermédiaire » et « haute fréquence » du spectre de Fourier. Lorsque les spectres présentent un seul point de rupture, les coefficients spectraux associés aux extrémités basses (B1) et hautes (B3) fréquences du

spectre sont rapportés. Pour les spectres ne présentant aucune rupture, seule la pente spectrale moyenne Bm est indiquée (figure 2.3).

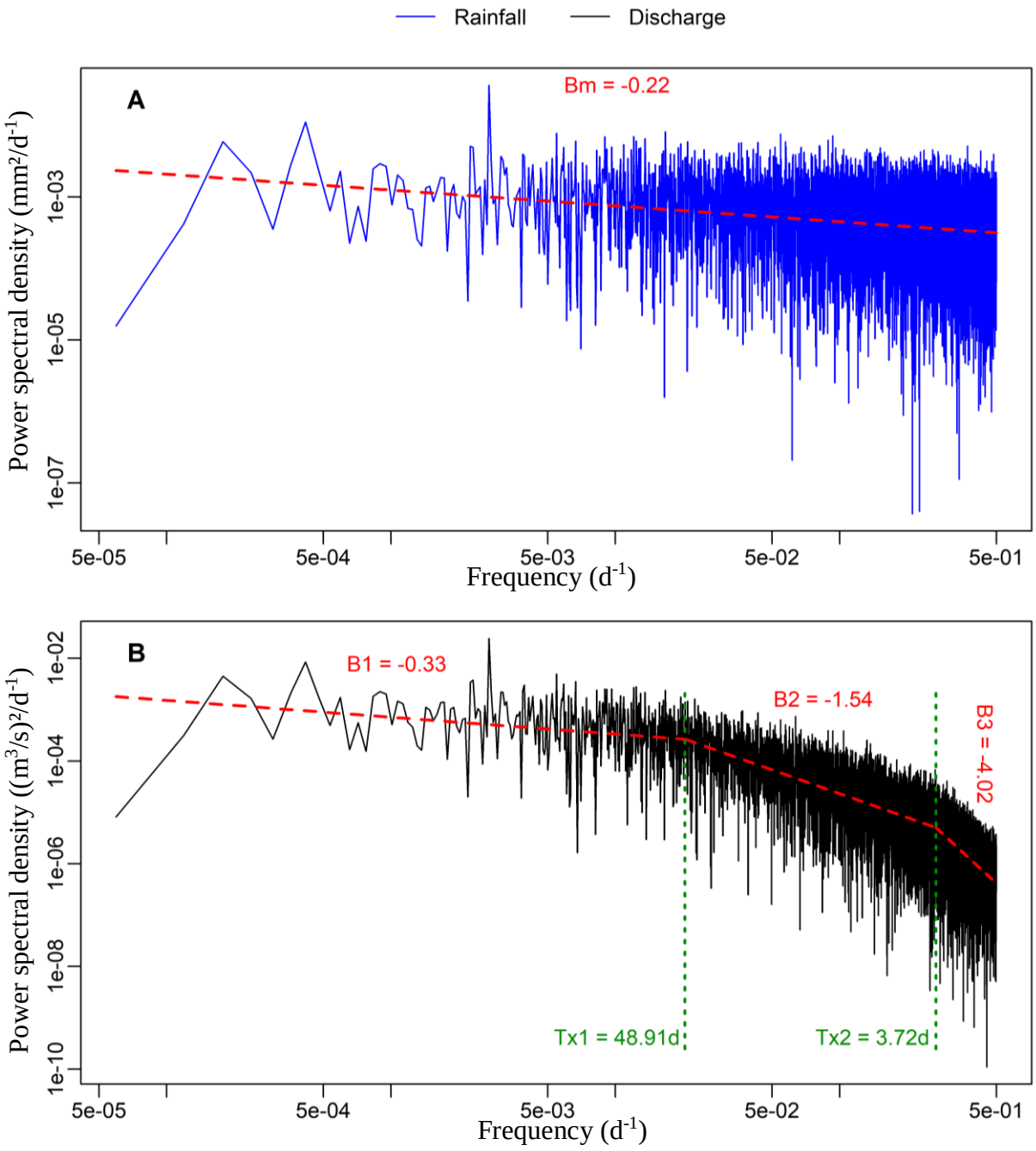


Figure 2.3. Spectres de Fourier d'une série temporelle de pluie (courbe bleue ; A) et d'un débit à l'exutoire d'un bassin versant (courbe noire ; B). Les fréquences de rupture Tx et les pentes spectrales B sont localisées sur chaque spectre.

Chapitre 3 : Génération de bassins versants synthétiques

1. Introduction

De études numériques par cas-tests sont généralement entreprises pour analyser la sensibilité des phénomènes de crues et d'érosion des sols aux caractéristiques physiques des bassins versants (e.g. Coulthard et Van de Wiel, 2007 ; Baartman et al., 2013 ; Wang, 2013). Les analyses sont pratiquement toutes menées sur des bassins versants virtuels simples dont les caractéristiques physiques, à la différence des bassins versants réels, sont parfaitement contrôlées. Les bassins versants virtuels prennent généralement l'allure de bassins versants avec une vallée formée par deux plans inclinés. Cependant, bien que ces bassins versants permettent une analyse méthodique des résultats, ils n'assurent pas une représentation réaliste des structures spatiales du paysage et des conditions de terrain. Ils peuvent donc mener par la suite à des erreurs potentielles de modélisation (e.g. production de débits et de flux sédimentaires inhabituels) et peuvent rendre difficile la généralisation de certains résultats. La méthode que nous proposons, valorisée par un article publié dans le volume 46 de la revue Earth Surface Processes and Landforms (Bunel et al., 2021), comble le fossé entre les bassins versants réels et les bassins versants virtuels traditionnels, en permettant de créer des bassins versants virtuels réalistes aux caractéristiques physiques parfaitement contrôlables. Outre la taille et la forme du bassin versant, la méthode proposée permet d'ajuster cinq paramètres de manière indépendante (c'est-à-dire que la modification de l'un des paramètres ne change pas la valeur des autres) : la densité de drainage, l'intégrale hypsométrique, la pente moyenne du chenal principal, l'occupation des sols et la granulométrie. Les trois premiers sont définis à l'aide d'une version modifiée de l'algorithme de Génevaux et al. (2013) et de procédures SIG, tandis que les deux autres sont ajustés dans CAESAR-Lisflood. Cette nouvelle méthode de génération de bassins versants virtuels offre un grand potentiel de recherche pour cerner les impacts des caractéristiques physiques des bassins versants sur leur dynamique hydro-sédimentaire (cf. chapitre 4).

2. Article de Bunel et al. (2021)

Check for updates

Received: 25 March 2020 | Revised: 4 December 2020 | Accepted: 7 December 2020

DOI: 10.1002/esp.5048

RESEARCH ARTICLE

ESPL WILEY

Generation of realistic synthetic catchments to explore fine continental surface processes

Raphaël Bunel[1] | Nicolas Lecoq[1] | Yoann Copard[1] | Eric Guérin[2] | Marco Van de Wiel[3] | Nicolas Massei[1]

[1]UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, University of Normandy, Rouen, France

[2]LIRIS, CNRS, UMR5205, University of Lyon, Lyon, France

[3]Centre for Agroecology, Water and Resilience, Coventry University, Coventry, UK

Correspondence
Raphaël Bunel, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, University of Normandy, 76000 Rouen, France.
Email: raphael.bunel1@univ-rouen.fr

Funding information
OZCAR Research Infrastructure (French Critical Zone Observatories, Research and Applications) through the Réseau de Bassins Versants (RBV).; Seine Normandy Water Agency (AESN)

Abstract

Understanding, analysing, and predicting the erosion mechanisms and sedimentary flows produced by catchments plays a key role in environmental conservation and restoration management and policies. Numerical case-testing studies are generally undertaken to analyse the sensitivity of flood and soil erosion processes to the physical characteristics of catchments. Most analyses are conducted on simple virtual catchments with physical characteristics that, unlike real catchments, are perfectly controlled. Virtual catchments generally correspond to V-shaped valley catchments. However, although these catchments are suitable for methodical analysis of the results, they do not provide a realistic representation of the spatial structures of the landscape and field conditions. They can, therefore, lead to potential modelling errors and can make it difficult to extend or generalize their results. Our proposed method bridges the gap between real and traditional virtual catchments by creating realistic virtual catchments with perfectly controllable physical characteristics. Our approach represents a real alternative to traditional test case procedures and provides a new framework for geomorphological and hydrological communities. It combines a field procedural generation approach, geographic information system processing procedures, and the CAESAR-Lisflood landscape evolution model. We illustrate how each of these components acts in the process of generating virtual catchments. Five physical parameters were adjusted and tested for each virtual catchment: drainage density, hypsometric integral, mean slope of the main channel, granulometry, and land use. One of our virtual catchments is compared with a real catchment and a virtual catchment produced by a standard method. This comparison indicates that our approach can produce more realistic virtual catchments than those produced by more traditional methods, while a high degree of controllability is maintained. This new method of generating virtual catchments therefore offers significant research potential to identify the impacts of the physical characteristics of catchments on hydro-sedimentary dynamics and responses.

KEYWORDS
CAESAR-Lisflood, controllable physical characteristics, GIS processing, procedural generation, realistic virtual catchments

1 | INTRODUCTION

Understanding, analysing, and predicting the erosion mechanisms and sedimentary flows produced by catchments plays a key role in environmental conservation and restoration management and policies. The hydro-sedimentary dynamics of catchments are controlled by natural climatic and geological forcings, which lead to the long-term structuring of landscape forms (i.e. geomorphology), as well as by anthropogenic forcings, which modify catchment characteristics over much shorter time scales (e.g. land use; Schumm & Parker, 1973; Nicholas & Quinne, 2007).

Several studies have been conducted to understand the influence of these forcings on the evolution of catchments and river systems (e.g. Macklin & Lewin, 1993; Brewer & Lewin, 1998). Most of them have been based on the acquisition of extensive field data. However, studies based on these data sets suffer from several limitations related to the spatial and temporal scale of the considered processes. First, field data, acquired on an ad hoc basis, do not exhaustively cover the great diversity of environments in terms of geomorphology, geology, pedology, and land use. It is therefore impossible to use these data to accurately analyse the sensitivity of a system to any of these parameters (Coulthard & Van de Wiel, 2012). Second, there is discontinuity between the temporal scale of the measurements and the temporal scale of the change: landscape evolution typically occurs on time scales too long to be understood based on field measurements only.

Sedimentary records represent alternatives for analysing the evolution of hydro-sedimentary dynamics and the forcings responsible for them. Nevertheless, these archives, which are generally incomplete because of erosion or non-sedimentation of particles, provide only a partial description of the past hydro-sedimentary dynamics of a catchment (Straub et al., 2020). Their low resolution and entanglement of forcings make it difficult to quantify the influence of each forcing and the effects of interactions (Notebaert et al., 2011; Hancock & Coulthard, 2012). Therefore, many uncertainties remain regarding the hydro-sedimentary dynamics of these catchments.

Numerical modelling can be an alternative solution to understand this dynamic by allowing the sensitivity of a system to a single parameter to be analysed over very long time scales. This can be done by adjusting only one parameter at a time and keeping all other parameters constant. This approach thus makes it possible to analyse separately how environmental conditions (e.g. land use) and internal processes (e.g. flows and sediment transport) influence the morphological evolution of catchments over the long term. Monitoring this evolution on large spatial and temporal scales requires the use of models with low computation time requirements to limit the duration of simulations. Landscape evolution models (LEMs) have been designed to operate at low computational costs by reducing the complexity of the processes involved in soil flow and erosion. These LEMs therefore allow simulations to be carried out over long periods of time and at the scale of entire catchments, unlike reductionist models that describe the physical processes in more detail (Bishop, 2007). The application of LEMs to virtual or case-test catchments is generally carried out to better understand the impacts of the physical characteristics of the catchments on their hydro-sedimentary dynamics (Baartman et al., 2013). This analysis would not be possible with real catchments because of their high complexity and heterogeneity. The use of virtual catchments with selected characteristics makes it possible to isolate the influence of each parameter under a range of environmental conditions and to avoid interference between parameters. However, although these catchments make methodical analysis of the results possible, they do not provide a realistic representation of the spatial structures of the landscape and field conditions. They are generally square or rectangular in shape and consist of a single valley formed by two symmetrical inclined planes. These catchments can therefore lead to potential modelling errors (e.g. production of unusual flows and sediment flows) and can make it difficult to generalize the results.

In this study, we propose a method to generate catchments with realistic and perfectly controllable morphometric characteristics to provide the opportunity to test, in subsequent work, the sensitivity of hydrological and sedimentary processes to the physical characteristics of the catchments. This type of empirical approach based on the use of synthetic cases is indeed fundamental to conducting such sensitivity studies, as existing databases are never sufficiently exhaustive in terms of basin shapes and hydro-sedimentary measures. No sensitivity analysis is conducted for this study as it focuses strictly on the development and evaluation of a method to produce realistic synthetic catchments. The proposed methodology creates virtual catchments by combining the terrain generation approach of Génevaux et al. (2013), geographic information system (GIS) processing procedures, and the CAESAR-Lisflood LEM (Coulthard et al., 2013). The latter was selected following a comparative study of different LEMs, as detailed below. Aside from size and shape of the catchment, the proposed method allows five key parameters to be adjusted independently (i.e. changing one of the parameters does not change the value of the others): drainage density, hypsometric integral, average slope of the main channel, land use, and grain size. The first three are defined using a modified version of the Génevaux et al. (2013) algorithm and additional GIS procedures, whereas the remaining two are adjusted within CAESAR-Lisflood. This combination of approaches allows us to produce a fully defined virtual catchment for each of the five physical parameters considered. It is therefore able to guarantee a systematic catchment generation procedure, ensuring a realistic representation of field conditions, spatial landscape structures, and modelled flows (Penny et al., 2013; Baartman et al., 2018). This new method of generating virtual catchments offers great research potential to identify, in future LEM studies, the impacts of the physical characteristics of catchments on flow dynamics and sediment flows, and therefore on their geomorphological evolution.

2 | REVIEW OF METHODS USED TO CREATE VIRTUAL CATCHMENTS

Since the advent of computer modelling, LEMs have been used to answer a wide range of geomorphological questions, often with the aim of gaining an exploratory understanding of the processes that lead to landscape development (Ahnert, 1977; Willgoose et al., 1991; Tucker & Slingerland, 1994). These models simulate spatially and temporally the processes of erosion and sedimentation and thus the dynamic adjustment of landscape shapes. Currently, the LEMs with the most active user communities are SIBERIA (Willgoose et al., 1991), CHILD (Tucker et al., 2001), LAPSUS (Schoorl et al., 2002), and CAESAR-Lisflood (Coulthard et al., 2013). These LEMs have become

laboratories of choice (Tucker & Hancock, 2010), where hypotheses related to the influence of morphometry, land use, and grain size on landscape dynamics can be tested. In this section, we review the methods used to define morphometry, grain size, and land use for the virtual catchments used in these LEM analyses. It is important to note that the first subsection refers to existing approaches to produce virtual catchments and is independent of the LEM under consideration. In contrast, the second and third subsections focus on the specific approaches adopted by the different LEMs listed above to consider the influence of grain size and land use in the simulation of water flow and sediment transport. A comparative analysis of each LEM's specific capabilities is carried out with the aim of ultimately specifying the most satisfactory LEM to represent land use and grain size in virtual catchments.

2.1 | Review of existing methods for creating virtual catchments

The morphological complexity of the produced virtual catchments used in LEM analyses has been addressed in previous studies using different parameters such as basin relief, soil roughness (Baartman et al., 2013), mean slope of the catchment, slope profile, drainage length, and catchment area (Zhang & Han, 2017).

Virtual catchments generally are square or rectangular in shape. They are derived from mathematical expressions producing a valley formed by two symmetrical inclined planes (Schoorl et al., 2000; Coulthard & Van de Wiel, 2007; Engida, 2010; Van de Wiel & Coulthard, 2010; Baartman et al., 2013; Wang, 2013). The valley may include a floodplain, alluvial terraces, or terraced crops (Baartman et al., 2013) (Figure 1A). Different slope profiles can be chosen: one with a wide valley bottom or one with a restricted valley bottom and an extended plateau (Beaujouan et al., 2001) (Figure 1B).

Virtual catchments can also be produced by modifying the digital elevation model (DEM) of a real-world reference catchment. For example, catchment characteristics such as average slope, drainage length, and catchment shape can be adjusted from a real-world DEM by changing the elevations and the axial extents of the catchment through the use of GIS packages (e.g. Coulthard & Van de Wiel, 2017; Zhang et al., 2017; Zhang & Han, 2017). However, this approach generates results that are only modified copies of the input DEM. With this method, for example, it is not possible to influence the shape of the hydrographic network.

No case-testing studies have attempted to examine the influence of the shape of the river system, although this is a parameter that strongly influences the response of catchments to precipitation (Carlston, 1963). A manually sketched hydrographic network can eventually be imposed in inclined planes (Thommeret et al., 2010). However, this operation can lead to results that, even after DEM conditioning, are not hydrologically and geomorphologically correct because the density and structure of this arbitrary network does not reflect the topography and microtopography of the catchment.

One alternative solution is to use a LEM to generate a 'plausible' topography that would be influenced by the chosen rates of tectonic uplift and fluvial incision (e.g. DeLong et al., 2007; Hobley et al., 2017). In this case, the LEM is used to create an initial catchment topography that can be used for subsequent sensitivity analysis in other LEM simulations. In this approach, fluvial incision is modelled using the stream power law, which expresses the variation in erosion rate as a function of an erosion coefficient K, drainage area A, channel slope S, and constants m and n [Equation 1)] (Wipple & Tucker, 1999):

$$E = KA^m S^n \quad (1)$$

The values of the coefficients K, m, and n play a major role in the evolution of the landscape as they control the relationship between

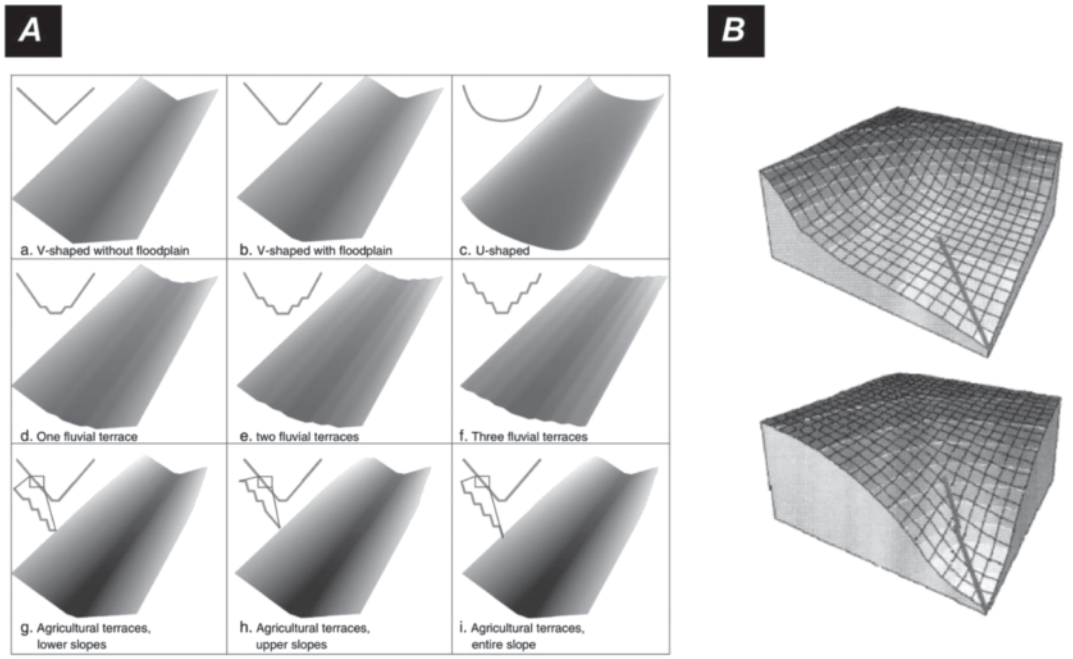


FIGURE 1 Examples of virtual catchments used in numerical case-testing studies: (A) Baartman et al. (2013); (B) Beaujouan et al. (2001)

the slope of the landscape, the drainage area, and erosion rates, as well as the prevalence of concentrated (fluvial) processes over diffuse (slope) processes. However, the parameters K, m, and n remain unknown constants, and their impacts on the produced relief still raise many questions (Croissant & Braun, 2014). They are based on questionable assumptions about the physics of erosion processes, which significantly limit the use of this model (Lague, 2014; Beer & Turowski, 2015). For example, a linear relationship between the erosion rate and the slope of the channel is generally assumed ($n = 1$), although several studies have demonstrated the existence of incision thresholds (e.g. Lague, 2014; Harel et al., 2016). In addition, the application of this law requires very fine spatial and temporal discretization, which imposes significant computational costs for large-scale landform generation (Tucker & Hancock, 2010).

Finally, Ebert et al. (1988) have defined a fractal approach that enables the automatic generation of landscape by combinations of noise functions. The creation of landscapes is very fast with this method: the algorithms are relatively simple and require few parameter adjustments compared to approaches based on physical processes. However, these approaches generate large-scale landscapes that seem unrealistic (geologically fresh looking) and there is a significant lack of control over the positioning of landscapes features, such as rivers and crest lines. Specific methods have been designed to include river networks in the fractal generation procedure (Kelley et al., 1988). However, due to their stochastic nature, these algorithms produce river networks and catchments that are not hydrologically and geomorphologically consistent.

The difficulty of efficiently generating large catchment areas that meet geomorphological requirements and the lack of controllability are therefore important problems for most current methods.

2.2 | Review of LEM methods for adjusting soil granulometry in virtual catchments

Although most LEMs integrate erosion and sedimentation processes into their operations, this is often done in a fairly basic way (Coulthard et al., 2007) (Table 1).

For example, SIBERIA and LAPSUS are based on a simplified form of Einstein's equation (Einstein, 1950) that assumes an increase in sediment transport with flow and slope. Within these models, this equation takes the form

$$q = \beta_1 Q^{m_1} S^{n_1} \tag{2}$$

where q is the sediment transport rate per unit width ($m^3\ s^{-1}\ m^{-1}$); Q is the flow rate per unit width ($m^3\ s^{-1}\ m^{-1}$); S is the slope ($m\ m^{-1}$); and β_1, m_1, and n_1 are constants (Hancock & Willgoose, 2002). The value of q calculated from Equation 2 is used to deduce the mass balance of each cell. Based on this calculation, the elevation of each cell is adjusted, and this adjustment reflects erosion and sediment deposition. However, the sediment transport formulation in SIBERIA and LAPSUS considers only one grain size fraction (Willgoose, 2005). This means that at present, these models are not able to simulate certain sedimentological and morphological properties of river beds related to the selective sorting of sediments. For example, although they are able to simulate the morphology of alluvial cones (Veldkamp et al., 2017), they struggle to reproduce some of the sedimentological features associated with these deposits (e.g. fining of particles from upstream to downstream).

Unlike SIBERIA and LAPSUS, CHILD employs a complete formulation of the Einstein transport equation using sediment density (ρ_s), water density (ρ), gravitational acceleration (g), grain size fraction (D), and dimensionless flow by compression (φ) based on shear stress and flow velocity:

$$q_i = \phi \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho) g D_i^3}{\rho}} \tag{3}$$

Furthermore, CHILD does not treat the channel bed as a single grain size fraction (Tucker et al., 2001). Indeed, in CHILD, selective sediment transport is possible with the use of a two-fraction approach (sand and gravel) based on Wilcock (1998). However, this two-fraction system is not sufficient to simulate phenomena such as the formation of armour plating at the bottom of the channel, for which selective erosion phenomena are important (Wilcock, 2001).

The most detailed representation of sediment granulometry is performed by CAESAR-Lisflood, which simulates the transport of nine granulometric fractions using one of two equations: the Einstein equation (Einstein, 1950) and the Wilcock and Crowe equation

TABLE 1 Technical comparison of selected attributes of four LEMs

	SIBERIA	CHILD	LAPSUS	CAESAR-Lisflood
Sediment transport equation	Simplified (Einstein, 1950)	Einstein (1950)	Simplified (Einstein, 1950)	Einstein (1950) or Wilcock and Crowe (2003)
Number of grain sizes	One	Two (sand and gravel)	One	Nine
Vegetation influence on soil mechanical properties?	Yes	Yes	Yes	Yes
Vegetation influence on soil hydrological properties?	No	Yes	Yes	Yes
Spatial and temporal evolution of land use?	No	Yes	Yes	Yes
Temporal resolution	Annual	Dynamic; can be as low as seconds	Annual	Dynamic; can be as low as seconds

(Wilcock & Crowe, 2003) (Van de Wiel et al., 2007). These formulas have different fields of application as they are derived from experiments carried out on different materials. Einstein's equation (Einstein, 1950) was developed from channels with beds mainly composed of grain sizes between 0.785 and 28.65 mm. The Wilcock and Crowe (2003) formula was developed from channel experiments involving sediment mixtures with grain sizes ranging from 0.5 to 64 mm.

The nine particle size fractions are included within a 3D layer system, thus enabling simulation of the development of stratigraphic units and depositional sequences (Coulthard & Van de Wiel, 2007; Van de Wiel et al., 2007). This configuration also allows the representation of phenomena for which selective erosion processes are important (e.g. development of an armour layer at the bottom of the channel in a limited transport model). CAESAR-Lisflood is also able to consider regolith erodibility in the presence of negligible soil cover and particle fracturing. This is based on an experimental soil development model developed by Vanwalleghem et al. (2013). This more complete representation of erosion and selective particle transport processes is a definite advantage of CAESAR-Lisflood over other LEMs (Temme et al., 2017).

2.3 | Review of LEM methods for land use adjustment in virtual catchments

Vegetation plays a major role in the evolution of the landscape, influencing the hydrological processes that take place in the soil and the degree of cohesion of the soil. From a hydrological point of view, vegetation can, among other things, absorb the kinetic energy of raindrops and reduce surface runoff by promoting infiltration (Brandt & Thornes, 1987; Rey, 2003). Vegetation also reduces soil moisture through evapotranspiration, which increases the soil's resistance to shear (Matsushi & Matsukura, 2006). From a mechanical point of view, the plant root system improves cohesion of the soil, increasing its shear strength (Preston & Crozier, 1999).

CHILD, SIBERIA, LAPSUS, and CAESAR-Lisflood have been used in a series of studies to assess the effects of vegetation on the topography of a former mining quarry (Evans et al., 1998), on drainage density (Collins et al., 2004; Istanbulluoglu & Bras, 2005), on channel length profile (Collins & Bras, 2010), and on ravine formation (Bastola et al., 2018). In these studies, depending on the LEM used, the effects of vegetation on hydrological processes and soil cohesion were taken into account in different ways.

Limited detachment conditions related to the presence of vegetation can be reproduced in SIBERIA, CHILD, and LAPSUS using the erodibility factor β_1 of the sediment transport Equation 2. This parameter generates high erosion rates when it takes on high values (Schoorl et al., 2002, 2014). LAPSUS has an additional parameter, the sedimentation factor, to reproduce the effect of vegetation on carrying capacity (Schoorl et al., 2002, 2014). Low values of this parameter indicate longer-distance transport of sediments, and high values generate large volumes of deposits (provided that the transport capacity has been exceeded). In CAESAR-Lisflood, the increased resistance of vegetated surfaces can be achieved through a linear plant growth model, although it is mainly a riparian vegetation model. In summary, the influence of vegetation on soil mechanical properties is generally better taken into account in LAPSUS and less well represented in CAESAR-Lisflood.

However, only LAPSUS and CAESAR-Lisflood, and to a lesser extent CHILD, are able to reproduce the effects of vegetation on flow hydraulics. SIBERIA only focuses on the erodibility of the regolith. The CHILD and CAESAR-Lisflood LEMs use the Manning coefficient in the calculation of flow velocity and shear stress (Istanbulluoglu & Bras, 2005). The adjustment of this coefficient can be done spatially by considering a zonal distribution of vegetation. In CAESAR-Lisflood, the influence of vegetation on soil water properties can also be achieved by adjusting a parameter acting on the storage and release of water inside the soil (detailed later). In LAPSUS, simulation of vegetation effects on soil hydrology is achieved using two parameters that can vary for each land use category: the infiltration capacity (Debolini et al., 2015) and runoff coefficient (Lesschen et al., 2009).

CHILD, LAPSUS, and CAESAR-Lisflood can address the effects related to the spatio-temporal evolution of vegetation as the values of their parameters can vary both in time and space. For example, unlike SIBERIA, they can model the growth and senescence of vegetation in different places. The spatio-temporal representation of vegetation is a strong point of LAPSUS, CHILD, and CAESAR-Lisflood as it is known to have a great influence on sediment transport and system connectivity (Foerster et al., 2014; Coulthard & Van de Wiel, 2017; Mishra et al., 2019). However, the annual time step of LAPSUS complicates its application for the analysis of the (very non-linear) effects of vegetation on flow and erosion processes (Baartman et al., 2013; Hancock et al., 2015). A finer time-step model such as CHILD or CAESAR-Lisflood is, therefore, better suited to analyse the influence of vegetation on landscape evolution (Temme et al., 2017).

Combined, the considerations from this and the previous subsection show that the CAESAR-Lisflood model allows the most detailed representation of erosion and deposition phenomena, with complete formulation of the Einstein equation and multiple granulometric fractions. It is also the only LEM that provides a detailed representation of the influence of vegetation on catchment hydrology in response to a short rain event (Table 1). For these reasons, the CAESAR-Lisflood model is considered to be the most appropriate model to represent the influence of grain size and plant cover in the virtual catchments.

3 | GENERATION OF REALISTIC VIRTUAL CATCHMENTS WITH PERFECTLY CONTROLLABLE PHYSICAL CHARACTERISTICS

3.1 | Methodological approach overview

There are many parameters for characterizing the morphometry of a landscape (Hengl & Reuter, 2009), but the morphological complexity of a landscape is mainly governed by the shape of the hydrographic network and the complexity of the relief (Cavalli & Marchi, 2008; Baartman et al., 2013). The method proposed in this study produces virtual catchment areas through five steps (Figure 2). First, a baseline virtual catchment DEM with a desired shape and size is created, and the location of the catchment outlet is specified. In this same step, which follows a modified algorithm of Génevaux et al. (2013), the

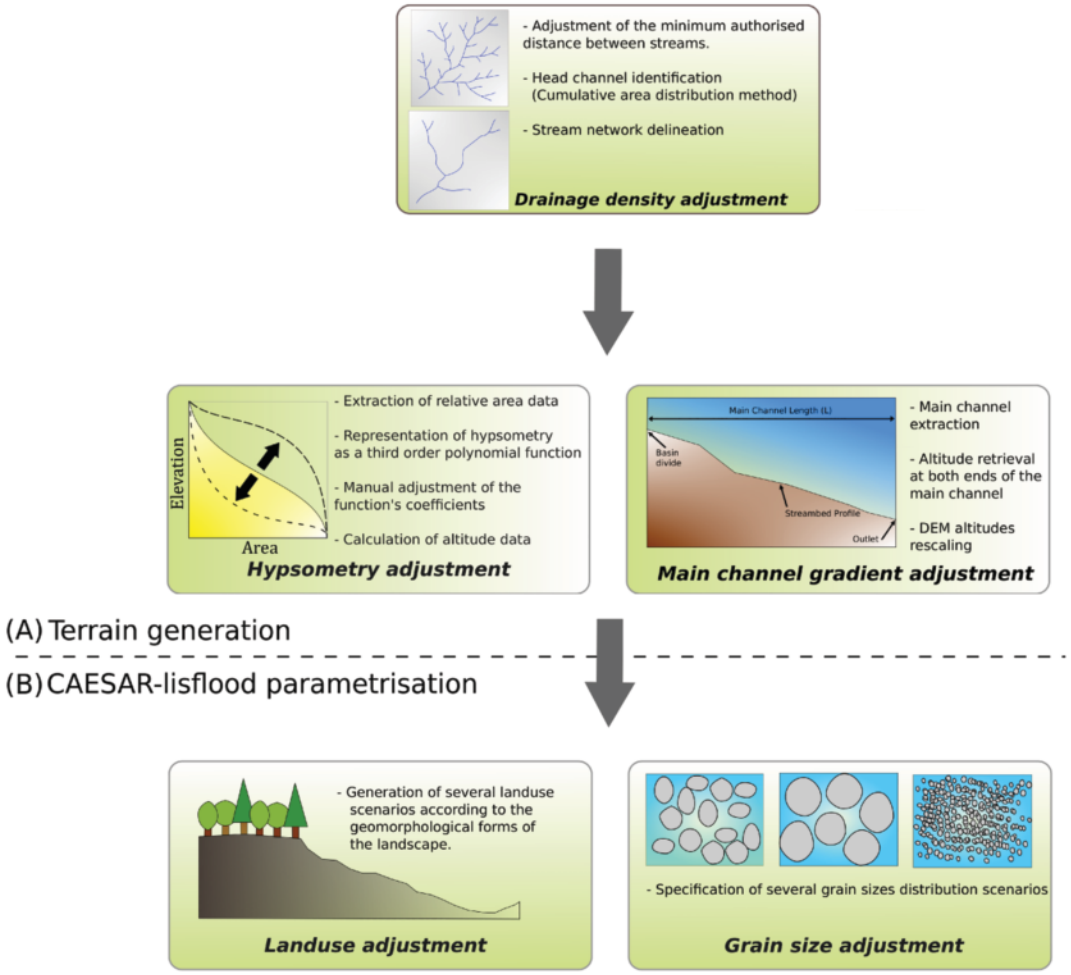


FIGURE 2 Overview of the proposed virtual catchments generation method. (A) Generation of topography using a modified version of the Génevaux et al. (2013) method and GIS processing procedures. (B) Production of different land use and granulometry scenarios in CAESAR-Lisflood LEM [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

drainage density is also adjusted. This algorithm for generating the virtual catchment with the desired drainage density is described below. In a second step and third step, the hypsometric integral and the mean slope of the main channel of the virtual catchment are adjusted. Finally, the land use and grain size of the soils of each virtual catchment are then adjusted during their implementation in the CAESAR-Lisflood LEM. Aside from the size and shape of the catchment, there are thus five physical parameters that control the morphology of the virtual catchment: drainage density, average slope of the main channel, hypsometric integral, land use, and soil granulometry. The choice of these five parameters is further justified in the following subsections. An important point is that each parameter can be adjusted independently of the other four, which, in the context of a LEM sensitivity analysis, allows precise examination of the influence of each parameter on the outputs of any subsequent analyses.

3.2 | Generation of virtual catchment DEMs

3.2.1 | Drainage density adjustment

The baseline for the virtual terrains is generated based on a modification of the method by Génevaux et al. (2013). The catchment size and catchment shape (e.g. elongated, rounded, stunted, axi-symmetrical, or curved catchments) and the relief can take any form desired by the user and are controlled by input parameters and two user-sketched slope maps (i.e. a terrain slope map and a river slope map; Figure 3). Génevaux et al.'s (2013) algorithm was originally designed to generate several river systems within an island by randomly drawing outlet points around the island. For the current study it was modified to be able to impose a single outlet and thus force all river segments to drain to this outlet.

Virtual catchments produced by the proposed method can be any size. Large basins are likely to be driven by marked internal processes ('autogenic processes') related to the storage and transient remobilization of sediments. This reinforces the inertia and non-linearity of the entire system towards external forcing(s) (Jerolmack & Paola, 2010; Van de Wiel & Coulthard, 2010). Thus, in the context of a LEM sensitivity analysis, using large catchments should make it easier to highlight dynamic differences in the morphometry of catchments. To ensure the efficiency of LEM calculations, the modelling of large spatial scales requires the use of grids with relatively low resolution (~30 m or more), as high-resolution data result in a large increase in computing time. Indeed, according to Perron (2011), an increase of the resolution by a factor n results in an increase in the calculation time of about n^3. A low-resolution

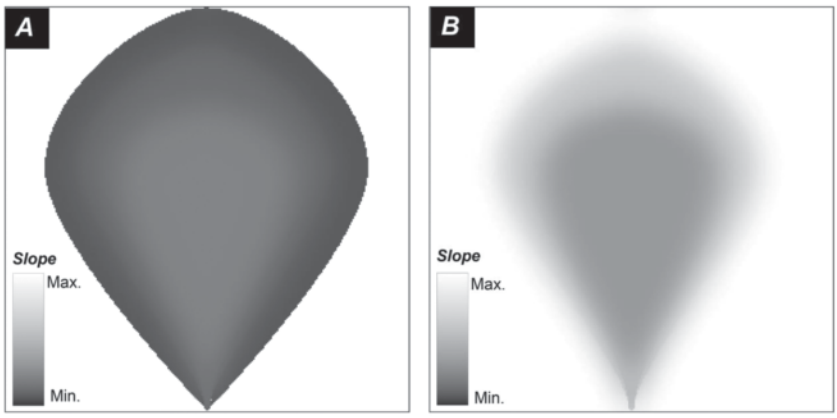


FIGURE 3 Constraint slope maps used to generate all of the virtual catchments presented in this paper: (A) terrain slope map; (B) river slope map

DEM inevitably omits certain complexities of the river system, such as the presence of sedimentary bars and islets in the channel or bank collapses (Van de Wiel et al., 2007). However, the main characteristics of the hydrographic network remain visible at low spatial resolution. In addition, it has been shown that LEMs can reliably predict sediment transport, even at low grid resolutions (Hancock et al., 2010). Considering these aspects, we herein illustrate our method using DEMs with a surface area of 35 km^2 and a resolution of 30 m. The method itself, however, can generate virtual catchments of any size and any resolution.

In addition to the key geometric properties of the catchment, Génevaux et al.'s (2013) algorithm also permits us to specify and adjust key geometric characteristics of the hydrographic network, namely the drainage pattern (e.g. parallel or trellic) and the drainage density. Shape characteristics of the hydrographic network are commonly used by hydrologists and geomorphologists to study the hydrological cycle, the exchanges between the land surface and the atmosphere, and the response of the land surface to environmental changes (Tarboton et al., 1989; Rodríguez-Iturbe et al., 1992). Many parameters exist to characterize the complexity of the hydrographic network, and many of them are correlated (e.g. drainage density, texture of drainage, frequency of drainage, frequency of first-order sections, and fractal dimension), although some, such as the confluence ratio and the length ratio, do not follow this correlation scheme. However, these parameters were not considered as their range of values remains poorly constrained. It is essential to constrain the parameters of the virtual basins in a range of the natural variation of the used parameters to avoid modelling errors (e.g. aberration of simulated flows). Therefore, the drainage density, a geomorphological measure that characterizes the proximity of the channels to each other, was considered herein to define the shape of the hydrographic network. Drainage density is generally calculated as the length of river channels divided by catchment area (L/L^2) (Horton, 1945).

The river slope map (Figure 3B) adjusts the distribution and the structure of the river network (e.g. dendritic, parallel, or trellis) and drives the position of plateaus, hillslopes, and valleys: rivers and valleys will develop preferentially in areas where specified river slopes are low. Therefore, this map makes it possible to intuitively define how the network will develop without having to sketch out the details of river locations. In contrast, the terrain slope map (Figure 3A) controls the slope of valleys and the importance of floodplain development: low values will result in gentle cross slopes and significant floodplain development. To create symmetrical dendritic channel networks, the two slope maps have simple symmetrical gradients: the river slope map should be defined to favour the placement of high-altitude areas at the periphery of the domain (high river slope values) and the spreading of the river network from the tip of the domain to areas with low river slope values (Figure 3B). To produce an accentuation of stream incision from the upstream to the downstream part of the catchment, the terrain slope map would need slightly greater values towards the centre thalweg (Figure 3A). The production of virtual catchments with a more orderly drainage network (e.g. trellis, rectangular, parallel, contorted, or annular network) would involve the production of more constraining slope maps. In these cases, the user should sketch the river slope map so that the low slope values are shown at the desired locations for the main valleys. For example, for an annular pattern, the river slope map should represent alternating rings of low and high slope values. Similarly, it is quite possible to place the main channel on one side of the catchment so that short, steep tributaries are formed on one side and longer, low-sloped rivers on the other.

The algorithm generates from the river slope map a hydrographic network in the form of a 3D polylines set. This geometric graph develops from an outlet and colonizes the upstream available space using a probabilistic approach (Génevaux et al., 2013). Network growth is based on a weighted function combining the elevation of candidate network nodes (calculated from the river slope map) and their priority defined from the Horton–Strahler stream classification. The river system expansion process also considers several production rules acting on the minimum allowed spacing between river sections and on the relative frequency of Horton–Strahler streams in the final network. The algorithm then uses the geometry and topology of the generated stream network to divide the domain into Voronoi polygons, each polygon consisting of ridge points, water inflow points, and an outflow. The elevation of the ridge points is calculated from the elevation of the neighbouring cells' centre and from the terrain slope map which will influence the gradient of the hillslopes. The flow discharge at the outlet, calculated from the catchment area using a power law, is used to classify river sections according to the Rosgen (1994) approach and thus refine the flow paths. Finally, the virtual catchment DEM is generated by combining the river network graph, the Voronoi diagram, flow discharge, and Rosgen types assigned to each river node. The roughness of the landscape is also adjusted by a correlated random noise which varies according to the

geomorphological context. The construction of the DEM is based on a procedural model combining terrain primitives and allows the creation of hills, mountains, and valleys as well as the detailed geometry of streams. This vector model, which allows the elevation to be obtained at any point in the catchment, is finally discretized and converted into a raster data model.

The adjustment of the drainage density is done during the creation of the DEM. However, the drainage density is not specified directly as an input parameter in the algorithm, but rather follows from a parameter defining the minimum allowed spacing between river sections. Hence, the drainage density value is experimentally regulated by a trial-and-error procedure requiring the subsequent extraction of the DEM hydrographic network from the generated virtual catchment area. Several methods exist to extract the hydrographic networks of DEMs. For low-resolution DEMs (>10 m), the detection of channel heads based on their geometric characteristics (e.g. plan-view curvature or long profile) is not reliable (Passalacqua et al., 2010; Clubb et al., 2014; Grieve et al., 2016), but the use of a simple contributory area threshold is sufficient. This threshold represents the minimum contributing area necessary to initiate the hydrographic network. The threshold value strongly affects the density of the extracted network. This value cannot be determined from the analysis of the drained slope–area relationship as it has been shown that the slope reversal observed on this type of graph represents the transition from convex to concave topography, not the transition from diffuse to concentrated erosion (Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993; Perera & Willgoose, 1998; Hancock, 2005). The method representing the cumulative distribution of drainage areas (CAD) is capable of identifying this transition zone and consequently the channel heads (McNamara et al., 2006). The CAD is the probability P of crossing a drainage area value at a given point in the catchment area. The probability of crossing P is obtained by dividing the number of DEM cells with a drainage area a greater than or equal to a given area (a^*) by the total number of cells (N_T):

$$P(a \geq a^*) = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} N_i}{N_T} \quad N_i = 0 \text{ if } a_i < a^*, N_i = 1 \text{ if } a_i \geq a^* \tag{4}$$

where a_i is the drainage area of the ith pixel.

The CAD has a shape that is common to many catchments. This distribution can be divided into three regions that express different flow regimes (Perera & Willgoose, 1998) (Figure 4D).

Region 1, associated with low drainage areas, represents the part of the catchment dominated by diffuse flows (slopes). Region 2 corresponds to the part of the catchment affected by concentrated flows. This region is described by a straight line in a logarithmic scale and therefore follows a power law. Region 3 consists of the areas near the outlet of the catchment. The discontinuities in this region come from the junctions of tributaries with the main channel. In this region, the probability of crossing decreases rapidly with the increase of the drainage area.

Figure 4 shows the CADs of three virtual catchments that differ only in their drainage density. The catchment with the most branched drainage system has a probability of crossing in region 1 that decreases slowly with increasing drainage area (Figure 4C). This reflects the fact that a high percentage of the catchment area has a low drainage area. However, the location of the transition between regions 1 and 2 is an indicator of the flow regime and, consequently, of erosion processes in the catchment area. The border between CAD regions 1 and 2 is located to the left, especially because diffuse flow transport is important (Perera & Willgoose, 1998). Log–log linearity (region 2, power law) is observed for very small drainage areas for the catchment with high drainage density because for this catchment,

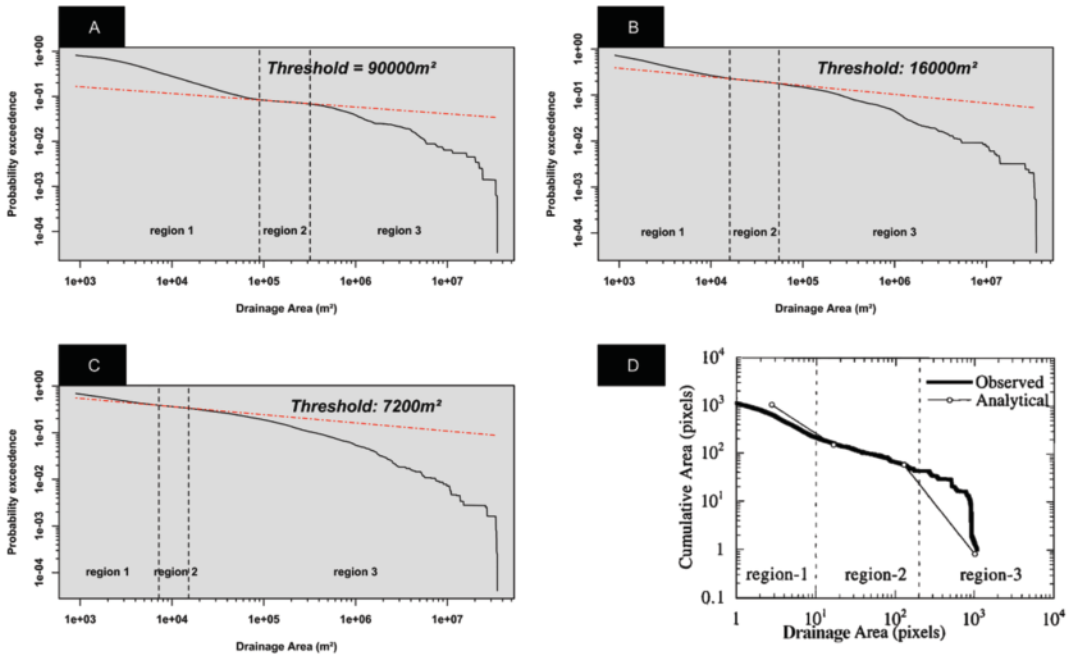


FIGURE 4 Cumulative area distribution associated with the three virtual catchments shown in Figure 5: (A) weakly, (B) moderately, and (C) strongly divided hydrographic network. (D) Cumulative area distribution of the middle creek catchment in Australia (after Perera & Willgoose, 1998). The vertical lines in each graph indicate regions with different flow regimes (see text for further explanation) [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

flows are mainly concentrated. Region 1 is therefore small for this catchment with a slope break that is difficult to identify (Figure 4C).

The river systems can then be derived from the flow accumulation thresholds identified on the CADs (boundary between regions 1 and 2). The very different values of the flow accumulation thresholds from one basin to another obviously result in very different drainage networks in terms of density (Figure 5).

The drainage densities of the three catchments generated with our method are respectively low (2.19 km km^{-2}, Figure 5A), moderate (5.51 km km^{-2}, Figure 5B), and very high (8.35 km km^{-2}, Figure 5C) according to Smith's classification (Smith, 1950).

The three hydrographic networks produced all extend to the limit of the catchment, although in reality the development of the networks is done both in terms of density and channel length. Thus, the proposed method does not allow considering an areal growth of the network, which supposes an increase in channel length with the increase in drainage density.

3.2.2 | Adjusting the hypsometric integral

The hypsometric integral is the second parameter chosen because it is the only parameter that integrates the distribution of altitudes within a catchment area. The hypsometric curve of a catchment represents the relative proportion of the surface area of the catchment above a given altitude, and is widely used in geomorphology to determine the erosive stages of catchments (Strahler, 1952; Schumm, 1956). This area–altitude curve is suitable to analyse the relief distribution in a catchment and to perform comparisons between different catchments. The shape of the hypsometric curve reflects the geomorphological development stage of the catchment. Convex hypsometric curves are characteristic of catchments with young relief and high erosion potential, whereas concave curves indicate a stage of more mature relief and very low erosion potential (Strahler, 1952). The hypsometric integral corresponds to the area under the hypsometric curve (Strahler, 1952; Schumm, 1956) and is also used to analyse the maturity of the catchment. For example, values close to 1 are associated with convex curves and reflect immaturity of the relief.

Harlin (1978) developed an approach that considers the hypsometric curve as a cumulative probability distribution. It consists of representing the hypsometric curve by a third-order polynomial function, allowed by the relatively simple shape of the hypsometric curve and the low number of inflections (Harlin, 1978):

$$f(x) = \frac{h}{H} = a_0 + a_1\frac{a}{A} + a_2\left(\frac{a}{A}\right)^2 + a_3\left(\frac{a}{A}\right)^3 \quad (5)$$

where h is the altitude, H is the total elevation difference, a is the surface area above altitude h, and A is the total surface area.

The hypsometric integral can be calculated by integrating h/H. The resolution of this integral consists of using linearity to separate the integral into a sum of integrals (Harlin, 1978):

$$HI = \int_0^1 a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 f(x)dx = \sum_{k=0}^{3}\frac{a_k}{k+1} \quad (6)$$

The proposed approach to adjust the hypsometric integral is based on a baseline DEM produced in the previous step with the modified version of the Génevaux et al. (2013) algorithm. It contains three main steps:

i. The attribute table of a DEM includes altitude and surface values, and it is therefore possible, by a simple operation, to calculate the relative surface area values (a/A).
ii. Once the relative area values are obtained, the relative altitude values (h/H) can be calculated. To do this, it is sufficient to describe the hypsometric curve in the form of the third-order polynomial law given in Equation 6. The adjustment of the coefficients a_0, a_1, a_2, and a_3 of the polynomial function then allows it

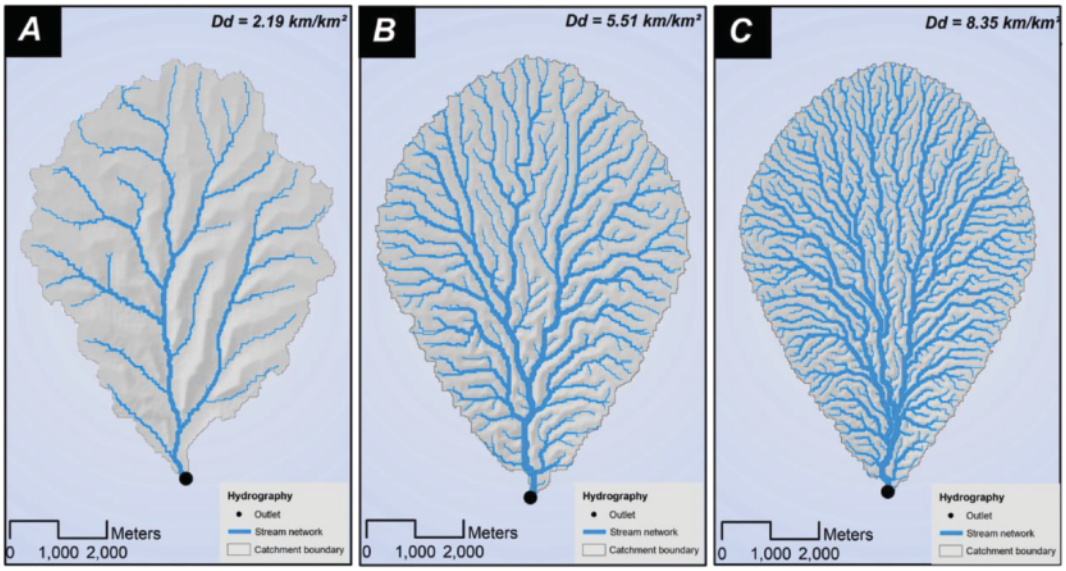


FIGURE 5 Maps of three virtual catchments produced with our method using drainage densities (D_d) equal to (A) 2.19 km km^{-2}, (B) 5.51 km km^{-2}, and (C) 8.35 km km^{-2}. Cumulative area distributions associated with these catchments are respectively shown in Figure 4 [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

to act on the relative altitude values (h/H) and thus on the shape of the hypsometric curve and its integral.

iii. It is then possible to spatially calculate the altitude data by applying the equations obtained in the previous step. These equations use as inputs the spatial values of relative surfaces.

To illustrate the method, we defined three hypsometric curves with very different shapes and hypsometric integral values (Figure 6D).

The first is strongly concave and has a very low hypsometric integral (HI = 0.25). The second has a convex shape with a hypsometric integral equal to 0.65. The third has a stronger convex shape with a hypsometric integral equal to 0.75. The equations describing these three hypsometric curves can then be used to generate three catchments showing very different hypsometry (Figures 6A–C). The low altitudes of catchment area A are very widely represented (low hypsometric integral) and are representative of a basin for which erosion processes would have been intense (Strahler, 1952). The altitudes of catchment area B are on average higher because higher altitudes occupy a larger area. This trend increases for catchment C, with high altitudes very widely represented and low altitudes restricted to the most downstream areas. Therefore, catchments A and B are characteristic of catchments with young relief and high erosion potential (Strahler, 1952).

3.2.3 | Adjustment of the mean slope of the main channel

There are many parameters to describe the relief and its elevation. Most of them are correlated, such as the total relief, main channel slope, and average slope of the terrain. The adjustment of the slope of the main channel was preferred because this morphometric parameter is one of the first to be considered for the analysis of the erosive power of a river (Wipple & Tucker, 1999). The river slope map provided in the first step to create the initial DEM does not allow for easy and accurate adjustment of the main channel mean slope, as its primary purpose is to indicate where the drainage network will be established.

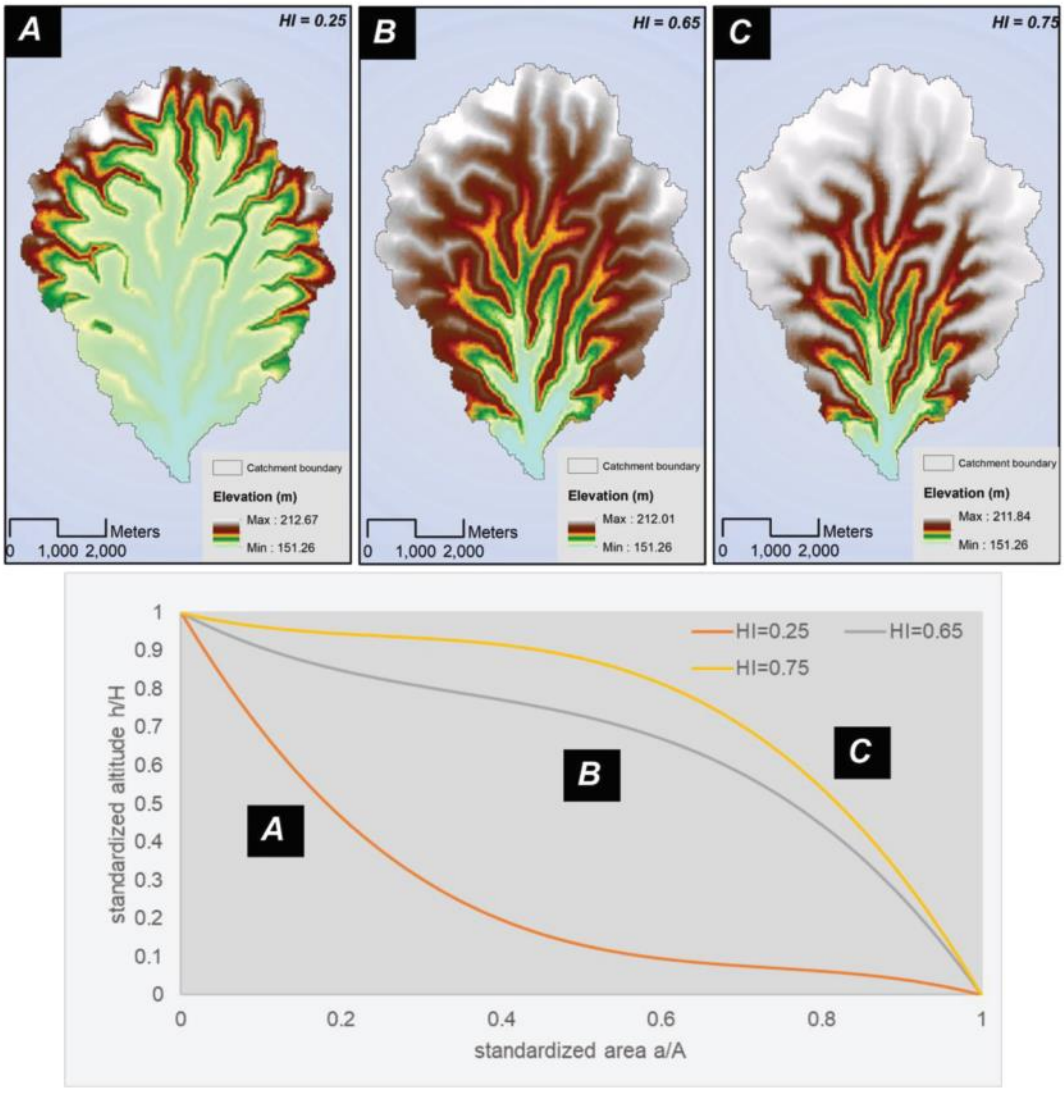


FIGURE 6 DEMs derived from Figure 5A's DEM by adjusting integral hypsometric to (A) 0.25, (B) 0.65, and (C) 0.75 values. The hypsometric curves of the three virtual catchments are displayed in (D) [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

The mean slope of the main channel (MCS) is the length of the longest flow path divided by the difference in elevation between its two ends (Asquith & Slade, 1997). The average slope of the main channel is adjusted by redefining the altitude range of the catchment based on the original topography produced during the adjustment step of the hypsometric integral. This resizing is done without modifying the distribution of values within the DEM (use of a linear mathematical function) so as not to affect hypsometry or previously defined hydrographic properties:

$$z = \frac{(x - x_{min}) \times (z_{max} - z_{min})}{(x_{max} - x_{min})} + z_{min} \quad (7)$$

where z represents the new altitude of the catchment at a given point. This value is between a minimum altitude z_{min} and a maximum altitude z_{max}; x is the initial altitude of the catchment between x_{min} and x_{max}.

Our method allows the automatic adjustment of z_{max} from an expected MCS slope gradient. This adjustment is performed via the following equation:

$$z_{max} = \frac{\left(-x_{min} \times \left(\frac{x_{max} - P_{max}}{x_{max} - x_{min}}\right)\right) + ((Pd \times L) + x_{min})}{1 - \left(\frac{x_{max} - P_{max}}{x_{max} - x_{min}}\right)} \quad (8)$$

where P_{max} represents the initial maximum altitude of the main channel (m) and L indicates the length of the main channel. The 'longest flow path' function available in ArcHydro can be used to estimate the length of the channel. The altitudes at each end of the flow path can then be obtained using the 'Extract Multi Values to Points' function.

It is important to emphasize that the resizing of altitudes is based on a linear mathematical function which allows us to fully preserve the original terrain slope patterns and ratios. This means that virtual catchments with high longitudinal slopes will necessarily have significant transverse slopes. This results in a greater incision in the drainage system and limited development of the floodplain. However, shallow longitudinal slopes will generate significant floodplains that are conducive to the lateral development of watercourses. This correlation between longitudinal and transverse slopes is generally found in river and hydrological system classification schemes (Rosgen, 1994; Winter, 2001). Indeed, Winter (2001) defined two main types of valleys according to their geographical locations: highland and lowland valleys. The former tends to have strong longitudinal gradients with steep slopes and almost non-existent flood plains. In contrast, lowland valleys have relatively low longitudinal gradients with gentle transverse slopes and significant development of floodplains.

To illustrate our method, three virtual catchments were produced that differ only in the mean slope of the main channel (Figure 7).

The catchment areas are represented with the same scale based on the strongest relief to make the altitude differences visible. The location of the main channel and its ends are also shown on each map. The average slope of the main channel of catchment area A is 0.005 m m^{-1}, which is representative of low-lying areas (Mesquita, 2008). That of the second catchment area is two orders of magnitude higher at 0.1 m m^{-1}. Finally, the last catchment area has a main channel slope equal to 0.2 m m^{-1}, which is a value generally observed in mountainous regions (Shen et al., 2016).

3.3 | Adjusting grain size and land use in the LEM CAESAR-Lisflood

Finally, as mentioned above, land use and granulometry have many effects on surface processes and thus on landscape evolution (Istanbulluoglu & Bras, 2005; Veldkamp et al., 2017). For example, deforestation or reforestation of surfaces modifies sedimentary movements and geomorphological connectivity across the basin (Liébault et al., 2005). Soil granulometry also has a significant impact on sediment production by promoting or not promoting the development of armour layers at the bottom of the channel (Hancock, 2009). This justifies the importance of these two parameters within the proposed method.

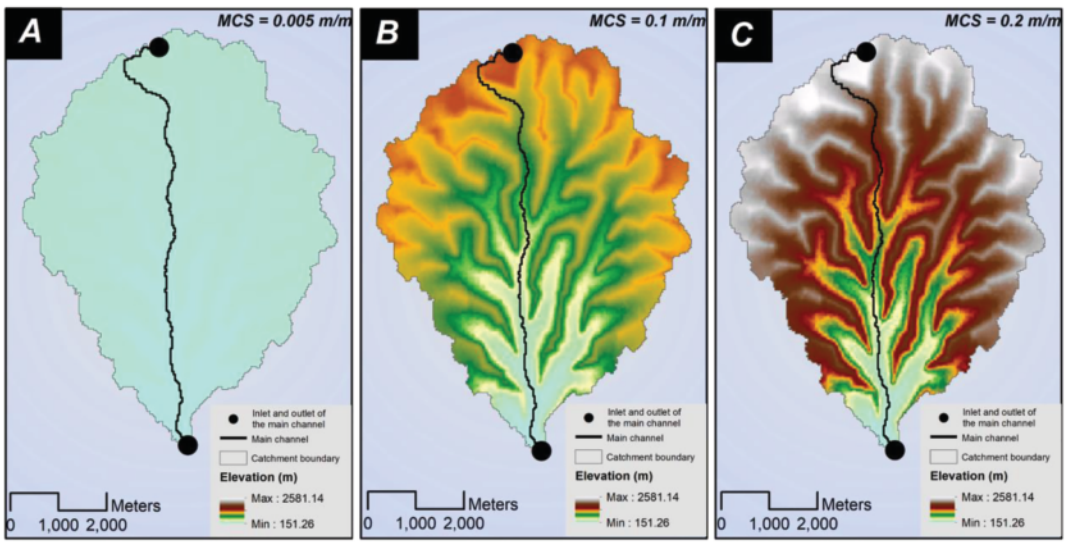


FIGURE 7 DEMs of three virtual catchments derived from Figure 6B's DEM by adjusting mean main channel slopes to (A) 0.005, (B) 0.1, and (C) 0.2 values. Note that the altitude values are represented with the same range of values for all three maps [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

3.3.1 | Land use adjustment

Land use adjustment of the virtual catchments is performed using the parameter *m* and the Manning coefficient of the CAESAR-Lisflood model. The Manning coefficient is used to calculate the depth and velocity of flows and is defined based on land use in the catchment area. Its value varies between 0.02 (urban areas) and 0.2 (forests) (Lewis et al., 2013). The parameter *m* is based on a modified version of the semi-distributed hydrological model TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979). It influences the characteristics of the modelled flood hydrograph by determining how quickly a catchment responds to rainfall input (Welsh et al., 2009). Large values of *m* increase the water retention capacity of the soil, leading to reduced flood peaks and a slow decline in the hydrograph's recession curve. These values therefore represent well-vegetated catchments (Welsh et al., 2009). Conversely, low *m* values increase soil transmissivity, induce hydrological reactivity of the system to rain, and thus represent catchments with sparse vegetation. A value of 0.02 is commonly used to represent dense forest cover, and a value of 0.005 is specified to represent poorly vegetated areas such as grasslands. Intermediate values represent a full range of vegetation cover (Beven et al., 1984). An improvement of the hydrological component of the CAESAR-Lisflood model was undertaken by Coulthard and Van de Wiel (2017) to input the spatial variations of the parameter *m* and the Manning coefficient. Our test-case generation method exploits this function by adjusting the land use of a catchment according to its geomorphology. Moreover, numerous studies show close correspondences between landscape forms and land use in various regions of the world (Mesquita, 2008; Elhag & Boteva, 2017; Segundo et al., 2017; Rudi et al., 2018). We propose three land use scenarios showing different locations of forest cover depending on whether it is at the valley bottom, on the slopes, or on the plateaus: (i) in the first scenario, forest cover is concentrated at the bottom of the valley, and the surface is bare for the rest of the catchment area; (ii) in the second scenario, forest cover is located on the slopes, with a total absence of vegetation on the remaining surfaces; and (iii) the last scenario corresponds to the case where forest cover is located on the plateaus without any vegetation at the bottom of the valley or on the slopes. The three geomorphological contexts of plateau, valley, and slope were extracted from the DEM using the semi-automatic classification method proposed by Jasiewicz and Stepinski (2013). This method classifies the numerical model into eight geomorphological classes (excluding the 'pit' and 'flat' categories eliminated during the post-treatment of the DEM). This process is based on the concept of geomorphons. Geomorphons are elementary structures that allow different geomorphological contexts to be expressed, and are obtained by comparing the altitude of a given cell with the altitudes of the eight surrounding cells and calculating the zenithal and nadir angles for the eight elevation profiles. The eight categories produced by the Jasiewicz and Stepinski method (Jasiewicz & Stepinski, 2013) were then reclassified to generate maps with three major classes: valley, plateau, and slope (Figure 8).

In the example in Figure 8, the plateaus, defined by the 'peak' and 'ridge' classes, represent only 13% of the area because of their incision by many valleys. The slopes, simple ('slope'), concave ('hollow'), or convex ('spur') from the shoulder ('shoulder') to the foothills ('footslope'), represent a total of 65% of the surface area of the catchment. The valley bottoms are relatively wide and represent 22% of the surface area of the virtual catchment.

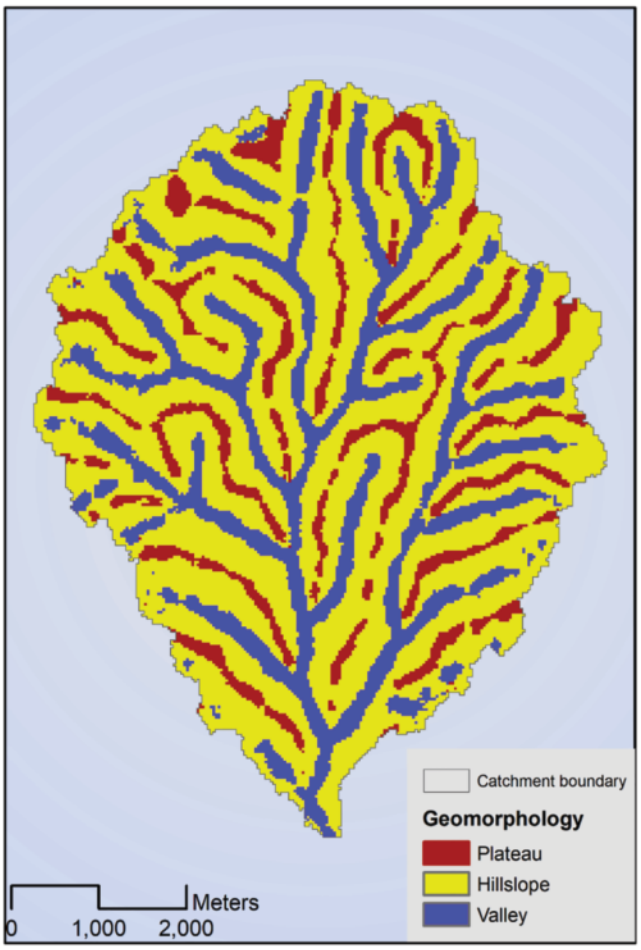


FIGURE 8 Geomorphological map obtained for a virtual catchment example by reclassifying the height geomorphological contexts generated by the Jasiewicz and Stepinski method (Jasiewicz & Stepinski, 2013) into three contexts: plateau, hillslope, and valley [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

3.3.2 | Adjustment of soil granulometry

It is possible to define different soil granulometry scenarios using CAESAR-Lisflood. This LEM allows the representation of sediment erosion, transport, and deposition through nine granulometric classes, included in a superimposed layer system (Van de Wiel et al., 2007). The calculation of the sediment flow q_i for each cell and each grain size fraction D_i is done either with Einstein's formula (Einstein, 1950) [Equation 3)] or with Wilcock and Crowe's formula (Wilcock & Crowe, 2003):

$$q_i = \frac{F_i U_*^3 W_i^*}{(s-1)g} \tag{9}$$

where F_i is the fractional volume of the particle size class i in the active layer, U_*^3 is the shear rate, W_i^* is a function linking the fractional flow to the total flow, and s is the ratio of sediment density to water density (Van de Wiel et al., 2007). The sediment flow can be restricted by the availability of a given grain size fraction in the topmost surface layer (limited detachment model). The calculation of

shear stress (τ) is essential for the application of Einstein's (1950) and Wilcock and Crowe's (2003) formulas. The value of τ is determined from the density of the water (ρ), a drag coefficient (C_d), and the velocity of the flows (u), integrated based on the runoff height:

$$\tau = \rho C_d u^2 \quad (10)$$

Eroded material is transported either as bedload or in suspension (although only the finest fraction can be transported in suspension) and is distributed to neighbouring cells according to the local slope of the ground in the first case and the speed of flow in the second case (Van de Wiel et al., 2007). At the end of each iteration, all the material transported as bedload is deposited in the receiving cell. In addition, the deposition of suspended sediments (V_{dep}) is calculated from their falling velocity v_f and their concentration κ (Van de Wiel et al., 2007):

$$V_{dep} = \kappa v_f Dx^2 dt \quad (11)$$

The soil granulometry of the catchments is initially homogeneous and is spatially distributed as selective erosion processes begin. The removal of fines from the channel bed during the first iterations generally results in a period of high sediment production (Coulthard et al., 2002).

Figure 9 shows three soil granulometry scenarios that can be implemented for virtual catchments. Scenario 1 produces soils composed of 80% silt and 20% sand (sandy bed river). The granulometry of scenario 2 is represented by depletion of fine particles and enrichment of coarse particles (60% silt, 25% sand, and 15% pebbles – gravel bed river). Scenario 3 follows the same trend, with lower and higher proportions of fine and coarse particles, respectively. The sediments are composed of 40% silt, 25% sand, 20% pebbles, and 15% cobbles (cobble bed river). In each scenario, particles smaller and larger than 0.63 mm are respectively transported in suspension and as bedload.

4 | POST-TREATMENT OF DEMS IN VIRTUAL CATCHMENTS

Before hydrological modelling can be applied to a DEM, it must be adjusted to be hydrologically correct. This post-treatment consists of removing peaks and valleys to allow water to flow freely to the outlet of the catchment.

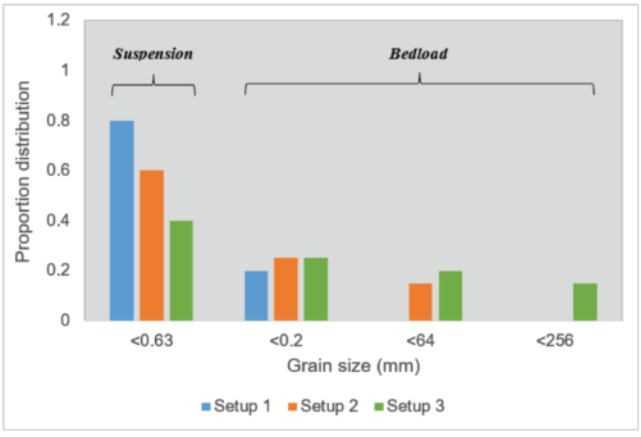


FIGURE 9 Examples of soil granulometry scenarios that can be implemented in LEM CAESAR-Lisflood. Setup 1, 2, and 3 present different proportions of fine and coarse particles [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

4.1 | Altitude smoothing using the ANUDEM algorithm

The local soil roughness, controlled by a function for generating coherent spatially auto-correlated noise (Perlin noise), is not a directly and easily adjustable element in the method of Génevaux et al. (2013). It seems exaggerated because random variations in altitude are observed in some areas, leading to the formation of depressions and peaks (Figure 10A).

Areas of incorrect altitude must be automatically detected and corrected, but all this must be done without degrading slope continuity, overall morphology, shape, and drainage structure. That would not be possible with a conventional pit removal procedure, which would result in the creation of numerous flat areas. There is an interpolation technique specifically designed to create hydrologically correct land surfaces while preserving both the ridge lines and the hydrographic network. This is the ANUDEM (Australian National University Digital Elevation Model) adaptive interpolation and smoothing method developed by Hutchinson (1989). The underlying interpolation algorithm of the ANUDEM programme is described in Hutchinson et al. (2013). The DEM is obtained with an iterative interpolation procedure of the spline type that respects the sudden changes in relief observed at the bottom of valleys. The interpolation procedure follows a multi-grid approach to optimize the execution rate. ANUDEM imposes a global drainage network using an algorithm that can consider different input entities (e.g. cliffs, lakes, and drainage networks). The parameter of the ANUDEM method relevant to reducing DEM noise is the discrete error parameter. This parameter controls the smoothing of the surface: the higher the value, the greater the filtering of peaks and valleys; the lower the value, the greater the roughness. In this study, the default value of this parameter (1) produces satisfactory results. Figure 10 illustrates the smoothing effect, showing that most depressions and peaks are removed with a decrease in roughness while perfectly preserving landforms.

4.2 | Correction of depressions and flat areas in DEMs

DEMs contain depressions or flat areas that can be artefacts. These elements cause discontinuity and local entrapment of surface runoff during hydrological modelling of catchments, which may not reflect the effect of overall morphology (Petroselli, 2012). Flat areas are relatively rare in reality; they occur totally randomly and we have no control over their frequency in the catchment and the effects they might have on water and sediment discharges (especially bedload). As a consequence, several algorithms for correcting depressions and flat areas have been published: (i) the Filling method (hereinafter Fill) (Jenson & Domingue, 1988), available in many GIS software packages such as ArcGIS and GRASS; (ii) the TOPAZ method (Martz & Garbrecht, 1999), available in the RICHDEM Python tool suite (Barnes et al., 2014); and (iii) the PEM4PIT method, distributed as an extension of the ArcGIS software (Grimaldi et al., 2007).

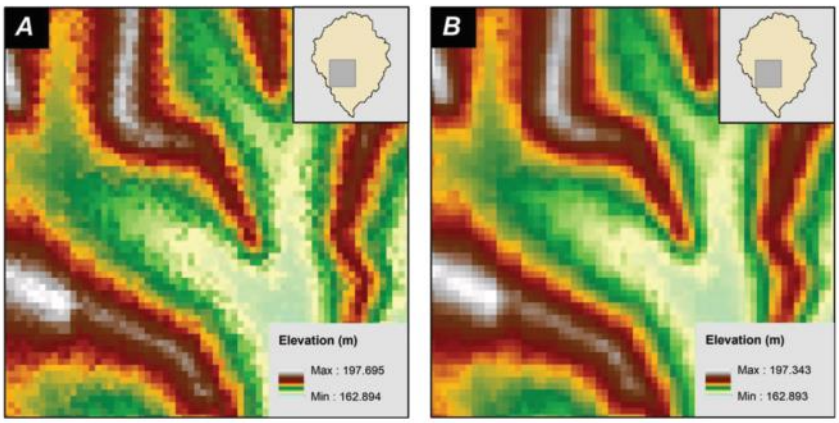


FIGURE 10 DEM noise reduction by applying the ANUDEM interpolation and smoothing method: (A) initial DEM; (B) DEM produced by ANUDEM re-interpolation/smoothing [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

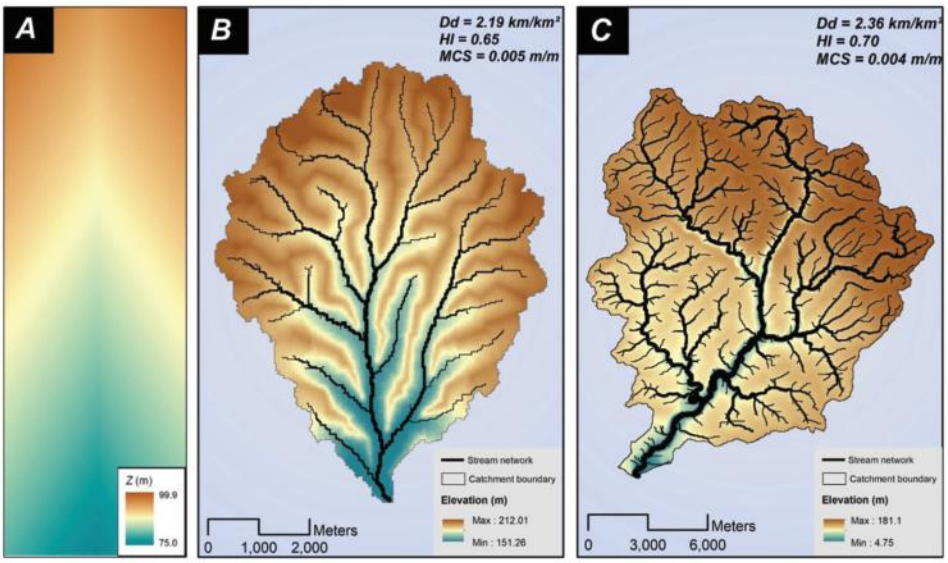


FIGURE 11 Topography comparison of (A) commonly produced virtual catchment (Van de Wiel & Coulthard, 2010), (B) virtual catchment produced by our method, and (C) a real catchment (Austreberthe, Normandy, France) [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

A methodological comparison of these three methods was carried out by Fernandez et al. (2016) to evaluate their effectiveness in correcting flat areas present in DEMs. In this study, the results were analysed in relation to the extent of the area affected by the correction, changes in elevation and slope, and the distribution of flow velocities. The results show the disadvantages of the standard Fill correction method. For advanced methods (TOPAZ and PEM4PIT), the correction processes are strongly influenced by the relief, sizes of the depressions, and their distribution (Fernandez et al., 2016). There are no methods that work optimally for all contexts. However, Fernandez et al. (2016) highlighted the greater versatility of the TOPAZ tool, which is effective in regions with very irregular terrain and in regions with low slopes. We have therefore chosen this tool for the correction of our virtual catchments DEM.

The TOPAZ tool was therefore applied to fill the depressions using an approach where the propagation of flows is limited to the cardinal directions (east, north, west, and south; i.e. a D4 regime) as seen in most LEMs. Indeed, with a traditional D8 method (flows in the cardinal and diagonal directions), depressions would remain and the continuity of flows in the CAESAR-Lisflood LEM would not be as well ensured.

Although these treatment procedures improve the quality of the DEM, they are likely to cause a slight change in drainage density and hypsometric integral. However, these changes remain minor and do not substantially affect the properties of the virtual catchment.

5 | RESULTS

Figure 11 compares the Austreberthe catchment in Normandy, France (Figure 11C) with a virtual catchment produced by our method (Figure 11B).

In order to make the comparison between the two catchments more explicit, the drainage density, hypsometric integral, and mean slope of the main channel were set at values commonly observed in the Normandy regional context (Laignel, 2003; Lequien, 2006; Mesquita, 2008; El Janyani, 2013). The virtual catchment generated by our method is visually similar to the morphology of the real catchment. The two river systems are very similar in organization: they are built around continuous ridge lines sharing several subcatchments. Both have a dendritic structure for which a hierarchical distribution of the main channel and its tributaries is observed. The distribution of the valley, plateau, and hillslope areas follows a coherent pattern consistent with that observed for the real catchment. Our method generates catchments whose relief appears to be shaped by erosion and weathering. These characteristics and this type of organization have

not been found in previous virtual catchments (e.g. V-shaped valley catchments, Figure 11A).

However, the terrain generated by our method still lacks continuity between valley and plateau areas, which explains the prominence of ridge lines, whether at the head of the catchment area or further downstream (Génevaux et al., 2013). It would be possible to prevent the creation of these huge ridges by limiting the maximum local slope to a threshold value. The narrowing of the valley section commonly observed with the decrease in drainage area is not – or only slightly – visible for our catchment (Zink et al., 2012). In contrast, the hydrographic network of the virtual catchment appears somewhat less branched and consists of numerous tributaries. Its bifurcation ratio (3.90) is higher than that of the Austreberthe catchment (3.44), indicating that low-order streams are more frequent in the river system. In addition, the stream length ratio is higher for the virtual catchment (2.30 vs 1.84), suggesting that high-order streams are proportionately longer. However, the values of drainage densities, hypsometric integrals, and average slopes of the main channels of the two catchment basins remain very close. Indeed, according to Smith's (1950) classification, both catchments have a low drainage density ($\sim$2 km km^{-2}). Their relatively high hypsometric integrals ($\sim$0.7) reflect convex hypsometric curves. Thus, high altitudes are predominantly represented and low altitudes are restricted to downstream areas. Finally, main channel slopes are both relatively low ($\sim$0.005 m m^{-1}), potentially resulting in long water and sediment transit times.

In contrast, land use was defined in CAESAR-Lisflood based on the geomorphology of the virtual catchment (Figure 8), since there is a strong landform–land use relationship in Normandy: indeed, most of the vegetation is concentrated on the hillslopes (Mesquita, 2008). A homogeneous grain size representative of the soils of the region (80% silts and 20% fine sands) was also defined in CAESAR-Lisflood to finalize the creation of the virtual catchment.

6 | DISCUSSION

This comparison confirms that the proposed method can successfully generate coherent and plausible virtual catchments on a large scale, while offering a high degree of control (e.g. the density of the hydrographic network is controlled by the user through the adjustment of a single parameter). We can control the structure of the terrain and the hydrographic network through simple and intuitive parameters. We are able to define the location of plateau and valley areas, the location of the catchment outlet, the location and trajectory of channels through the definition of intuitive slope maps.

The strength of our method is to allow the separate adjustment of the drainage density, hypsometric integral, mean slope of the main channel, land use, and soil granulometry in order to analyse precisely their influence on the evolution of the landscape. All the virtual catchments produced by our method are therefore designed assuming independence between the parameters considered. However, in reality, correlations exist between each of these parameters, but also with other parameters. Indeed, drainage density is influenced by factors such as soil permeability (influenced by soil granulometry), climate, vegetation, length, and average slope of the slopes, etc. In general, low drainage density values are observed in areas based on highly permeable materials (generally coarse grading) with low vegetation cover and low relief (Devlin, 2015). Meanwhile high drainage density values indicate areas with impermeable soils with sparse vegetation, mountainous relief (Nautiyal, 1994; Lazzaro et al., 2015), and fine grading (Devlin, 2015). Strahler (1952) also found that the hypsometric integral is inversely correlated with drainage density and channel slope. Separate adjustment of the different parameters can therefore lead us to produce unrealistic catchments. Thus, in addition to ensuring that each parameter is constrained within a range of values encountered in reality (Smith, 1950; Strahler, 1952; Shen et al., 2016), the user must verify the plausibility of a combination of parameters. In this sense, a bibliographical work is a preliminary step in the design of virtual catchments with the proposed method.

It should also be noted that the imposed drainage density slightly affects the shape of the catchment initially defined by the two slope maps. Indeed, the algorithm relies on the geometry of the river network to generate the Voronoi diagram and thus to calculate the drained areas. Catchments with low drainage density tend to deviate further from the shape initially defined, since their Voronoi diagrams have a coarser structuring. It is therefore impossible with the proposed approach to generate a set of catchments that have exactly the same shape, and that really only differ in density. However, the differences remain insignificant since the overall shape of the catchment area is completely preserved.

7 | CONCLUSION

This work proposes a new method for generating virtual catchments to simulate hydro-sediment transfer and landscape evolution, leading to a high level of control over the generation process. Our method consists of different components for the individual adjustment of five physical characteristics: drainage density, hypsometry, average slope of the main drain, granulometry, and land use. The generation of the virtual catchments is given by coupling a modified version of the field generation method of Génevaux et al. (2013) with GIS processing procedures and the CAESAR-Lisflood LEM. As with any catchment generation method, parameter adjustment requires a certain level of knowledge to find a consistent and plausible set of values. The values presented in this paper show that our method can be used to produce realistic virtual catchments efficiently, simply, and with a high degree of control, unlike standard approaches that produce unrealistic V-tilt type catchments. The difference shown between Figures 11A and B highlights the significant impact of the proposed approach and shows that the new method provides catchments with more hydrologically correct drainage networks than previous methods. Hence, our method seems to be effective in producing virtual catchments that can be used in the future to precisely examine the influences of different physical parameters of catchments on hydro-sediment dynamics. This illustrates the diversity of issues that can be addressed later through this work, such as the respective roles of landscape evolution and climate variability on the evolution over time of the hydro-sedimentary response and its non-linear nature (feedback).

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was financed by the Seine Normandy Water Agency (AESN) and also obtained financial support from the OZCAR Research Infrastructure (French Critical Zone Observatories, Research and

Applications) through the Réseau de Bassins Versants (RBV). We thank Sara J. Mason from Edanz Group (https://en-author-services.edanzgroup.com/) for editing a draft of this manuscript. We are also grateful for the reviewers' constructive comments, which improved the manuscript.

CONFLICT OF INTEREST

The authors declare no conflict of interest.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The data sets used and/or analysed during the current study are available from the corresponding author on reasonable request.

ORCID

Raphaël Bunel https://orcid.org/0000-0002-1536-4275
Yoann Copard https://orcid.org/0000-0002-6073-5100

REFERENCES

Ahnert F. 1977. Some comments on the quantitative formulation of geomorphological processes in a theoretical model. *Earth Surface Processes and Landforms* 2: 191–201.

Asquith WH, Slade RM Jr. 1997. *Regional Equations for Estimation of Peak-Streamflow Frequency for Natural Basins in Texas*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96-4307.

Baartman JEM, Masselink R, Keesstra SD, Temme JAM. 2013. Linking landscape morphological complexity and sediment connectivity. *Earth Surface Processes and Landforms* 38: 1457–1471.

Baartman JEM, Temme JAM, Saco PM. 2018. The effect of landform variation on vegetation patterning and related sediment dynamics. *Earth Surface Processes and Landforms* 43: 2121–2135.

Barnes R, Lehman C, Mulla D. 2014. Priority-flood: An optimal depression-filling and watershed-labeling algorithm for digital elevation models. *Computational Geosciences* 62: 17–127.

Bastola S, Dialynas YG, Bras RL, Noto LV, Istanbulluoglu E. 2018. The role of vegetation on gully erosion stabilization at a severely degraded landscape: A case study from Calhoun experimental critical zone observatory. *Geomorphology* 308: 25–39.

Beaujouan V, Durand P, Ruiz L. 2001. Modelling the effect of the spatial distribution of agricultural practices on nitrogen fluxes in rural catchments. *Ecological Modelling* 137: 93–105.

Beer AR, Turowski JM. 2015. Bedload transport controls intra-event bedrock erosion. *Earth Surface Dynamic* 3: 1–30.

Beven KJ, Kirkby MJ. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24: 43–69.

Beven KJ, Kirby MJ, Schofield N, Tagg AF. 1984. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology* 69: 119–143.

Bishop P. 2007. Long-term landscape evolution: Linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 329–365.

Brandt J, Thornes J. 1987. Erosional energetics. In *Energetics of Physical Environment: Energetic Approaches to Physical Geography*, Gregory KJ (ed). Wiley: Chichester; 51–87.

Brewer PA, Lewin J. 1998. Planform cyclicity in an unstable reach: Complex fluvial response to environmental change. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 989–1008.

Carlston CW. 1963. *Drainage Density and Streamflow*. U.S. Geological Survey Professional Paper 422-C.

Cavalli M, Marchi L. 2008. Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8: 323–333.

Clubb FJ, Mudd SM, Milodowski DT, Hurst MD, Slater LJ. 2014. Objective extraction of channel heads from high-resolution topographic data. *Water Resources Research* 50: 4283–4304.

Collins DBG, Bras RL. 2010. Climatic and ecological controls of equilibrium drainage density, relief, and channel concavity in dry lands. *Water Resources Research* 46: 1–18.

Collins DBG, Bras RL, Tucker GE. 2004. Modeling the effects of vegetation–erosion coupling on landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 109: 1–11.

Coulthard TJ, Hicks DM, Van de Wiel MJ. 2007. Cellular modelling of river catchments and reaches: Advantages, limitations and prospects. *Geomorphology* 90: 192–207.

Coulthard TJ, Macklin MG, Kirkby MJ. 2002. A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 269–288.

Coulthard TJ, Neal JC, Bates PD, Ramirez J, de Almeida GAM, Hancock GR. 2013. Integrating the LISFLOOD-FP 2D hydrodynamic model with the CAESAR model: Implications for modelling landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 38: 1897–1906.

Coulthard TJ, Van de Wiel MJ. 2007. Quantifying fluvial non-linearity and finding self-organized criticality? Insights from simulations of river basin evolution. *Geomorphology* 91: 216–235.

Coulthard TJ, Van de Wiel MJ. 2012. Modelling river history and evolution. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Series A* 370: 2123–2142.

Coulthard TJ, Van de Wiel MJ. 2017. Modelling long term basin scale sediment connectivity, driven by spatial land use changes. *Geomorphology* 277: 265–281.

Croissant T, Braun J. 2014. Constraining the stream power law: A novel approach combining a landscape evolution model and an inversion method. *Earth Surface Dynamics* 2: 155–166.

Debolini M, Schoorl JM, Temme A, Galli M, Bonari E. 2015. Changes in agricultural land use affecting future soil redistribution patterns: A case study in southern Tuscany (Italy). *Land Degradation & Development* 26: 574–586.

DeLong SB, Pelletier JD, Arnold L. 2007. Bedrock landscape development modeling: Calibration using field study, geochronology, and digital elevation model analysis. *Geological Society of America* 119: 157–173.

Devlin JF. 2015. HydrogeoSieveXL: An excel-based tool to estimate hydraulic conductivity from grain-size analysis. *Hydrogeology Journal* 23: 837–844.

Ebert D, Musgrave K, Peachey D, Perlin K, Worley S. 1988. *Texturing and Modeling: A Procedural Approach*. Academic Press: Cambridge, MA.

Einstein HA. 1950. The Bed-Load Function for Sediment Transport on Open Channel Flows. Technology Bulletin No. 1026. USDA Soil Conservation Service: Martinsville, IL.

El Janyani S. 2013. *Incidence des bétoires et de la karstogénèse des plateaux crayeux de la Haute-Normandie sur le fonctionnement hydrologique de l'équifère de la craie: Modélisation hydrogéologique des influences climatiques à différentes échelles spatio-temporelles*. PhD thesis, University of Rouen.

Elhag M, Boteva S. 2017. Understanding of the geomorphological elements in discrimination of typical Mediterranean land cover types. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Scienc* 95: 042041.

Engida AN. 2010. *Hydrological and suspended sediment modeling in the lake Tana Basin, Ethiopia*. PhD thesis, Université Joseph-Fourier – Grenoble I.

Evans KG, Willgoose GR, Saynor MJ, House T. 1998. Effect of Vegetation and Surface Amelioration on Simulated Landform Evolution of the Post-mining Landscape at ERA Ranger Mine, Northern Territory. Supervising Scientist Report 134. Supervising Scientist: Canberra.

Fernandez A, Adamowski J, Petroselli A. 2016. Analysis of the behavior of three digital elevation model correction methods on critical natural scenarios. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 8: 304–315.

Foerster S, Wilczok C, Brosinsky A, Segl K. 2014. Assessment of sediment connectivity from vegetation cover and topography using remotely sensed data in a dryland catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Soils and Sediments* 14: 1982–2000.

Génevaux J-D, Galin E, Guérin E, Peytavie A, Benes B. 2013. Terrain generation using procedural models based on hydrology. *ACM Transactions on Graphics* 32: 1–13.

Schoorl JM, Sonneveld MPW, Veldkamp A. 2000. Three-dimensional landscape process modelling: The effect of DEM resolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 25: 1025–1034.

Schoorl JM, Temme AJAM, Veldkamp T. 2014. Modelling centennial sediment waves in an eroding landscape – catchment complexity. *Earth Surface Processes and Landforms* 39: 1526–1537.

Schoorl JM, Veldkamp A, Bouma J. 2002. Modeling water and soil redistribution in a dynamic landscape context. *Soil Science Society of America Journal* 66: 1610–1619.

Schumm SA. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin* 67: 597–646.

Schumm SA, Parker RS. 1973. Implications of complex response of drainage systems for quaternary alluvial stratigraphy. *Nature Physical Science* 243: 99–100.

Segundo MIG, Bocco G, Velasquez A, Gajewski K. 2017. On the relationship between landforms and land use in tropical dry developing countries. A GIS and multivariate statistical approach. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía* 2017(93): 3–19.

Shen X, Anagnostou EN, Mei Y, Hong Y. 2016. Data descriptor; a global distributed basin morphometric dataset. *Scientific Data* 4: 160124.

Smith KG. 1950. Standards for grading texture of erosional topography. *American Journal of Science* 248: 655–668.

Strahler A. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin* 63: 923–938.

Straub KM, Duller RA, Foreman BZ, Hajek EA. 2020. Buffered, incomplete, and shredded: The challenges of reading an imperfect stratigraphic record. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface* 125(3): 1–44.

Tarboton DG, Bras RL, Rodriguez-Iturbe I. 1989. Scaling and elevation in river networks. *Water Resource Research* 25(9): 2037–2051.

Temme AJAM, Armitage J, Attal M, van Gorp W, Coulthard TJ, Schoorl JM. 2017. Developing, choosing and using landscape evolution models to inform field-based landscape reconstruction studies. *Earth Surface Processes and Landforms* 42: 2167–2183.

Thommeret N, Bailly JS, Puech C. 2010. Extraction of thalweg networks from DTMs: Application to badlands. *Hydrology and Earth System Sciences* 14: 1527–1536.

Tucker GE, Hancock GR. 2010. Modelling landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 35: 28–50.

Tucker GE, Lancaster ST, Gasparini NM, Bras RL, Rybarczyk SM. 2001. An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphic modelling using triangular irregular networks. *Computational Geosciences* 27: 959–973.

Tucker GE, Slingerland RL. 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modelling study. *Journal of Geophysical Research* 99: 12229–12243.

Van de Wiel MJ, Coulthard TJ. 2010. Self-organized criticality in river basins: Challenging sedimentary records of environmental change. *Geological Society of America* 38: 87–90.

Van de Wiel MJ, Coulthard TJ, Macklin MG, Lewin J. 2007. Embedding reach-scale fluvial dynamics within the CAESAR cellular automaton landscape evolution model. *Geomorphology* 90: 283–301.

Vanwalleghem T, Stockmann U, Minasny B, McBratney AB. 2013. A quantitative model for integrating landscape evolution and soil formation. *Journal of Geophysical Research-Earth* 118: 331–347.

Veldkamp A, Baartman JEM, Coulthard TJ, Maddy D, Schoorl JM, Storms JEA, Temme AJAM, van Balen R, Van de Wiel MJ, van Gorp W, Viveen W, Westaway R, Whittaker AC. 2017. Two decades of numerical modelling to understand long term fluvial archives: Advances and future perspectives. *Quaternary Science Reviews* 166: 177–187.

Wang Y. 2013. *Simulating complex hydro-geomorphic changes in lake-catchment systems*, PhD thesis, University of Southampton.

Welsh KE, Dearing JA, Chiverrell RC, Coulthard TJ. 2009. Testing a cellular modelling approach to simulating late-Holocene sediment and water transfer from catchment to lake in the French Alps since 1826. *Holocene* 19: 785–798.

Wilcock PR. 1998. Two-fraction model of initial sediment motion in gravel bed rivers. *Science* 280: 410–412.

Wilcock PR. 2001. Toward a practical method for estimating sediment transport rates in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1395–1408.

Wilcock PR, Crowe JC. 2003. Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering* 129: 120–128.

Willgoose G. 2005. Mathematical modeling of whole landscape evolution. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33: 443–459.

Willgoose G, Bras RL, Rodriguez-Iturbe I. 1991. Results from a new model of river basin evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 16: 237–254.

Winter TC. 2001. The concept of hydrologic landscapes. *Journal of the American Water Resources Association* 37: 335–349.

Wipple KX, Tucker GE. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research* 104: 17661–17674.

Zhang J, Dawei H, Song Y, Dai Q. 2017. Exploration of virtual catchments approach for runoff predictions of ungauged catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. https://doi.org/10.5194/hess-2017-289

Zhang J, Han D. 2017. Catchment morphing (CM): A novel approach for runoff modeling in ungauged catchments. *Water Resources Research* 53: 10899–10907.

Zink JM, Jennings GD, Price A. 2012. Morphology characteristics of southern Appalachian wilderness streams. *Journal of the American Water Resources Association* 48: 762–773.

How to cite this article: Bunel R, Lecoq N, Copard Y, Guérin E, Van de Wiel M, Massei N. Generation of realistic synthetic catchments to explore fine continental surface processes. *Earth Surf. Process. Landforms*. 2021;46:593–610. https://doi.org/10.1002/esp.5048

3. Synthèse de l'article de Bunel et al. (2021)

Notre approche constitue une alternative aux procédures traditionnelles par cas-test et offre un nouveau cadre de travail. Notre méthode couple une approche de génération procédurale de terrain développée par Génevaux et al. (2013), des procédures de traitement SIG et le modèle d'évolution de paysage CAESAR-Lisflood. Nous illustrons comment chacune de ces composantes agit dans le processus de génération de bassins versants virtuels. Notre méthode permet d'ajuster pour chaque bassin versant virtuel cinq paramètres physiques : la densité de drainage, l'intégrale hypsométrique, la pente moyenne du chenal principal, la granulométrie et l'occupation des sols. Plusieurs exemples sont présentés pour démontrer la performance de la méthode proposée. Des cartes de bassins versants virtuels avec des densités de drainage, des intégrales hypsométriques ou des pentes de chenal principal différentes sont par exemple montrés. L'un de nos bassins versants virtuels est comparé à un bassin versant réel (Austreberthe) et à un bassin versant virtuel produit par une méthode standard. Cette comparaison indique que notre approche peut produire des bassins versants virtuels plus réalistes que ceux produits par les méthodes plus traditionnelles tout en conservant un haut degré de contrôlabilité. Cette nouvelle méthode de génération de bassins versants virtuels offre donc un potentiel de recherche appréciable pour cerner les impacts des caractéristiques physiques des bassins versants sur leur dynamique hydro-sédimentaire (chapitre 4).

Chapitre 4 : Variabilité temporelle des flux sédimentaires selon les caractéristiques physiques des bassins versants. Application aux bassins versants synthétiques.

1. Introduction

L'érosion des sols est un problème environnemental global, en particulier l'érosion hydrique liée au ruissellement (ou précipitation) (Pimentel et al., 1995). Elle provoque la détérioration des propriétés physicochimiques et biologiques des sols, la perte de nutriments, la réduction de la productivité agricole et la perte de terres arables. L'érosion des sols entraine également en aval le dépôt de sédiments dans les rivières, la sédimentation des réservoirs et l'ensablement des chenaux avec des conséquences économiques importantes (Pimentel et al., 1995). Environ un sixième des terres émergées du monde ont été affectées par la dégradation des sols dans le passé, et 55,6% de la surface affectée a été rapportée comme étant endommagée par l'érosion hydrique (Hurni et al., 2008). Il est donc nécessaire de comprendre la manière dont le climat agit sur les volumes de sédiments exportés par les bassins versants fluviaux.

L'action du climat sur la production sédimentaire des bassins versants peut être modulée par la géologie, l'occuption des sols et la topographie des surfaces, que ce soit à l'échelle de l'événement (crue majeure) ou sur le long terme (érosion persistante des sols) (Hooke, 2000 ; Wilkinson et McElroy, 2007). Ainsi, le flux sédimentaire délivré à l'exutoire d'un bassin versant peut être très différent d'un bassin à un autre même si le climat est le même (Coulthard et Van de Wiel, 2013 ; Metivier et Gaudemer, 1999 ; Whipple et Tucker, 2002).Une meilleure compréhension de l'impact des propriétés physiques des bassins versants sur le transport sédimentaire est fondamentale pour mieux reconstruire l'histoire climatique et tectonique enregistrée dans les bassins sédimentaires, prédire le mouvement des sédiments contaminés et améliorer l'efficacité des programmes de gestion des bassins versants (Armitage et al., 2011 ; Pizzuto, 2014 ; Pizzuto et al., 2016). Il s'agit d'un besoin pressant, car ces systèmes devraient être confrontés à des conditions hydrologiques plus sévères en raison du changement climatique global et des modifications humaines des rivières et de leurs bassins versants.

Malgré les progrès réalisés au cours des dernières décennies (Tucker et Slingerland, 1997 ; Jerolmack et Paola, 2010 ; Straub et al., 2013 ; Romans et al., 2016), nous avons encore du mal à comprendre la manière dont les caractéristiques physiques et la dynamique interne des bassins versants agissent sur la variabilité du transport sédimentaire. En effet, ces caractéristiques physiques dépendent les unes des autres, ce qui entrave les efforts visant à déconvoluer leur influence relative dans la déformation du signal (Chen et al., 2021). Par exemple, un bassin peu végétalisé avec des gradients de pente élevés a tendance à présenter une densité de drainage élevée en raison de la capacité de transport importante des écoulements. D'autre part, l'effet combiné de l'occupation des sols, de la couverture

superficielle et de la géomorphologie sur la variabilité et la persistance du transport sédimentaire à travers les échelles temporelles n'a pas été étudié de manière précise et approfondie.

La variabilité et la persistance des flux sédimentaires ont été par exemple abordées par Shang et Kamae (2005), Saletti et al. (2015) Liang et al. (2021) ou encore Pelacani et Schmitt (2021). En analysant des flux journaliers de MES mesurés à l'exutoire du bassin versant du fleuve Jaune, Shang et Kamae (2005) ont rapporté une dépendance à long terme des flux de MES. Cela signifie donc une tendance des événements de transport intenses à se regrouper en de longues périodes de transport élevé. Cependant, à notre connaissance, l'influence séparé et combinée des caractéristiques physiques des bassins sur la discontinuité des flux sédimentaires à différentes échelles temporelles a été peu étudiée. En effet, à l'exception des travaux de Saletti et al. (2015), qui ont montré une augmentation de la persistance du transport sédimentaire avec la diminution de la taille des particules sédimentaires, on sait peu de choses des facteurs de contrôle de la persistance des flux sédimentaires. Ainsi, de nombreuses questions demeurent encore sans réponse (e.g. parmi les propriétés physiques d'un bassin, quelles sont celles ayant le plus d'impact sur les caractérisques de la réponse sédimentaire en termes de temps de réponse et échelles de temps caractéristiques, phénomènes d'intermittence et également forme de la réponse ?). On ne comprend également pas suffisamment la manière dont l'interaction entre les propriétés physiographiques agit sur la varabilité temporelle des flux. L'absence de réponses claires à ces questions rend difficile la mise en œuvre de politiques de gestion des bassins versants et aménagements sous changements environnemantaux.

Les modèles numériques à base physique fournissent un cadre idéal pour explorer la sensibilité de la réponse des bassins versants à une modification de leurs propriétés physiques (cf. chapitre 2). Dans ce chapitre, une approche empirique basée sur des bassins versants synthétiques (cf. chapitre 3), le modèle CAESAR-Lisflood (cf. chapitre 2, section 1.1) et les méthodes d'analyse et traitement du signal (cf. chapitre 2, section 3) est proposée afin d'examiner le rôle des caractéristiques physiques des bassins versants sur la réponse érosive selon un signal climatique donné. Nous avons fait le choix de considérer les caractéristiques physiques des bassins versants suivantes : (1) la densité de drainage, (2) la pente moyenne du chenal principal, (3) l'intégrale hypsométrique, (4) la granulométrie des sols, et (5) l'occupation des sols. En s'intéressant au signal de sortie que sont les flux sédimentaires, nous cherchons à montrer comment le signal d'entrée climatique (série journalière multi-décennale) est impacté par les propriétés physiques du bassin versant. En traçant la fonction d'autocorélation et le spectre de Fourier, comme cela a été largement fait dans les études

hydrologiques, le degré de mémoire (ou de persistance) dans le transport sédimentaire sera évalué à différentes échelles temporelles.Les métriques statistiques EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2 (cf. chapitre 2, section 3) seront extraites afin de caractériser de façon synthétique la sensibilité des réponses sédimentaires en termes de variabilité et d'intermittence. Dans cette étude, nous nous focalisons sur les flux sédimentaires car, à la différence des débits, très peu d'étude ont quantifié méthodiquement la manière dont la variabilité et la persistance de ces flux varient selon les propriétés physiques des bassins versants.

2. Approche méthodologique

2.1. **Conception des cas tests**

Un plan d'expérience multifactoriel a été conçu pour analyser l'influence séparée et combinée des cinq paramètres suivants sur le flux sédimentaire à l'exutoire des bassins versants : la densité de drainage (DD), l'intégrale hypsométrique (HI), la pente moyenne du chenal principal (MSC), l'occupation des sols et la granulométrie des sédiments (figure 4.1). Nous avons considéré pour chacun de ces facteurs 3 valeurs différentes (voir ci-dessous) ce qui génère un ensemble de 243 simulations (3^5). Cette approche permet ainsi de considérer la complexité des facteurs qui interviennent dans le transport sédimentaire et d'identifier de possibles effets d'interaction entre eux. Il faut noter que pour l'ensemble des 243 simulations, les autres caractéristiques du bassin versant, comme la surface et la forme, sont les mêmes.

Densité de drainage (DD) : la densité de drainage d'un bassin versant est la longueur totale du réseau de cours d'eau divisée par la superficie du bassin versant. Une densité de drainage élevée est le marqueur d'un ruissellement de surface important (Horton, 1945). Trois valeurs de densité de drainage, correspondant aux bornes de la classification de Smith (1950), ont été considérées : 2.19, 5.51 et 8.35 km/km².

Hypsométrie et intégrale hypsométrique (HI) : l'hypsométrie d'un bassin versant décrit la distribution des altitudes dans le bassin. Elle fournit des informations sur l'état de maturité géomorphologique d'un bassin versant (Strahler, 1952). L'intégrale hypsométrique (HI) est une quantité sans dimension qui représente la surface sous la courbe hypsométrique et qui caractérise la maturité érosive d'un bassin versant. Nous avons considéré trois valeurs d'intégrale hypsométrique (HI = 0.25, HI = 0.65 et HI = 0.75), définies de manière à couvrir la gamme des possibles répertoriés par Strahler et al. (1952).

Pente moyenne du chenal principal (MSC) : elle correspond à la longueur du chemin d'écoulement le plus long divisée par la différence d'altitude entre ses deux extrémités (Asquith and Slade 1997). La pente moyenne du chenal principal de chaque bassin versant est modifiée

de façon à générer des bassins versants fortement pentus (MSC = 0.2), moyennement pentus (MSC = 0.1) et faiblement pentus (MSC = 0.005).

Occupation des sols : l'occupation des sols des bassins versants a été modifiée de manière à répartir les zones boisées soit en vallée (FL.V), soit sur les versants (FL.H) ou soit sur les plateaux (FL.P). Dans chacune de ces trois situations, les zones non boisées correspondent à des zones où la végétation est totalement absente. En agissant sur le positionement des zones boisées dans le bassin (« Forest Location » ; FL), nous intervenons également indirectement sur les superficies en forêt puisque la superficie de chaque forme géomorphologique n'est pas la même et elle évolue selon la densité de drainage du bassin. Une sixième variable « Forest Area » (FA) tenant compte de ces effets a donc été incluse dans les analyses. L'ajustement de l'occupation des sols s'est fait à l'aide du paramètre m de la composante hydrologique de CAESAR-Lisflood (cf. chapitre 3). Dans cette étude, l'effet de la végétation sur la rugosité et la résistance des surfaces, représentée par le coefficient de Manning n (chapitre 2, section 1.1.2) et le module de croissance des végétaux (chapitre 2, section 1.1.4), n'est pas considéré. En effet, la composante de croissance des végétaux a été désactivée et une valeur spatialement homogène de n (0.04) a été choisie.

Granulométrie des sédiments : Trois situations issues de contextes géologiques et pédologiques contrastés ont été considérées : la première (GS.0.0904) considère une faible hétérométrie des tailles de particules constituées à 80% de silts ($prop_gs_1$ = 0.8, gs_1 = 0.063 mm) et à 20% de sables ($prop_gs_2$ = 0.2, gs_2 = 0.2 mm ; diamètre moyen égal à 0.0904 mm). La deuxième situation (GS.9.6878) représente un appauvrissement des sols en particules fines (silts : $prop_gs_1$ = 0.6, gs_1 = 0.063 mm) et un enrichissement en particules grossières (sables et cailloux : $prop_gs_2$ = 0.25, gs_2 = 0.2 mm, $prop_gs_3$ = 0.15 et gs_3 = 64 mm ; diamètre moyen égal à 9.6878 mm). Pour la troisième situation (GS.51.2752), les sédiments sont composés à 40% de silts ($prop_gs_1$ = 0.4, gs_1 = 0.063 mm), 25% de sables ($prop_gs_2$ = 0.25, gs_2 = 0.2 mm), 20% de cailloux ($prop_gs_3$ = 0.20, gs_3 = 64 mm) et 15% de galets ($prop_gs_4$ = 0.15, gs_4 = 256 mm ; diamètre moyen égal à 51.2752 mm). Pour chacune des trois situations listées ci-dessus, nous considérons que le déplacement de la fraction silteuse se fait en suspension. Une vitesse de chute de 0.0035 $m.s^{-1}$, estimée à l'aide de la loi de Stokes, a été définie pour le calcul du dépôt. Ainsi, dans la première situation, la majorité du transport sédimentaire se fait en suspension.

La conception des cas tests et l'ajustement des 5 paramètres physiques sont basés sur la procédure décrite par Bunel et al. (2021). Chaque bassin versant synthétique présente une surface relativement importante (35 km^2) afin de renforcer l'inertie et la non-linéairité de la réponse des bassins et ainsi de mettre plus facilement en évidence les différences de

comportement (Metivier et Gaudemer, 1999). Une résolution spatiale de 30 x 30 m² a été choisie de manière à ce que les caractéristiques du réseau de drainage restent visibles et que la temps de calcul ne soit pas trop important (< 15 jours pour chaque simulation ; Bunel et al., 2021). Il en résulte une discrétisation des bassins en un peu moins de 40000 mailles. Les signaux journaliers de pluie et d'ETP renseignés en entrée du modèle, proviennent de la station météo-France de Beauvais située sur la partie aval du bassin versant de la Seine. Cette zone se caractérise par un climat de type tempéré océanique soumis comme la majeure partie de l'Ouest de l'Europe à l'oscillation Nord-Atlantique (NAO). La pluviométrie annuelle est comprise entre 800 et 1100mm et la température moyenne annuelle est proche de 13°C. Les précipitations les plus importantes se produisent principalement entre entre mai et juin et entre septembre et décembre (Hauchard, 2002). Les pluies et l'ETP ont été considérées comme étant spatialement homogène pour chaque simulation.

	Value 1	Value 2	Value 3
DD (km/km²)	2.19	5.51	8.35
MSC (m/m)	0.005	0.1	0.2
FL (-)	Valley (V)	Hillslope (H)	Plateau (P)
HI (-)	0.25	0.65	0.75
GS (mm)	0.0904	9.6878	51.2752

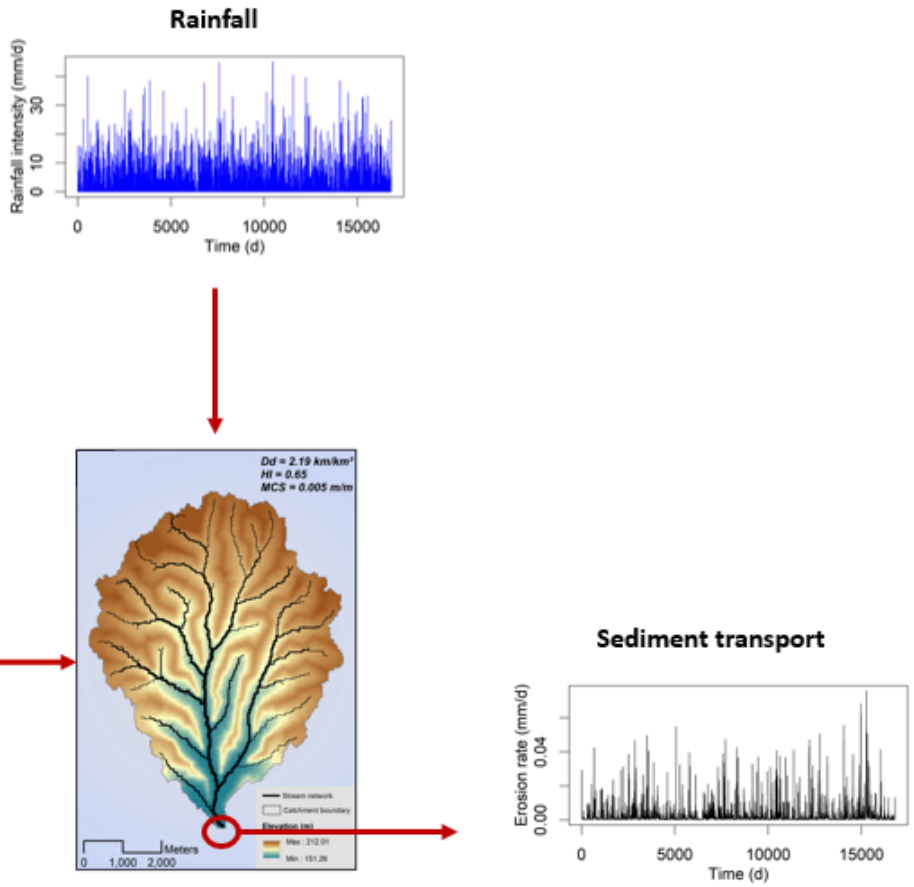


Figure 4.1. Aperçu schématique des cas tests réalisés.

Chacune des simulations s'exécute sur une période de 56 ans (pluies journalières) ce qui offre une longueur de chronique suffisante pour étudier les échelles de variabilité lente du signal (supérieure à 10 ans). Les 10 premières années ont été utilisées pour réduire l'influence des conditions initiales sur les résultats du modèle lié notamment à une distribution homogène des tailles de grain (période de chauffe du modèle). Cette période initiale, non considérée dans l'analyse, se caractérise par une production sédimentaire qui commence par être élevée puis diminue progressivement, et commence à se stabiliser après 10 années de simulation. Les flux sédimentaires analysés et comparés dans cette étude sont simulés à l'exutoire des bassins versants à un pas de temps journalier. Les flux sédimentaires ont été normalisées par l'aire des bassins pour tenir compte des très légers écarts de surface d'un bassin versant synthétique à un autre.

Les paramètres du modèle n'intervenant pas dans l'analyse de sensibilité sont fixés à une valeur identique pour toutes les simulations sauf pour les paramètres S_{fail} et S_{edge} qui dépendent de la topographie de chaque bassin (cf. chapitre 2, sections 1.1.2 et 1.1.5 ; tableau 4.1). Les paramètres du modèle ont soit été déduits du MNT du bassin versant soit été fixés à leur valeur par défaut (cf. chapitre 2, tableaux 2.1, 2.2 et 2.3). Pour chaque cas test, S_{fail} est défini comme étant la pente maximale du bassin versant. Cela permet, pour chaque cas tests, de maintenir les pentes les plus raides à leur niveau initial en limitant les pertes par glissement. S_{edge} a été fixé à la pente moyenne du chenal sur les 500 derniers mètres précédant l'exutoire. Pour calculer l'érosion fluviale, nous avons choisi d'utiliser la formule de Wilcock et Crowe (2003) en raison de sa meilleure prise en charge des mélanges granulométriques hétérogènes tels que GS.9.6878 et GS.51.2752. Le module d'érosion latérale, qui agit sur le mouvement latéral du chenal par l'intermédiaire des paramètres Λ, N_{smooth}, $\Delta\nabla_{max}$ et N_{shift} et sur la redistribution latérale des sédiments dans le chenal par l'intermédiaire du paramètre λ a été activé (cf. chapitre 2, section 1.1.4). Les simulations ont été effectuées sans substratum. L'altération du substratum n'est donc pas considérée (chapitre 2, section 1.1.6). De même, le module de désaggrégation physique des particules sédimentaires (chapitre 2, section 1.1.6) n'est pas activé dans ce chapitre.

Tableau 4.1. Paramètres du modèle CAESAR-Lisflood définis pour l'ensemble des simulations

Parameter (unit)	Value
$\boldsymbol{Q_{min}}$ ($m^3.s^{-1}$)	0.3
$\boldsymbol{n}$ ($s.m^{-1/3}$)	0.04
$\boldsymbol{\alpha}$ (-)	0.5
$\boldsymbol{Fr}$ (-)	0.8
$\boldsymbol{h_{flow}}$(m)	0.00001
$\boldsymbol{Q_{diff}}$ ($m^3.s^{-1}$)	0
$\boldsymbol{D_{min}}$ (m)	0.01
Sediment transport law	Wilcock et Crowe
$\boldsymbol{L_h}$ (m)	0.1
$\boldsymbol{\Delta Z_{max}}$ (m)	0.02
$\boldsymbol{\Lambda}$ (-)	0.000002
$\boldsymbol{N_{smooth}}$ (-)	40
$\boldsymbol{\Delta \nabla_{max}}$ (-)	0.0001
$\boldsymbol{N_{shift}}$ (-)	4
$\boldsymbol{\lambda}$ (-)	20
$\boldsymbol{C_{rate}}$ ($m^2.an^{-1}$)	0.0025
$\boldsymbol{E_r}$ ($m.an^{-1}$)	0

2.2. **Analyse des données**

Compte tenu du grand nombre de cas tests considérés dans cette étude, les fonctions d'autocorrélation et les spectres de Fourier des flux sédimentaires ne peuvent pas être directement présentés. L'extraction d'un ensemble de métriques caractérisant l'allure de chaque autocorrélogramme et chaque spectre est donc nécessaire. Le paramètre statistique considéré pour décrire la forme des autocorrélogrammes des flux sédimentaires est l'effet mémoire (EM), qui est la valeur du retard k pour un coefficient d'autocorrélation C_k égal à 0.2 (cf. chapitre 2, section 3.1). A titre d'illustration, les fonctions d'autocorrélations de deux bassins synthétiques correspondant aux end-members (EndM1 et EndM2) des comportements observés à travers l'ensemble du jeu de données sont présentées (figure 4.2). La fonction d'autocorrélation pour un cas intermédiaire est également tracée (Interm ; figure 4.2).

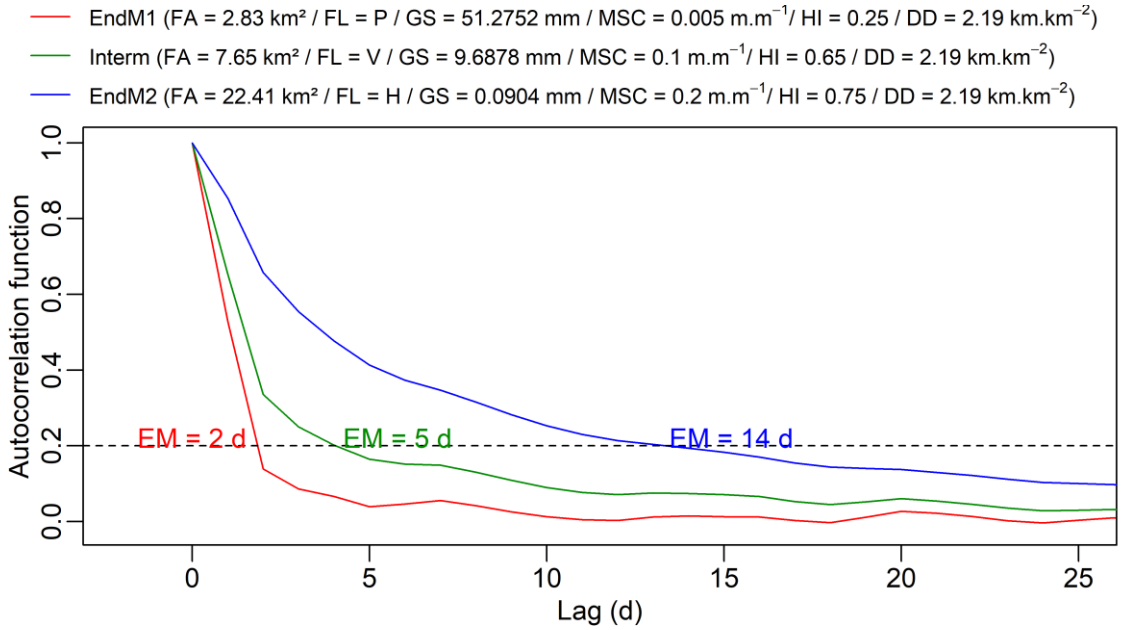


Figure 4.2. Fonctions d'autocorrélation du flux sédimentaire pour trois bassins versants synthétiques (appelés EndM1, Interm et EndM2 dans le texte) aux propriétés physiques (entre parenthèses dans la légende) et à la dynamique très contrastées. Les chroniques de flux sédimentaires associées à ces fonctions d'autocorrélation sont présentées en figure 4.3.

L'allure des fonctions d'autocorrélation varie fortement d'un bassin à l'autre (figure 4.2). Pour EndM1, la fonction d'autocorrélation décroit très rapidement, ce qui se traduit par un effet mémoire très faible égal à 2 jours. En revanche, pour EndM2, le déclin de la fonction d'autocorrélation est beaucoup plus lent, ce que reflète la valeur élevée de EM (14 jours). La valeur EM de Interm est comprise entre celles de EndM1 et EndM2 puisque la forme de l'autocorrélogramme se situe entre celles de EndM1 et EndM2. La plus faible autocorrélation des flux sédimentaires de EndM1 se remarque très bien en observant directement les séries temporelles (figure 4.3).

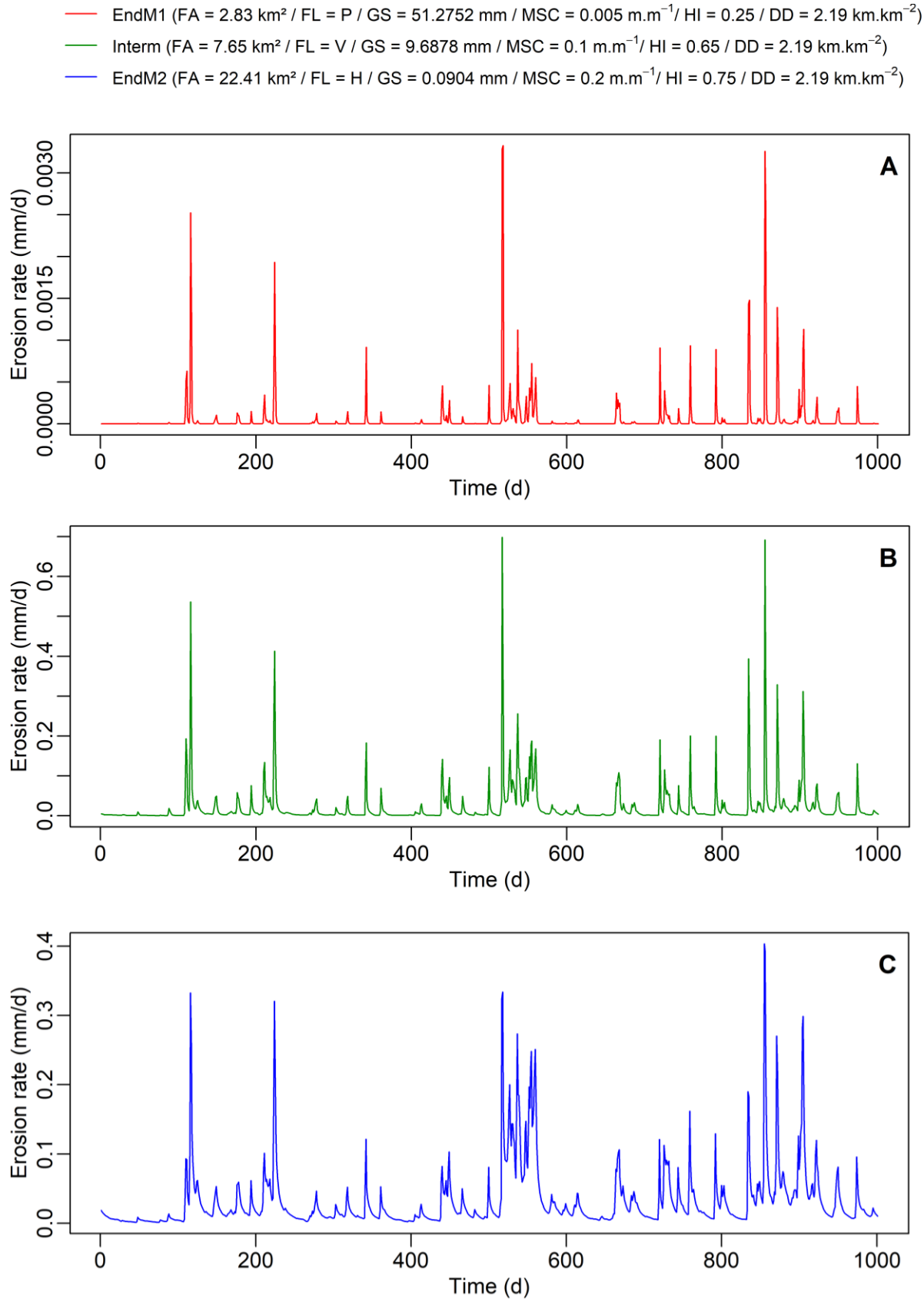


Figure 4.3. Extraits des chroniques journalières de flux sédimentaires de trois bassins versants synthétiques (appelés EndM1, Interm et EndM2 dans le texte) aux propriétés physiques (entre parenthèses dans la légende) et dynamique contrastées.

En effet, le régime sédimentaire de ce bassin est beaucoup plus intermittent puisque la majeure partie des flux se produit durant les pics de crue. La discontinuité des flux pour EndM2 et dans une moindre mesure pour Interm est nettement plus faible puisqu'une part importante du transport se produit également entre les crues.

Les spectres de Fourier des flux sédimentaires permettent de préciser les informations apportées par les autocorrélogrammes en distinguant les échelles de temps sur lesquelles l'autocorrélation du signal se produit. Les spectres de fourier associées aux flux sédimentaires des bassins synthétiques EndM1, Interm et EndM2 sont affichés en figure 4.3. Dans tous les spectres (figure 4.3 à titre d'exemple), la puissance spectrale diminue avec l'augmentation de la fréquence, indiquant une contribution relativement faible des fluctuations hautes fréquences à la variabilité des signaux. Deux points de rupture (Tx1 et Tx2) et donc trois régimes d'invariances ont été détectés pour les trois exemples présentés ici et plus globalement pour l'ensemble des bassins versants synthétiques étudiés. Tx1 sépare le régime basses fréquences du régime fréquences intermédiaires et Tx2 sépare le régime fréquences intermédiaires du régime hautes fréquences (cf. chapitre 2, section 3.2). Les modèles de régression linéaire par morceaux ont été estimés en considérant ces deux ruptures de pente et ont permis de caractériser trois pentes spectrales B1, B2 et B3, associées respectivement aux régimes basses fréquences, fréquences intermédiaires et hautes fréquences (cf. chapitre 2, section 3.2).

Des coefficients spectraux proches de 0 se produisent lorsque les périodes de fluctuation hautes fréquences et basses fréquences contribuent à parts égales à la variabilité des flux sédimentaires. Ils caractérisent des signaux faiblement autocorrélés (bruit blanc). La partie basses fréquences des spectres de flux sédimentaires sont d'excellents exemples de bruit blanc (figure 4.4).

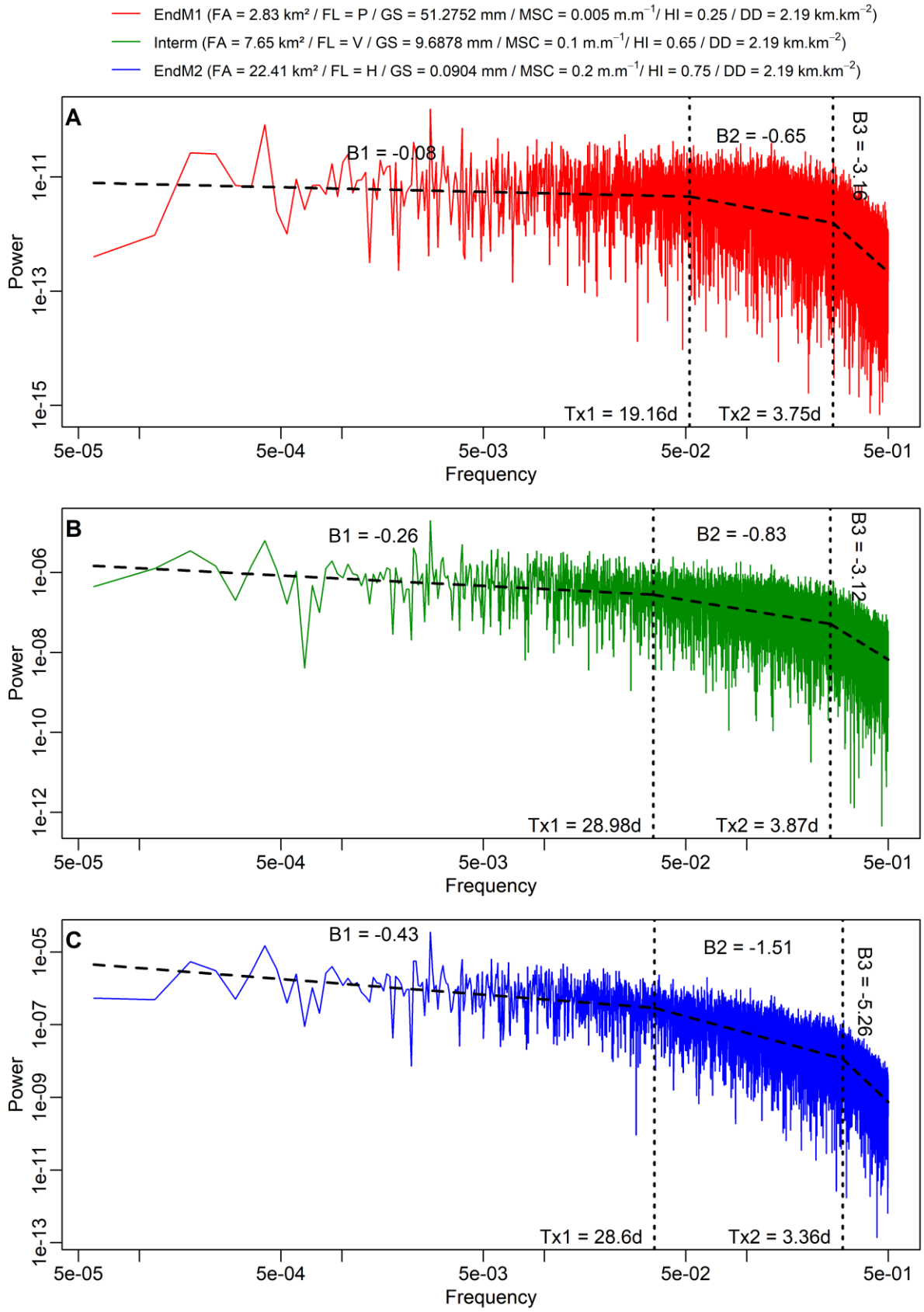


Figure 4.4. Spectres de Fourier du flux sédimentaire pour trois bassins versants synthétiques à la dynamique très contrastée.

Les pentes spectrales abruptes, associés aux régimes d'invariance hautes fréquences des flux sédimentaires, décrivent en revanche des signaux autocorrélés, i.e. des signaux dont les valeurs successives sont proches les unes des autres. Alors que Tx2 varie peu d'une situation à une autre, Tx1, B1, B2 et B3 sont très différents (figure 4.4). EndM2 possède une période de rupture Tx1 et des pentes spectrales beaucoup plus élevées que Interm et EndM1, indiquant une autocorrélation temporelle des flux plus élevée dans les trois domaines fréquentiels (cf. chapitre 2, section 3.2). Les différences les plus importantes se produisent entre EndM1 et EndM2 puisque le passage de EndM1 à EndM2 entraine une hausse de Tx1, B1, B2 et B3 de respectivement 49, 437, 132 et 66 %.

Les analyses réalisées sur les bassins synthétiques IndM1, Interm et IndM2 indiquent que les valeurs des paramètres statistiques EM, Tx1, Tx2, B1, B2 et B3 peuvent considérablement varier. Pour faciliter l'analyse et la visualisation des relations entre les propriétés corrélatoires et spectrales des flux sédimentaires et les caractéristiques physiques des bassins, des méthodes d'analyse multivariées sont employées dans ce chapitre. Ces méthodes sont présentées dans la suite de cette section.

Afin d'apprécier les relations existant entre les variables de traitement du signal (EM, Tx1, Tx2, B1, B2 et B3 ; cf. chapitre 2, section 3) et les variables morphométriques (DD, MSC, HI, GS, FL et FA), divers outils mathématiques d'analyse de données ont été employés. Les données recueillies ont dans un premier temps été soumises à une classification ascendante hiérarchique (CAH ; Köhn et Hubert, 2015), à une analyse en composantes principales (ACP ; Jolliffe, 2002) et à une analyse factorielle discriminante (AFD ; Huberty, 1975) afin de fournir une première description des liens entre les propriétés statistiques et spectrales des signaux et les propriétés physiques des bassins (section 1.2.1.1. Approche descriptive). Des modèles linéaires généralisés (GLM ; Gill, 2001) ont ensuite été utilisés pour préciser les analyses et tester la significativité des relations et des écarts (section 1.2.1.2. Approche prédictive).

2.2.1. Approche descriptive

Les variables de traitement du signal, à savoir EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2 ont été utilisées pour faire un regroupement en classes des cas tests par la méthode de classification ascendante hiérarchique (CAH). La CAH est une méthode conçue pour regrouper des objets avec des variables similaires dans des groupes. La similarité entre deux objets est maximale lorsqu'ils appartiennent au même groupe et minimale dans le cas contraire. La représentation graphique de cette méthode est l'arbre hiérarchique appelé dendrogramme qui relie les objets entre eux selon leur degré de similarité. Cet arbre hiérarchique fonctionne de manière "ascendante", c'est-à-dire que chaque objet est initialement considéré comme une classe à

un seul élément (feuille) puis les classes les plus similaires sont combinées en une nouvelle classe plus grande (nœud). Cette procédure est itérée jusqu'à ce que tous les objets soient membres d'une seule grande classe (racine). La hauteur des noeuds, indiquée sur l'axe vertical de ce graphique, indique la distance/dissimilarité entre deux objets/classes (distribuées le long de l'axe horizontal). Plus la hauteur du nœud est élevée, moins les objets/classes sont similaires. Dans ce travail, la similarité entre les objets repose sur la distance euclidienne entre les objets et les classes sont regroupées sur la base du critère de Ward qui réuni prioritairement les classes dont le rassemblement minimise l'inertie intraclasse. L'inertie intraclasse se calcule comme la somme des carrés des distances entre les individus et le barycentre de la classe (Vega et al., 1998). Les variables ont été, au préalable, centré réduites afin d'avoir des séries de données comparables.

Pour réaliser un partitionnement objectif du dendrogramme et obtenir le nombre optimal de classes, il est nécessaire d'avoir recourt à des outils supplémentaires. Dans ce travail, le nombre optimal de classes a été évalué à l'aide du critère du coude, de la méthode des silhouettes et la statistique du gap (Kaufman et Rousseeuw, 1990), récursivement calculés pour un nombre de classes compris entre 2 et 15. Le critère du coude consiste à sélectionner le nombre de classes qui induit une réduction significative de l'inertie intraclasse. La méthode des silhouettes estime, pour chaque solution de partitionnement, la distance entre les individus d'un cluster et les individus des clusters voisins (= coefficient de silhouette). La règle consiste donc à choisir le nombre de clusters qui maximise le coefficient de silhouette. Enfin, la statistique du gap compare, pour chaque solution de partitionnement, l'inertie intraclasse des données observées à l'inertie intra-classe de données générées aléatoirement. La structuration en groupes des individus est d'autant plus marquée que la statistique du gap est élevée.

La manière dont ont été utilisées les variables pour construire les groupes a été décrite par une analyse en composantes principales (ACP). Cette méthode permet d'explorer et de visualiser les jeux de données comportant de nombreuses variables, en transformant les variables originales en un ensemble réduit de variables, appelé composantes principales, au moyen de combinaisons linéaires. Les informations redondantes sont éliminées puisque toutes les composantes principales sont orthogonales les unes aux autres. Les premières composantes (axes) représentent la majorité de la variabilité du jeu de données original.

Pour finir, une analyse discriminante linéaire (ADL) descriptive a été réalisée sur la matrice des données morphométriques afin de repérer les variables permettant la meilleure séparation/différenciation des groupes. Cette méthode consiste à trouver des combinaisons linéaires de variables explicatives qui permettent de distinguer au mieux (au sens des

barycentres) les groupes. Sur ces graphiques, les variables sont représentées sous la forme de vecteurs dont la longueur défini le pouvoir discriminant. La significativité statistique de la discrimination a été évaluée à l'aide d'un test de permutation. Le test de permutation consiste à changer de manière aléatoire l'ordre des lignes du jeu de données afin que les indices de classe soient attribués de manière aléatoire aux mesures. L'analyse discriminante, réalisée sur cet ensemble de données permutées, est comparée à celle effectuée sur le l'ensemble de données non permutées. Si l'hypothèse nulle est vraie (p-value > 0.05), la discrimination n'est pas significative et décrit du bruit.

2.2.2. Approche prédictive

Des modèles linéaires généralisés (GLM) multiples ont également été utilisés pour étudier plus en détail les relations entre les paramètres physiques des bassins versants et les variables de traitement du signal. Ils constituent une excellente alternative aux tests paramétriques et non-paramétriques classiques (e.g. ANOVA factorielle) et évitent les problèmes d'interprétation et les biais induits par la transformation des données (Lo et Andrews, 2015 ; Warton et al., 2016 ; Walker, 2018).

Des GLM gamma et gaussien ont été respectivement attribués à EM, Tx1, Tx2 (variables continues positives) et B1, B2, B3 (variables continues non bornées) afin de garantir des ajustements linéaires et homoscédastiques (i.e. dispersion homogène des résidus du modèle). Les variables explicatives catégorielles (DD, MSC, HI, FL, GS) ont toutes été considérées comme des facteurs fixes car leurs classes ont été délibérément choisies et le plan d'expérience retenu permet l'indépendance des données (Hervé, 2016).

Une analyse de régression pas à pas ascendante a été utilisée dans la construction des modèles linéaires généralisés multiples afin de déterminer les variables prédictives les plus fortement corrélées aux variables réponses. Elle commence par un modèle de base et ajoute séquentiellement des facteurs jusqu'à ce que l'ajout de facteur n'améliore pas l'ajustement du modèle. Le meilleur modèle retenu est celui avec le critère d'information d'Akaike (AIC) le plus bas (Burnham et Anderson, 2002 ; Yamashita et al. 2007).

Le modèle de base ne consiste qu'en une ordonnée à l'origine qui est équivalente à la moyenne de l'ensemble des données. L'ajout des prédicteurs se fait en balayant un éventail de termes à potentiellement inclure dans le modèle. Ici, nous avons considéré l'ensemble des effets principaux (effets additifs) et des effets d'interaction/synergie (effets multiplicatifs) possibles ainsi que l'existence d'un terme quadratique pour la covariable FA. Le modèle complet contient alors 127 paramètres. L'ajout des prédicteurs se fait en respectant le principe de marginalité qui stipule que le modèle ne doit pas omettre un terme d'ordre inférieur lorsqu'il

contient des termes d'ordre supérieur qui en dépendent (James et al., 2013). Par exemple, si le modèle contient un terme d'interaction d'ordre 3 A:B:C, alors le modèle doit également inclure les effets principaux A, B et C ainsi que les interactions plus simples A:B, A:C et B:C.

L'ajout de ces termes d'interactions dans le modèle permet une analyse plus poussée de la dynamique du système en permettant d'explorer comment les divers facteurs interagissent les uns avec les autres pour moduler la réponse du bassin versant.

Nous avons réalisé une ANOVA pour étudier l'effet des termes du modèle sur la variable dépendante (anova basée sur la statistique du Chi-carré du rapport de vraisemblance LR χ^2 ; Fox et Weisberg, 2011). Seuls les termes significatifs au seuil 0.05 ont été conservés dans le modèle minimal adéquat. Afin de contrôler la validité du modèle obtenu, une analyse de la dispersion des résidus du modèle a été effectuée à l'aide de diagrammes quantile-quantile et de diagrammes résidus-valeurs ajustées.

Le R2 ne peut être obtenu à partir des modèles de régression linéaires généralisés utilisés ici, c'est pourquoi le pseudo-R2 de Cox and Snell a été utilisé à la place pour estimer le pouvoir explicatif du modèle. Le pseudo-R2 de Cox and Snell est compris entre 0 et 1 et peut être interprété de la même manière que le R2 classique.

Puisqu'il est difficile de présenter et d'interpréter directement les nombreux coefficients des modèles, des graphes d'interaction, qui permettent d'afficher les courbes de régression, les moyennes et les intervalles d'erreur modélisés, statistiques employées dans l'inférence statistique, ont été tracés (Lenth, 2020).

3. Résultats

3.1. **Approche descriptive**

Les 243 bassins versants synthétiques peuvent être classés à partir des propriétés statistiques de leur flux sédimentaire simulé (EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2) dans un dendrogramme où les dissimilarités (Height) sont données en ordonnées (figure 4.5 D).

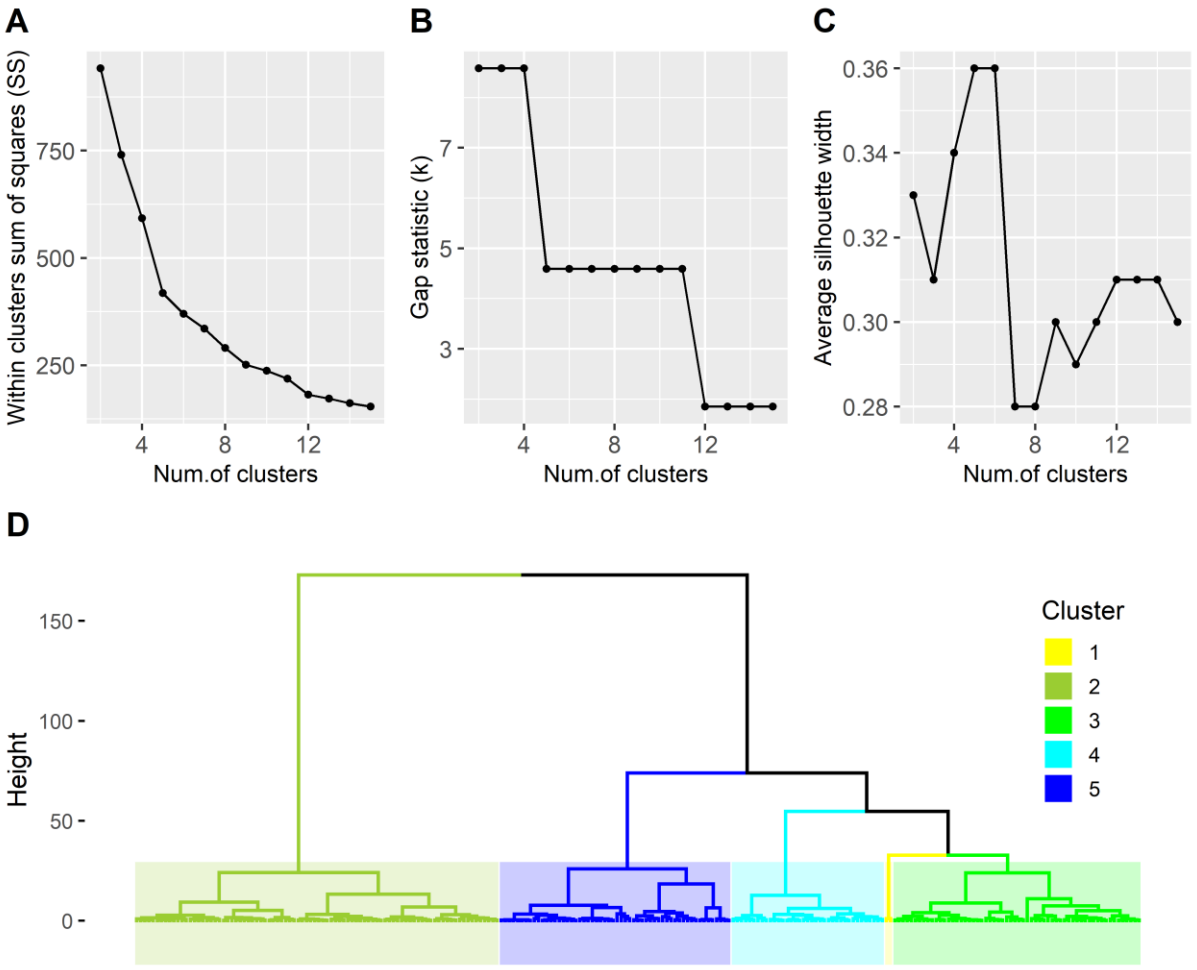


Figure 4.5. Classification ascendante hiérarchique des individus à partir des variables de traitement du signal (D). Choix du nombre optimal de classes par le biais (A) de la somme des carrés des écarts à l'intérieur des classes, (B) de la statistique du gap et (C) du coefficient de silhouette.

En observant les figures 4.5 A, 4.5 B et 4.5 C, relatives à la sélection du nombre optimal de groupes de classification, la méthode du coude (figure 4.5 A) suggère de considérer cinq clusters puisqu'après le coude identifié à k = 5, la réduction de la somme du carré des distances intra-classe est beaucoup plus lente. Ainsi, diviser le jeu de données en un nombre supplémentaire de classes ne permet pas d'obtenir des classes avec des individus réellement plus proches les uns des autres. La statistique du gap est maximale pour un nombre de classe compris entre 2 et 4 ce qui signifie que la partition la moins aléatoire du jeu de données s'obtient pour ce nombre de classes (figure 4.5 B). Enfin, la méthode des silhouettes recommande, pour produire les classes les plus éloignées/distinctes les unes des autres, un nombre de cluster égal à 5 ou à 6 (figure 4.5 C). Un nombre de cluster égal à 5 a finalement été retenu puisque cette solution est la seule à être partagée par deux des trois méthodes considérées ici. Le résultat du regroupement est visible dans le dendrogramme présenté en figure 4.5 D où chaque groupe est matérialisé par une couleur. Cette figure montre

l'appariement des bassins versants virtuels par dissimilarité croissante (Height) : les connexions apparaissant au bas du graphique ont lieu entre les individus les plus similaires. Comme on peut le voir sur le dendrogramme, les cinq groupes se distinguent clairement les uns des autres. Les groupes 1 et 3 ont la plus petite distance inter-cluster matérialisée par le nœud qui les relie. Ensuite, se joint à ces groupes le groupe 4. Les groupes 5 et 2 sont finalement les groupes les plus distants des autres groupes. Les résultats de l'ACP et de l'ADL, présentés en figure 4.6, permettent d'identifier les caractéristiques de chaque groupe. L'ACP est utilisée pour déterminer les propriétés statistiques et spectrales des flux sédimentaires associées à chaque groupe (A et B) tandis que l'ADL est employée pour permettre l'identification des attributs morphométriques à l'origine des différences (C et D).

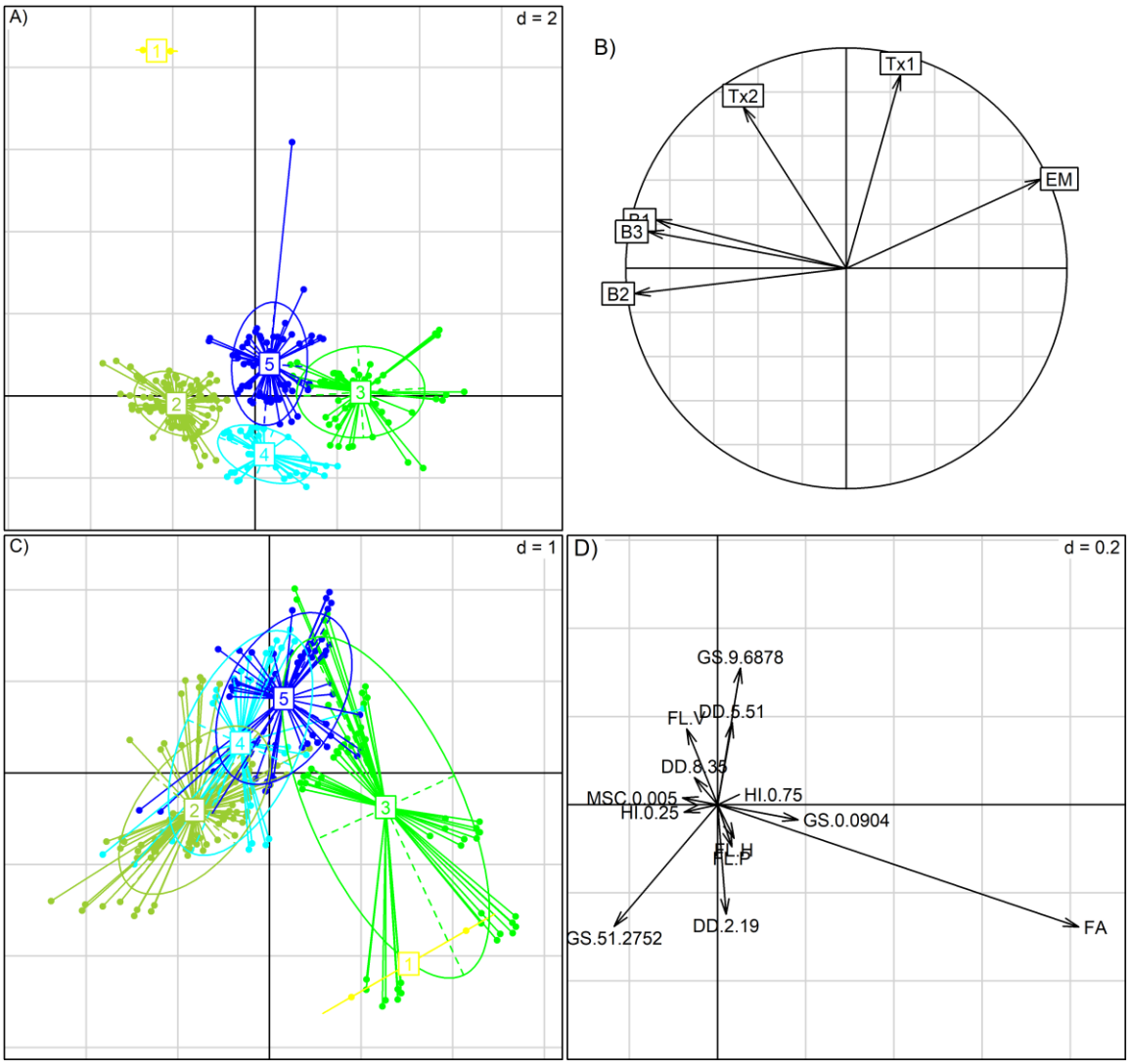


Figure 4.6. (A et B) Résultats de l'analyse en composante principal (plan factoriel) I-II montrant la distribution des groupes de bassins versants obtenues par classification ascendante hiérarchique sur la base des variables EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2. (C et D) Résultats de l'analyse factorielle discriminante (plan I-II) présentant la différenciation des groupes selon les caractéristiques physiques des bassins versants. DD : densité de drainage ; HI : intégrale hypsométrique ; MSC ; pente moyenne du chenal ; FL : localisation des zones boisées ; FA : surface boisée ; GS : granulométrie des sédiments

Les deux premiers axes de l'ACP et de l'AFD captent respectivement 85% et 91% de la variance totale. Une présentation des deux premiers axes principaux est donc suffisante pour présenter les résultats de ces analyses puisque la prise en compte d'axes supplémentaires ne permettrait pas une meilleure description des jeux de données.

D'après l'espace des individus de l'ACP, le premier axe factoriel (axe horizontal) sépare les groupes 1 et 2 (à gauche) du groupe 3 (à droite) et le second axe factoriel (axe vertical) sépare le groupe 4 (en bas) des groupes 1 et 5 (en haut) (figures 4.6 A et 4.6 B). La position des variables dans le cercle de corrélation de l'ACP indique une corrélation positive de EM et une corrélation négative de B1, B2 et B3 avec le premier axe factoriel et une corrélation positive de Tx1 et Tx2 avec le second axe factoriel. Les groupes d'individus obtenus lors de la phase précédente de cette étude sont relativement compactes et bien individualisés sur ce plan factoriel. Les groupes 1, 2 et 3 se distribuent le long du premier axe : les groupes 1 et 2, situées à gauche du plan factoriel, se caractérise par des valeurs élevées de B1, B2 et B3 et des valeurs faibles de EM. L'inverse est obtenu pour le groupe 3 qui se trouvent à la droite de cet axe. Le groupe 4 s'oppose aux groupes 1 et 5 le long du second axe factoriel. Il se caractérise donc, à la différence des groupes 1 et 5, par des valeurs faibles de Tx1 et Tx2.

Selon le test de permutation, la discrimination des groupes par le biais des variables morphométriques est statistiquement significative (p.value < 0.05). Le critère utilisé dans ce test est le rapport entre l'inertie inter-cluster et l'inertie totale qui est égale ici à 0.1, ce qui signifie que 10% de l'inertie total provient de la différence entre les groupes.

La figure 4.6 D montre les coefficients des combinaisons linéaires discriminantes pour chaque variable. Ces coefficients permettent de mesurer les contributions des variables à la discrimination des groupes. Un attribut est d'autant plus important dans la différenciation des individus que son vecteur a une norme importante. L'analyse révèle donc que, sur ce plan factoriel I-II, les variables qui ont le plus d'influence dans la discrimination sont dans l'ordre décroissant FA, GS, DD, FL, MSC et HI. L'axe factoriel F1 (axe horizontal) oppose les groupes 1 et 3 au groupe 2. Les premiers sont associés à des valeurs élevées de FA et aux facteurs GS.0.0904 et HI.0.75 tandis que le dernier est caractérisé par des valeurs faibles de FA et par les facteurs HI.0.25 et MSC.0.005. Bien que la séparation ne soit pas clairement établie, l'axe factoriel F2 (axe vertical) distingue globalement les groupes 4 et 5, associés aux facteurs DD.5.51 et DD.8.35 des groupes 1, 2 et 3 pour lesquels le facteur DD.2.19 est le plus fréquent.

Le recoupement des résultats de l'AFD et ceux de l'ACP indique que la baisse des variables B1, B2 et B3 et la hausse de la variable EM s'expliquent principalement par une augmentation de FA, HI et MSC et par une diminution de GS et dans une moindre mesure par

FL.H et par une diminution de DD. Les valeurs de Tx1 et Tx2 semble d'autre part d'autant plus importantes que FA est fort et GS est faible.

3.2. **Approche prédictive**

Le tableau 4.2 présente les six modèles ajustés par régression pas à pas ascendante pour EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2. La qualité d'ajustement des modèles, quantifiée par le pseudo-R2 de Cox & Snell (CS.R2) (première colonne du tableau), est très bonne pour EM ($r^2 = 0.96$), B1 ($r^2 = 0.90$), B2 ($r^2 = 0.97$) et B3 ($r^2 = 0.88$). Elle est en revanche beaucoup moins bonne pour Tx1 ($r^2 = 0.48$) et Tx2 ($r^2 = 0.15$) bien que les tests du Chi-carré, qui consistent à comparer le modèle ajusté au modèle nul (modèle ne contenant que l'ordonnée à l'origine), indiquent également une significativité de ces modèles (troisième colonne du tableau ; p.value < 0.000001).

Tableau 4.2. Résultats de l'analyse de régression pas à pas ascendante et de l'analyse de variance pour les variables dépendantes EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2. Pour plus de lisibilité et même si les effets principaux associés sont significatifs, seuls les termes d'interaction de plus haut niveau sont présentés. La significativité des modèles et de leurs termes est testée à l'aide de la statistique du Chi-carré du rapport de vraisemblance LR χ^2. AIC : critère d'information d'Akaike ; CS. R2 : pseudo-R2 de Cox et Snell ; Df : degrés de liberté

	Analysis of variance		Variables in model			
	LR χ^2	p.value	Constant	LR χ^2	Df	p.value
EM **AIC = 449** **CS. R2 = 0.959**	7.78e+02	< 1.00e-5	GS:DD	80.19	4	< 1.00e-5
			MSC:DD	51.72	4	< 1.00e-5
			GS:MSC:HI	32.53	8	7.49e-05
			FA:GS	7.64	2	2.20e-02
			FA:HI	6.27	2	4.35e-02
B1 **AIC = -797** **CS. R2 = 0.898**	5.54e+02	< 1.00e-5	GS:DD:HI:MSC	49.520	16	2.73e-05
			FA:HI:MSC	11.060	4	2.59e-02
B2 **AIC = -681** **CS. R2 = 0.97**	8.49e+02	< 1.00e-5	GS:HI:MSC:DD	64.75	16	< 1.00e-5
			HI:MSC:FA	16.87	4	2.04e-03
			MSC:FA:DD	10.55	4	3.21e-02
B3 **AIC = 187** **CS.R2 = 0.880**	5.15e+02	< 1.00e-5	FA:HI:MSC	70.56	4	< 1.00e-5
			GS:I(FA^2):MSC	14.89	4	4.93e-03
			GS:HI:MSC	17.35	8	2.66e-02
Tx1 **AIC = 1607** **CS.R2 = 0.4782**	1.58e+02	< 1.00e-5	GS:MSC	53.07	4	< 1.00e-5
			MSC:I(FA^2)	13.15	2	1.40e-03
			FA:MSC	10.07	2	6.52e-03
Tx2 **AIC = 150** **CS.R2 = 0.149**	3.91e+01	< 1.00e-5	FA^2:HI	22.29	2	1.45e-05

Des effets principaux significatifs (p.value < 0.05) de FA ont été trouvés sur l'ensemble des variables corrélatoires et spectrales. FA est impliqué dans des interactions à 2 facteurs faisant intervenir les variables GS (EM, B3), MSC (B1, B2, B3, Tx1), HI (EM, B1, B2, B3, Tx2) et DD (B2). Cela signifie que l'effet de FA sur le transport sédimentaire est différent selon la valeur de GS, MSC, HI et DD. Des interactions à 3 facteurs sont mêmes obtenues entre les variables FA, MSC et HI pour B1, B2 et B3 entre les variables FA, GS et MSC pour B3 et entre les variables FA, MSC et DD pour B2. La variable FL n'est jamais incluse dans les modèles de régression pas à pas. Cela signifie que ce terme est un mauvais prédicteur du comportement statistique et spectral du flux sédimentaire dans le cadre de cette approche de modélisation. L'influence de DD sur le comportement statistique du flux sédimentaire n'est importante que pour expliquer EM, B1 et B2. On peut donc supposer que son effet est faible en comparaison des variables FA, GS, MSC et HI qui interviennent dans la quasi-totalité des modèles.

Pour l'ensemble des variables de traitement du signal sauf Tx2, il y a des effets d'interaction significatifs entre GS et MSC, ce qui signifie que l'effet de GS dépend de MSC, et inversement. Nous remarquons, dans le cas de EM, B1, B2 et B3 que l'effet de l'interaction GS:MSC évolue sous l'effet de HI (interaction de niveau 2 GS:MSC:HI) et que, pour B1 et B2, l'effet d'interaction GS:MSC:HI varie selon la valeur de DD (interaction de niveau 3 GS:MSC:HI:DD).

De manière générale, quel que soit le modèle retenu, la qualité d'ajustement des modèles dépend très largement des effets principaux et des effets d'interaction impliquant les facteurs FA, GS, MSC, HI et DD. Les résultats de l'ANOVA indiquent une significativité de ces termes que nous allons analyser par le biais de graphiques d'interaction. Afin de décrire au mieux les résultats de l'analyse, les courbes de régression partielle estimées par le modèle ont été tracées dans un seul et même graphique.

Les figures 4.7, 4.8, 4.9, 4.10, 4.11 et 4.12 indiquent que FA et GS influencent fortement les variables dépendantes EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2.

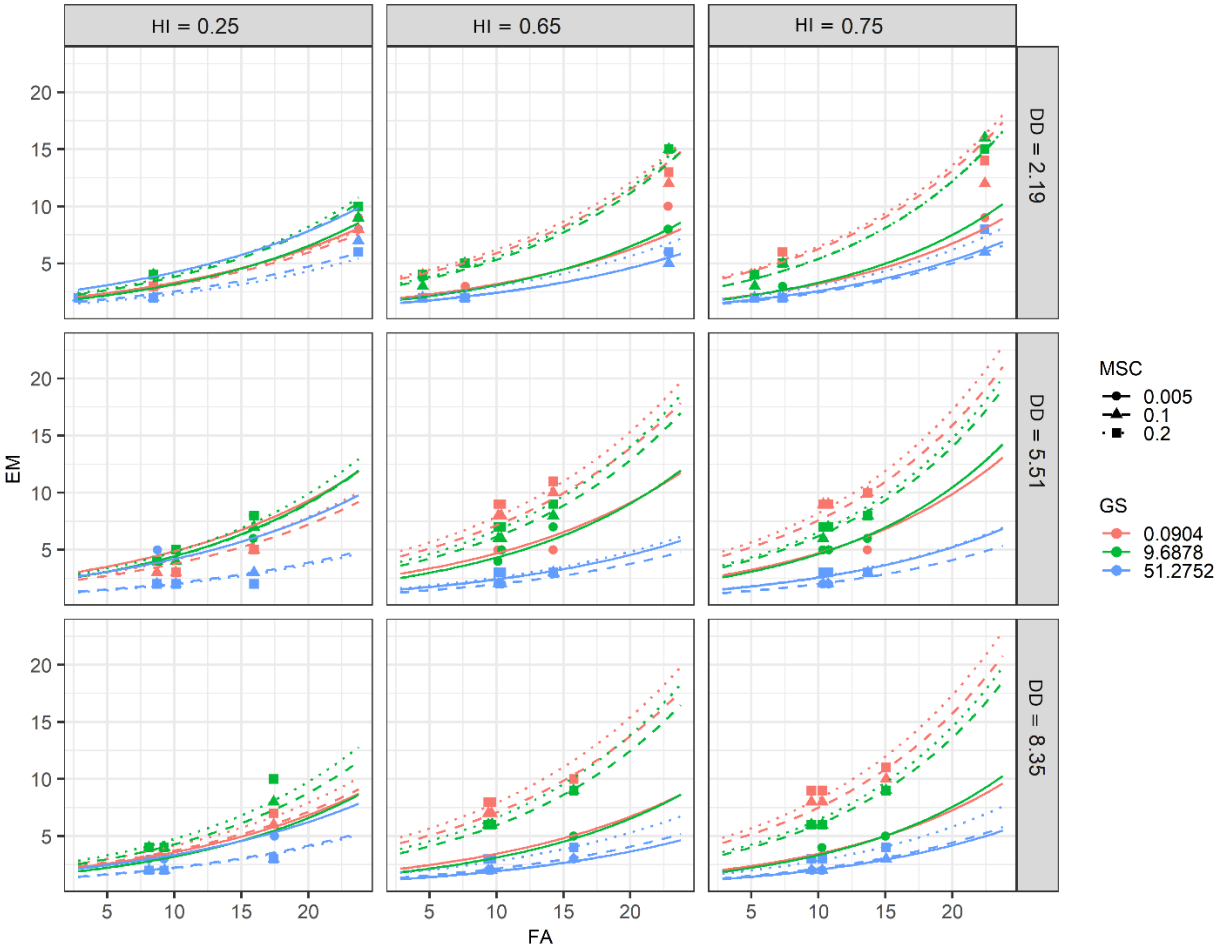


Figure 4.7. Effet du couvert végétal (FA (km²)), de la distribution granulométrique (GS (mm)), de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)), de l'intégrale hypsométrique (HI (-)) et de la densité de drainage (DD (km/km²)) sur la variable dépendante EM. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les données brutes sont affichées en arrière-plan. Les intervalles de confiance à 95% n'ont pas été tracés afin de ne pas alourdir le graphique.

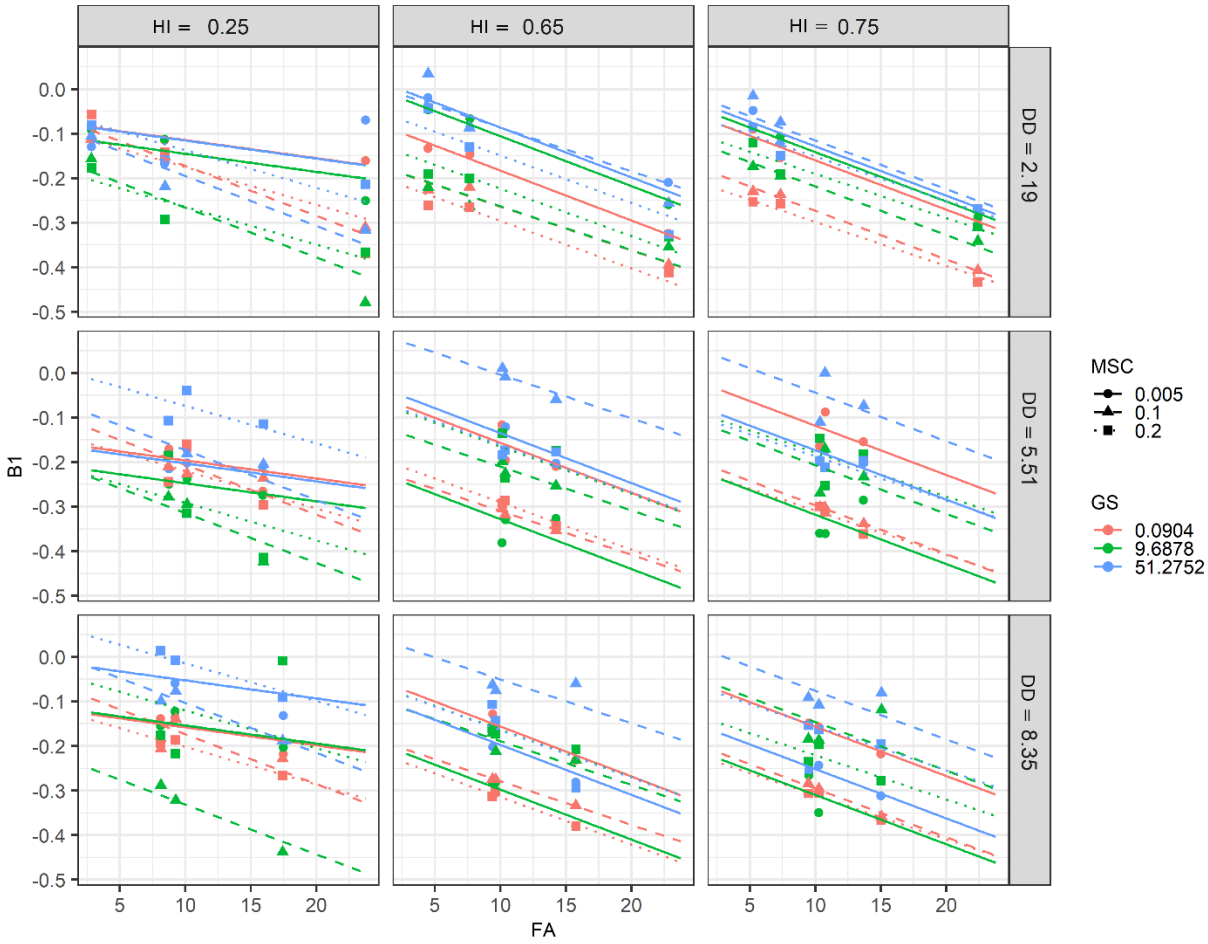


Figure 4.8. Effet du couvert végétal (FA (km²)), de la distribution granulométrique (GS (mm)), de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)), de l'hypsométrie (HI (-)) et de la densité de drainage (DD (km/km²)) sur la variable dépendante B1. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les données brutes sont affichées en arrière-plan. Les intervalles de confiance à 95% n'ont pas été tracés afin de ne pas alourdir le graphique.

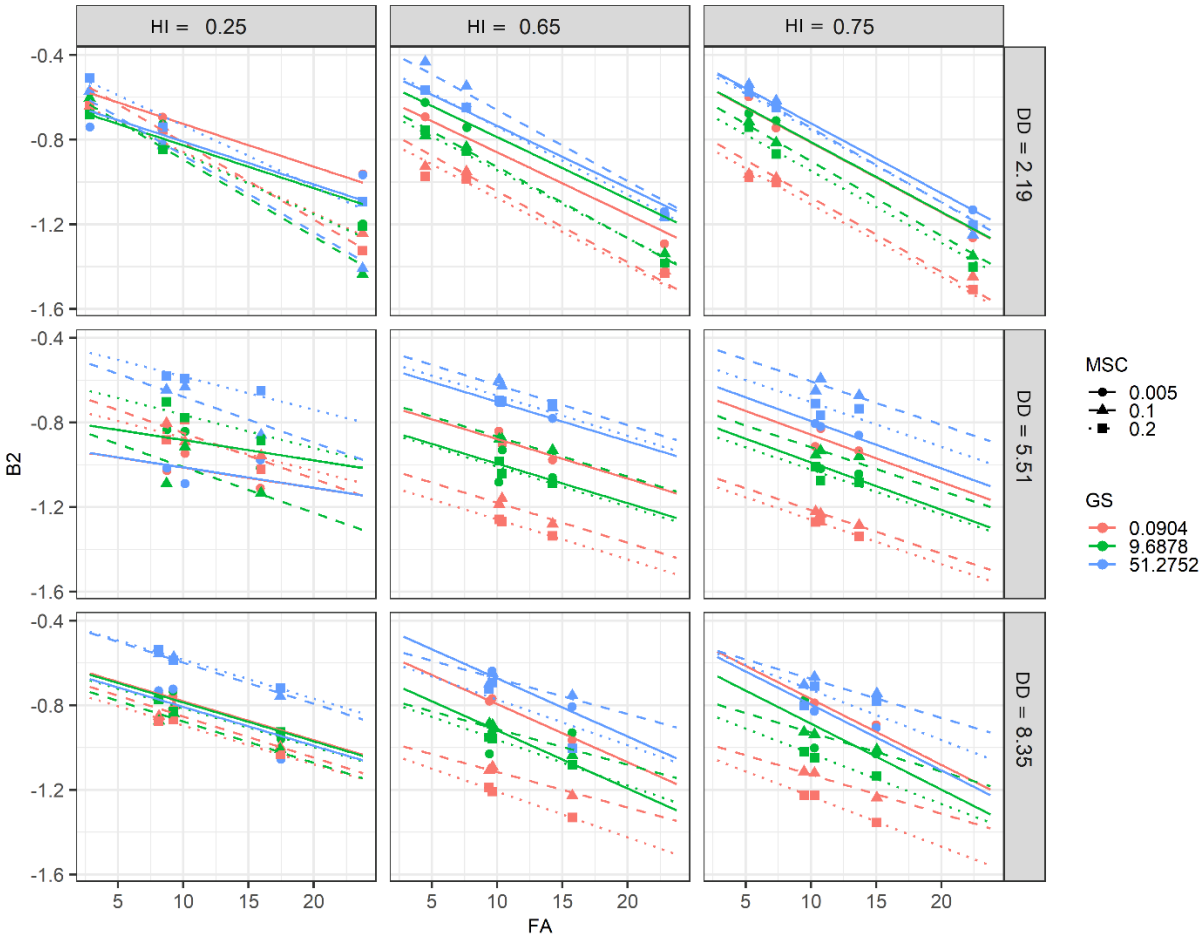


Figure 4.9. Effet du couvert végétal (FA (km²)), de la distribution granulométrique (GS (mm)), de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)), de l'hypsométrie (HI (-)) et de la densité de drainage (DD (km/km²)) sur la variable dépendante B2. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les données brutes sont affichées en arrière-plan. Les intervalles de confiance à 95% n'ont pas été tracés afin de ne pas alourdir le graphique

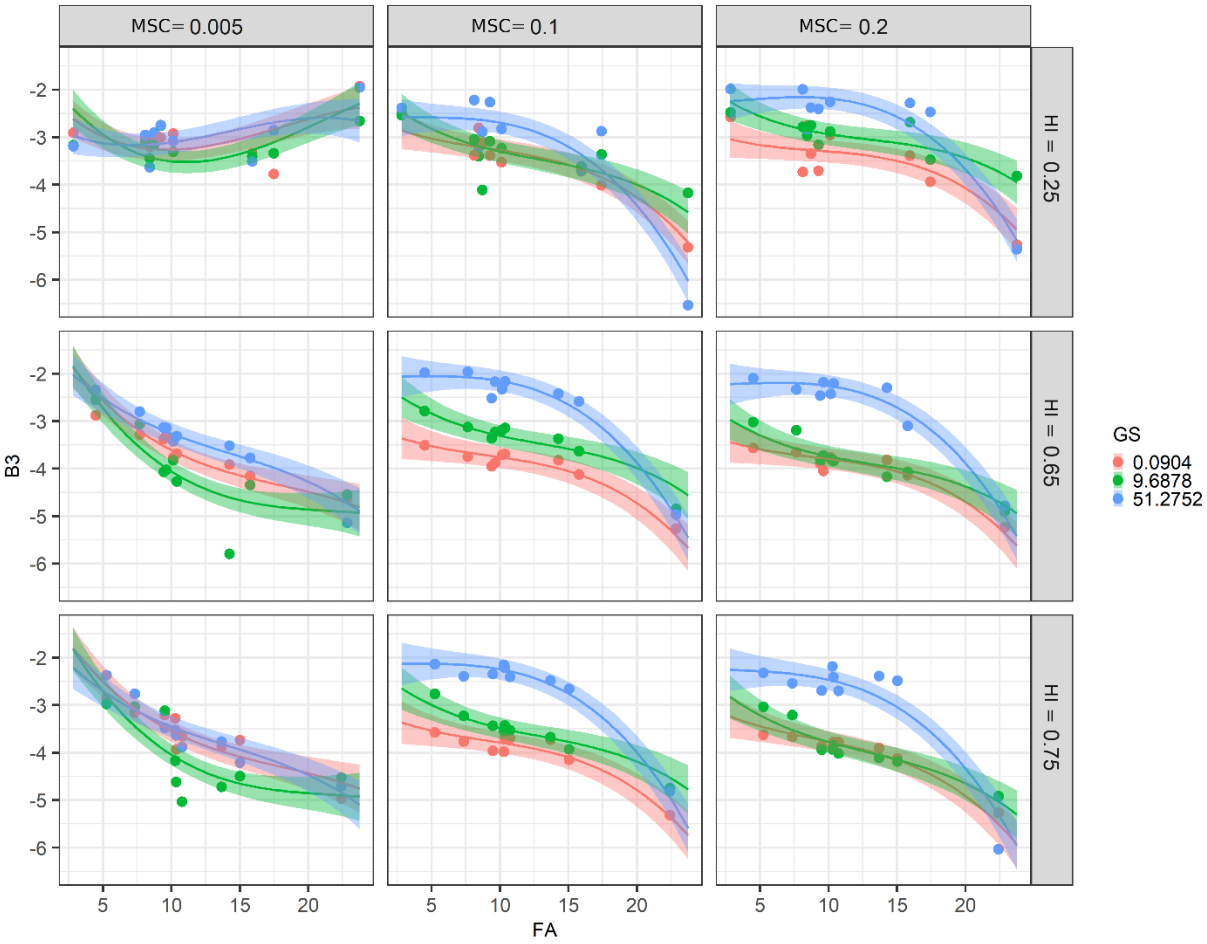


Figure 4.10. Effet du couvert végétal (FA (km²)), de la distribution granulométrique (GS (mm)), de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)) et de l'hypsométrie (HI (-)) sur la variable dépendante B3. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les enveloppes indiquent les intervalles de confiance à 95%. Les données brutes sont affichées en arrière-plan.

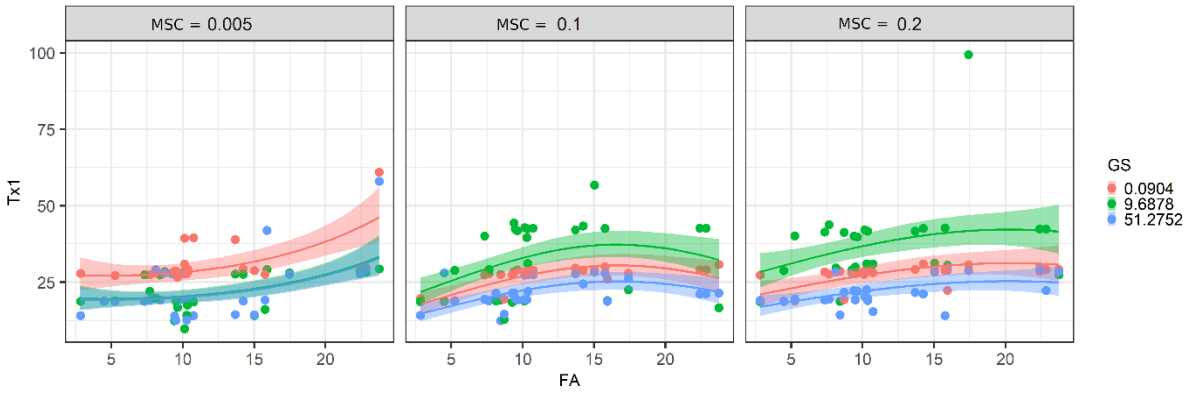


Figure 4.11. Effet du couvert forestier (FA (km²)), de la granulométrie (GS (mm)) et de la pente moyenne du chenal principal (MSC (m/m)) sur la variable dépendante Tx1. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les enveloppes indiquent les intervalles de confiance à 95%. Les données brutes sont affichées en arrière-plan.

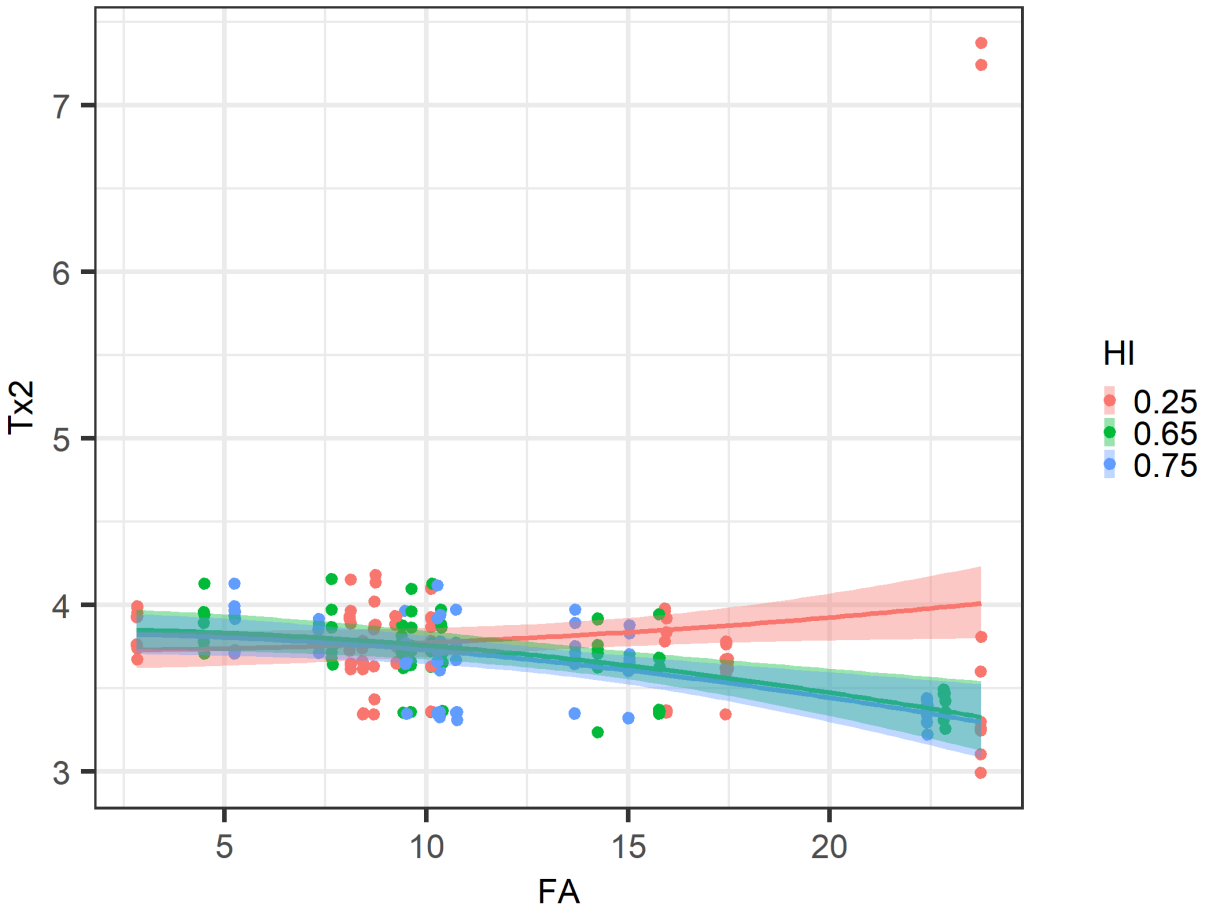


Figure 4.12. Effet du couvert forestier (FA (km²)) et de l'hypsométrie (HI (-)) sur la variable dépendante Tx2. Les courbes représentent les courbes de régression partielle estimées par le GLM. Les enveloppes indiquent les intervalles de confiance à 95%. Les données brutes sont affichées en arrière-plan.

Les relations linéaires liant FA à EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2 sont toutes statistiquement significatives ; leurs pentes moyennes sont respectivement égales à 0.4, -0.01, -0.02, -0.12, 0.5 et -0.014 pour EM, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2. Cela signifie qu'une hausse de 1 km² de la surface boisée entraine une augmentation moyenne de EM égale à 0.4 jour, une diminution de B1, B2, B3 et Tx2 égale à -0.01, -0.02, -0.12 et -0.014 respectivement et une hausse de Tx1 égale à 0.5 jour.

Les écarts provoqués par la modification de la granulométrie des sols sont tous importants lorsque l'on compare GS.0.0904 à GS.51.2752 sauf pour Tx2 où son effet n'est pas significatif (tableau 4.2). Le passage de GS.512752 à GS.0.0904 provoque une augmentation moyenne de EM d'environ 3jours, une augmentation moyenne de |B1|, |B2| et |B3| de 0.1, 0.3 et 1 respectivement et une augmentation de Tx1 de 6 jours. Les écarts de moyenne entre GS.0.0904 et GS.9.6878 sont en revanche assez peu marqués sauf pour B2 où le passage à GS.9.6878 entraine une diminution de la valeur absolue de 0.08 unités.

Les effets d'interaction entre FA et GS ne sont visibles que pour EM et B3 puisque seuls ces modèles contiennent le terme FA:GS. D'après les figures 4.7 et 4.10, il est clair que l'effet de FA dépend de GS. Pour EM, l'effet de FA sur la hausse des valeurs moyennes est accentué lorsque la granulométrie des sols est fine traduisant ainsi un effet de synergie (GS.0.0904 et GS.9.6878 vs GS.512752). De la même manière, l'augmentation de EM liée à la diminution de GS est plus marquée lorsque FA est important. C'est également le cas pour |B3| où l'augmentation des valeurs liée à la baisse de GS ne se produit que pour des valeurs élevées de FA, notamment lorsque MSC est fort. En effet, l'effet de GS sur B3 tend à disparaitre lorsque le couvert végétal est faible (FA < 5km²).

Nous pouvons remarquer que les effets de FA et GS ne sont pas les mêmes selon les valeurs de MSC et HI. Les graphiques montrent notamment que la hausse de EM, |B1|, |B2| et |B3| avec l'augmentation de FA et la diminution de GS est plus forte pour des valeurs élevées de HI et MSC. La hausse de EM, |B1|, |B2| et |B3| avec la hausse de FA et la baisse de GS aurait même tendance à disparaitre pour MSC.0.005 et HI.0.25 notamment pour le régime d'invariance hautes fréquences (B3) (disparition de la tendance à la baisse et des écarts entre les courbes). Autrement dit, les écarts liés aux effets de FA et GS sont pleinement visibles lorsque la pente à proximité du chenal est forte (HI.0.75 et MSC.0.2). Par exemple, l'augmentation de |B3| avec l'augmentation du boisement et la diminution de la granulométrie n'est pas visible pour MSC.0.005 et HI.0.25. Pour HI.0.25 et MSC.0.005, |B3| vaut environ 3 indépendamment de la granulométrie des sols et du degré de végétalisation du bassin. Les effets principaux FA et GS et l'effet d'interaction FA:GS ne serait donc à première vue pas notoire lorsque la pente à proximité de l'exutoire du bassin est faible. La hausse s'amorce lorsque MSC est égal à 0.1 ou 0.2 ou lorsque HI vaut 0.65 ou 0.75. La hausse se remarque complètement lorsque MSC est supérieure à 0.005 et lorsque HI est supérieur à 0.25 bien que, comme nous le mentionnions précédemment, la hausse liée à GS tend à disparaitre lorsque le boisement du bassin est très faible (FA < 5 km²). En effet, la hausse maximale de |B3| avec GS s'obtient lorsque FA = 10 km², MSC = 0.2 et HI = 0.75 et vaut environ 60 %. Les effets principaux FA et GS et l'effet d'interaction FA:GS ne s'exprimerait donc que lorsque la pente des cours supérieurs du bassin est forte (effet d'interaction FA:GS:MSC ; tableau 4.2).

On remarque également que la hausse de MSC et HI entraine la plus grande augmentation de EM, |B1|, |B2| et |B3| lorsque FA est fort et GS = 0.0904. Elle de près de 125% pour B1, 40% pour B2, 140% pour B3 et 100% pour EM. En revanche, lorsque FA est faible et GS = 51.2752 mm, la hausse de MSC et HI engendre une baisse des valeurs de EM, |B2| et |B3|. Les pourcentages de diminution valent environ 20 % pour EM et 25 % pour |B2| et |B3|. L'influence des interactions FA:MSC et GS:MSC sur Tx1 est nettement moins

évidente : les écarts entre les courbes sont très faibles (recouvrement des intervalles de confiance à 95 %) ce qui rend difficile leur analyse.

Les figures 4.7, 4.8 et 4.9 montrent également les effets de DD sur EM, B1 et B2 respectivement en lien avec l'évolution de FA, GS, MSC et HI.

Pour GS.51.2752, DD.8.35 atténue la hausse de EM liés à la diminution de HI et MSC : les valeurs EM obtenues sont alors inférieures à celles de DD.2.19, que le couvert végétal soit faible ou fort. Pour |B1| et dans ces mêmes conditions (GS.51.2752, MSC.0.005 et HI.0.25), les valeurs les plus faibles sont également obtenues pour DD.8.35. Les valeurs de EM et |B1| ont d'autre part tendance à être plus fortes pour DD.5.51 et DD.8.35 lorsque la granulométrie est fine, quand FA, MSC et HI sont forts pour EM et quand MSC et HI sont faibles pour |B1|. La hausse de EM avec la baisse de GS et la hausse de MSC s'accentue donc avec la hausse de DD. Les écarts de tendance linéaire les plus forts sont obtenus pour les couples DD.2.19 / DD.8.35 et DD.2.19 / DD.5.51. Ils sont en revanche beaucoup plus faibles lorsqu'on compare DD.5.51 à DD.8.35.

Tout comme pour EM, |B2| a tendance à être plus fort pour DD.5.51 et DD.8.35 lorsque GS = 0.0904, MSC = 0.2 et HI = 0.75 mais seulement lorsque FA est faible. Quand GS et FA sont forts, DD.2.19 a tendance à produire les valeurs absolues de B2 les plus fortes.

4. Discussion

4.1. **Influence de l'occupation des sols**

L'effet mémoire du système (EM) est plus marqué lorsque les surfaces végétalisées augmentent (figures 4.6 et 4.7). De même, les régimes d'invariance hautes fréquences, fréquences intermédiaires et basses fréquences se caractérisent par des valeurs absolues d'exposants scalaires plus importantes lorsque les surfaces boisées augmentent (figures 4.6, 4.8, 4.9 et 4.10), traduisant une plus grande persistance du transport sédimentaire.

Pour une même configuration de bassin, la comparaison des exposants scalaires B1, B2 et B3 met en évidence une plus grande intermittence des flux sédimentaires sur le long terme (basses fréquences) que sur le moyen et le court terme (hautes fréquences et fréquences intermédiaires ; i.e. valeur absolue moins élevée de B1 que de B2 et B3). La préservation du signal pluviométrique dans les flux sédimentaires sera donc meilleure pour les oscillations basses fréquences. La mesure dans laquelle un signal d'entrée est filtré (atténué ou étalé) par le système dépend donc non seulement des caractéristiques du système mais aussi de la fréquence du signal d'entrée. Les processus sédimentaires (érosion, transport et dépôt)

peuvent être traités comme des processus diffusifs qui se comportement comme des filtres "passe-bas", c'est-à-dire qu'ils ne laissent passer que les signaux dont l'échelle de temps est comparable ou supérieure à l'échelle de temps de diffusion du système (Jerolmack et Paola, 2010 ; Hajek et Straub, 2017 ; Straub et Foreman, 2018). Cette échelle de temps peut être rapprochée de la fréquence limite Tx1 séparant le régime d'invariance basse fréquence du régime d'invariance intermédiaire des spectres de Fourier.

Tx1 est significativement lié au degré de végétalisation du système, si bien que l'information pluviométrique contenue dans les basses fréquences est mieux transmise par les bassins versants peu végétalisés. Dans notre étude, le passage d'un bassin versant peu végétalisé à un bassin versant fortement végétalisé entraine une hausse moyenne de Tx1 de 50 % passant ainsi de 22 à 33 jours. Les bassins versants à fort couvert végétal sont donc capables de filtrer des fluctuations moins rapides du signal de pluie.

La délimitation entre les composantes hautes fréquences et intermédiaires varie en revanche très peu, elle est comprise entre 3 et 4 jours pour l'immense majorité des simulations. Ce paramètre ne permet donc pas une analyse précise des effets de la végétation et plus globalement de l'influence des caractéristiques physiques des bassins versants sur la déformation du signal.

Concrètement, la capacité de lissage de la végétation se traduit, en réponse à une pluie, par une montée moins brusque du flux sédimentaire, par une réduction des pics d'érosion et par une diminution plus lente des flux sédimentaires (Delmas et al., 2012 ; Gay et al., 2016). Ce comportement reflète le conditionnement de l'hydrogramme de crue par la couverture forestière (paramètre m des équations 2.1 et 2.3 du chapitre 2), ce qui affecte indirectement le transport sédimentaire (Welsh et al., 2009). En effet, dans cette étude, l'influence de la végétation sur le lissage du signal de pluie n'est déterminée que par la composante hydrologique du modèle qui agit sur la quantité d'eau ajoutée en surface à différents endroits du bassin. Une végétalisation importante du bassin entraine un hydrogramme théorique plat caractérisée par un pic de crue faible et une récession lente des écoulements. Une partie du ruissellement atteint donc l'exutoire du bassin avec un certain retard. Cela modifie à son tour, les débits, les vitesses, les contraintes de cisaillement et donc l'érosion, le transport et le dépôt des sédiments.

Nous n'avons pas considéré l'influence de la végétation sur la rugosité et sur la résistance des surfaces à l'écoulement. On peut néanmoins s'attendre à ce que l'augmentation de la rugosité hydraulique, liée à la présence de végétation dans les chenaux des cours d'eau ou à proximité de ceux-ci, permette de lisser encore davantage le signal en raison d'un transfert

plus lent des écoulements. De même, l'effet de la végétation sur la résistance des surfaces à l'érosion, liée au développement du système racinaire, n'est pas pris en compte bien qu'il pourrait accentuer la non-linéarité et l'intermittence du transport sédimentaire. Enfin, l'influence des écoulements et de l'érosion sur l'établissement et le développement de la végétation dans le bassin versant n'a pas été considérée dans cette étude.

Etonnament, la régression pas à pas ascendante a montré une absence de relation entre l'organisation spatiale de l'occupation des sols et le pouvoir tampon du bassin versant. La répartition des surfaces dénudées en fond de vallée devrait pourtant réduire le lissage du signal d'entrée puisque ces surfaces, plus réactives d'un point de vue du ruissellement, sont dans cette situation hydrologiquement connectés à l'exutoire du bassin et leur contribution au débit et au flux sédimentaire du bassin devrait alors être majeure (Mekonnen et al., 2015 ; Miyata et al., 2019). De la même manière, nous nous attendions à ce que la répartition des zones boisées en fond de vallée favorise la déconnexion des voies de transfert hydro-sédimentaires et que les zones non végétalisées ne contribuent alors plus autant à l'écoulement rapide de crue (Cosandey et Oliveira, 1996). Nos résultats vont à l'encontre de ceux de Lesschen et al. (2009) et Coulthard et Van De Wiel (2017) qui ont constaté que la distribution spatiale de la végétation déterminait largement la connectivité hydrologique et sédimentaire à l'échelle du bassin versant. De même, Landemaine (2016) rapporte un effet d'interaction important entre la végétation et la topographie et considère que la réduction de la connectivité sédimentaire est nettement renforcée lorsque la végétation se trouve en fond de vallée. Le fait que nous ne considérions pas l'influence de la végétation sur la rugosité des surfaces et leur résistance à l'érosion pourrait expliquer l'absence d'effet observé dans cette étude.

4.2. **Influence de la granulométrie**

Les spectres de Fourier et les autocorrélogrammes ont montré une diminution de l'effet mémoire, de l'ensemble des exposants scalaires et de Tx1 avec l'augmentation de la taille des grains (figures 4.6, 4.7, 4.9, 4.9, 4.10 et 4.11). Cela revient à dire que l'utilisation d'un mélange de sédiments grossiers entraine une plus grande intermittence du transport sédimentaire qui se produit même pour le régime d'invariance basses fréquences, c'est-à-dire pour des échelles de temps longues. En effet, les particules grossières du lit sont plus résistantes à l'érosion que les particules fines et une contrainte de cisaillement plus élevée, donc susceptible d'être moins fréquemment franchie, est nécessaire pour permettre leur mise en mouvement et leur évacuation du bassin versant. A l'inverse, un bassin avec une granulométrie fine répond de manière plus continue et plus linéaire à la variabilité des écoulements, qu'elle soit rapide (B3), modérée (B2) ou lente (B1).

Ce type de comportement a également été mis en évidence par Saletti et al. (2016) au travers d'analyses corrélatoires et spectrales, bien que leur attention se soit portée sur des échelles spatio-temporelles beaucoup plus petites que celles utilisées dans cette étude. En effet, ils ont montré, par le biais d'expérimentations en canal, une plus lente décroissance de la fonction d'autocorrélation avec la diminution de la taille des particules pour différentes échelles temporelles d'aggrégation. Les exposants de Hurst (H), utilisés dans cette étude pour quantifier la persistance du transport sédimentaire, montrent une plus grande intermittence du signal avec l'augmentation de la taille des particules. L'exposant de Hurst est une autre mesure couramment utilisée pour quantifier la persistance d'un signal et est lié au coefficient spectral B par la relation $B = 2H - 1$ (Malamud et Turcotte, 1999). Notre travail vient donc compléter leur analyse en confirmant le lien entre la mémoire du transport sédimentaire et la taille des grains et en analysant cette relation, non plus seulement sur quelques minutes mais sur plusieurs décennies. Cela souligne donc l'importance d'une représentation appropriée de la distribution des tailles de grain pour permettre une description précise de la dynamique sédimentaire du bassin versant, à la fois sur le court et le long terme.

Les propriétés statistiques et spectrales des groupes GS.0.0904 et GS.9.6878 sont très proches et se distinguent très nettement de celles du groupe GS.51.2752. Par exemple, le régime d'invariance basses fréquences du signal apparait à partir d'une même période de 28 j pour les groupes GS.0.0904 et GS.9.6878 alors qu'il n'est visible qu'à partir d'une période de seulement 22 j pour le groupe GS.51.2752. Le mélange granulométrique GS.9.6878 pourrait ne pas contenir de particules suffisamment grossières pour résister aux écoulements, ce qui entraîne une variabilité relativement faible des flux proche de celle de GS.0.0904. Cela signifie donc que, dans ce cas précis, les galets, présents dans la distribution granulométrique du groupe GS.51.2752, déterminent fortement les propriétés statistiques et spectrales du signal de flux sédimentaire.

Au fil des crues, CAESAR-Lisflood favorise le développement d'un pavage lorsque le lit du chenal est composé d'un mélange hétérogène de particules fines et grossières, comme c'est le cas pour GS.51.2752 et dans une moindre mesure pour GS.9.6878. Ces structures, correspondant à l'accumulation de particules grossières en surface, se développent au fil du temps par entrainement sélectif des particules fines (Coulthard et Van De Wiel, 2007 ; Xu et al., 2019). La moins grande persistance du signal pour GS.51.2752, quelle que soit l'échelle de temps considérée, suggère que le transport sédimentaire « sur pavage » se comporterait donc davantage comme un processus aléatoire. En revanche, il serait beaucoup plus corrélé dans le temps pour les lits à granulométrie homogène et fine, que ce soit pour les échelles de temps courtes (B3), intermédiaires (B2) ou longues (B1). Cela rejoint les résultats de Coulthard

et Van De Wiel (2007) qui ont montré une variabilité nettement plus importante des flux sédimentaires lorsque les sols sont caractérisés par une distribution hétérogène de la taille des grains (tailles de particules variant entre 1 et 256 mm, donc voisines de celles employées ici) et en l'absence d'apport de sédiments en provenance des versants. Selon eux, ces conditions, favorables au développement d'un pavage, accentueraient la non linéarité du transport sédimentaire.

L'influence de la granulométrie sur le lissage du signal de pluie peut changer selon le degré de végétalisation du bassin, notamment pour des échelles de temps courtes (< 5 jours). En effet, la hausse de EM et |B3| provoquée par l'augmentation des surfaces boisées s'accentue pour des mélanges homogènes de particules fines. Les écarts liés à la granulométrie ressortent donc davantage lorsque le couvert végétal est important et ont tendance à disparaitre lorsque le couvert végétal est faible (figures 4.7 et 4.10).

Ainsi, l'abaissement du seuil d'entrainement, lié à la diminution de la taille des particules présentes dans le lit, permet d'atténuer la non linéarité de la relation entre les débits et le transport sédimentaire. L'influence de la végétation sur les débits peut donc pleinement s'exprimer dans les flux sédimentaires. En revanche, une granulométrie hétérogène grossière (GS.51.2752), en limitant l'entrainement des particules et en favorisant le développement d'un pavage, engendre une réponse sédimentaire moins linéaire. L'influence de la végétation sur les débits a donc moins de chance d'être transférée aux flux sédimentaires. Ce comportement synergique n'est pas observé pour des échelles de temps plus longues puisque nous ne remarquons aucun effet d'interaction FA:GS pour B1, B2 et Tx1. Cela revient à dire, que pour ces échelles, l'effet combiné de FA et GS sur la persistance du transport sédimentaire est égal à la somme des effets séparés de FA et GS.

4.3. **Influence de la morphométrie**

Les résultats mettent également en évidence une influence importante de la morphologie du bassin versant sur les propriétés statistiques et spectrales du transport sédimentaire.

L'effet mémoire (EM), les valeurs absolues des exposants scalaires (B1, B2, B3) et la limite entre les basses fréquences et les fréquences intermédiaires (Tx1) ont tendance à être positivement liés à MSC, principalement lorsque la granulométrie des sols est fine et lorsque la végétalisation du bassin est importante. L'influence de MSC sur la limite fréquentielle Tx1 est tout de même moins claire en raison d'un grand recouvrement des intervalles de confiance. L'influence de MSC sur les propriétés statistiques et spectrales du signal est fondamentalement intégrée dans la formule de routage des écoulements employée par le

modèle (équation 2.5, chapitre 2). La vitesse des écoulements est d'autant plus forte que le terme $\frac{\Delta(h_t+z)}{\Delta x}$, représentant le gradient hydraulique et donc le gradient de pente, est fort. La contrainte de cisaillement, proportionnelle au carré de la vitesse des écoulements et donc à la pente, agit directement sur l'intensité du transport sédimentaire. L'autocorrélation des flux sédimentaires a donc tendance à augmenter avec l'intensité du transport sédimentaire, ce qui rejoint les observations de Campagnol et al. (2012) et de Saletti et al. (2016) réalisées sur des échelles spatio-temporelles beaucoup plus petites (de l'ordre de quelques minutes).

L'influence de l'hypsométrie sur les propriétés du signal suit la même logique et tient compte des forces exercées par les écoulements sur le lit. Le développement d'un profil de pente convexe (intégrale hypsométrique élevée) entraine une augmentation des pentes dans la partie aval du bassin, autrement dit dans les zones où le débit est élevé (le débit augmentant naturellement avec l'aire drainée). La rencontre de ces deux conditions provoque donc, à l'échelle du bassin versant, une augmentation de la contrainte de cisaillement moyenne et donc un renforcement de la capacité érosive moyenne du réseau de drainage. En revanche, pour un bassin versant avec une intégrale hypsométrique faible (profil de pente concave), l'incision fluviale à l'échelle du bassin est nettement plus faible car le produit de la pente et du débit est inférieur (Willgoose et Hancock, 1998). Il y a donc une plus grande discontinuité dans le transport sédimentaire, même avec une agrégation temporelle importante du signal comme le montre la baisse, en valeur absolue, de l'exposant scalaire du régime d'invariance basses fréquences (B1).

Une dépendance de la dynamique du transport sédimentaire aux effets conjuguées de FA, GS, HI et MSC (effets d'interaction FA:MSC:HI, GS:MSC:HI et FA:GS:MSC) a été mise en évidence. En effet, l'augmentation de la pente du chenal et de l'intégrale hypsométrique tend à accentuer la persistance du transport sédimentaire provoquée par la hausse du couvert végétal et la diminution de la granulométrie, que ce soit sur le court (B3), moyen (B2) ou long (B1) terme (figures 4.8, 4.9 et 4.10). Cette dynamique du transport sédimentaire peut s'expliquer de la manière suivante. Lorsque la pente est faible et les particules sédimentaires sont grossières, le transport sédimentaire se manifeste sous la forme d'impulsions brèves qui se limitent à des événements épisodiques, peu fréquents et de grande magnitude, c'est-à-dire à des événements durant lesquels la contrainte de cisaillement est suffisante pour mobiliser les sédiments du lit (East & Sankey, 2021). L'augmentation de la pente du chenal principal liée à la hausse de HI et MSC et la diminution de GS permet d'allonger la durée du débit critique de transport sédimentaire. Les sédiments ne sont alors plus seulement entrainés lors des pics de crue les plus forts et les écoulements se produisant durant la montée et la descente de crue sont suffisamment rapides pour générer du transport sédimentaire (B3). Le

franchissement du débit critique également lors de périodes à faible écoulement permet de générer du transport sédimentaire sur des échelles de temps moins courtes (B2 et B1). Ainsi, la mémoire hydrologique du bassin (forme de l'hydrogramme de crue, séquence de crues), modulée par l'occupation des sols du bassin, a de meilleures chances d'être conservés et de persister dans le signal sédimentaire lorsque les pentes à proximité de l'exutoire sont fortes et lorsque la granulométrie des sols est fine.

En revanche, lorsque MSC et HI sont faibles, les écoulements ne suffisent pas toujours à générer du transport sédimentaire même lorsque le lit du chenal est composé de particules fines. Dans ce contexte, les écoulements peuvent être bloqués ou entravés ce qui peut aboutir à la sédimentation des particules même les plus fines. Ainsi, malgré une végétalisation importante du bassin, le transport sédimentaire s'effectue sur des périodes de temps courtes lors d'impulsions brèves discontinues ce qui explique la faible pente du régime d'invariance hautes fréquences. La disparition des effets de la granulométrie et de la végétation avec la diminution de la pente est particulièrement remarquable lorsque l'on se place à l'échelle de la crue (B3) puisque les courbes sont à la fois resserrées et proches de l'horizontale (figure 4.10).

Lorsque la granulométrie des sols est hétérogène, les chenaux non végétalisés à forte pente, en raison de leur grande énergie, permettent l'évacuation de la quasi-totalité des particules fines et favorisent donc le développement d'un pavage. Cette couche protectrice particulièrement résistante entraine le rehaussement de la contrainte de cisaillement critique moyenne du lit qui n'est alors érodé que par intermittence lorsque l'énergie des écoulements est suffisante pour entrainer une rupture locale du pavage. En revanche, les chenaux végétalisés à pente faible, en raison de leur moins grande énergie, conservent dans leur lit une certaine quantité de particules fines et assurent ainsi une plus grande continuité du transport sédimentaire à l'échelle de la crue (B3) et de la séquence de crues (B2). Sur des échelles de temps plus longues (B1), il y a probablement une plus grande quantité de matériaux fins transportables lié notamment à la destruction récurrente du pavage à cette échelle et/ou un apport de sédiments en provenance des versants (transfert par solifluction notamment). Le système se comporterait alors davantage comme un système à « transport limité » et la discontinuité des flux serait ainsi limitée (Temme et al., 2017).

L'influence de la densité de drainage sur la dynamique sédimentaire est beaucoup moins évidente. Cela contraste avec diverses études qui considèrent que ce paramètre influence fortement la dynamique du transport sédimentaire. En effet, selon Youberg et al. (2002), Grauso et al. (2008), Di Lazzaro et al. (2014) et Clubb et al. (2016), la densité de drainage a

des implications profondes sur le temps de transit et la variabilité des écoulements et de la production sédimentaire dans les bassins versants. Plusieurs études (Gay et al., 2016 ; Grauso et al., 2018) ont tout de même rapporté une complexité de la relation entre la densité de drainage et la variabilité du flux sédimentaire, ce qui est en accord avec les résultats de notre étude.

Nos résultats mettent en évidence une influence des interactions GS:DD:HI:MSC et MSC:FA:DD sur la variabilité du transport sédimentaire sur le moyen (B2) et le long terme (B1) (Tableau 4.2). En revanche, la réponse sédimentaire haute fréquence du bassin (B3) semble moins sensible à la densité de drainage.

D'après les résultats, les bassins versants à faibles pentes et à faible hypsométrie permettent de faire ressortir les effets liés à la densité de drainage sur le long terme (B1) alors que des bassins versants à fortes pentes permettent de faire ressortir les effets liés à la densité de drainage sur le moyen terme (B2). Des gradients de pente faibles pourraient permettre une meilleure exploration de la complexité du réseau de drainage sur le long terme en favorisant notamment la dispersion des écoulements.

Plus précisément, une densité de drainage élevée couplée à une granulométrie hétérogène et grossière tend à renforcer la réactivité du système sur le moyen et le long terme (effet mémoire et pentes des régime d'invariance basses fréquences et fréquences intermédiaires plus faibles). Ce renforcement de la réactivité du système pourrait provenir de phénomènes de stockage/remobilisation de moyen et de long terme que favorisent les paysages hautement disséqués et végétalisés (Baartman et al., 2013 ; Hooke, 2003 ; Fryirs et al., 2007 ; Hancock et al., 2017 ; Grauso et al. 2018). En effet, la grande irrégularité du réseau couplée à une capacité de transport limitée des sédiments grossiers pourrait favoriser la formation de barres de chenaux. Ces structures pourraient se comporter comme des sites de stockage et des obstacles au transport sédimentaire pouvant entrainer la déconnexion transitoire d'une partie du réseau hydrographique si aucun mouvement latéral du chenal ne se produit (Fryirs et al., 2007 ; Grauso et al. 2018). Une densité de drainage élevée pourrait également être favorable à un renforcement de l'énergie des écoulements en raison de leur confinement, ce qui permettrait le développement d'un pavage en fond de chenal et donc le renforcement de l'intermittence du transport sédimentaire. En revanche, une diminution de la densité de drainage permettrait d'atténuer l'énergie des écoulements en favorisant leur dispersion dans des sections alluviales et des plaines d'inondations relativement larges (Di Lazzaro et al., 2014). Ce type d'environnement serait alors moins propice à la mise en place d'un pavage et donc à une instabilité des flux sédimentaires.

Comme cela a déjà été mentionné, l'intermittence du transport sédimentaire est moins susceptible de se produire dans les environnements à granulométrie argilo-limoneuse puisque dans ce cas, les phénomènes de stockage/remobilisation sont limités et le transport sédimentaire se produit partout où l'eau s'écoule. Une densité de drainage élevée couplée à un faible boisement permettrait d'accentuer ces effets sur le moyen et le long terme en les propageant à travers l'ensemble du bassin (du moins partout où la concentration des eaux se produit) (Poppl, 2012).

L'analyse des cartes présentant la distribution spatiale simulée du diamètre particulaire médian (d50) et des zones d'érosion et de dépôt permettra de vérifier et préciser les interprétations provisoires de la dynamique sédimentaire. De telles analyses aideraient par exemple à vérifier si un tronçon est suffisamment compétent pour permettre le transport des sédiments. Une analyse séquentielle de ces cartes permettrait d'examiner les mécanismes agissant sur la connectivité des chenaux. Ces cartes fourniraient des preuves de l'évolution à court et à long terme des propriétés du lit du chenal (pavage) et de l'existence de zones de stockage. Elles aideraient ainsi à mieux cerner l'évolution spatio-temporelle de la connectivité sédimentaire (Hooke et al., 2003).

5. Conclusion et perspectives

Dans cette étude, le LEM CAESAR-Lisflood a été employé pour générer différents cas tests visant à analyser les effets séparés et combinés de différents paramètres physiques sur les propriétés statistiques et spectrales du transport sédimentaire. Nous avons simulé le fonctionnement de bassins versants synthétiques présentant différentes densités de drainage, différentes intégrales hypsométriques, différentes pentes moyennes de chenal principal, différentes occupations des sols et différentes granulométries des sols.

L'occupation des sols est apparue clairement comme un facteur agissant sur le transport sédimentaire à court, moyen et long terme. Dans cette étude, des bassins versants avec un couvert végétal important permettent de limiter la variabilité haute fréquence du transport sédimentaire en réduisant la transmissivité des écoulements, d'où une autocorrélation plus importante des flux sédimentaires à court, moyen et long terme. Ce comportement est modulé, à court, moyen et long terme, par la pente moyenne, l'hypsométrie et la granulométrie des sols du bassin avec des effets d'interaction plus important sur le court que sur le long terme. L'augmentation de l'intensité de transport, induite par la diminution de la granulométrie et par l'augmentation des pentes de la section aval du bassin, permet un meilleur transfert de la mémoire hydrologique dans les flux sédimentaires et favorise la persistance du transport sédimentaire. En revanche, l'intermittence du transport sédimentaire est maximale lorsque la

couverture végétale est faible et lorsque les pentes et la granulométrie sont fortes. Ces conditions favoriseraient le développement en fond de chenal d'un pavage qui amènerait le bassin à réagir de manière intermittente et non linéaire, notamment sur le court et moyen terme. Une pente et une hypsométrie faibles permettrait d'atténuer ces effets en limitant l'énergie des écoulements et donc en retardant l'évacuation des particules fines présentes dans le chenal.

Il a été constaté que la densité de drainage et la manière dont se répartit la végétation dans le bassin versant sont des facteurs de moins grandes influences. La réponse sédimentaire hautes fréquences ne semble pas être influencé par la densité de drainage. En revanche, des différences sont visibles dans les moyennes et les basses fréquences : les bassins versants à densité de drainage élevée accentueraient l'instabilité des flux obtenue pour les sols hétérogènes et grossiers alors qu'ils la réduiraient pour des sols homogènes composés de particules fines. Ces résultats soulignent l'interaction complexe des facteurs de contrôle sur le transport sédimentaire et renforcent l'idée que l'échelle de temps de l'observation révèle des taux d'érosion et des facteurs de contrôle différents.

Ces résultats soulignent l'utilité des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier pour évaluer l'influence des propriétés physiques des bassins versants sur la dynamique temporelle des séries de flux sédimentaires. Une analyse plus approfondie de la variabilité du transport sédimentaire peut impliquer l'utilisation d'autres méthodes de traitement du signal telles que les analyses en ondelettes qui permettent de considérer la non-stationnarité des signaux. L'évolution vraisemblable des conditions de transport en raison de la modification dans le temps de la morphologie (Saletti et al., 2016) du bassin serait alors prise en compte.

D'autre part, l'utilisation de séries chroniques de flux sédimentaires récupérées à plusieurs endroits dans le bassin pourrait fournir une image plus complète de la réponse sédimentaire de chaque bassin versant synthétique.

Il serait enfin intéressant d'envisager d'autres scénarios ou cas tests basés sur des bassins versants réels à inclure dans CAESAR-Lisflood ou dans CLiDE ou sur une modification de l'information contenue dans le signal de pluie afin de couvrir un plus grand nombre de situations (cf. chapitre 8). Enfin, l'analyse de mesures in-situ de flux hydro-sédimentaire pour plusieurs bassins versants réels est cruciale pour corroborer les conclusions de ce chapitre (cf. chapitre 5 et 6).

Chapitre 5 : Modélisation de la dynamique hydro-sédimentaire de bassins versants marneux. Cas des sites instrumentés de l'observatoire Draix-Bléone.

1. Introduction

Les Alpes méridionales sont concernées par des épisodes de crue et d'érosion intenses pouvant engendrer des dégâts humains et économiques important comme la crue catastrophique du Rhône de mai-juin 1856 (Phillips et al., 2013). Plus récemment, des crues majeures du Rhône, associées à des épisodes cévenols intenses, se sont produites en novembre 1993, janvier et novembre 1994 et septembre et novembre 2002 (Antonelli et al., 2004 ; Maillet et al., 2006). Elles ont engendré des milliards d'euros de dommages et ont fait plusieurs dizaines de victimes, malgré la présence de barrages et de digues construits aux XVIII^{e} et XIX^{e} siècles pour préserver les populations et les biens des inondations. Plus localement, dans les gorges du Gardon (affluent du Rhône), les 8 et 9 septembre 2002, une crue a coûté la vie à 24 personnes et a entraîné des dommages économiques évalués à 1,2 milliard d'euros (destruction de certains moulins, canaux d'irrigation, barrages, passerelles, etc.) (Diodato et Bellocchi, 2013).

Dans les massifs alpins méditerranéens, le ruissellement et l'érosion très intenses sont liés à la conjonction de facteurs climatiques, topographiques, lithologiques, et anthropiques. En effet, les pluies très intenses du climat montagnard méditerranéen (Csa selon la classification de Köppen) couplées aux surfaces pentues et localement érodables des zones de montagne provoquent du ruissellement, des mouvements de masse et un ravinement généralisé des surfaces (Poesen et Hooke, 1997). Les sols alpins méditerranéens présentent localement une forte sensibilité à l'érosion hydrique en raison de la texture à dominante limoneuse de certaines surfaces. Ils sont donc très sensibles au tassement, à la battance ce qui favorise le déclenchement du ruissellement hortonien (Poesen et Hooke, 1997). En plus de la susceptibilité climatique, topographique, lithologique des terres méditerranéennes à l'érosion des sols, l'occupation des sols affecte fortement le ruissellement et l'érosion des sols. En effet, les activités anthropiques telles que le déboisement des surfaces au profit de l'agriculture, le travail et l'homogénéisation des sols, le surpâturage ont aggravé le ruissellement et l'érosion des sols. La sédimentation en aval des particules sédimentaires dans les chenaux et les retenues d'eau a réduit leur capacité à retenir les eaux de crue avec donc une augmentation du risque d'inondation (Liébault et al. 2005).

L'identification et l'évaluation du rôle de chacun de ces facteurs sur le ruissellement et l'érosion des sols dans cette zone est une tâche difficile, étant donné leur constante évolution dans le temps et leurs interactions non linéaires (Provansal et al., 2014). Les projections de changement climatique indiquent une propension accrue de la région méditerranéenne aux événements de pluie intenses mais dans le même temps à une baisse des cumuls pluviométriques (Nadal-Romero et Garcia Ruiz, 2018). Ce climat, favorable à la dégradation

et à l'assèchement des sols, pourra induire des changements dans l'occupation des sols, en rendant encore plus difficile le développement d'une végétation dense et pérenne. Cette évolution du climat couplée à une pression anthropique toujours plus forte sur les milieux naturels accentuera la vulnérabilité de ces zones au ruissellement et à l'érosion.

Dès le Moyen Âge, les habitants des vallées alpines ont remarqué que l'absence de végétation était une cause et un facteur aggravant du ruissellement et de l'érosion, comme en témoigne les archives paroissiales et communales de plusieurs régions sud-alpines (Descroix et Gautier, 2002). Mais ce n'est qu'au milieu du XIXe siècle qu'est réellement analysée la question de l'influence de l'activité humaine sur la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants. À cette époque, plusieurs zones ont souffert de problèmes d'inondations et d'érosion extrêmes après avoir converti une partie de leurs terres boisées en terres arables (Warmerdam et Stricker, 2009). Le rôle de la forêt dans la protection contre les inondations et l'érosion a dès lors fait l'objet de nombreuses discussions. Des études sur de petits bassins versants ont alors été initiées afin d'identifier l'influence de la couverture forestière sur le ruissellement des eaux de crue et l'érosion des sols. Les petits bassins versants à sol, végétation et physiographie uniforme, plutôt que les grands bassins versants aux propriétés physiques hétérogènes, sont des sites d'étude plus appropriés pour isoler les effets de l'occupation des sols sur le ruissellement et l'érosion (Li et al., 2009). Ces bassins versants expérimentaux sont utilisés depuis plusieurs décennies pour étudier l'impact de la déforestation et du boisement sur le ruissellement et l'érosion des sols (Mathys et al., 2003 ; Warmerdam et Stricker, 2009). La première étude de bassin versant connue a été réalisée de 1903 à 1918 en Suisse et a comparé les débits de deux bassins versants, le Sperbelgraben, entièrement boisé, et le Rappengraben, peu boisé (Robinson & Whitehead, 1993). Le bassin versant du Sperbelgraben a produit des débits de crue inférieurs à ceux du Rappengraben, tandis que les débits d'étiage en été semblaient être légèrement supérieurs. Cette étude de corrélation bien documentée entre deux bassins versants a démontré le rôle important de la végétation forestière pour la protection contre les inondations. De nombreuses études de ce type sur de petits bassins versants ont suivi dans d'autres pays (Ice & Stednick, 2004). Dans ces études, il est clairement apparu que la forêt, plus que toute autre végétation, réduit les volumes de ruissellement annuel et les débits de pointe. De même, plusieurs études ont montré le rôle déterminant de l'occupation des sols et du couvert forestier sur l'érosion des sol (García-Ruiz et al., 2015), D'après ces études, les terres arables tendent à être associée aux taux d'érosion les plus élevés tandis que les zones forestières, arbustives et pâturées génèrent les taux d'érosion les plus faibles, bien que des taux d'érosion forts soient possibles.

Dans cette étude, nous proposons d'utiliser les bassins versants de l'observatoire Draix-Bléone pour comprendre l'influence de la reforestation sur le ruissellement et l'érosion en contexte méditerranéen et montagneux.L'Observatoire Draix-Bléone, situé dans les Alpes de Haute Provence et rattaché à l'infrastructure de recherche française dédiée à l'observation et à l'étude de la zone critique (OZCAR ; Gaillardet et al., 2018) présente deux bassins versants instrumentés, le Laval et le Brusquet, dont les exports sont transférés au Rhône via la Durance (figure 5.1).

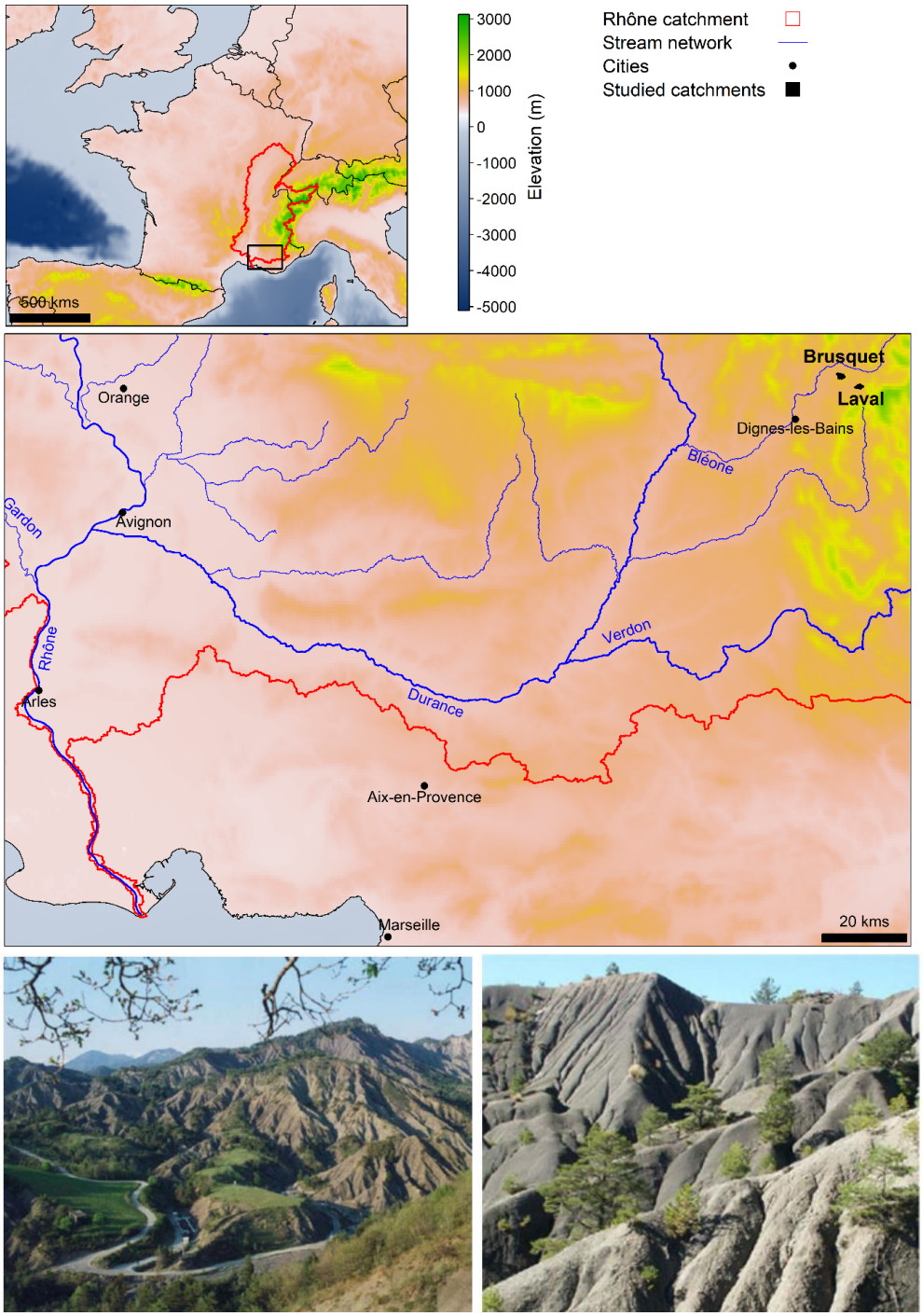


Figure 5.1. Localisation et photographies (Lopez Saez et al., 2011) des bassins versants du Laval et du Brusquet dans le bassin versant du Rhône.

Cette zone présente des pentes fortes et des terrains marneux très érodables. Ainsi, combinés aux précipitations brèves et intenses du climat méditerranéen, un ruissellement et une érosion importante des surfaces sont souvent observés (Antoine, 1995). Ces processus aboutissent au développement de surfaces très ravinées que l'on appelle les badlands. Ces dernières, bien que ne représentant que 0,2 % de la surface du bassin versant du Rhône, produiraient 14 % du flux de MES exporté à la mer Méditerranée (Copard et al., 2018). Outre des inondations catastrophiques en aval, ce transfert massif de sédiments entraîne un envasement des retenues et des plans d'eau (Etang de Berre) et des barrages hydroélectriques dont le fonctionnement est alors perturbé. Pour préserver la fonctionnalité des retenues, il faut envisager un curage régulier qui constitue une opération coûteuse (Rey, 2003). Une solution alternative et durable consiste à réduire le ruissellement et l'érosion par la reforestation, ce qui permet de retenir les sédiments dans les bassins versants à l'amont des retenues. Cette solution a été proposée dès la fin du XIX^{ème} siècle qui a vu naître de nombreux programmes de reboisement (Phillips et al., 2013).

Dans cette étude, deux bassins versants n'ayant pas reçu les mêmes efforts de revégétalisation sont analysés. Le bassin du Brusquet, d'une superficie de 108 ha, a été totalement reboisé, notamment par des pins noirs d'Autriche (végétation pérenne ; *Pinus nigra ssp. nigra*). Ses caractéristiques générales climatiques, lithologiques et géomorphologiques (forme, superficie, pente et hydrographie) sont très proches de celles du bassin versant du Laval (86 ha) qui n'a pas été reboisé et dont le couvert végétal n'est que de 32% (végétation pérenne principalement arbustives avec quelques zones à graminées, le reste du bassin étant totalement dénudé) (tableau 5.1 ; figure 5.2).

Une approche combinant l'analyse de données de terrain et l'application du modèle à base physique CAESAR-Lisflood (cf. chapitre 2, section 1.1) a été employée pour quantifier l'influence du couvert végétal sur la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants du Laval et du Brusquet.

L'analyse des données de terrain a consisté à quantifier directement l'impact de la couverture forestière sur la réponse hydro-sédimentaire des bassins du Laval et du Brusquet aux précipitations. Des séries temporelles hautes fréquences de débits et de flux sédimentaires à l'exutoire débutant en 1984 pour le Laval et en 1987 pour le Brusquet ont été analysées à l'aide de la fonction d'autocorrélation (chapitre 2, section 3.1) et de l'analyse de Fourier (chapitre 2, section 3.2). Ces outils nous permettront de quantifier la manière dont l'occupation des sols agit sur la structure corrélatoire multi-échelles des signaux hydrologiques et sédimentaires du Laval et du Brusquet.

Parallèlement, CAESAR-Lisflood est utilisé pour simuler et prédire la dynamique hydro-sédimentaire à court et à long terme des bassins du Laval et du Brusquet. Un nombre limité d'études existent concernant la modélisation de la réponse hydro-sédimentaire des bassins versants de Draix et plus globalement dans ce type d'environnement. Mathys et al. (2003) ont appliqué le modèle ETC (Erosion des Torrents en Crue) au bassin versant du Laval pour simuler le ruissellement et le transport sédimentaire à l'échelle de l'événement de crue. Bien que les processus d'érosion, de dépôt et de pavage en fond de lit soient bien simulés par le modèle, les résultats ont montré qu'il était nécessaire d'améliorer la représentation des processus de pente et de stockage des sédiments dans les chenaux et d'inclure les effets de la végétation sur l'érosion. Le modèle physique SHETRAN, qui permet une meilleure description de ces processus, a été appliqué au bassin versant du Laval pour simuler l'influence d'une modification de l'occupation des sols sur le transport sédimentaire (Lukey et al., 2000). Une première étude avec ce modèle sur ce bassin (Barthurst et al., 1998) a souligné la capacité de ce modèle à simuler les flux sédimentaires produits lors de certains événements de crue. L'incertitude associée aux valeurs des paramètres d'entrée est probablement la raison d'une mauvaise prédiction du modèle pour les événements de crue restants. En effet, les erreurs et les incertitudes résultant de la sur-paramétrisation de ces modèles l'emportent parfois sur l'amélioration potentielle de la prédiction due à une meilleure description des processus. C'est probablement en partie pour cette raison que Carriere et al. (2020) ont préféré utiliser le modèle à complexité réduite Landlab pour simuler la dynamique sédimentaire des bassins du Laval et du Brusquet. Il s'agit de la première étude cherchant à reproduire le fonctionnement sédimentaire du bassin versant végétalisé du Brusquet. Landlab, tout comme le modèle employé dans cette étude (CAESAR-Lisflood), appartient à la catégorie des modèles d'évolution de paysage (LEM).

Le modèle CAESAR-Lisflood n'a jamais été testé dans des surfaces présentant des badlands comme c'est le cas dans la présente étude (Coulthard et Macklin, 2001 ; Welsh et al., 2009 ; Hancock et al., 2010 ; Coulthard et al., 2012 ; Hancock et al., 2017). Nous évaluerons donc, à la suite d'une phase de calibration, sa capacité à simuler la dynamique hydro-sédimentaire du Laval et du Brusquet. La performance (cf. chapitre 2, section 2.1) et l'incertitude prédictive (cf. chapitre 2, section 2.2) seront pleinement étudiées. Une approche moins conventionnelle impliquant les méthodes de traitement du signal préalablement mentionnées sera également utilisée pour estimer la capacité du modèle à reproduire le contenu fréquentiel et la structure corrélatoire des séries temporelles observées. Cette approche complémentaire peut apporter des indications sur le comportement et les déficiences du modèle et l'influence de ses paramètres (Weedon et al., 2015). La manière dont les paramètres de contrôle varient et influencent les sorties du modèle d'un bassin à

l'autre sera analysée (cf. chapitre 2, section 2.3). Par le biais de cette comparaison, nous espérons tirer des informations pertinentes sur le fonctionnement hydro-sédimentaire des bassins du Laval et du Brusquet. L'application du modèle CAESAR-Lisflood a également permis d'obtenir des cartes d'érosion/dépôt qui seront présentées à la fin de ce chapitre.

2. Site d'étude

Le substratum du Laval et du Brusquet consiste en des marnes noires (du Callovo-Oxfordien pour le Laval et du Toarcien, de l'Aalénien et du Bajocien pour le Brusquet) dont le pendage est de ~30-45° vers le sud-est (~120°N) (Mathys, 2006 ; Lofi et al., 2012). Ces surfaces, facilement érodables, donnent à la zone une morphologie de badlands qui se caractérise par un réseau dense de ravines. Les surfaces avec un transport diffus des écoulements sont donc peu répandues. En effet, les distributions cumulées des aires drainées (CAD), utilisée pour caractériser la répartition spatiale des régimes d'écoulement et d'érosion (cf. chapitre 3, Article de Bunel et al., 2021), indiquent que les ravines (érosion concentrée) se développent à partir d'une aire drainée d'à peine 55 m² pour le Laval et 95 m² pour le Brusquet (figure 5.3). La densité du réseau hydrographique (DD), calculée à l'aide de ces seuils d'aire contributive, est alors de 122.60 $km.km^{-2}$ pour le bassin versant du Laval et 105.96 $km.km^{-2}$ pour le bassin versant du Brusquet (tableau 5.1). Dans un environnement aussi raviné que celui-ci, la diminution de la résolution du MNT entraine très rapidement une baisse de ces valeurs puisque les petits talwegs ne sont pas capturés par le MNT de résolution 5 m, comme l'indique la figure 5.2 (DD égale à 34.40 et 26 $km.km^{-2}$ pour le Laval et le Brusquet respectivement ; tableau 5.1). Cette résolution de MNT a malgré tout été employée lors de la modélisation hydro-sédimentaire des bassins car une résolution plus fine aurait généré des temps de calcul non acceptables.

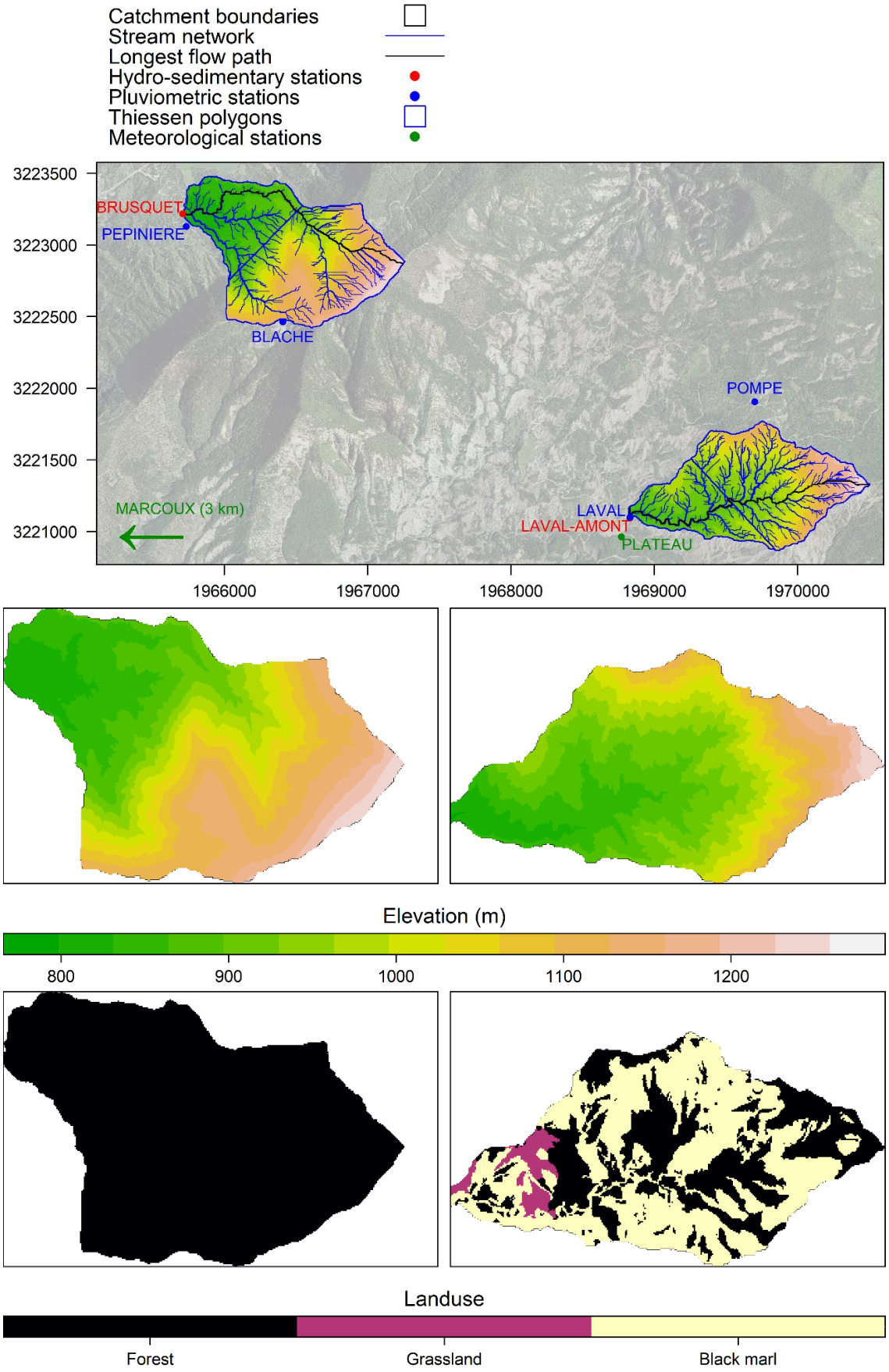


Figure 5.2. Localisation du site d'étude et cartes d'occupation des sols des bassins versants du Laval et du Brusquet (système de projection : RGF 1993 CC44).

Tableau 5.1. Caractéristiques physiques des bassins versants du Laval et du Brusquet, déterminées selon différentes résolutions de MNT.

	Laval 50cm	Laval 5m	Brusquet 50cm	Brusquet 5m
Geology	Black marls	Black marls	Black marls	Black marls
Mean annual Rainfall (mm)	909	909	818	818
Plant cover (%)	32	32	100	100
Area (km²)	0.86	0.86	1.03	1.03
Drainage density (km/km²)	122.60	34.40	105.96	26.00
Confluence ratio (-)	4.01	4.18	3.95	4.02
Length ratio (-)	2.07	2.26	1.57	1.72
Hypsometric integral (-)	0.36	0.36	0.45	0.45
Altitude min-max (m)	850.56-1259.60	852.68-1259.60	796.80-1260.21	797.7-1259.87
Main channel slope (m/m)	0.14	0.15	0.15	0.18

Les altitudes varient entre 853 et 1260 m dans le bassin de Laval et entre 798 et 1260 m dans le bassin du Brusquet (tableau 5.1). Les pentes locales sont fortes et excèdent très souvent les 70 %, y compris avec une résolution de MNT égale à 5 m. Les pentes moyennes du chenal principal sont très élevées, légèrement plus pour une résolution de MNT de 5 m (18 % pour le Brusquet et 15 % que pour le Laval) puisque dans ce cas la sinuosité et donc la longueur du drain principal sont sous-estimées (tableau 5.1). Comme l'indique le profil en long du chenal principal, les pentes sont raides dans les parties supérieures des bassins versants et diminuent à mesure que l'altitude diminue (figure 5.3). Les deux bassins versants montrent donc un profil de pente concave, typique de celui de bassins à géologie uniforme et à érosion concentrée dominante (Kirkby, 1971). Les intégrales hypsométriques (aire sous la courbe hypsométrique ; figure 5.3) qui permettent une analyse adimensionnelle de la relation surface-élévation (Langbein, 1947) sont comprises entre 0.35 et 0.6 (0.36 pour le Laval et 0.45 pour le Brusquet ; tableau 5.1), ce qui confirme la maturité géomorphologique des deux bassins (Strahler, 1952, 1964). La reforestation du Brusquet à la fin du 19ème siècle pourrait expliquer le basculement de la topographie vers un état d'équilibre légèrement moins incisé (densité de drainage légèrement plus faible) et moins concave (cf. courbe hypsométrique et profil en long).

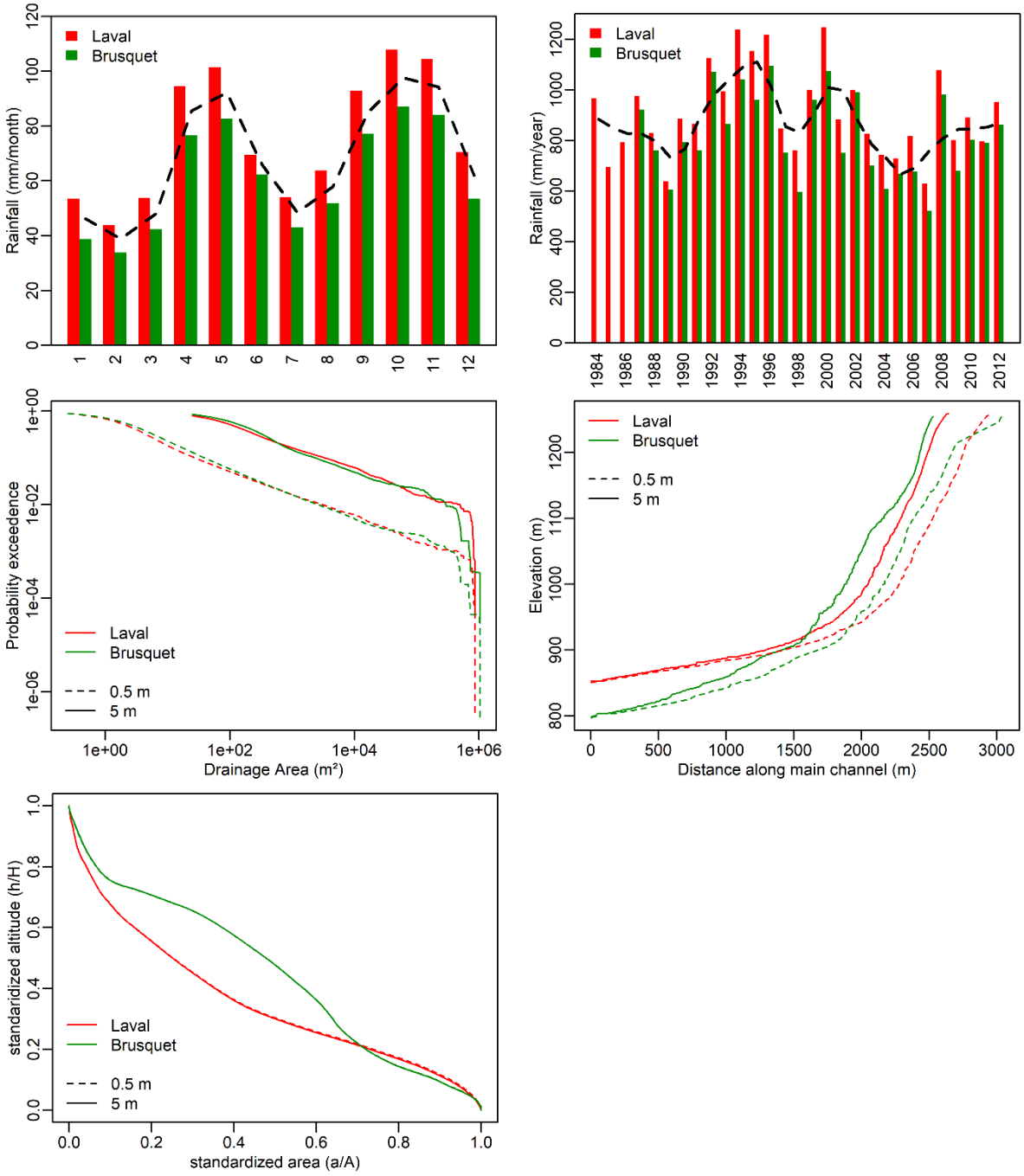


Figure 5.3. Comparaison de la pluviométrie et de la morphométrie des bassins versants du Laval et du Brusquet. Cumuls pluviométriques mensuels (en haut à gauche), cumuls pluviométriques annuels (en haut à droite), distributions cumulées des aires drainées (au milieu à gauche), profil en long des chenaux principaux (au milieu à droite) et courbes hypsométriques (en bas à gauche). Les trois derniers graphiques ont été réalisés en considérant deux résolution de MNT : 0.5 et 5 m.

Le Laval et le Brusquet ont un climat méditerranéen, une moyenne de 200 jours par an sans pluie et seulement 5 jours avec des précipitations supérieures à 30 mm. Les écarts de pluviométrie annuelle sont faibles, avec un pourcentage d'écart d'à peine 10% sur le module interannuel (818 mm pour le Brusquet et 909 mm pour le Laval ; tableau 5.1 ; figure 5.3). Les étés sont secs, avec parfois des orages brefs et violents, et la plupart des pluies et du

ruissellement se produit au printemps (entre avril et mai) et en automne (entre septembre et octobre) (Mathys et al., 2003 ; figure 5.3). C'est également un climat de montagne avec des chutes de neige et des cycles gel-dégel fréquents en hiver. Les phénomènes gel-dégel et humectation-dessication, dont l'intensité dépend des conditions de température et d'humidité, sont des processus d'altération des marnes noires majeurs (Antoine et al., 1995).

L'érosion dans le bassin du Laval et du Brusquet suit un cycle temporel saisonnier qui distingue deux grandes phases. (1) De décembre à mars, la désagrégation du substratum marneux par cryoclastie entraine le développement sur les versants d'un régolithe (5 à 10 centimètres d'épaisseur) qui est transporté jusqu'au réseau de drainage par gélireptation et gélifluxion (Rovera et Robert, 2005 ; Mathys, 2006). Ces processus aboutissent à des accumulations de matériaux de plusieurs décimètres en fonds de ravines (10-50 cm) (Lopez Saez et al., 2011). (2) Entre avril et novembre, les événements pluvieux intenses et brefs entrainent le déclenchement d'évènements ruisselant qui permettent l'évacuation de la totalité des sédiments stockés dans le réseau de drainage (Descroix et Mathys, 2003).

Le ruissellement et l'érosion varient également d'un point de vue spatial et sont influencés par la pente, la végétation, l'exposition des versants et l'angle formé par la pente et le pendage des couches marneuses. La reptation est plus importante sur les versants nord que sur les versants sud en raison des cycles gel-dégel qui y seraient plus fréquents et plus intenses (Descroix et Mathys, 2003). La végétation et l'angle pente-pendage conditionnent également très fortement le ruissellement et l'altération des versants. La colonisation du substrat par la prairie et la forêt permet de réduire les phénomènes de ruissellement et d'altération en favorisant le stockage des écoulements et en limitant par pédogénèse l'anisotropie des marnes. En revanche, les secteurs dénudés sont moins propices au stockage des eaux et la pédogénèse y est moins prononcée ce qui les rend potentiellement plus sensibles aux phénomènes de ruissellement et d'altération. Sur ces surfaces non végétalisées, l'angle constituée par la pente du terrain et le pendage des couches géologiques exerce une influence de premier ordre sur le ruissellement et l'altération. Les surfaces parallèles au pendage (versants avec une orientation 120°N) seraient plus sensibles au ruissellement mais plus résistantes à l'altération alors que les surfaces perpendiculaires au pendage (versants avec une orientation 300°N) permettraient de réduire le ruissellement mais accentueraient l'altération en favorisant la pénétration en profondeur des fronts de gel et d'humectation (Esteves et al., 2005 ; Mathys et al., 2005). En résumé, l'érosion des sols est minimale pour les sols couverts de végétation et maximale pour les sols nus. En zone dénudée les taux d'érosion seraient quatre fois plus fort sur les versants exposés au nord et perpendiculaires

au pendage (~12 mm.an^{-1}) que sur les versants exposés au sud et parallèle au pendage (~3 mm.an^{-1}) (Descroix et Mathys, 2003).

Les informations présentées dans cette section seront considérées lors de la paramétrisation et de l'ajustement des fonctionnalités du modèle CAESAR-Lisflood (cf. 3.1).

3. Approche méthodologique

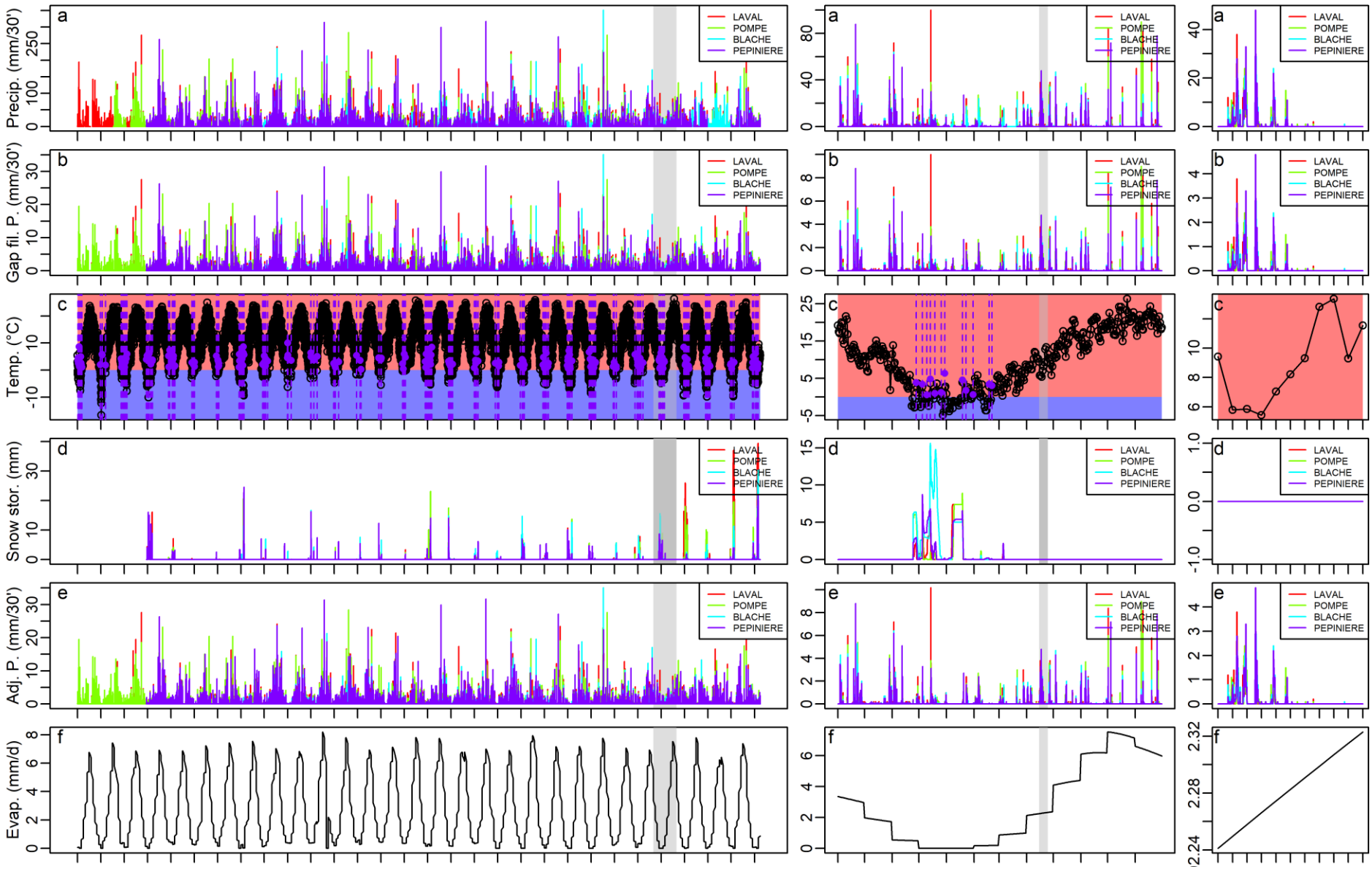
3.1. Mise en œuvre du modèle CAESAR-Lisflood

3.1.1. MNT et granulométrie

La topographie est définie à partir d'un modèle numérique de terrain récent (2015) d'une résolution de 5 m x 5 m, ce qui représente une discrétisation de l'espace en 34385 mailles pour le Laval et 41376 mailles pour le Brusquet (figure 5.2). La distribution granulométrique des sols a été obtenue à partir des relevés réalisés par Klotz (2002) à proximité du site d'étude (bassin versant de la Roubine). Nous avons ainsi considéré pour le bassin versant du Laval et du Brusquet une distribution initiale homogène composée d'une fraction silto-argilo-sableuse (gs_1 = 80 microns) et d'une fraction sableuse (gs_2 = 2 mm), la fraction la plus fine étant contrainte à se déplacer en suspension lors des simulations. La proportion de chacune des fractions sera définie lors de la phase de calibration du modèle.

3.1.2. Pluie et ETP

Les simulations ont été effectuées sur une période de 30 ans (1984-2013). Les données de précipitations de résolution 30 minutes employées en entrée du modèle proviennent des stations de Laval et de Pompe pour le bassin versant du Laval et des stations de Blache et de Pépinière pour le bassin versant du Brusquet (figure 5.2). Elles ont été spatialement distribuées à l'aide de la méthode des polygones de Thiessen qui coupe donc les bassins en deux (segments bleus parcourant les deux bassins dans la figure 5.2). Les données pluviométriques s'étendent du 1er janvier 1984 au 31 mars 2013 pour le Laval (stations Laval et Pompe) et du 15 décembre 1986 au 31 mars 2013 pour le Brusquet (stations Blache et Pépinière) (figure 5.4a). Nous avons remarqué plusieurs données manquantes (10 à 20% des chroniques) dans les chroniques de précipitations, principalement avant 1987 et pour les années 2010 et 2011 (figure 5.4a). Pour chaque station, lorsque cela a été possible, les données manquantes ont été fixées aux valeurs de sa station auxiliaire. Les lacunes restantes ont été comblées à l'aide de l'algorithme espérance-maximisation, qui tient compte de la structure de corrélation à l'intérieur et entre les séries temporelles (Junger et al., 2003) (figure 5.4b).


a
b
c
d
e
f
LAVAL
POMPE
BLACHE
PEPINIERE
Precip. (mm/30')
Gap fil. P. (mm/30')
Temp. (°C)
Snow stor. (mm)
Adj. P. (mm/30')
Evap. (mm/d)

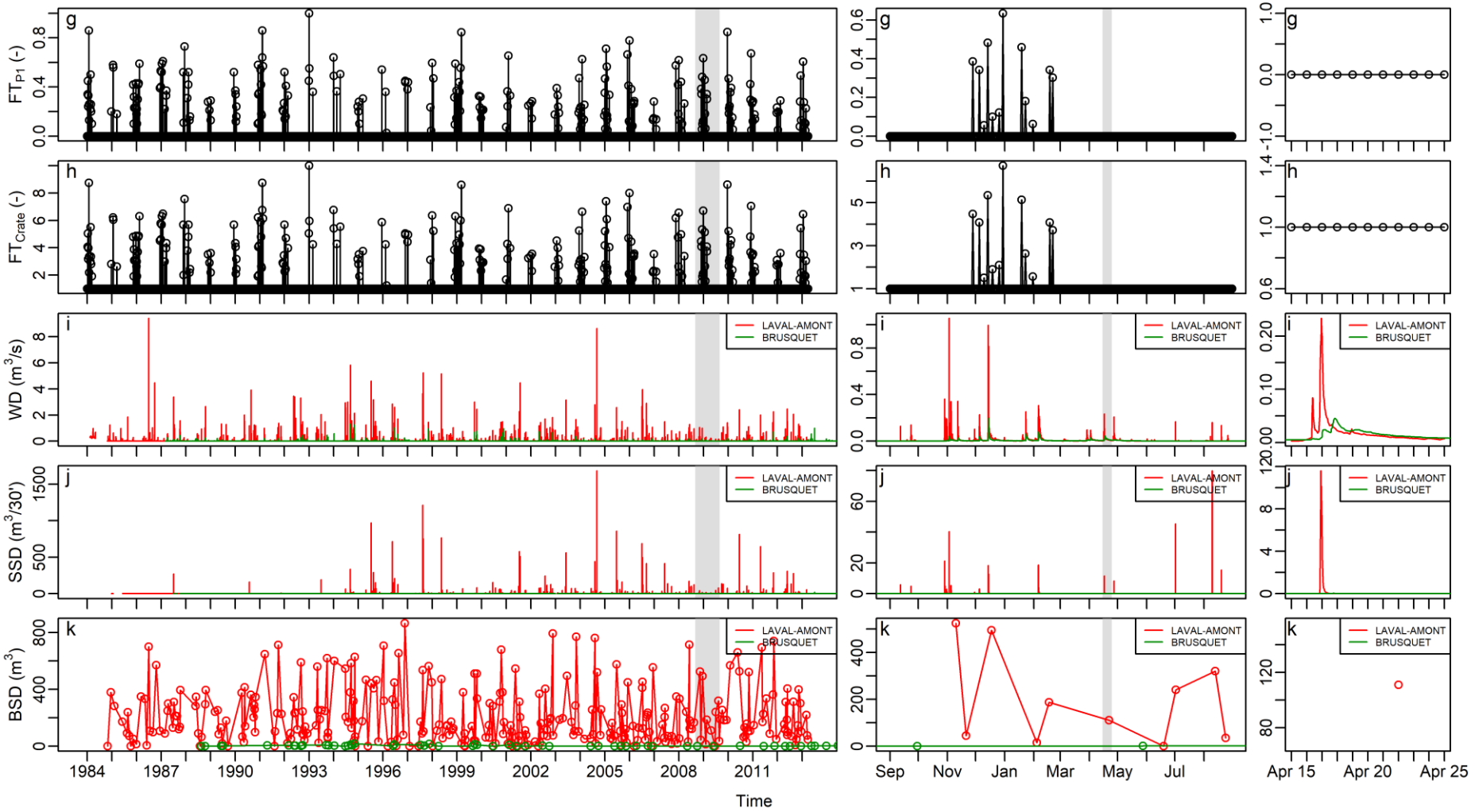


Figure 5.4. Séries temporelles observées brutes (a, c, i, j et k), modifiées (b) et calculées (d, e, f, g et h) (lignes) présentées selon différents niveaux de zoom (colonnes ; pluriannuel, saisonnier, évènementiel) pour les bassins versants du Laval et du Brusquet. Précipitations originales (a), précipitations avec comblement des lacunes (b), température (c), couvert neigeux (d), précipitations ajustées selon la température (e), évapotranspiration Thornthwaite (f), coefficient $FT_{C_{rate}}$ (g), coefficient FT_{p_1} (h), débit moyen (i), flux de matières en suspension moyen (j) et flux par charriage (k).

Parce que l'accumulation et la fonte de la neige ne sont pas paramétrées dans CAESAR-Lisflood, les chroniques de précipitations ont dues être ajustées pour intégrer les effets de la température (figure 5.4e). Le stockage et la fonte de la neige ont été incorporés en créant un simple programme de bilan massique utilisant en entrée les données de précipitations semi-horaires (figure 5.4b) et des données de température moyenne journalières (stations météorologiques de Plateau et Marcoux ; figure 5.4c). Ce programme considère que lorsque la température de l'air est inférieure à -1°C, toutes les précipitations sont sous forme de neige, et qu'à une température de l'air supérieure à +1°C, elles sont uniquement sous forme de pluies. Dans l'intervalle de température -1 °C < T < +1 °C, nous considérons une évolution progressive linéaire du pourcentage de neige dans les précipitations. La fonte du manteau neigeux se produit dès que la température de l'air est positive, à un taux qui varie selon la température et la couverture du sol par la végétation (Nie et al., 2017). L'évolution de l'enneigement simulée par ce programme indique un stockage transitoire des précipitations sous forme de neige entre décembre et mars pouvant aller jusqu'à 40 mm équivalent eau (figure 5.4d), soit environ 40 cm de neige (L'Hôte et al., 2005).

Les relevés quotidiens de température moyenne ont également été utilisés pour calculer l'évapotranspiration potentielle quotidienne renseignée en entrée du modèle et obtenue à l'aide d'une version modifiée de la formule de Thornthwaite (équation 5.1 ; figure 5.4f ; Thornthwaite, 1948 ; Pereira et Pruitt, 2004) :

$$PET = 16C_f \left(10\frac{T}{I_s}\right)^a$$

(Équation 5.1)

Où PET (mm) représente l'évapotranspiration potentielle journalière, T (°C) la température moyenne mensuelle, C_f (-) un facteur de correction tenant compte de la photopériode pour convertir les données mensuelles en données journalières, I_s (-) la somme des douze indices thermiques mensuels et a (-) une constante. Pour rappel, dans le modèle, seuls les volumes d'eau présents à la surface du sol sont repris par évapotranspiration (cf. équation 2.6, chapitre 2).

3.1.3. Ajustement des fonctionnalités de CAESAR-Lisflood

3.1.3.1. Evolution du fluage, de l'altération du susbtratum et de l'érosion en rigole selon la saturation du sol

Le fluage des matériaux sur les versants n'est décrit actuellement dans le modèle que par le biais d'une équation de diffusion linéaire (cf. équation 2.22, chapitre 2). Or, la solifluxion, le

mouvement d'un sol (presque) saturé sur une surface imperméable, est un processus important sur le site d'étude et doit donc être intégré dans le fonctionnement du modèle. Étant donné que la solifluxion est fonctionnellement équivalente à la reptation accélérée par l'humidité (Matsuoka, 2001), le code source du modèle a été modifié de façon à ce que le paramètre C_{rate} (coefficient de fluage) varie dans le temps et soit directement proportionnel au flux d'eau produit par la composante hydrologique du modèle (q_{tot}). Cette approche simple permet de feindre la diminution de la résistance au cisaillement du sol avec l'augmentation de l'humidité. De la même manière, étant donné que l'eau contenue dans le sol joue un rôle prépondérant dans l'altération des roches (Salvador-Blanes et al., 2007) et l'érosion en rigole, les paramètres p_1 (taux d'altération potentiel du substratum ; équation 2.25 – chapitre 2) et E_r (facteur d'ajustement de l'érosion en rigole ; équation 2.23 – chapitre 2) sont également désormais proportionnels à q_{tot}. Les facteurs de proportionnalité associant q_{tot} à chacun de ces trois paramètres ont été déterminés lors d'une phase d'exploration préliminaire des sorties du modèle. Plus précisément, leur valeur a été définie de manière à ce qu'une couche raisonnable de régolithe (~5-10 cm ; cf. 2. Site d'étude) puisse être produite et entrainée dans le chenal chaque année.

3.1.3.2. Evolution temporelle du fluage et de l'altération du substratum selon la température

Le modèle CAESAR-Lisflood a également été modifié pour incorporer le processus de gel-dégel qui est un processus d'altération du substratum et d'érosion des versants majeur pour les bassins du Laval et du Brusquet (cf. section 2, site d'étude). L'influence de ce processus sur la création du manteau d'altérites et son entrainement jusque dans le réseau de drainage a été intégrée en considérant des facteurs de pondération dynamique (évoluant dans le temps) pour les paramètres p_1 (facteur de pondération FT_{P1} ; équation 5.3) et C_{rate} (facteur de pondération $FT_{C_{rate}}$; équation 5.4). Dans ce travail, la chronique de température moyenne journalière de l'air (figure 5.4c) a servi de proxy pour créer les séries temporelles journalières de FT_{P1} (figure 5.4g) et $FT_{C_{rate}}$ (figure 5.4h) en permettant de suivre les jours pendant lesquels les cycles gel-dégel se produisent. Nous avons commencé par calculer itérativement à partir de cette chronique les écarts de température entre le jour j et le jour j-1 (ΔT). Seules les valeurs positives traduisant le passage d'une température négative (gel) à une température positive (dégel) ont été conservées dans la chronique, les valeurs restantes étant fixées à 0 (équation 5.2 ; les jours de dégel sont repérés par les lignes en tirets violets sur la figure 5.4c). Nous faisons donc l'hypothèse que le gel et le dégel de la surface du sol ne se produit que lorsque la température moyenne de l'air descend en dessous et passe au-dessus de 0°C respectivement. 230 dégels se sont ainsi produits entre le 1er janvier 1984 et

le 31 mars 2013, ce qui représente en moyenne chaque année 8 dégels (figure 5.4c). Les cycles gel-dégel et donc les phénomènes de gélifraction et de gélifluxion les plus intenses sont considérés comme étant ceux associés aux plus grands écarts de température. Les valeurs des coefficients de pondération ont donc été finalement calculées en appliquant aux données ΔT une fonction linéaire permettant de définir la gamme de valeurs souhaitées pour chacun de ces facteurs de pondération. Les valeurs ΔT ont été transposées sur une échelle linéaire respectivement comprise entre 0 et 1 et 1 et 10 pour les coefficients de pondération FT_{p1} (équation 5.3 ; figure 5.4g) et $FT_{C_{rate}}$ (équation 5.4 ; figure 5.4h). Ces chroniques ont été employées pour l'ensemble des simulations réalisées pour le Laval et le Brusquet.

$$\Delta T = \begin{cases} T_j - T_{j-1} & T_{j-1} < 0 \; et \; T_j > 0 \\ 0 & sinon \end{cases}$$

(Équation 5.2)

$$FT_{p1} = \frac{\big((\Delta T) - min(\Delta T)\big)}{max(\Delta T) - \; min(\Delta T)}(1 - 0) + 0$$

(Équation 5.3)

$$FT_{C_{rate}} = \frac{\big((\Delta T) - min(\Delta T)\big)}{max(\Delta T) - \; min(\Delta T)}(10 - 1) + 1$$

(Équation 5.4)

3.1.3.3. Evolution spatiale du fluage et de l'altération du susbtratum

En plus de ces facteurs de pondération temporels, trois facteurs de pondération semi-distribués, élaborés par Bonnard (2005) et Mathys (2006), interviennent dans la modulation spatiale des paramètres p_1 et C_{rate} : (i) la pente (altération et érodabilité maximales sur les zones les plus pentues), (ii) l'orientation du versant (altération et érodabilité minimales sur les versants sud et maximales sur les versants nord) et (iii) l'angle entre l'orientation du versant et l'orientation du plan de pendage, appelé angle pente/pendage (altération minimale sur le toit du pendage et maximale sur le front du pendage) (cf. section 2, site d'étude). On considère donc pour un versant donné trois coefficients de pondération :

- Un coefficient de pente S qui correspond aux valeurs de pentes normalisées entre 0 et 1. L'objectif de ce coefficient est de favoriser l'altération du substratum et donc la production de régolithe sur les secteurs pentus des bassins (i.e. les versants). Naturellement, ce coefficient n'a pas été considéré dans l'ajustement de la reptation puisque la pente est déjà incluse dans le calcul (cf. équation 2.22).

- Un coefficient d'exposition E comportant 5 valeurs (0.25, 0.4375, 0.625, 0.8125 et 1). Sur la base du schéma de fonctionnement décrit en section 2, les valeurs 0.25, 0.4375, 0.625, 0.8125 et 1 sont respectivement attribuées aux versants S, SO/SE, O/E, NO/NE et N (quatre fois plus sujets à la cryoclastie et à la gélifluxion/solifluxion que les versants S – cf. section 2, site d'étude) (figure 5.5).

- Un coefficient pente/pendage P comportant 3 valeurs (0.25, 0.625 et 1). Les pentes qui suivent la direction de pendage des marnes (orientation azimutale comprise entre 75°N et 165°N) produisent des épaisseurs de régolithe quatre fois plus fortes que les pentes perpendiculaires au pendage (orientation azimutale comprise entre 255°N et 345°N) (cf. section 2, site d'étude). Un coefficient de pondération quatre fois plus fort leur a donc été attribué (1 contre 0.25). D'autre part, puisque l'effet du pendage des marnes disparait avec le développement de la végétation (pédogénèse), le coefficient de pondération P le moins pénalisant (0.25) a été définie pour les secteurs couverts d'herbes ou d'arbres (figure 5.5). L'angle pente/pendage n'excercant pas d'influence sur la reptation (cf. section 2, site d'étude), le coefficient P n'a pas été considéré dans le calcul de C_{rate}.

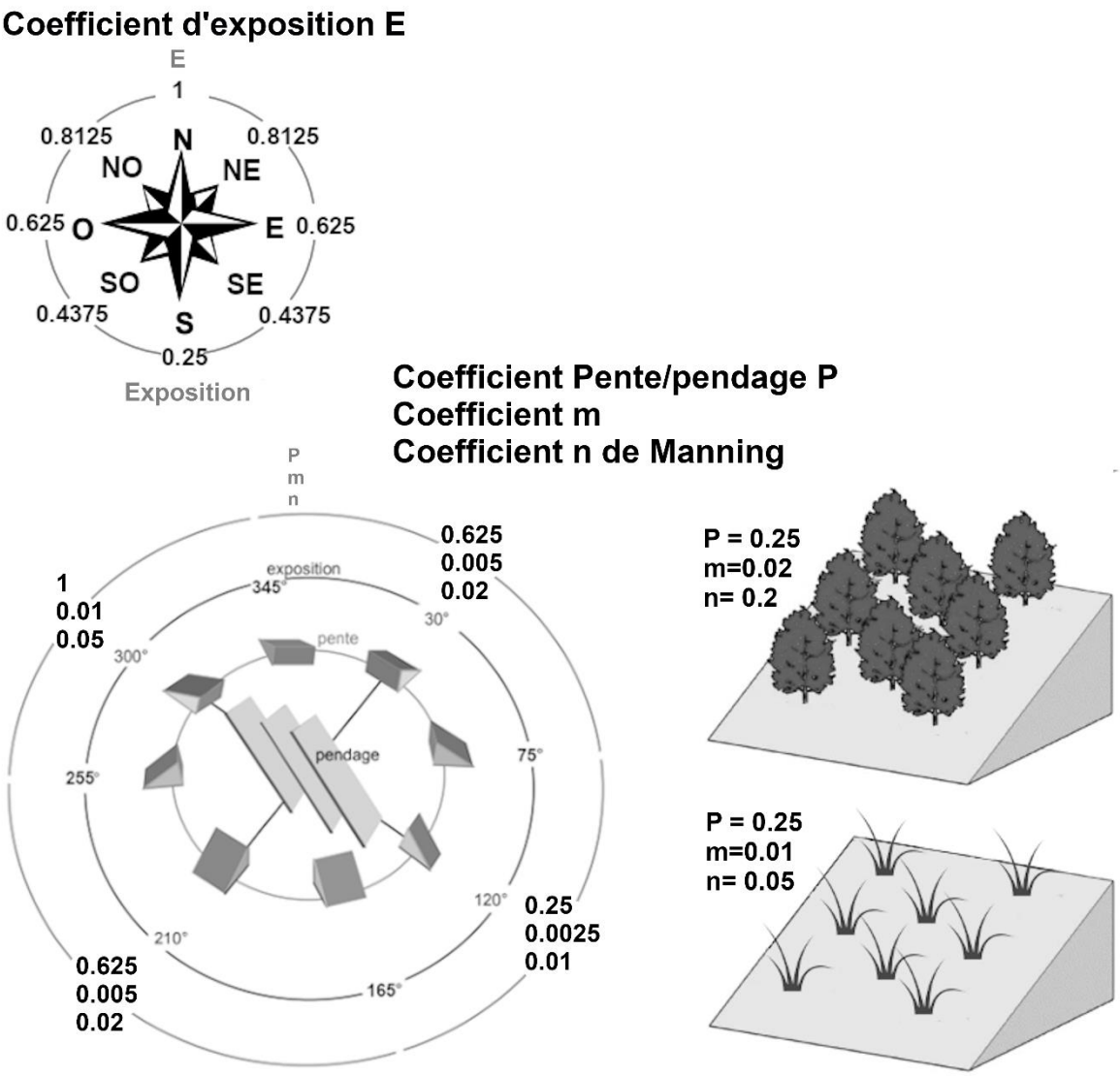


Figure 5.5. Mode de détermination de la distribution spatiale du coefficient d'exposition E, du coefficient pente/pendage P, du paramètre m et du coefficient de Manning n (figure modifiée à partir de Bonnard (2005) et Mathys (2006)).

On ajuste finalement pour chaque maille du bassin versant les valeurs des coefficients p_1 et C_{rate} à l'aide des équations 5.5 et 5.6 respectivement :

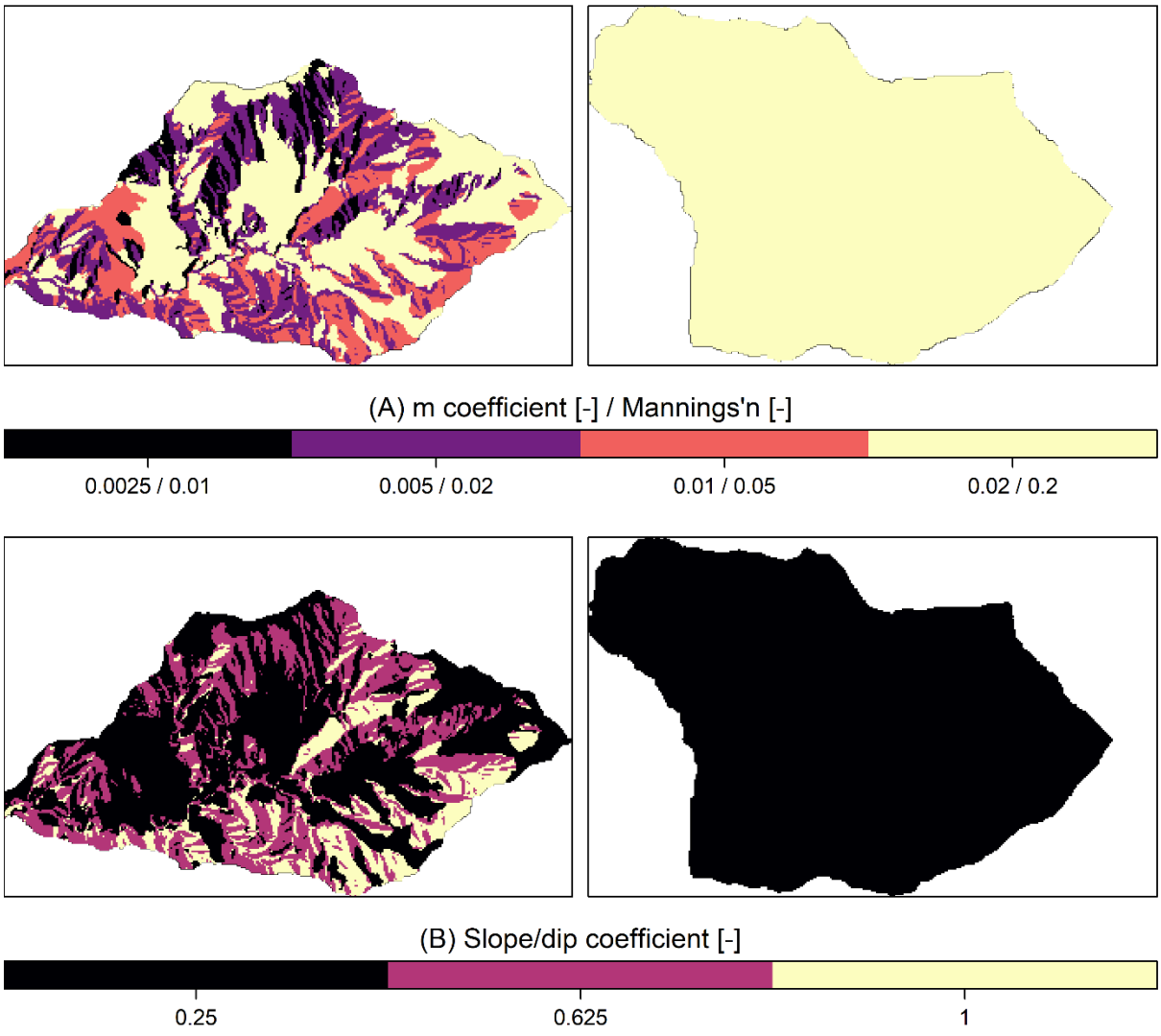
$$p_1 = p_1 * \ FT_{p1} \ * S * \frac{E + P}{2}$$

(Équation 5.5)

$$C_{rate} = \ C_{rate} * \ FT_{C_{rate}} \ * E$$

(Équation 5.6)

Les paramètres n et m ont également été définis de manière à représenter l'influence combinée de la végétation et de l'angle pente/pendage sur le ruissellement. Dans cette étude, les zones de prairies et de forêts ont été associées à des valeurs respectivement égales à 0.01 et 0.02 pour m et 0.05 et 0.2 pour n (Coulthard et Van De Wiel, 2017 ; figure 5.5). Les surfaces dénudées avec une orientation azimutale comprise entre 255°N et 345°N ont été fixées à des valeurs de m et n respectivement égales à 0.01 et 0.05. Les surfaces dénudées avec une orientation azimutale comprise entre 75°N et 165°N ont été fixées à des valeurs de m et n respectivement égales à 0.0025 et 0.01. Les surfaces dénudées restantes ont été définies à des valeurs de m et n respectivement égales à 0.005 et 0.02 (figure 5.5). Le mode de détermination des facteurs de pondération E et P et des paramètres m et n est représenté schématiquement sur la figure 5.5 et la distribution spatiale de ces facteurs de pondération et paramètres pour le Laval et le Brusquet est représentée sur la figure 5.6.



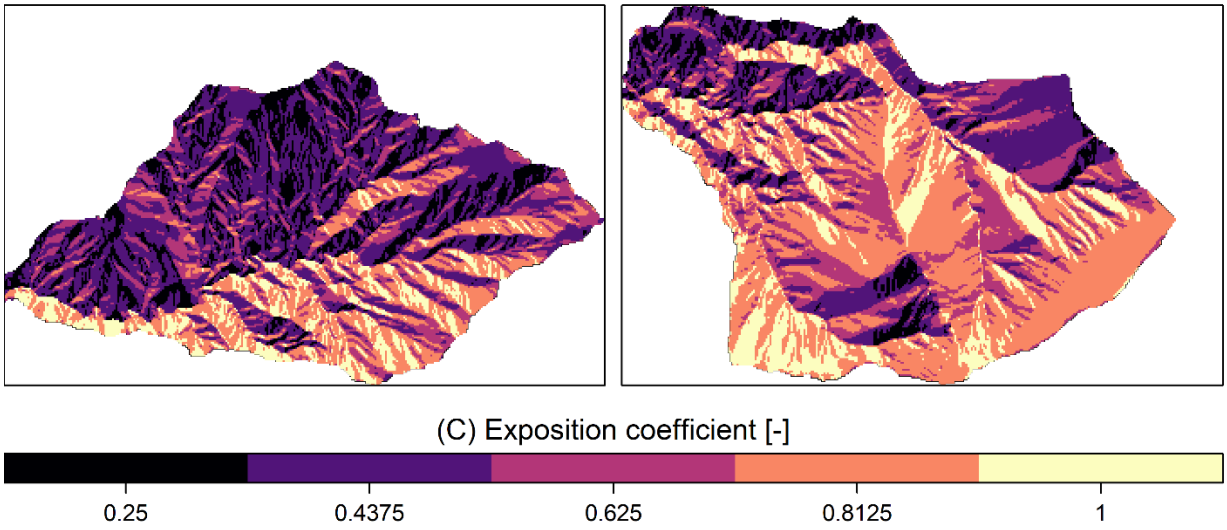


Figure 5.6. (A) Distribution spatiale du paramètre m et du coefficient de Manning n, (B) du coefficient pente/pendage P et (C) du coefficient d'exposition E pour les bassins versants du Laval (à gauche) et du Brusquet (à droite).

3.2. Calibration et validation de CAESAR-Lisflood

3.2.1. Mesures du débit et des flux sédimentaires

Pour calibrer et évaluer les prédictions de CAESAR-Lisflood, des données sur les écoulements d'eau et le transport des sédiments sont nécessaires. Nous décrivons ci-dessous les mesures de débit (figure 5.4i), de flux de MES (figure 5.4j) et de flux par charriage (figure 5.4k) disponibles à l'exutoire des bassins du Laval et du Brusquet.

Un important jeu de données sur les débits et le transport sédimentaire est disponible pour les bassins versants de l'Observatoire Draix-Bléone. A l'exutoire de chaque bassin versant, un ensemble de dispositifs permet de mesurer le débit liquide et le transport des sédiments (figure 5.2). Une station de jaugeage, équipée d'un canal Parshall, d'un capteur limnimétrique numérique (nilomètre) et d'une courbe de tarage permet le suivi du débit des cours d'eau à partir des mesures de hauteur d'eau. En amont de ce canal, un piège à sédiments retenant les matériaux grossiers, permet une mesure du transport sédimentaire par charriage. Le volume des sédiments qui y est déposé est mesuré à partir de relevés topographiques réalisés après chaque crue ou après un nombre consécutif de crues réduit. La plage de dépôt est vidée périodiquement lorsqu'elle devient pleine de sédiments. Le suivi des matières en suspension se fait au niveau de la station de jaugeage par le biais d'un dispositif combinant un turbidimètre optique et un préleveur d'échantillons ISCO. Ce dispositif utilise les propriétés de rétrodiffusion du mélange pour mesurer en continue la concentration en sédiments des écoulements (Mathys et al., 2003). Il est précis et reste adapté aux écoulements hyperconcentrés (proches de 800 g/l) qui se produisent sur le bassin versant du

Laval. Le flux de matières en suspension peut finalement être estimé en multipliant le débit par la concentration en MES. La chronique des flux de MES met en évidence l'existence de lacunes importantes dans les enregistrements avant 1994 (figure 5.4j).

3.2.2. Sélection des paramètres calibrés

Il y a un total une trentaine de paramètres dans le modèle CAESAR-Lisflood qui doivent être spécifiés (cf. chapitre 2, section 1). Pour réduire la dimensionnalité de l'espace des paramètres, les cinq paramètres du modèle agissant sur l'érosion latérale (λ) et le mouvement latéral (Λ, N_{smooth}, N_{shift}, $\Delta\nabla_{max}$) du chenal ont été maintenus à leurs valeurs par défaut (cf. chapitre 2, section 1.1.4) car, comme le suggère l'analyse de sensibilité de Skinner et al. (2018), leur influence sur le fonctionnement sédimentaire à l'échelle d'un bassin versant tout entier est limitée. Par ailleurs, certains des autres paramètres peuvent être justifiées physiquement (S_{edge}, Fr, S_{fail}) ou définies à partir de la résolution du MNT (α) ou de la littérature (h_{flow}, L_h, b_1, c_1 et c_2), leur ajustement n'est donc pas nécessaire (cf. chapitre 2, section 1.1). Le paramètre Q_{diff} a été définie à 0 $m^3.s^{-1}$ (les écoulements sont continuellement simulés en régime transitoire, cf. chapitre 2, section 1.1.2) de manière à ce que la dynamique des écoulements soit correctement simulée par le modèle, même si cela a pour conséquence un temps de calcul important.

De plus, les trois paramètres du modèle linéaire de croissance végétale (T_{veg}, T_{crveg} et $prop_Ero$), qui agissent sur la résistance des surfaces à l'érosion, n'ont pas été inclus afin de réduire la complexité du modèle (cf. chapitre 2, section 1.1.4). En effet, nous supposons que les contraintes du milieu (terrains fortement inclinés, pluies intenses favorables au ruissellement, sensibilité des sols marneux à l'érosion, risque de sécheresse estivale) limitent, à court et à moyen terme, la revégétalisation des sols et/ou la croissance du couvert végétal existant. Nous supposons donc que l'évolution temporelle du couvert végétal au cours de la période simulée (1984-2013) est réduite. L'utilisation d'une simple constante C (-), ajoutée à la formule de transport sédimentaire (Einstein, 1950 ici) et estimée par calibration, a donc été préférée pour représenter les effets de la végétation sur la réduction de l'érosion fluviale (équation 5.7) :

$$q_i = C * \phi \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho) g D_i^3}{\rho}}$$

(Équation 5.7)

q_i est le flux sédimentaire ($m^2.s^{-1}$) estimé à partir de la masse volumique du sédiment (ρ_s), la masse volumique de l'eau (ρ), l'accélération de la pesanteur (g ; $m.s^{-2}$), la taille de la fraction granulométrique i (D_i ; m) et un flux adimensionnel (ϕ) faisant intervenir la contrainte de cisaillement et la vitesse des écoulements. Cette approche statique, plus pratique et plus explicite, permet de restreindre les non-linéarités liées à la nature dynamique du modèle de végétation. D'autre part, la méthode employée ici pour moduler l'érodabilité des sols a l'avantage de tenir compte non seulement des effets de la couverture végétale mais également d'une possible sous-estimation des flux par la formule de transport sédimentaire. En effet, les lois de transport sédimentaire, développées dans des conditions bien particulières, sont basées sur des simplifications majeures des processus physiques pouvant induire une sous-estimation des flux.

Par ailleurs, le flux d'eau ajouté en surface par TOPMODEL (q_{tot}) varie désormais selon un facteur d'ajustement ($q_{tot}M$). Ce facteur multiplicateur, ajouté aux équations 2.1 et 2.2 (cf. chapitre 2, section 1.1.1), permet d'augmenter (valeurs de $q_{tot}M$ supérieures à 1) ou de réduire (valeurs de $q_{tot}M$ inférieures à 1) les volumes d'eau ajoutés en surface (équation 5.8) :

$$q_{tot} = \begin{cases} q_{tot}M * \left(\frac{m}{t} \log \left(\frac{(r - j_t) + j_t \exp\left(\frac{rt}{m}\right)}{r} \right) \right) & si\ r > 0 \\ q_{tot}M * \left(\frac{m}{t} \log \left(1 + \left(\frac{j_t t}{m} \right) \right) \right) & si\ r = 0 \end{cases}$$

(Équation 5.8)

$q_{tot}M$ reflète donc la perméabilité des sols du bassin en accentuant ou en réduisant les écoulements de surface. Il se distingue du paramètre m qui correspond à la capacité de rétention des sols et qui n'agit, par conséquent, que sur la durée de stockage de l'eau dans le sol.

Finalement, compte tenu des spécificités du site d'étude (lithologie sujette aux processus d'altération, solifluction et ravinement intense, etc.) et des analyses de sensibilité réalisées par Ziliani et al. (2013) et Skinner et al. (2018), nous considérons ici l'ajustement de 13 paramètres nécessaire (tableau 5.2). Parmi eux se trouvent deux paramètres hydrologiques (m, $q_{tot}M$; cf. chapitre 2, tableau 2.1), deux paramètres hydrauliques (n, Q_{min} ; cf. chapitre 2, tableau 2.1), cinq paramètres sédimentaires (C, gs_i, $prop_gs_i$, ΔZ_{max} et D_{min} ; cf. chapitre 2, tableau 2.2), deux paramètres de pente (C_{rate} et E_r ; cf. chapitre 2, tableau 2.3) et deux paramètres de pédogénèse (p_1 et k_1 ; cf. chapitre 2, tableau 2.3). Ces paramètres ont été sélectionnés en

raison de leur impact profond sur l'importance, la vitesse et la distribution des écoulements (m, $q_{tot}M$, n, Q_{min}) et sur les quantités de sédiments produites et transportées sur les versants (paramètres p_1, k_1, C_{rate} et E_r) et dans le chenal (C, gs_i, $prop_gs_i$, ΔZ_{max} et D_{min}). Leur calibration pourrait donc permettre d'améliorer la performance du modèle.

Afin de faciliter l'ajustement des paramètres variables dans l'espace et dans le temps ou possédant plusieurs modalités (p_1, C_{rate}, E_r, m, n et gs_i), des termes multiplicateurs permettant un ajustement d'ensemble des valeurs ont été préférés pour la calibration (p_1M, $C_{rate}M$, E_rM, mM, nM et gsM). Par exemple, un facteur multiplicateur p_1M égal à 0.5 divisera par 2 le taux d'altération potentiel du substratum (p_1 (m.an^{-1})). De la même manière, un facteur mM doublera les valeurs du coefficient m telles que spécifiées dans le fichier raster d'entrée et 0.25 divisera les valeurs par quatre (figure 5.6A). Cette approche facilite la calibration du modèle, en évitant d'avoir à ajuster chacune des valeurs présentes dans les fichiers d'entrée (la distribution spatio-temporelle initiale des valeurs est conservée). La proportion des deux fractions granulométriques considérées dans cette étude ($prop_gs_1$ et $prop_gs_2$; $prop_gs_1$ + $prop_gs_2$ = 1) a été ajustée en agissant sur la proportion de particules fines ($prop_gs_1$).

3.2.3. Informations complémentaires concernant la calibration et la validation du modèle

Les paramètres du modèle CAESAR-Lisflood (tableau 5.2) ont été calibrés sur la base de la période s'étendant du 1er janvier 2000 au 31 décembre 2009 (10 ans), période durant laquelle les mesures de flux hydro-sédimentaires sont les plus nombreuses (figure 5.4 i, j et k). Le modèle a d'abord été exécuté pendant une période de chauffe de 10 ans (1er janvier 1984 au 31 décembre 1993) qui représente une phase d'ajustement de la configuration globale initiale du modèle (équilibre hydrologique et lissage des irrégularités du MNT ici ; cf. chapitre 2, section 2.1). La durée de cette période de chauffe est probablement suffisante en raison de la dynamique hydro-sédimentaire assez courte des bassins versants considérés dans cette étude (≤ cycle saisonnier). La simulation commence avec un substratum affleurant sur l'ensemble du bassin versant, donc sans aucun sédiment stocké dans le système. D'autre part, afin de tester la robustesse du modèle, le meilleur ensemble de paramètres, retenu à la suite de la calibration, a été appliqué sur deux périodes de validation allant du 1er janvier 1994 au 31 décembre 1999 et du 1er janvier 2010 au 31 mars 2013 (8 ans).

Les données qui ont été décrites dans la section 3.1 ont été utilisées comme entrées dans le modèle. Les paramètres retenus pour la calibration ont été échantillonnés en utilisant une procédure quasi Monte-Carlo, avec un échantillonnage de l'espace de paramètres de type Sobol (cf. chapitre 2, section 2.1). Le nombre total de simulations réalisées et donc de jeux de

paramètres testés a dû être limité à 132 pour le Laval et 157 pour le Brusquet respectivement en raison de la disponibilité des ressources informatiques et du temps de calcul du modèle (chaque simulation nécessite entre 3 et 8 jours de calcul, les temps de calcul plus longs se justifiant par la nécessité de réduire le pas de temps du modèle lorsque les écoulements et le transport sédimentaire sont intenses afin de limiter les instabilités numériques ; cf. chapitre 2, section 1.1). La gamme de valeurs pour chaque paramètre calibré a été définie sur la base de la littérature et de simulations préliminaires. Nous avons également veillé à ce que les valeurs produites conservent une réalité physique. Nous avons supposé lors de l'échantillonnage que les distributions des paramètres étaient uniformes. La justification de la plage d'échantillonnage des paramètres est détaillée dans le tableau 5.2.

Pour évaluer la capacité du modèle à reproduire les débits, les flux de MES et les flux par charriage mesurés à l'exutoire du Laval et du Brusquet, les critères de performance NSE, PBIAS et RSR, regroupés sous une fonction multi-objectif, ont été utilisés (cf. chapitre 2, section 2.1). Pour ce chapitre spécifiquement, nous définissons également un critère de performance géomorphologique consistant à vérifier l'absence de stockage de sédiments dans le bassin versant sur le long terme (i.e. à l'échelle de la période de calibration). Nous avons utilisé le ratio d'exportation ER développée par Carriere et al. (2020) qui correspond au rapport entre le volume total de sédiments transitant par l'exutoire du bassin versant ($V_{exporté}$) et le volume de sédiments produit sur les versants ($V_{erodé}$). Ce critère varie entre 0 et 1. Une valeur de 0 indique que la totalité des sédiments produit sur les versants est stockée dans la couche alluviale alors qu'une valeur de 1 (valeur optimale) représente une absence totale de stockage dans le système (Carriere et al., 2020). Afin d'optimiser simultanément le calage des débits, des flux de MES, des flux par charriage et de la géomorphologie, les fonctions multi-objectifs associés au débit (MultiObj_WD), au flux de MES (MultiObj_SSD) et au flux par charriage (MultiObj_BSD) et la métrique ER (préalablement soustrait de 1 afin de placer son optimum théorique à zéro) ont été moyennées en considérant un poids identique pour chacune d'elle. Le jeu de paramètres produisant la valeur résultante la plus faible a été sélectionné pour la validation du modèle.

3.3. **Analyse des données**

Dans un premier temps (section 4.1), l'impact des paramètres de CAESAR-Lisflood sur la qualité de simulation des débits (MultiObj_WD), des flux de MES (MultiObj_SSD), des flux par charriage (MultiObj_BSD) et du rapport d'exportation (ER) est analysé en calculant les indices de Sobol de premier ordre (S_i) et totaux (S_{Ti}) de chaque paramètre i. Cette analyse est réalisée séparément pour le Laval et le Brusquet afin d'étudier la manière dont l'influence des paramètres calibrés varient selon la dynamique hydrologique et sédimentaire des deux

bassins. Les indices de Sobol ont été calculés à partir de deux méta-modèles (Krigeage et MARS) afin d'évaluer la robustesse des estimations (cf. chapitre 2, section 2.3). Nous analysons, également par le biais de diagrammes de dispersion uni- et bi-dimensionnels la façon dont les valeurs optimales des paramètres, qui sont associés à des processus hydro-sédimentaires spécifiques, évoluent d'un bassin à l'autre (cf. chapitre 2, section 2.3). Attention, dans ces diagrammes, les paramètres p_1, C_{rate}, E_r, m et n, variables dans l'espace et dans le temps, n'ont pas été représentés par leur multiplicateur mais par leur valeur moyenne afin de faciliter les analyses et les comparaisons entre bassin. Pour gs, la valeur affichée correspond aux diamètres des particules transportées en suspension (gs_1).

Dans un second temps (section 4.2), les flux hydro-sédimentaires observées et simulées sont analysés et comparés sur plusieurs échelles temporelles : semi-horaire qui est la résolution temporelle la plus fine pour les analyses de cette étude, évènementielle (avec affichage des intervalles de confiance à 90 % estimés à l'aide de la méthode GLUE), saisonnière et interannuelle. Les flux hydro-sédimentaires aux échelles saisonnière et interannuelle sont obtenus en sommant respectivement les valeurs sur des intervalles de temps mensuels et annuels. L'agrégation des valeurs selon un pas de temps annuel se fait en considérant qu'une année prend fin avec les écoulements intenses du mois de novembre et débute avec la reprise des processus de gel-dégel du mois de décembre. Etant donné que la période de chauffe (1984-1993) n'est pas représentative du comportement des bassins versants, mais plutôt du réajustement interne des paramètres du modèle, les données simulées par le modèle durant cette période de sortie n'ont pas été analysées. Ainsi, seules les données simulées sur la période allant du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 ont été traitées et comparées aux données observées, lorsqu'elles existent (remarque : lors de l'analyse des données au pas de temps annuel, les années hydrologiques 1994 et 2013 ne seront pas affichées car elles ne sont pas complètes). L'analyse des mesures à différentes échelles temporelles permet finalement de caractériser la dynamique hydro-sédimentaire observée et simulée du Laval et du Brusquet sur différents laps de temps et donc d'évaluer la capacité prédictive de CAESAR-Lisflood pour ces différentes échelles de temps.

Dans un troisième temps (section 4.3), pour compléter les analyses et les comparaisons effectuées dans le domaine temporel, en générant et comparant les fonctions d'autocorrélation et les spectres de Fourier des signaux observés et simulés de débit et de flux sédimentaire. Nous étudions comment cette approche complémentaire permet de donner des indications physiques sur le comportement et les déficiences de CAESAR-Lisflood concernant la simulation des flux hydro-sédimentaires. L'analyse des signaux observés par le biais de ces

méthodes permettra également d'apprécier le rôle du couvert végétal sur la variabilité hydro-sédimentaire des bassins sur le court, moyen et long terme.

Enfin, en complément de l'analyse temporelle effectuée dans les trois premières sections, la distribution et l'importance des phénomènes d'altération, d'érosion et d'accumulation à l'intérieur du Laval et du Brusquet sont présentées dans une dernière partie (section 4.4). Les taux d'évolution, exprimés en $mm.an^{-1}$, sont calculés sur une période couvrant dix-sept cycles saisonniers de production sédimentaire (du 1er décembre 1995 au 30 novembre 2012).

Tableau 5.2. Description des paramètres retenus pour la calibration du modèle CAESAR-Lisflood et justification des plages de valeurs sélectionnées pour les bassins du Laval et du Brusquet.

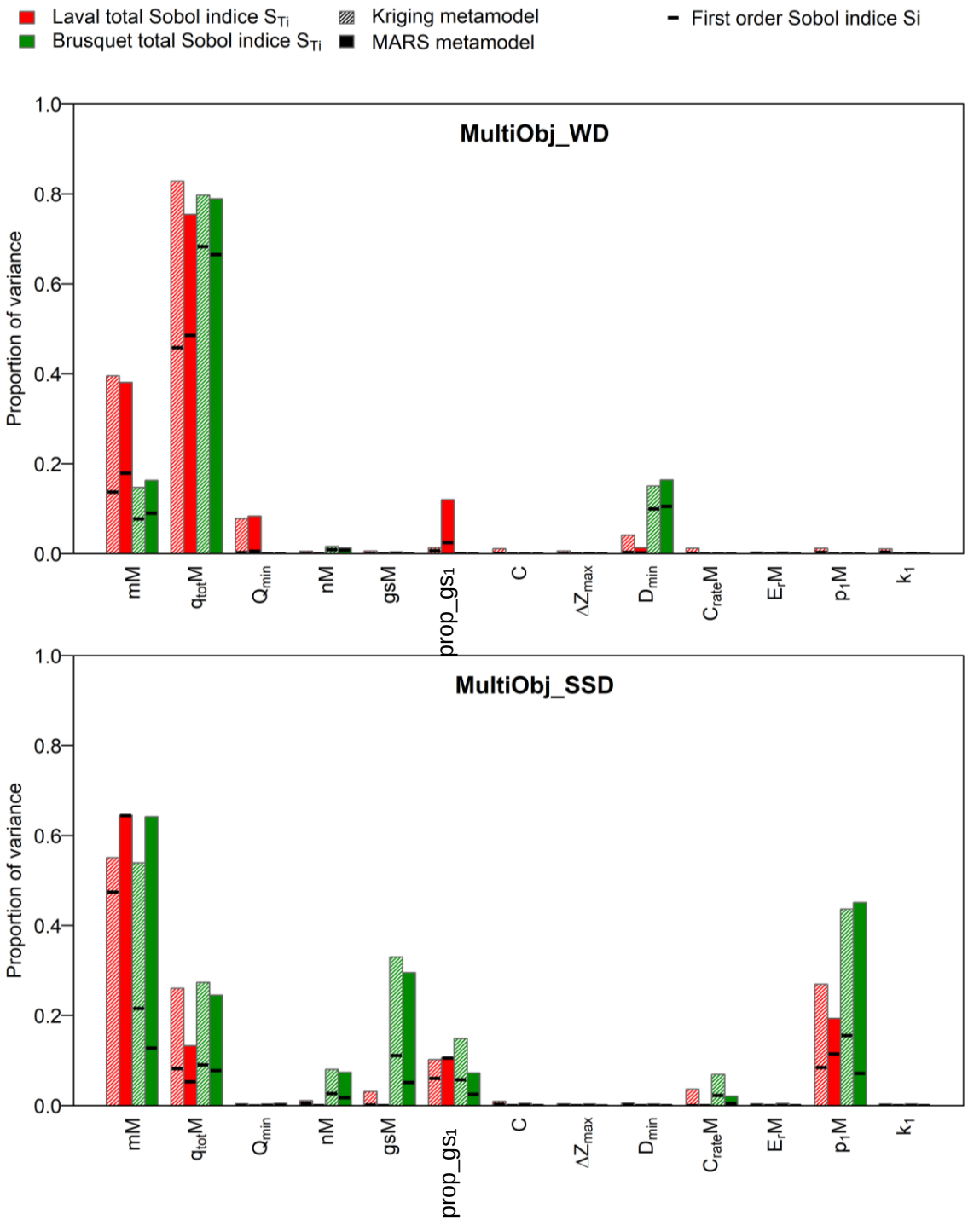
Paramètre (unité)	Description	Valeur ou gamme de valeurs retenue		Justification
		Laval	Brusquet	
Hydrologie				
$mM\ (-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du paramètre m qui intervient sur la capacité de rétention de l'eau par le sol.	[0.2;1.0]	[0.25 ;2]	Gamme de variation déterminée dans le cadre d'une phase d'exploration préliminaire.
$q_{tot}M\ (-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) de q_{tot} qui correspond au flux d'eau ajouté en surface par TOPMODEL.	[0.33; 1]	[0.2 ;1]	Gamme de variation déterminée dans le cadre d'une phase d'exploration préliminaire.
Routage des écoulements				
$Q_{min}\ (m^3.s^{-1})$	Le flux de surface produit par TOPMODEL n'est réparti que sur les mailles dont le débit est supérieur à Q_{min}.	[0.025 ;0.075]	[0.025 ; 0.075]	Valeur recommandée (un centième de la résolution du MNT – 5 m ici) altérée de ±50 %.
$nM\ (-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du coefficient n de Manning qui représente la rugosité de surface des sols.	[0.5 ; 2]	[0.25 ; 2]	Gamme définie de manière à maintenir le coefficient n dans une suite de valeurs réalistes.
Erosion fluviale				
$gsM\ (-)$	Facteur permettant un ajustement d'ensemble de la taille des deux fractions particulaires considérées dans cette étude.	[0.1 ; 1.5]	[0.1 ; 1.5]	Gamme définie de manière à maintenir les tailles de particules dans une éventail de valeurs réalistes.
$prop_gs_1\ (-)$	Proportion de la fraction granulométrique fine.	[0.1 ; 0.9]	[0.1 ; 0.9]	Gamme définie de manière à considérer un large ensemble de scénarios et donc à bien cerner la sensibilité des sorties à ce paramètre.
$C\ (-)$	Facteur ajouté à la formule de transport sédimentaire pour ajuster l'amplitude des taux d'érosion.	[0.25 ; 50]	[0.000001 ; 0.0001]	Gamme de variation déterminée dans le cadre d'une phase d'exploration préliminaire.

$\Delta Z_{max}\ (m)$	Taux d'érosion maximal autorisé. Utilisé pour contrôler le pas de temps et la stabilité du modèle.	[0.001 ; 0.025]	[0.001 ; 0.025]	Gamme de variation basée sur Skinner et al. (2018)
$D_{min}\ (m)$	Lame d'eau minimale nécessaire pour calculer l'érosion dans une maille	[0.001; 0.01]	[0.001 ; 0.01]	Gamme de valeur communément admise pour ce paramètre.
Erosion de versant				
$C_{rate}M\ (-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du paramètre C_{rate} qui intervient dans le calcul de la solifluxion	[0.2 ; 12]	[0.001 ; 1]	Gamme de variation déterminée dans le cadre d'une phase d'exploration préliminaire.
$E_rM\ (-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du paramètre E_r qui intervient dans le calcul de l'érosion en rigole.	[0.2 ; 12]	[0.2 ;12]	Gamme de variation déterminée dans le cadre d'une phase d'exploration préliminaire.
Développement du sol				
$p_1M\ (-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) du paramètre p_1 qui correspond au taux d'altération potentiel du substratum.	[0.1 ;10]	[0.001 ;1]	Gamme de variation déterminée dans le cadre d'une phase d'exploration préliminaire.
$k_1\ (yr^{-1})$	Taux de désagrégation physique des particules à la surface.	[0.000001 ; 0.001]	[0.000001 ; 0.001]	Gamme de variation basée sur Temme et Vanwalleghem (2016)

4. Résultats et discussion

4.1. Analyse de sensibilité

La figure 5.7 montre les indices de Sobol totaux et de premier ordre obtenus pour analyser pour chaque bassin versant la sensibilité des critères d'ajustement MultiObj_WD (fonction multi-objectif associé au débit), MultiObj_SSD (fonction multi-objectif associé au flux de MES), MultiObj_BSD (fonction multi-objectif associé au flux par charriage) et ER (Ratio d'exportation) aux 13 paramètres du modèle (cf. tableau 5.2).



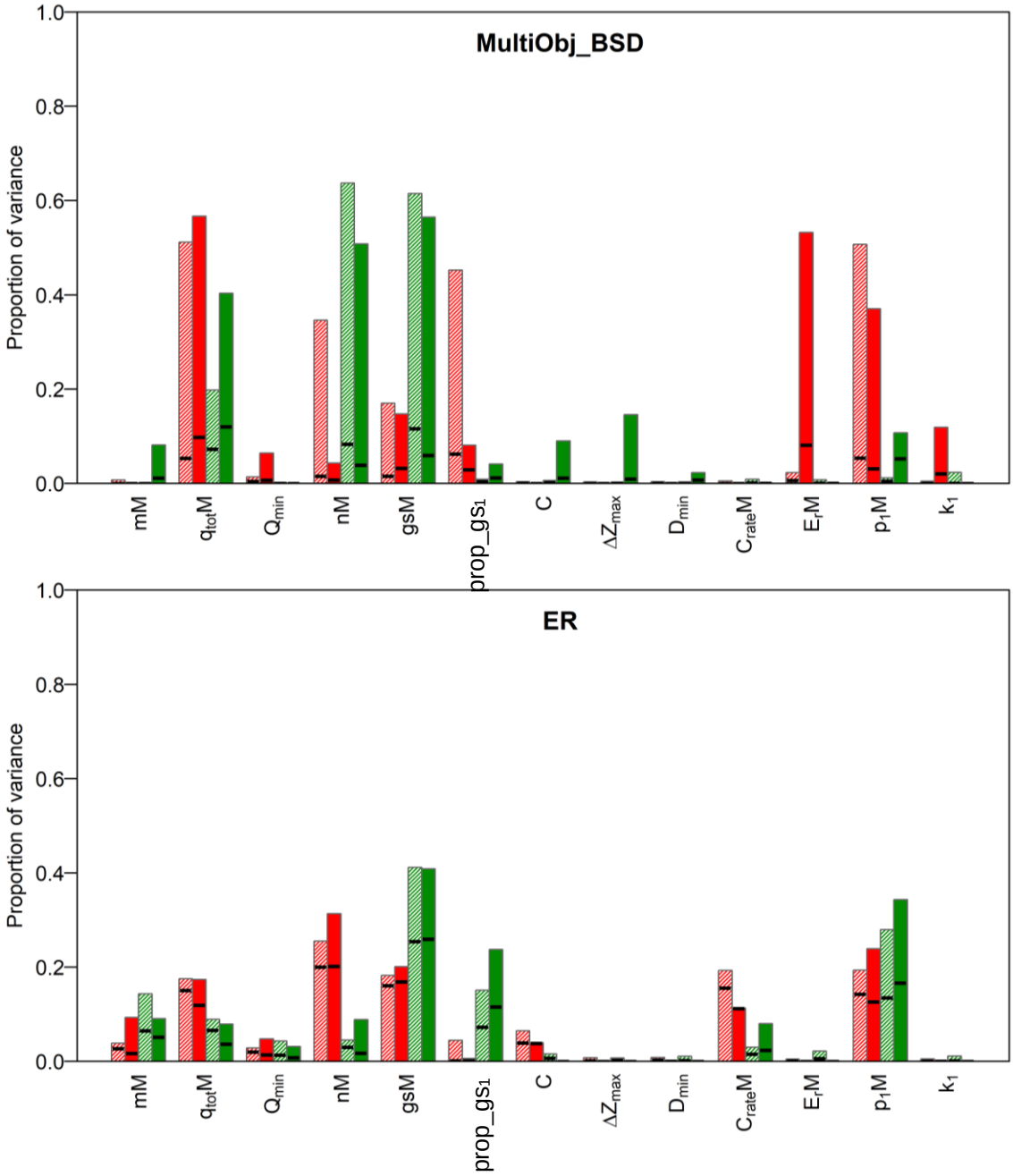


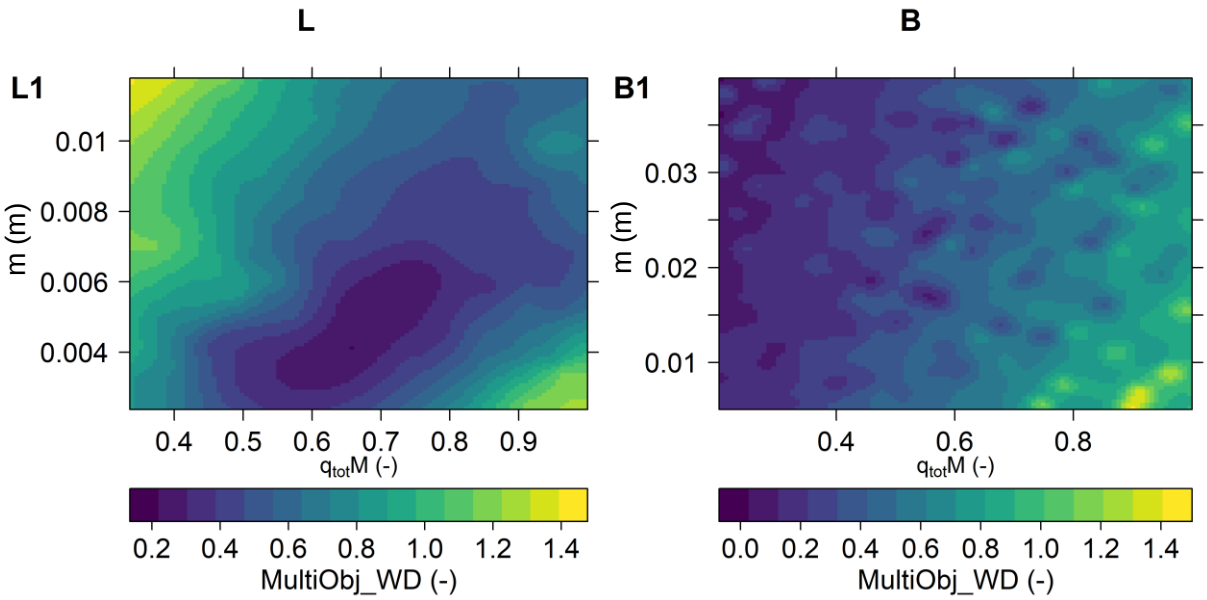
Figure 5.7. Estimation, pour les bassins du Laval et du Brusquet, des indices de Sobol de premier ordre S_i et totaux S_{Ti} pour les fonctions multi-objectifs MultiObj_WD (débits), MultiObj_SSD (flux de MES), MultiObj_BSD (flux par charriage) et ER (rapport d'exportation).

La similitude des indices obtenus par Krigeage d'une part et par MARS d'autre part confirme une estimation stable de chaque mesure de sensibilité (figure 5.7). Remarquons néanmoins l'existence de plusieurs écarts d'estimation concernant le critère d'ajustement MultiObj_BSD, notamment dans l'estimation des effets d'interaction des paramètres E_rM, $prop_gs_1$, nM et k_1 pour le Laval et des paramètres ΔZ_{max}, p_1M, C et mM, remettant ainsi en question la fiabilité de l'analyse de sensibilité pour ces paramètres et cette fonction objectif (figure 5.7). Il est intéressant de noter que les quatre critères d'ajustement diffèrent dans leur sensibilité aux paramètres. Sans surprise, pour les deux bassins, les débits (MultiObj_WD)

sont principalement sensibles aux paramètres mM et $q_{tot}M$ (figure 5.7). Pour rappel, $q_{tot}M$ contrôle l'importance de l'infiltration des pluies et m contrôle le pic et la durée de l'hydrogramme généré par un événement pluvieux. Une valeur faible de $q_{tot}M$ favorise l'infiltration et s'oppose ainsi au ruissellement et une valeur élevée de m entraine des pics de crue faibles et prolongés. La géomorphologie du bassin (ER) est principalement affectée par gsM, $prop_gs_1$, p_1M et nM, quel que soit le bassin versant considéré (Laval ou Brusquet) (figure 5.7). Les flux de MES et les flux par charriage sont quant à eux respectivement contrôlés par mM, $q_{tot}M$, p_1M et gsM et $q_{tot}M$, gsM, p_1M et nM (figure 5.7).

4.1.1. Sensibilité des débits

Les indices S_i des paramètres mM et $q_{tot}M$ valent respectivement 0.15 (moyenne des estimations obtenues par Krigeage et par MARS) et 0.47 pour le Laval et 0.08 et 0.67 pour le Brusquet (figure 5.7). La part de variance restante (38% pour le Laval et 25% pour le Brusquet) provient d'effets d'interaction faibles (S_{Ti}-S_i < 0.1) à modérés (S_{Ti}-S_i < 0.4) impliquant notamment $q_{tot}M$, mM et Q_{min} pour le Laval et $q_{tot}M$, mM et D_{min} pour le Brusquet. La figure 5.8 indique notamment que la baisse de MultiObj_WD avec la diminution de la valeur moyenne de m du bassin ne s'observe que pour des valeurs relativement faibles de $q_{tot}M$, que ce soit pour le Laval (L1) ou pour le Brusquet (B1).



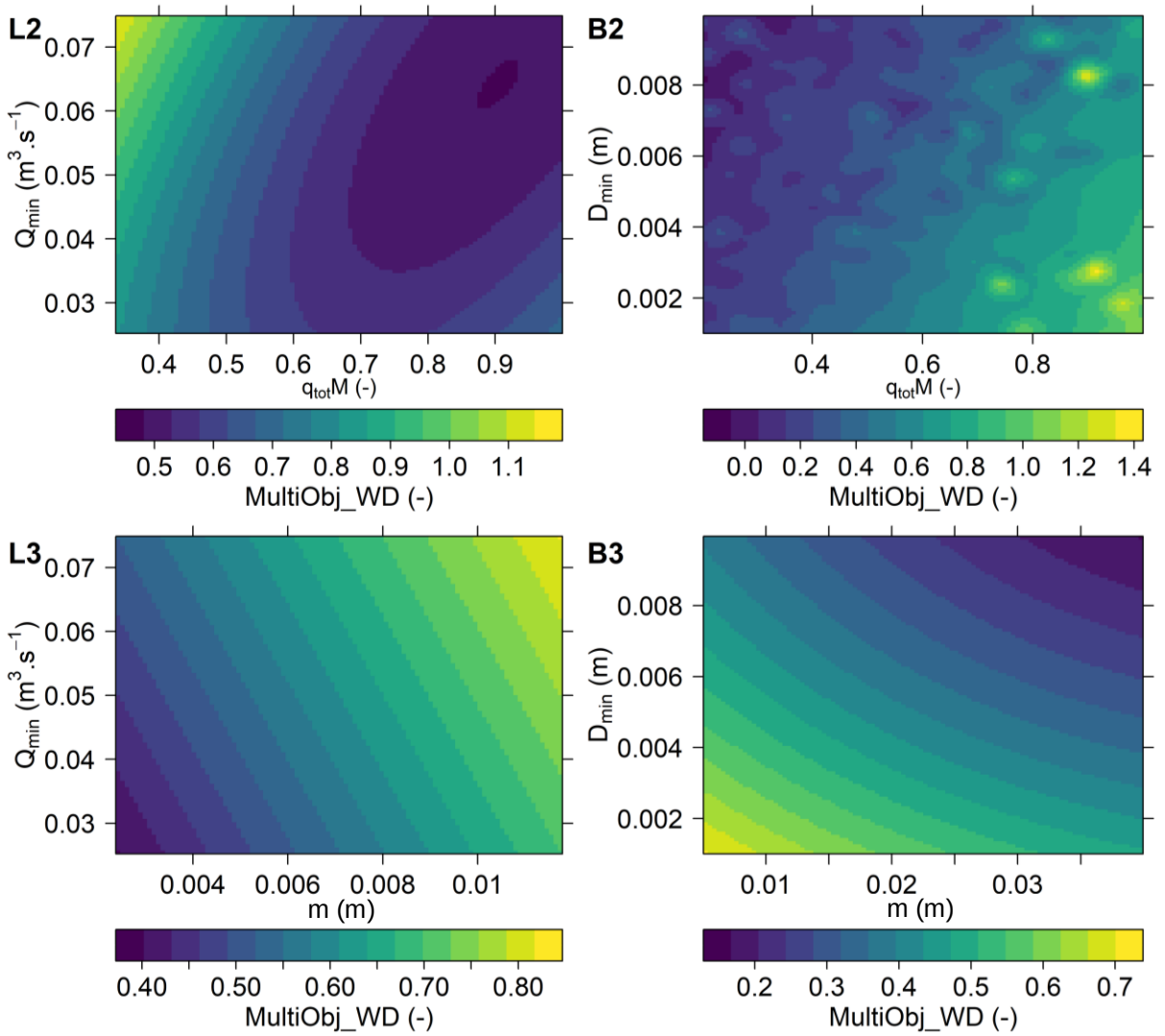


Figure 5.8. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_WD (débits) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour les bassins du Laval (colonne de gauche L) et du Brusquet (colonne de droite B). Pour chaque bassin, seuls les trois paramètres avec les effets d'interactions ($S_{Ti} - S_i$) les plus forts sont considérés, ce qui génère, pour chaque bassin, trois interactions à 2 paramètres (1, 2 et 3). La couleur indique la valeur de la fonction objectif.

En effet, lorsque $q_{tot}M$ est élevé, la diminution de m pourrait réduire la qualité de simulation des débits probablement en raison d'une trop grande surestimation des pics de crue. Un pattern similaire se remarque entre $q_{tot}M$ et Q_{min} pour le Laval (figure 5.8 L2) et entre $q_{tot}M$ et D_{min} pour le Brusquet (figure 5.8 B2), bien qu'il soit moins marqué. En revanche, nous n'observons pas d'effet d'interaction entre les paramètres m et Q_{min} pour le Laval (figure 5.8 L3) et entre m et D_{min} pour le Brusquet (figure 5.8 B3). L'influence de Q_{min} et D_{min} sur la simulation des débits pourrait uniquement provenir de la manière dont le modèle calcule les volumes d'eau entrant et sortants du domaine. Des valeurs élevées de Q_{min} pourraient entrainer la perte totale des volumes d'eau produits dans une zone hydrologique donnée lorsqu'aucune maille de cette zone ne présente un débit théorique supérieur à Q_{min} (cf. chapitre 2, section 1.1.1). Cette situation pourrait ne se présenter que pour le bassin du Laval

lorsque Q_{tot} est faible car dans cette situation certaines des nombreuses unités hydrologiques du bassin pourraient alors ne pas être connectées au réseau de drainage actif. Ainsi, pour le bassin du Laval, lorsque $q_{tot}M$ est élevé, des faibles valeurs de Q_{min} seraient plus favorables à une surestimation des débits et donc à une augmentation de MultiObj_WD. L'influence du paramètre d'érosion D_{min} sur la qualité de simulation des débits du Brusquet uniquement est moins évidente. Pour empêcher l'accumulation de sédiments à l'exutoire du domaine, l'évacuation des lames d'eau en sortie n'est possible que lorsqu'elles sont supérieures à D_{min}. Cela pourrait donc entrainer une réduction des débits, notamment pour les périodes et les bassins à plus faible ruissellement (Brusquet).

Une meilleure reproduction des débits est trouvée pour des valeurs plus élevées de $q_{tot}M$ (0.6-0.7) et plus faibles de m (0.004-0.006 m) pour le Laval (figure 5.8 L1) et des valeurs plus faibles de $q_{tot}M$ (0.2-0.4) et plus fortes de m (0.02-0.04 m) pour le Brusquet (figure 5.8 B1). Par conséquent, la moins grande réactivité hydrologique du Brusquet serait liée à la plus grande capacité d'infiltration ($q_{tot}M$ faible) et de rétention (m élevé) des surfaces végétalisées.

4.1.2. Sensibilité des flux de MES et des flux par charriage

Les paramètres mM et $q_{tot}M$ contribuent également fortement à la variance des flux de MES puisque la somme de leurs indices S_i s'élève à près de 60 % pour le Laval et 20 % pour le Brusquet (figure 5.7). L'indice maximal de premier ordre est toujours celui de mM, quel que soit le bassin versant considéré. Les flux de MES sont également sensibles aux paramètres p_1M, $prop_gs_1$, gsM, nM et $C_{rate}M$ excepté pour le bassin versant du Laval où seuls les effets de p_1M et $prop_gs_1$ semblent importants. A la différence des flux de MES, l'influence du paramètres mM (et dans une moindre mesure de p_1M) sur les flux par charriage est très faible (figure 5.7). Il est possible que la résolution temporelle d'acquisition trop grossière des flux par charriage ne permette pas de capturer les effets du paramètre m qui se produisent principalement à l'échelle événementielle. Les effets de $q_{tot}M$, p_1M et $prop_gs_1$ restent par ailleurs prédominants pour le Laval ainsi que ceux de gsM, $q_{tot}M$ et nM pour le Brusquet comme l'indique les indices totaux S_{Ti}.

La présence importante d'interactions entre ces paramètres, qui confirme la non-linearité du modèle CAESAR-Lisflood dans la simulation des flux de MES et des flux par charriage, est révélée par la somme de tous les S_i, qui est pour MultiObj_SSD et MultiObj_BSD d'environ 0.82 et 0.26 pour le Laval et 0.53 et 0.31 pour le Brusquet. Ces effets d'interactions impliquent notamment les paramètres $q_{tot}M$, mM, p_1M et gsM. La figure 5.9 indique pour le Brusquet que la hausse de MultiObj_SSD avec la hausse de p1 se manifeste surtout pour des valeurs faibles de m (B1) et de gs_1 (B2).

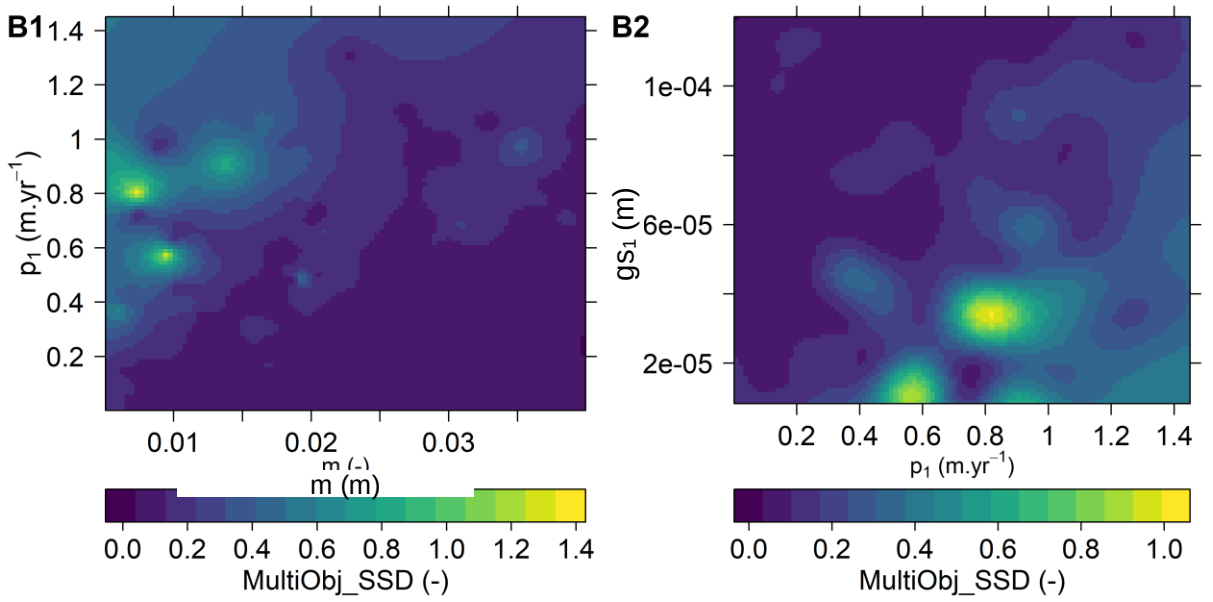


Figure 5.9. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SSD (flux de MES) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour le bassin du Brusquet. Seuls les deux effets d'interaction ($S_{Ti} - S_i$) les plus forts sont représentés (B1 et B2). La couleur indique la valeur de la fonction objectif.

Concernant MultiObj_BSD, pour le Laval, il existe un effet de synergie très nette entre p_1 et $q_{tot}M$ puisque la hausse de MultiObj_BSD avec p_1 s'accentue lorsque $q_{tot}M$ est fort (figure 5.10).

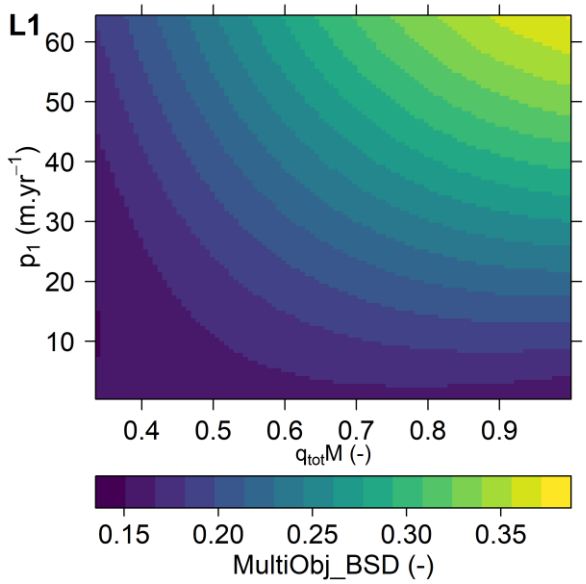
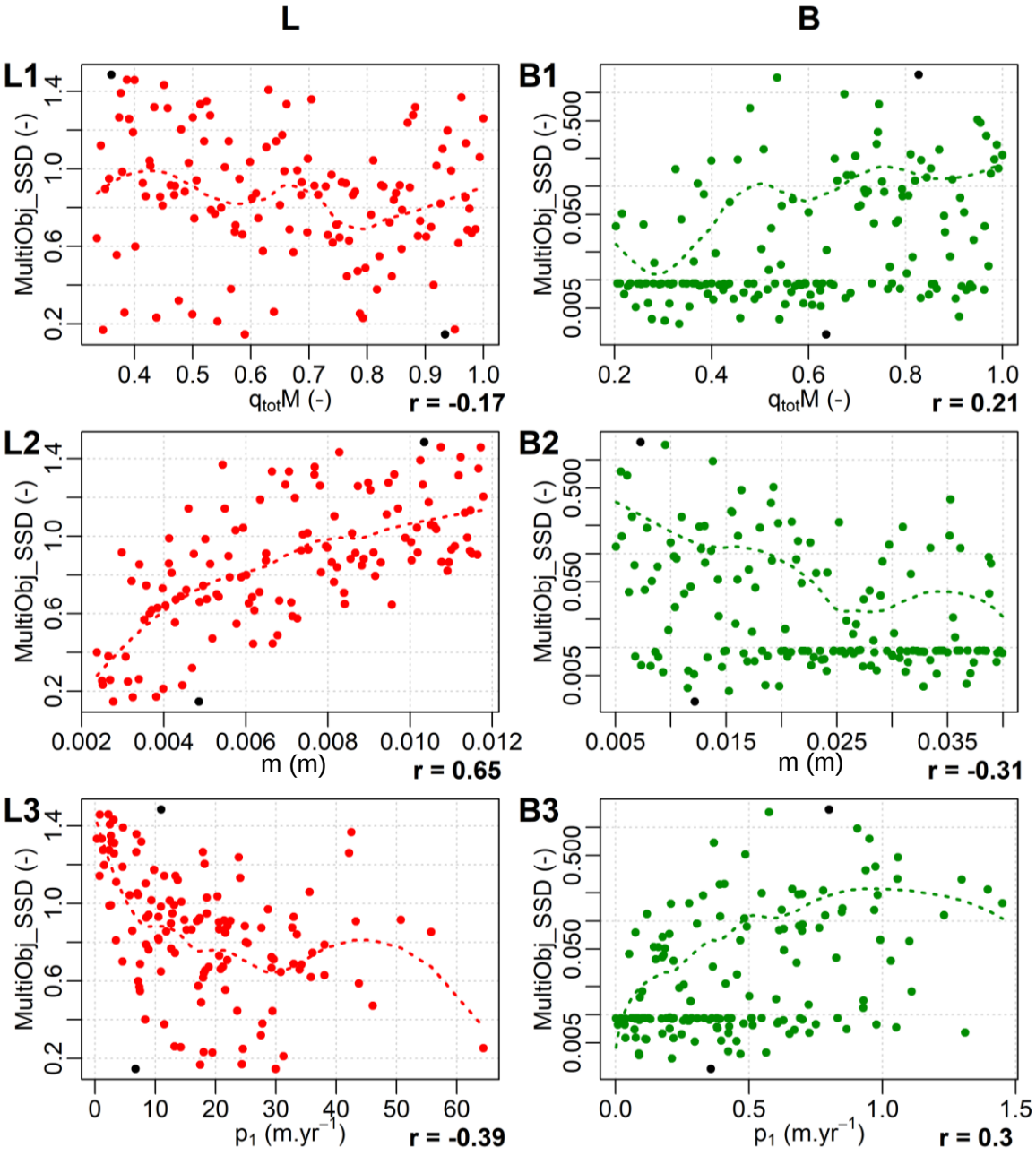


Figure 5.10. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_BSD (flux par charriage) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour le bassin du Laval. Seul l'effet d'interaction ($S_{Ti} - S_i$) le plus fort est représenté (L1). La couleur indique la valeur de la fonction objectif.

Ainsi, une disponibilité sédimentaire élevée (permise par une valeur de p_1 élevée) couplée à une érodabilité et un ruissellement fort ($q_{tot}M$ fort et m et gs_1 faibles) favoriseraient une

libération importante de sédiment et pourraient donc amener à une grande surestimation des flux de MES et des flux par charriage et donc à des valeurs élevées de MultiObj_SSD et de MultiObj_BSD.

Comme pour les débits, une meilleure reproduction des flux sédimentaires est obtenue pour des valeurs plus fortes de $q_{tot}M$ (0.70-0.85 pour les MES et le charriage) et plus faibles de m (0.0025-0.005 m pour les MES) pour le Laval et des valeurs plus faibles de $q_{tot}M$ (0.2-0.65 pour les MES et 0.2-0.35 pour le charriage) et plus fortes de m (0.02-0.04 m pour les MES) pour le Brusquet (figure 5.11 L1, B1, L2, B2 et figure 5.12 L1, B1).



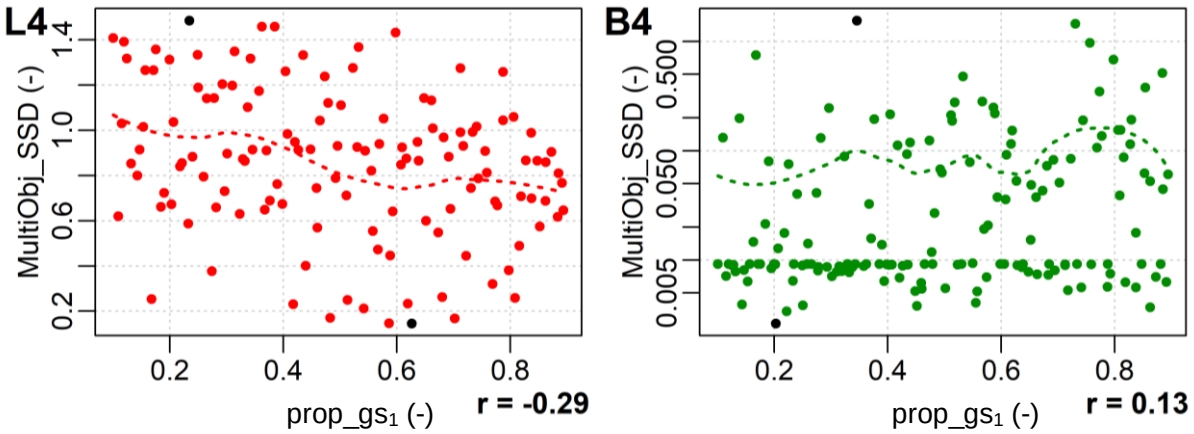
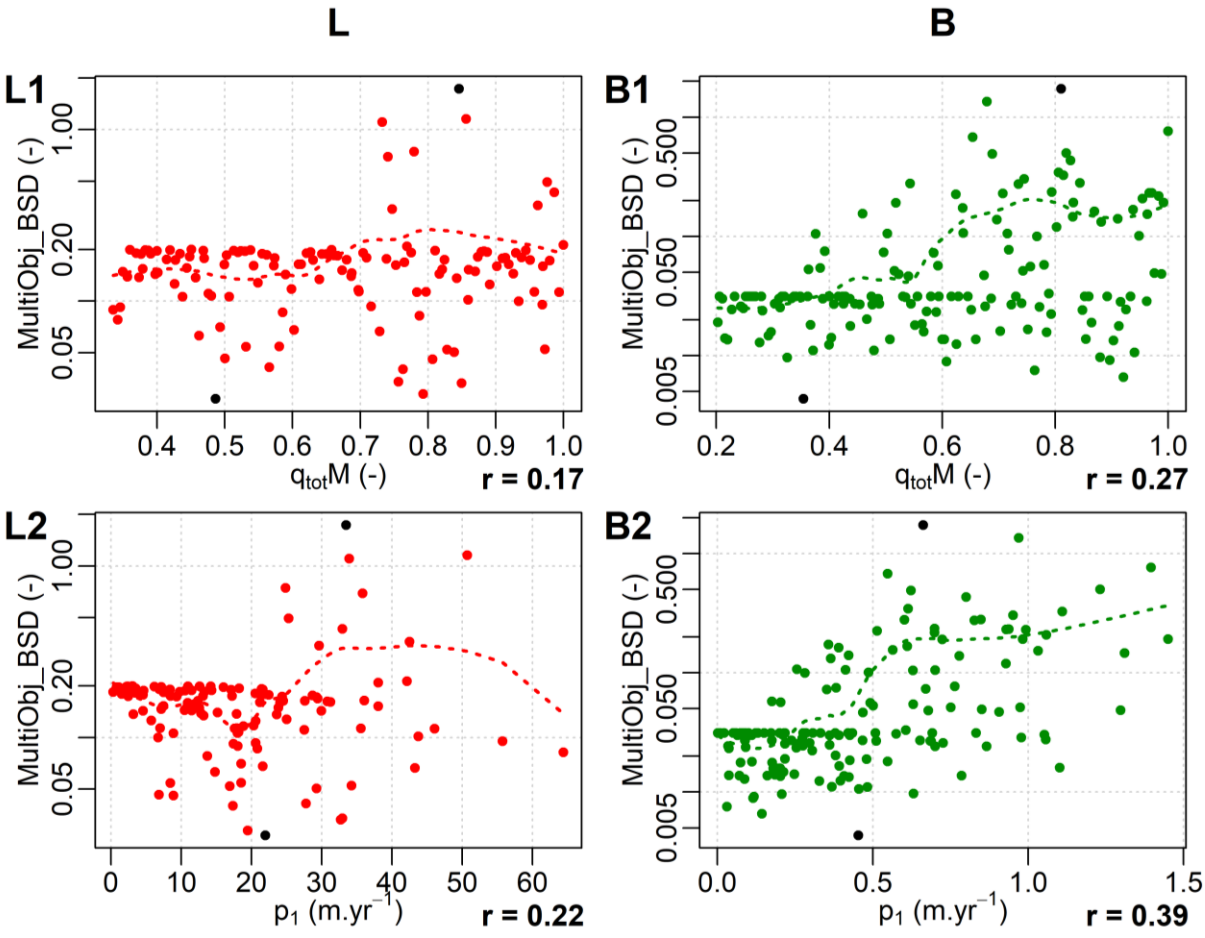


Figure 5.11. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SSD (flux de MES) à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour le Laval (colonne L) et le Brusquet (colonne B). Seuls les diagrammes des paramètres pour lesquels S_i est le plus fort sont tracés. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_SSD), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson.



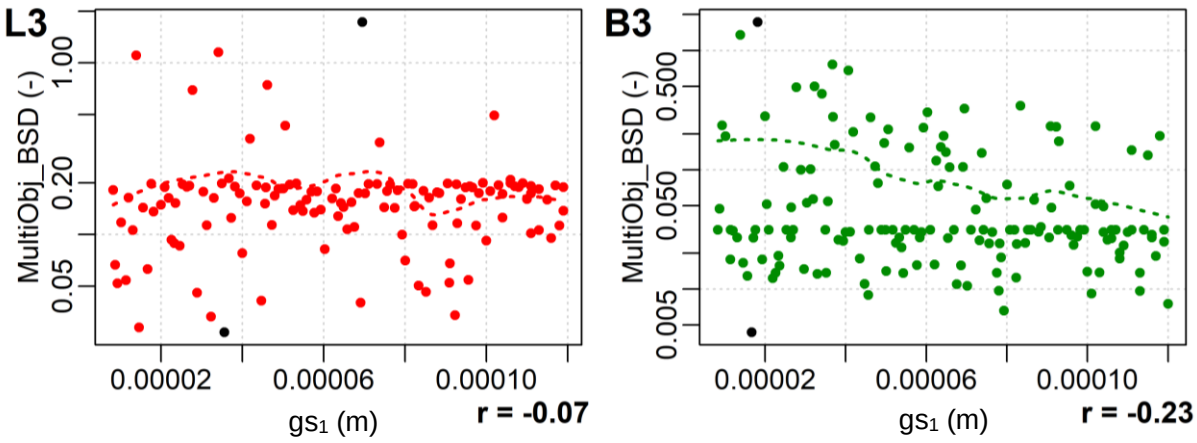
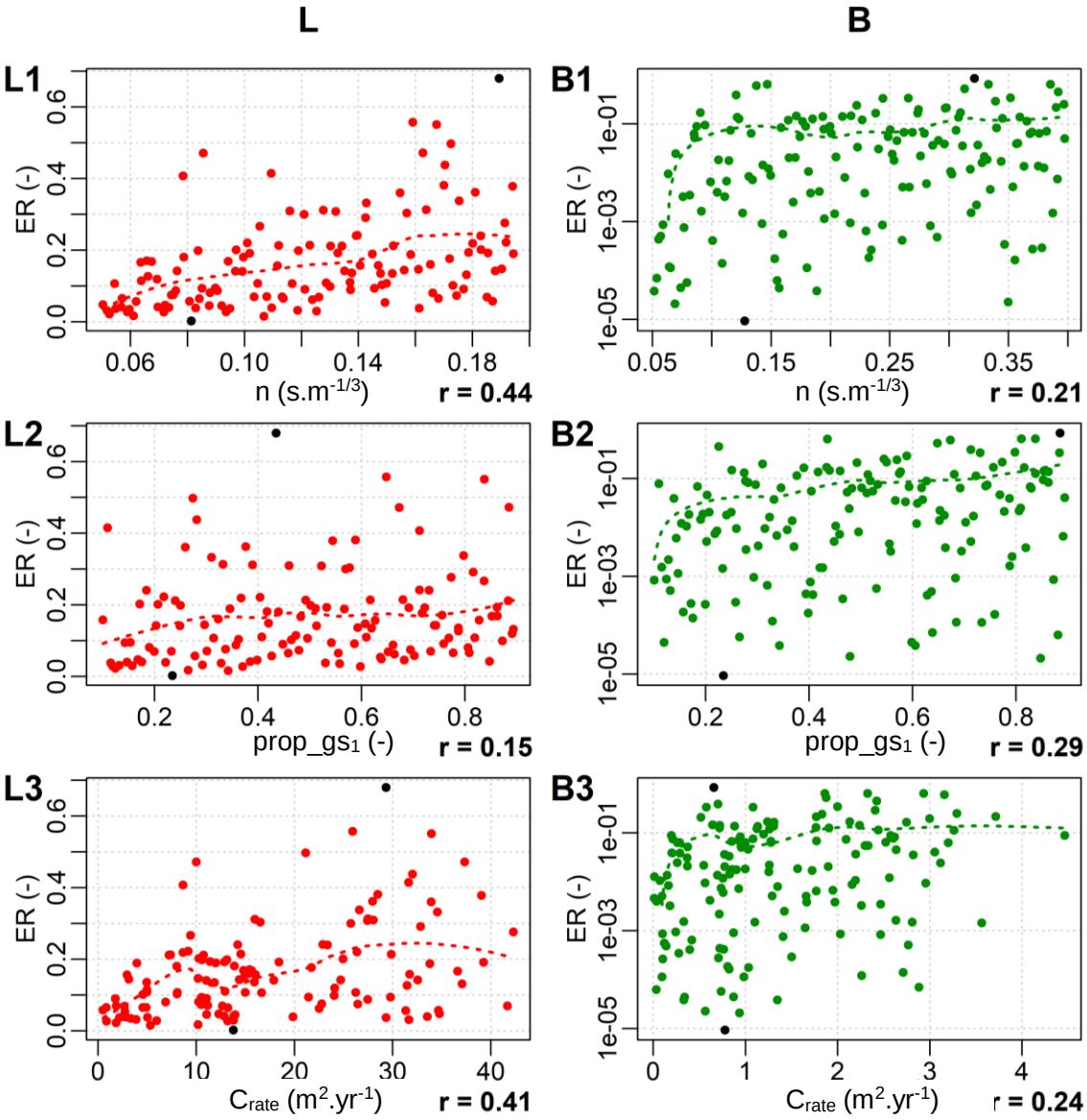


Figure 5.12. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_BSD (flux par charriage) à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour le Laval (colonne L) et le Brusquet (colonne B). Seuls les diagrammes des paramètres pour lesquels S_i est le plus fort sont tracés. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_BSD), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson.

Les valeurs de $p1$, $prop_gs_1$ et gs_1 permettant la meilleure simulation des flux de MES et des flux de charriage sont plus élevées pour le Laval (p_1 supérieur à 15 m.an^{-1}, $prop_gs_1$ compris entre 0.4 et 0.7 et gs_1 inférieur à 4.10^{-5} m) que pour le Brusquet (p_1 compris entre 0.1 et 0.5 m.an^{-1}, $prop_gs_1$ inférieur à 0.5 et gs_1 supérieur à 8.10^{-5} m) (figure 5.11 L3, B3, L4, B4 et figure 5.12 L2, B2, L3, B3). L'altération du substratum et la désagrégation physique des particules ($prop_gs_1$ contrôlant la proportion de particules fines) est donc plus faible pour le bassin versant du Brusquet que pour le bassin versant du Laval, probablement en raison d'un couvert végétal plus important sur ce bassin. La végétation ralentirait la production de régolithe et la désagrégation physique des particules par humectation-dessiccation et par gel-dégel en régulant les variations d'humidité et de températures. La végétation permet de stabiliser l'humidité du sol dans le temps en réduisant la transmissivité du sol et en augmentant sa capacité de rétention (Welsh et al., 2009 ; Niu et al., 2019). D'un point de vue de la température, elle limite la baisse de la température du sol la nuit en réémettant vers le sol une partie du rayonnement nocturne et réduit la hausse de la température du sol le jour en interceptant une partie du rayonnement solaire (20% dans l'étude de Chen et al. (2020) ; D'Odorico et al., 2013 ; Carriere et al., 2020). Ceci est cohérent avec les résultats de Guo et al. (2018), Chen et al. (2020) et Xu et al. (2021) qui indiquent au niveau du sol des cycles gel-dégel plus fréquents et plus intenses dans les zones faiblement végétalisées. Xu et al. (2021) ont montré, dans une région semi-aride de Chine que la présence de foret permet en surface de réduire de 6% le nombre de jours de gel-dégel et de réduire de 60% la quantité totale d'eau gelée dans le sol.

4.1.3. Sensibilité des volumes de sédiments stockés

Concernant ER, les indices de Sobol totaux de nM, p_1M, gsM et $prop_gs_1$ sont les plus élevés, indiquant que le volume de sédiments stocké dans le bassin est influencé par la rugosité des surfaces, l'altérabilité du subtratum et la distribution granulométrique des particules (figure 5.7). Pris séparément (indices de premier ordre S_i), nM, p_1M, gsM, et $prop_gs_1$ expliquent environ 50% de la variance de ER pour le Laval et le Brusquet. Le reste est contrôlée par les effets de premier ordre de $C_{rate}M$, $q_{tot}M$ et mM (30% pour le Laval et 13% pour le Brusquet) ainsi que par des effets d'ordre supérieur entre les facteurs gsM (ST_i - S_i = 0.16), p_1M (ST_i - S_i = 0.15) et $prop_gs$ (ST_i - S_i = 0.1) pour le Brusquet. La figure 5.13 montre que les rapports d'exportation des bassins versants du Laval et du Brusquet augmentent avec l'augmentation de n, de $prop_gs_1$, de C_{rate} et de $q_{tot}M$ et la diminution de de p_1, gs_1 et de m.



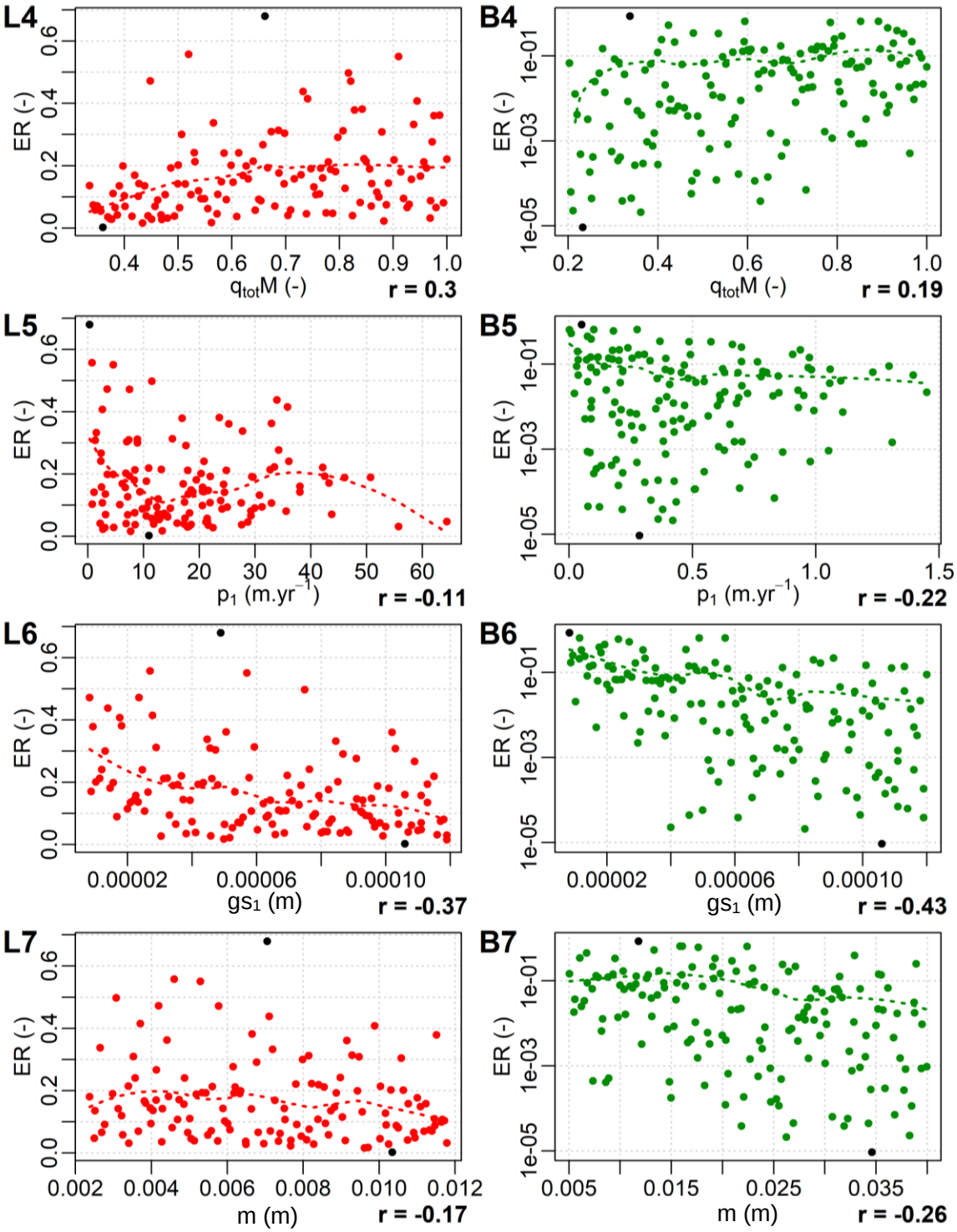


Figure 5.13. Sensibilité de la fonction objectif ER à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour le Laval (colonne L) et le Brusquet (colonne B). Seuls les diagrammes des paramètres pour lesquels S_i est le plus fort sont tracés. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif ER), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson.

Cela était attendu car ces conditions limitent les quantités de sédiments produites et favorisent l'entrainement des particules et donc leur évacuation du bassin versant. La hausse

de ER avec la valeur du coefficient de Manning provient du renforcement des forces de friction et donc des contraintes de cisaillement qui s'exercent sur les particules sédimentaires.

4.1.4. Synthèse

Les paramètres ΔZ_{max}, k_1, E_r et C ont relativement peu d'influence sur les sorties du modèle avec des indices de premier ordre et totaux très faibles et/ou incertains comme le montre la figure 5.7. C'est-à-dire que la modification de la valeur de ces paramètres ne permet pas d'agir, directement ou indirectement, sur la qualité de simulation des débits, des flux de MES, des flux par charriage et de la géomorphologie, et ne permettent donc pas de distinguer les comportements du Laval et du Brusquet sur ces aspects.

Cela rejoint les résultats de Temme et Vanwalleghem (2016) et Skinner et al. (2018) qui ont respectivement montré que le taux de désagrégation potentiel des particules (k_1) et la quantité et l'intensité du transport sédimentaire à chaque itération du modèle (ΔZ_{max}) ont peu d'influence sur la simulation des débits, des flux sédimentaires et de la géomorphologie. L'effet de k_1 pourrait être probablement masqué par celui des autres paramètres agissant sur la distribution granulométrique des sols (gs_i et $prop_gs_i$) et plus globalement sur le transport sédimentaire. Pour le site d'étude, il n'existe pas de données de terrain concernant la désagrégation mécanique des particules qui pourrait se faire à des taux supérieurs à ceux considérées dans cette étude (0.000001-0.001 yr^{-1}). Des mesures de terrain spécifiques à chaque bassin étudié et des simulations supplémentaires seront donc nécessaires pour mieux quantifier et simuler l'importance des processus de désagrégation des particules pour les bassins du Laval et du Brusquet.

Les paramètres C et E_r, agissant sur le pouvoir érosif des écoulements dans les sections chenalisées et dans les premières ravines du bassin versant respectivement, n'affectent pas ou peu les flux de MES, les flux par charriage et le rapport d'exportation. Les résultats montrent que le transport sédimentaire est principalement contrôlé par l'intensité des écoulements de surface (conditionnée principalement par m et $q_{tot}M$), par le disponible sédimentaire (conditionné par p_1) et l'érodabilité du chenal (conditionné par gs_i et $prop_gs_i$). Par conséquent, nous pouvons conclure que, dans ce site d'étude, la végétation agit sur l'érosion principalement par la réduction du ruissellement de surface, du disponible sédimentaire, l'érodabilité des versants et du chenal plutôt que par la réduction du pouvoir érosif des écoulements. En effet, la capacité d'infiltration et la conductivité hydraulique des sols augmentent avec la présence de racines, ce qui limite l'érosion hydrique des sols (Collins et al., 2004). La végétation réduit considérablement la quantité de sédiments disponibles pour le transport en protégeant le matériel parental du gel (isolation par la canopée et la litière de

feuilles ; Carriere et al., 2020). Elle assure, par le biais de son système racinaire, une meilleure cohésion des matériaux, ce qui limite les mouvements de masse sur les versants (solifluxion, gélifluxion) et l'entrainement des sédiments dans et aux abords du réseau de drainage (rehaussement de la contrainte de cisaillement critique). Carriere et al. (2020) ont également constaté, en appliquant le modèle Landlab aux bassins du Laval et du Brusquet, que la végétation agit sur l'érosion principalement en réduisant le disponible sédimentaire et l'érodabilité des surfaces plutôt qu'en réduisant l'érosivité du ruissellement. Pourtant, la végétation, en faisant office d'obstacle (augmentation de la rugosité), atténue les vitesses et donc la capacité de transport des écoulements, en dissipant le cisaillement appliqué au lit. On peut néanmoins s'attendre à ce que, dans un environnement aussi énergétique que celui-ci (fortes pentes), la végétation agisse davantage sur l'altération du substrat et la désagrégation physique des particules et donc sur le disponible sédimentaire que sur la capacité de transport des écoulements. Par ailleurs, la présence de végétation favorise à terme le creusement et l'incision du réseau de drainage en réduisant les apports de sédiments aux chenaux (Liébault et Piégay, 2002 ; Liébault et al., 2005). Ainsi, la réduction des vitesses d'écoulement et de la capacité de transport des sédiments liée à une augmentation de la rugosité pourrait probablement été compensée par le plus grand confinement des écoulements qui limite la dissipation de l'énergie. Les résultats de notre analyse de sensibilité rejoignent donc ceux de Carriere et al. (2020) concernant le rôle de la végétation sur l'érosion des sols et les complètent en mettant en évidence une plus grande capacité de rétention et d'infiltration des sols sous forêt.

4.2. **Analyse de la capacité prédictive de CAESAR-Lisflood**

Les figures 5.14, 5.15, 5.16, 5.19, 5.20, 5.21, 5.22 et 5.23 permettent une comparaison, pour les bassins du Laval (A) et du Brusquet (B), des valeurs observées et simulées de débits (figures 5.14, 5.15 et 5.16), de flux de MES (figures 5.19, 5.21 et 5.22) et de flux par charriage (figures 5.20 et 5.23) à une échelle semi-horaire (figures 5.14, 5.19) ou évènementielle (figures 5.15, 5.20 et 5.21), saisonnière (figures 5.16, 5.22 et 5.23) et interannuelle (figures 5.16, 5.22 et 5.23). Le tableau 5.3 contient les valeurs des critères de performance NSE, RSR, PBIAS et ER obtenues sur les données non agrégées (semi-horaires) pour les périodes de calibration et de validation.

Tableau 5.3. Critères d'ajustement (NSE, PBIAS et RSR) produits par le meilleur jeu de paramètres (cf. tableau 5.4) pour chaque bassin (Laval et Brusquet) et chaque variable (débit FD, flux de MES SSD, flux par charriage BSD et rapport d'exportation ER) sur les périodes de calibration et de validation. Les valeurs entre parenthèses indiquent la performance du meilleur jeu de paramètres dans chaque situation (pour la variable et le critère en particulier) lors de la calibration du modèle.

		Calibration			Validation		
		NSE	PBIAS (%)	RSR	NSE	PBIAS (%)	RSR
Laval	FD	0.65 (0.67)	-11 (1.50)	0.59 (0.58)	0.57	-1.3	0.66
	SSD	0.19 (0.29)	138.4 (-3.30)	0.9 (0.84)	0.15	179.6	0.92
	BSD	-7.40 (0.51)	55.5 (4.10)	2.89 (0.70)	-7.03	58.7	2.82
	ER	0.68 (0.68)			0.88		
Brusquet	FD	0.65 (0.66)	21.3 (-0.5)	0.59 (0.58)	0.63	10	0.61
	SSD	-0.04 (0.17)	71.4 (-6.8)	1.02 (0.91)	0	-25.3	1
	BSD	-0.34 (0.44)	-27.3 (0)	1.12 (0.72)	-0.95	-90.5	1.36
	ER	0.89 (0.89)			1		

Les valeurs des paramètres calibrés (mM, $q_{tot}M$, nM, Q_{min}, C, gsM, $prop_gs_1$, ΔZ_{max}, D_{min}, $C_{rate}M$, E_rM, p_1M et k_1) permettant la meilleure simulation des débits, des flux de MES, de la charge de fond et du rapport d'exportation sont présentées dans le tableau 5.4. En complément, le tableau 5.5 fournit, à la place des termes multiplicateurs mM, nM, $C_{rate}M$, E_rM et p_1M, la moyenne spatio-temporelle des paramètres associés. Pour gsM, les valeurs affichées correspondent respectivement aux diamètres des particules transportées en suspension (à gauche) et par charriage (à droite).

Tableau 5.4. Meilleur jeu de paramètres identifié par la procédure de calibration automatique pour le bassin du Laval et du Brusquet. Le meilleur jeu de paramètres est le jeu de paramètres le plus performant pour l'ensemble des métriques (NSE, RSR, PBIAS et ER) et des variables (débits, flux de MES, flux par charriage et rapport d'exportation).

Parameter (unit)	Laval optimal value	Brusquet optimal value
$\boldsymbol{mM}$ $(-)$	2.07 x 10^{-1}	4.77 x 10^{-1}
$\boldsymbol{q_{tot}M}$ $(-)$	4.03 x 10^{-1}	2.53 x 10^{-1}
$\boldsymbol{Q_{min}}$ $(\boldsymbol{m^3.s^{-1}})$	2.57 x 10^{-2}	5.32 x 10^{-2}
$\boldsymbol{nM}$ $(-)$	8.06 x 10^{-1}	7.92 x 10^{-1}
$\boldsymbol{gsM}$ $(-)$	1.03 x 10^{-1}	1.43 x 10^{-1}
$\boldsymbol{prop_gs_1}$ $(-)$	7.25 x 10^{-1}	6.11 x 10^{-1}
$\boldsymbol{C}$ $(-)$	40.33	8.62 x 10^{-5}
$\boldsymbol{\Delta Z_{max}}$ $(\boldsymbol{m})$	1.10 x 10^{-2}	1.91 x 10^{-2}
$\boldsymbol{D_{min}}$ $(\boldsymbol{m})$	1.13 x 10^{-3}	1.25 x 10^{-3}
$\boldsymbol{C_{rate}M}$ $(-)$	4.08	0.68
$\boldsymbol{E_rM}$ $(-)$	11.66	8.67
$\boldsymbol{p_1M}$ $(-)$	2.98 x 10^{-1}	1.51 x 10^{-3}
$\boldsymbol{k_1}$ $(\boldsymbol{yr^{-1}})$	8.39 x 10^{-4}	4.21 x 10^{-6}

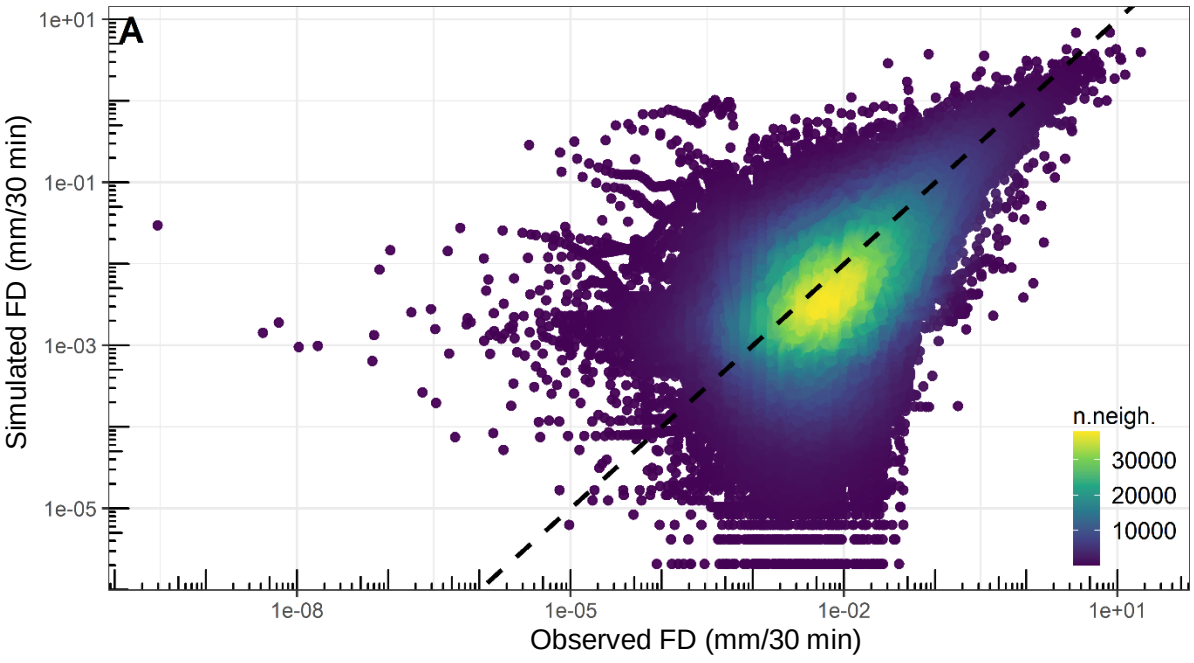
Tableau 5.5. Moyennes spatio-temporelles de m, $qtotM$, $Qmin$, n, gs_i, $prop_gs_1$, C, $\Delta Zmax$, D_{min}, C_{rate}, E_r, p_1 et k_1 déduites de la configuration optimale de CAESAR-Lisflood (cf. tableau 5.4) pour le Laval et le Brusquet.

Parameter (unit)	Laval optimal value	Brusquet optimal value
$m\ (m)$	2.45 x 10^{-3}	9.54 x 10^{-3}
$q_{tot}M\ (-)$	4.03 x 10^{-1}	2.53 x 10^{-1}
$Q_{min}\ (m^3.s^{-1})$	2.57 x 10^{-2}	5.32 x 10^{-2}
$n\ (s.m^{-1/3})$	7.87 x 10^{-2}	1.58 x 10^{-2}
$gs_1/gs_2\ (m)$	8.23 x 10^{-6} / 2.06 x 10^{-4}	1.14 x 10^{-5} / 2.86 x 10^{-4}
$prop_gs_1\ (-)$	7.25 x 10^{-1}	6.11 x 10^{-1}
$C\ (-)$	40.33	8.62 x 10^{-5}
$\Delta Z_{max}\ (m)$	1.10 x 10^{-2}	1.91 x 10^{-2}
$D_{min}\ (m)$	1.13 x 10^{-3}	1.25 x 10^{-3}
$C_{rate}\ (m^2.yr^{-1})$	7.07	7.88 x 10^{-1}
$E_r\ (m.yr^{-1})$	6.78 x 10^{-2}	2.77 x 10^{-2}
$p_1\ (m.yr^{-1})$	1.03	4.99 x 10^{-4}
$k_1\ (yr^{-1})$	8.39 x 10^{-4}	4.21 x 10^{-6}

4.2.1. Débit

4.2.1.1. Échelle semi-horaire

Les pointes de crue mesurées à l'exutoire du bassin versant non boisé (Laval) sont particulièrement élevées et peuvent dépasser les 10 mm (figure 5.14 A) alors qu'elles sont systématiquement inférieures à 3 mm pour le Brusquet (figure 5.14 B).



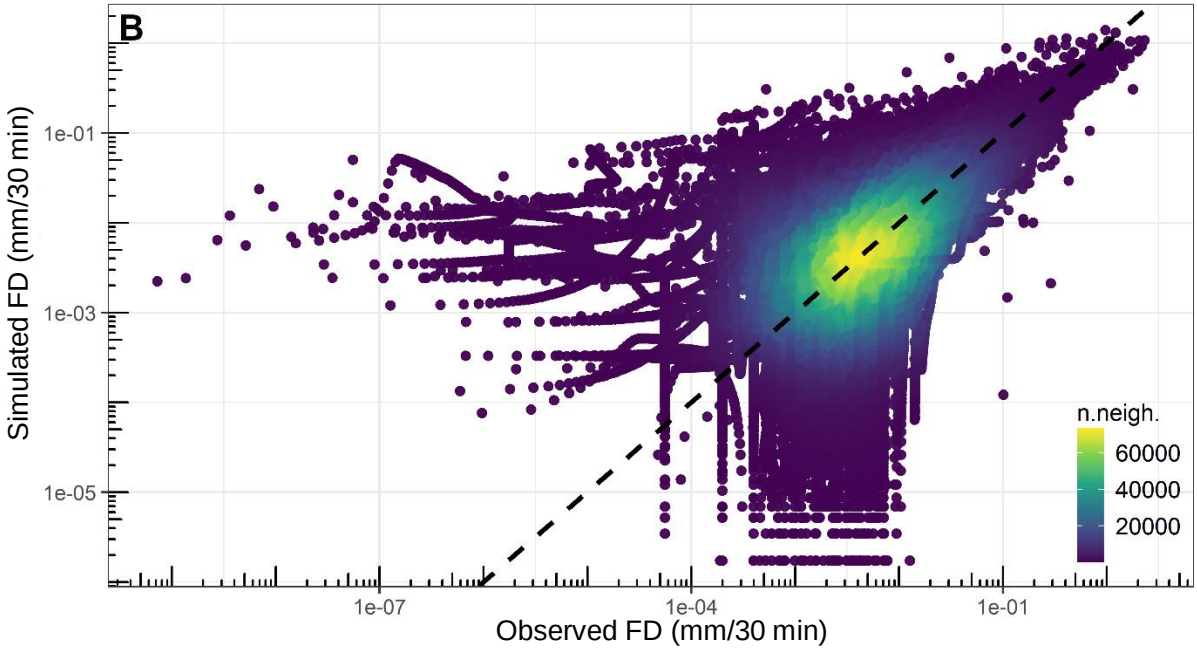


Figure 5.14. Diagramme de dispersion des valeurs semi-horaires observées et simulées de débit (FD) sur la période 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 pour le Laval (A) et le Brusquet (B). Chaque point est coloré par son nombre de points voisins (n.neigh). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées.

Les surfaces boisées du Brusquet, qui présentent des sols plus profonds et plus épais avec une porosité et une capacité de stockage de l'eau plus importante, réduisent de façon importante la part du ruissellement par saturation. Par ailleurs, en plus du rôle qu'elle joue sur la capacité de rétention des sols, la forêt augmente la rugosité et la capacité d'infiltration des sols en surface, atténuant ainsi le ruissellement hortonien (Cosandey et al., 2005 ; Mallet, 2018).

Les résultats de la calibration et de la validation indiquent que le modèle CAESAR-Lisflood simule le débit à l'exutoire du Laval et du Brusquet avec une précision raisonnable. En effet, les critères de performance NSE, RSR et PBIAS indiquent une reproduction satisfaisante des débits du Laval durant la période de calibration (NSE = 0.65, RSR = 0.59 et PBIAS = -11 %) (Tableau 5.3). Les résultats pour la période de validation indiquent également une assez bonne simulation des débits avec un NSE de 0.57, un RSR de 0.66 et un PBIAS de -1.3 %. La configuration optimale du modèle pour le Brusquet (tableau 5.3) reproduit tout aussi bien le débit observé à l'exutoire du bassin durant la période calibration puisque les valeurs des critères NSE et RSR sont identiques à celles obtenues pour le Laval. Le critère PBIAS indique tout de même un biais d'estimation légèrement plus élevé avec une surestimation de la lame totale écoulée de 21.3 %. La bonne performance du modèle se maintient voire même s'améliore durant la période de validation puisque le critère PBIAS passe de 21.3 à 10 %.

Moriasi et al. (2007, 2015) ont déclaré que la simulation des débits par un modèle peut être jugée comme étant satisfaisante lorsque NSE > 0.5 et PBIAS < ±15 %. La présente étude montre donc une performance satisfaisante du modèle CAESAR-Lisflood pour simuler la dynamique hydrologique des bassins du Laval et du Brusquet.

Néanmoins, que ce soit pour le Laval ou le Brusquet, CAESAR-Lisfood a tendance à surestimer les débits lorsque les écoulements sont faibles (< 0.0001 mm pour le Laval et le Brusquet) et à sous-estimer les débits lorsque les écoulements sont forts (> 4 et 1 mm pour le Laval et le Brusquet respectivement ; figure 5.14). Cela pourrait s'expliquer par la définition de valeurs trop faibles du paramètre m qui entrainent une réactivité insuffisante du bassin à la pluie. La résolution temporelle insuffisamment fine de la pluie (semi-horaire) pourrait également donner lieu à un ruissellement faible et persistant puisque dans ce cas, les événements pluvieux courts et intenses ne sont pas correctement capturés (Coulthard et Skinner, 2016). Par ailleurs, la simulation du ruissellement, contrôlée exclusivement par les volumes précipités et la saturation en eau des sols, limite la complexité de la réponse hydrologique du bassin à la pluie. Des représentations complémentaires de la production de ruissellement, tenant compte notamment de la capacité d'infiltration des sols (ruissellement hortonien), peuvent fournir une réponse hydrologique plus prononcée, notamment en période orageuse (été notamment).

Il est cependant délicat d'effectuer une comparaison des débits simulés et observés, notamment lors des basses eaux et des très hautes eaux puisque selon Mathys (2006), les incertitudes entourant les mesures de débit sont élevées. En effet, les courbes de tarage dont sont déduites les mesures ne sont précises que pour des hauteurs d'eau comprises entre 4 et 120 cm soit des débits allant de 40 et 1800 l/s (Mathys, 2006). D'autre part, l'incertitude sur la mesure des hauteurs d'eau par les capteurs limnimétriques est comprise entre 1 et 2 cm (Mathys, 2006). Finalement, compte tenu de ces éléments, les incertitudes de mesure seraient de quelques pourcents pour des débits compris entre 40 et 1800 l/s tandis qu'elles seraient proches voire même supérieures à 10 % pour des débits en dehors de cette gamme. Ainsi, pour les demi-heures avec des écoulements compris entre 8.37.10-2 et 3.77 mm, les analyses et les comparaisons effectuées précédemment sont relativement fiables alors qu'elles sont à considérer avec plus de prudence pour le reste des valeurs, notamment lorsque les écarts sont faibles.

4.2.1.2. Échelle événementielle

En complément, l'évaluation de la capacité du modèle à capturer la dynamique hydrologique du Laval et du Brusquet lors de quelques événements de crue est présentée dans la figure 5.15. Sont tracés dans cette figure les cinq événements de crue les mieux

simulés par le modèle (A) et les cinq événements de crue les moins bien simulés par le modèle (B) d'un point de vue hydrologique et sédimentaire. Les événements mesurés le 07.10.2001 pour le Laval et le 25.05.2008 pour le Brusquet sont les événements minimisant le plus la fonction multi-objectif du débit et du flux sédimentaire. A l'opposé, les événements du 24.12.2009 pour le Laval et du 22.11.2007 pour le Brusquet présentent les moins bonnes valeurs pour cette fonction. Pour le Laval, les hydrogrammes des cinq événements de crue les mieux simulés par le modèle présentent un NSE et un PBIAS respectivement compris entre 0.85 et 0.90 et entre -5.3 et 18.3 %. Pour le Brusquet, l'adéquation des hydrogrammes observés et simulés est légèrement moins bonne, avec des indices NSE et PBIAS oscillant respectivement entre 0.48 et 0.86 et entre -20.5 et 32.6 %.

Encore une fois, les pics de crue sur le bassin versant dénudé du Laval sont particulièrement élevés atteignant 2 mm environ pour les cinq événements de crue les mieux simulés (événements avec une lame précipitée de 20 mm environ ; figure 5.15 A) ; pour des événements similaires, la pointe de crue du bassin versant du Brusquet ne dépasse pas 0.01 mm, soit un vingtième de son intensité (figure 5.15 A). La hausse des débits lors d'un épisode pluvieux est plus rapide pour le Laval que pour le Brusquet, avec une période d'augmentation du débit très courte.

On constate que le modèle capture mieux la dynamique hydrologique du bassin du Laval lors des événements de crue avec un pic de débits élevé (figure 5.15 A). Cependant, même pour ces événements, le modèle peine à saisir l'amplitude des pics et la récession des écoulements. En effet, mis à part pour l'événement du 12.08.2008, les pics de crue sont sous-estimés d'environ 10 (04.07.2001) à 45 % (09.10.2002). Les courbes de crue et de décrue sont respectivement sous-estimées et surestimées, le débit observé étant proche de la limite supérieure et inférieure de l'intervalle de confiance à 90 %. De la même manière, si l'on considère les crues du Brusquet les mieux reproduites par le modèle, l'amplitude des pics est sous-estimée et les courbes de décrue sont très souvent surestimées avec par exemple, pour l'événement du 05.12.2006, un débit observé supérieur à la limite inférieure de l'intervalle de confiance à 90% (figure 5.15 A). Un déclin de la performance du modèle semble se produire pour les événements de crue avec un pic de débit faible, notamment pour le Laval (figure 5.15 B). En effet, pour le Laval, même si le modèle parvient à saisir le moment et l'amplitude du pic de crue, les événements de crue les moins bien simulés par le modèle (figure 5.15 B) tendent à être sous-estimés sur les phases de crue et de décrue.

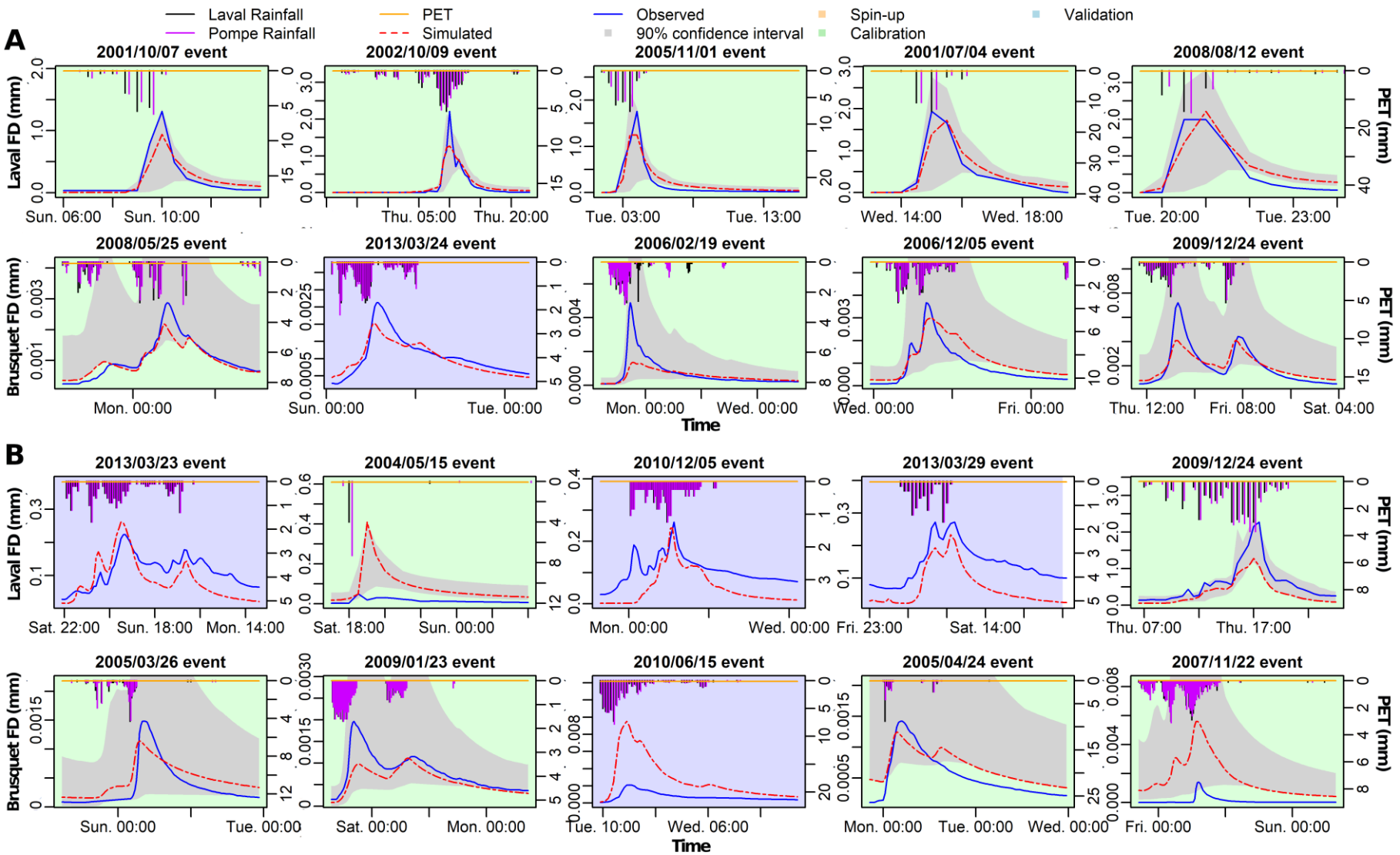


Figure 5.15. Comparaison, pour le bassin du Laval et du Brusquet, des débits (FD) observés et simulés pour (A) les cinq événements de crue les mieux simulés et (B) les cinq événements de crue les moins bien simulés par CAESAR-Lisflood.

4.2.1.3. Échelle saisonnière et interannuelle

La figure 5.16 montre que le Brusquet présente des lames ruisselées mensuelles et annuelles observées plus faibles que le Laval puisque celles-ci varient entre 20 et 295 mm (exprimées en équivalent annuel) pour le premier (figure 5.16 A) et entre 110 et 640 mm pour le second (figure 5.16 B).

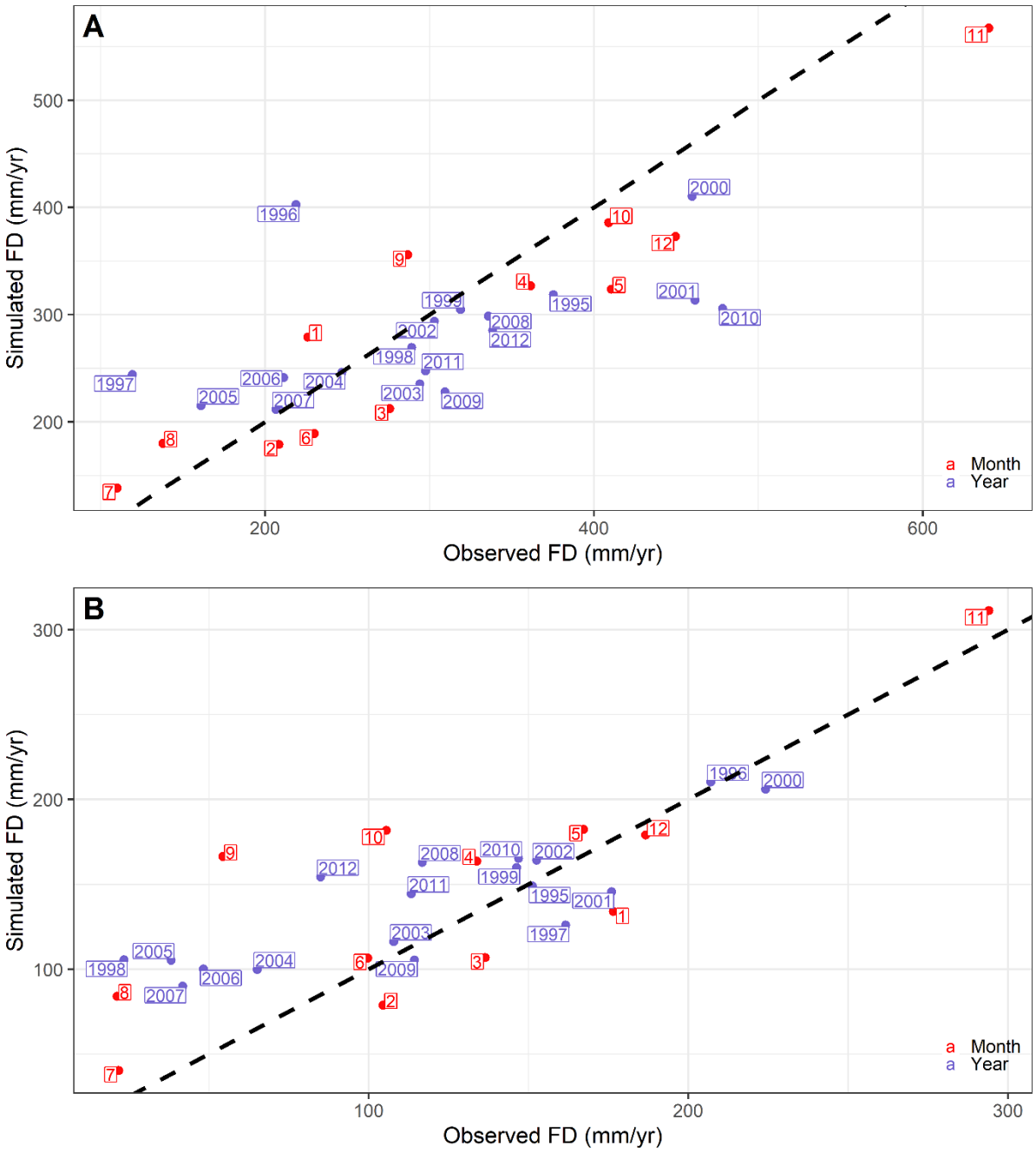
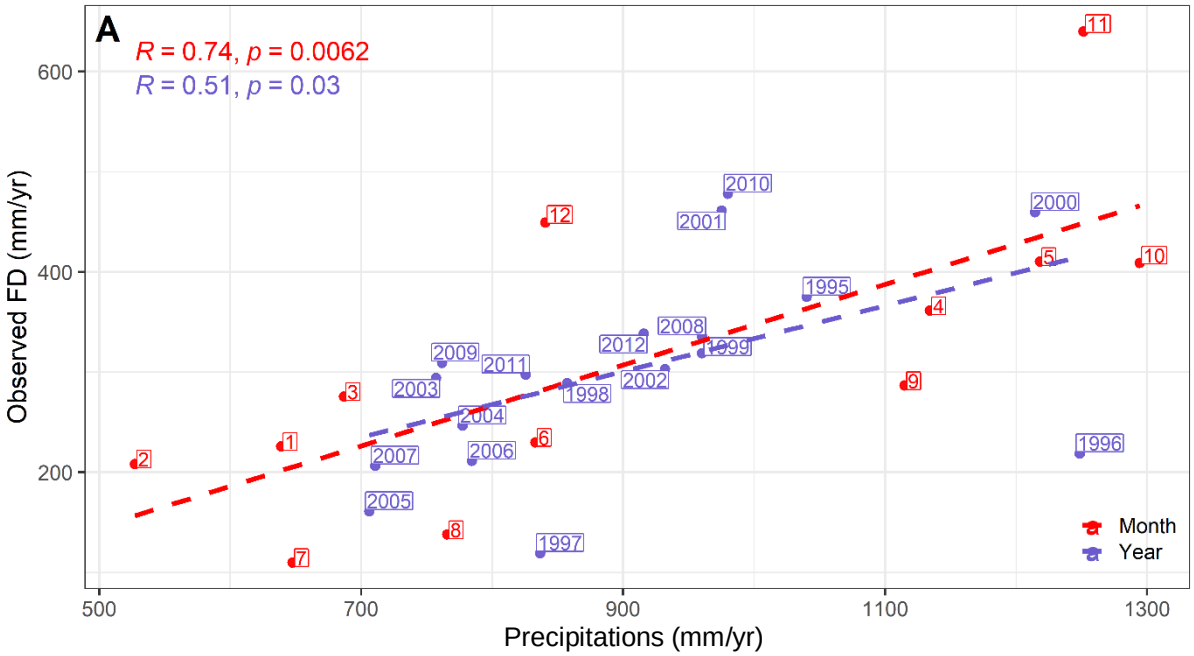


Figure 5.16. Diagramme de dispersion des valeurs observées et simulées de débit (FD) sur la période du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 aux échelles mensuelle (rouge) et annuelle (violet) pour le Laval (A) et le Brusquet (B). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées.

Étant donné que les apports pluviométriques sont similaires pour les deux bassins (tableau 5.1, figure 5.3), les rapports annuels et mensuels ruissellement/pluie observés sont plus élevés pour le Laval que pour le Brusquet. Nous pouvons donc conclure que le couvert végétal du Brusquet engendre une réponse hydrologique annuelle et mensuelle radicalement plus faible que celle du Laval. La biomasse racinaire importante des forêts favorise l'évapotranspiration et aboutit donc à un déficit en eau des sols plus élevé. Le ruissellement par excès de saturation est dans ce cas moins fréquent et moins important. La quantité de pluie nécessaire au déclenchement de l'écoulement est plus élevée : le bassin versant reboisé connaît moins d'inondations, et de nombreuses événements pluvieux ne produisent aucun écoulement notable (Richard et Mathys, 1999). Les pertes par interception plus importante pour le Brusquet que pour le Laval pourrait également expliquer les écarts de comportement hydrologique, même si la forte intensité des orages méditerranéens n'est pas propice aux pertes par interception (Cosandey et al., 2005).

Outre ces écarts liés à l'occupation des sols, les figures 5.16 A et 5.16 B montrent une forte variabilité saisonnière et interannuelle du ruissellement pour les deux bassins, comme l'ont déjà fait remarquer Cantón et al. (2018). Comme l'indique une simple analyse de corrélation de Pearson, les apports pluviométriques annuels et mensuels sont un facteur important de la variabilité interannuelle et saisonnière du ruissellement du Laval (R = 0.51, p=0.03 et R = 0.74, p=0.0062 respectivement) et du Brusquet (R = 0.85, p=8.4 x 10^{-6} et R = 0.3, p=0.34 respectivement) (figure 5.17).



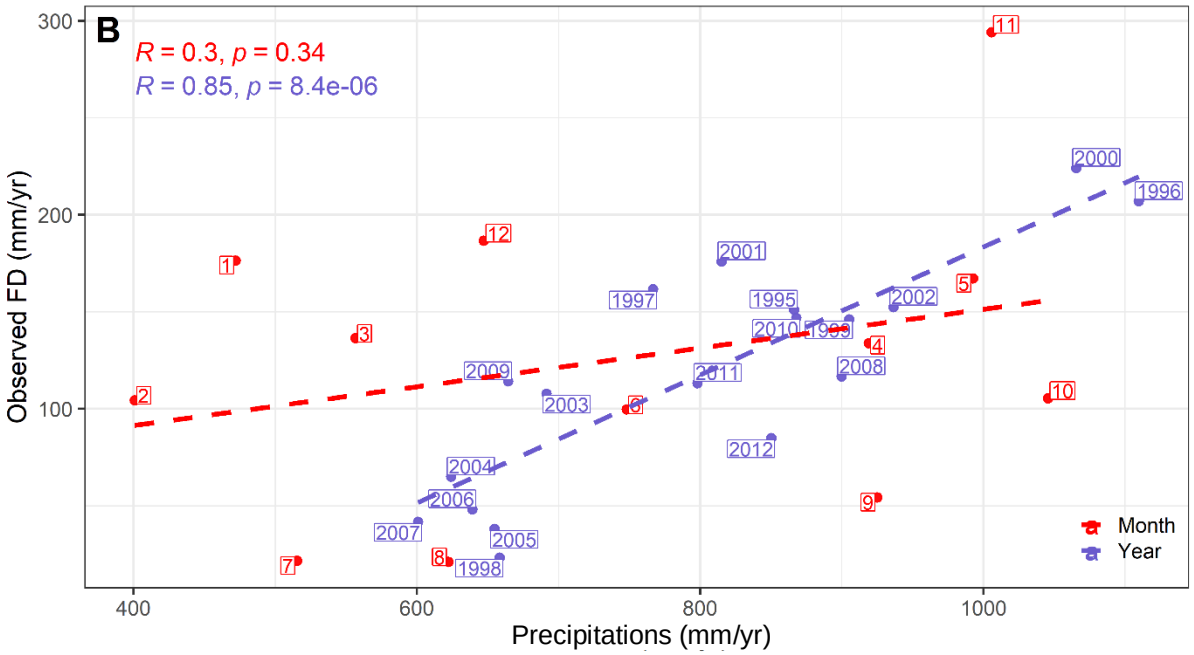
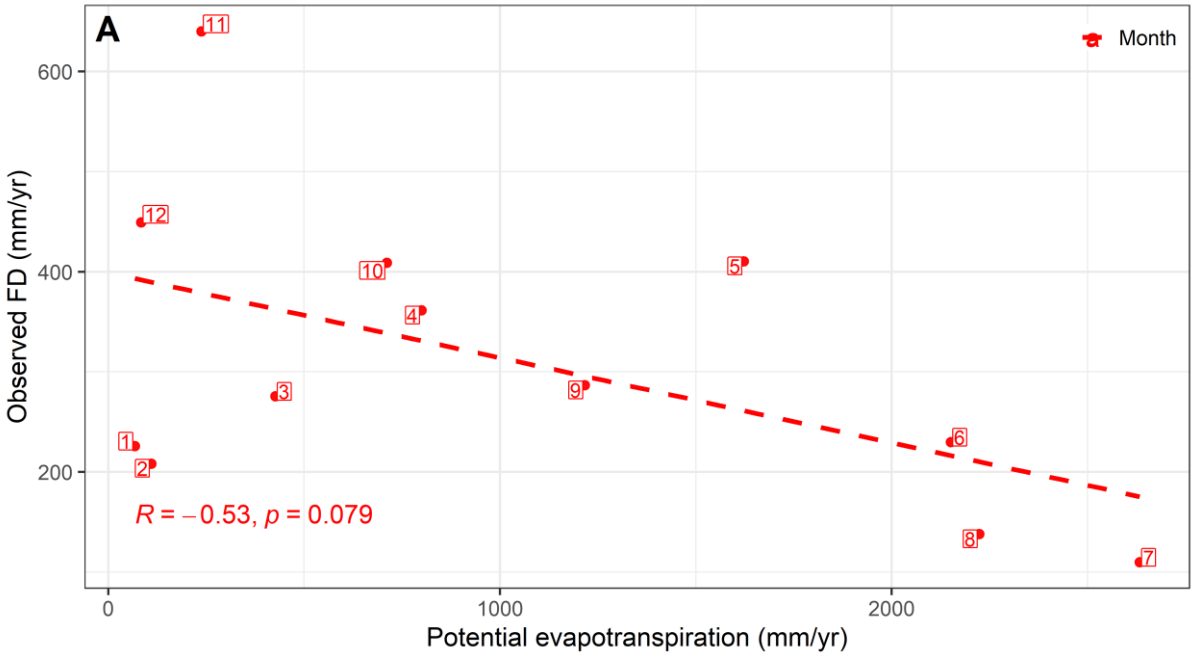


Figure 5.17. Relation entre le débit observé et les précipitations sur la période du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 à l'échelle saisonnière (rouge) et interannuelle (violet) pour le Laval (A) et le Brusquet (B). Les lignes en tirets correspondent à des ajustements linéaires et les coefficients de corrélation de Pearson sont indiqués dans la coin supérieur gauche de chaque graphique.

A l'échelle saisonnière, les processus d'évaporation et d'évapotranspiration, en agissant sur l'état de saturation des sols, contrôlent également l'importance du ruissellement de surface du Laval (R = -0.53, p = 0.079) et du Brusquet (R = -0.68, p = 0.015) (figure 5.18).



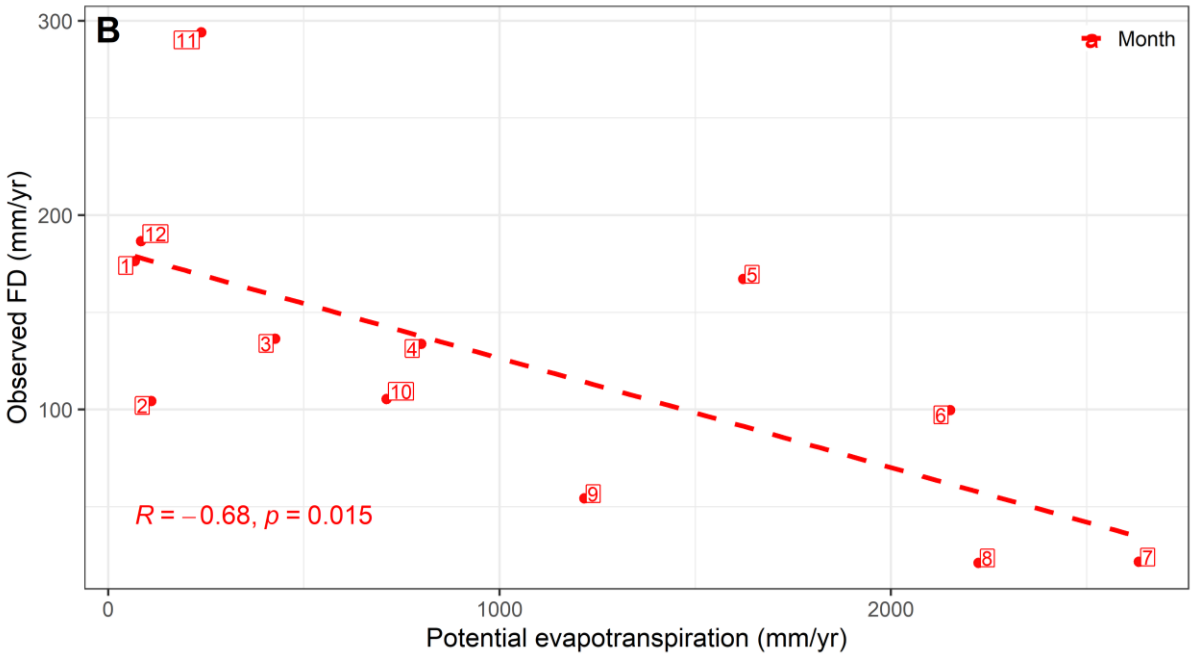


Figure 5.18. Relation entre le débit observé et l'évapotranspiration potentielle Thornthwaite sur la période 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 à l'échelle saisonnière pour le Laval (A) et le Brusquet (B). La ligne en tirets correspond à un ajustement linéaire et le coefficient de corrélation de Pearson est indiqué dans la coin inférieur gauche de chaque graphique.

Par exemple, pour le Laval, les années 1995, 2000, 2001 et 2010, qui présentent les lames ruisselées les plus élevées (> 375 mm), se caractérisent par les apports pluviométriques les plus forts (> 975 mm). A l'opposé, les années 2005 et 2007, pour lesquelles ont été enregistrées les cumuls pluviométriques les plus bas (~ 700 mm), présentent les lames ruisselées les plus faibles (< 200 mm). A l'échelle saisonnière, les cumuls pluviométriques faibles de juillet et août (~ 700 mm ; exprimés en équivalent annuel) couplés à une évaporation importante des surfaces (~ 2500 mm ; exprimés en équivalent annuel) aboutissent à un déficit hydrique marqué des sols avec donc des débits faibles durant cette période (< 150 mm). En revanche, les mois d'avril, mai, octobre et novembre sont, d'un point de vue hydrologique, les mois les plus actifs (> 350 mm) en raison de cumuls pluviométriques élevés (~ 1200 mm) et de taux d'évapotranspiration faibles (< 800 mm). En novembre, la teneur en eau élevée des sols en raison de cumuls pluviométriques élevés depuis le début de l'automne, favorise le déclenchement du ruissellement par saturation (Mallet, 2018). Ce fonctionnement explique donc la mesure d'un écoulement total particulièrement élevé durant ce mois.

Il y a une assez bonne reproduction des lames annuelles et mensuelles pour les deux bassins puisque les points s'organisent autour de la ligne d'égalité parfaite (figures 5.16 A et 5.16 B). Les écarts les plus importants se produisent globalement durant les mois et les années les plus humides et les plus secs. Pour le Laval, le modèle surréagit lors des mois et des années à faible écoulement (1996, 1997 et 2005 et juillet et août) et à l'inverse minimise

les écoulements lors des mois et des années les plus humides (2000,2001 et 2010 et octobre, novembre et décembre). De même, pour le Brusquet, CAESAR-Lisflood surestime les débits des mois et des années hydrologiques à faible écoulement (août, septembre et octobre et 1998, 2014 à 2007 et 2012). Le modèle a donc tendance à sous-estimer l'amplitude des variations saisonnières et interannuelles des débits en minimisant l'assèchement du bassin lors des mois et des années les plus secs. Ceci provient probablement du fait que le module hydrologique du modèle ne représente pas tous les processus hydrologiques de surface, notamment l'évolution de la saturation en eau du sol sous l'effet de l'évapotranspiration. En effet, dans la formulation actuelle du modèle, l'évapotranspiration ne s'applique que sur les volumes d'eau présent en surface et n'intervient pas sur le compartiment sol. Par ailleurs, un effet de compensation pourrait expliquer la sous-estimation des écoulements durant les périodes humides. En effet, une exagération de l'infiltration ($q_{tot}M$ trop faible), engendrant la sous-estimation des écoulements lors des mois et des années les plus humides, pourrait avoir été générée pour limiter la surestimation des débits durant les périodes sèches. Considérer l'influence de l'évapotranspiration sur la saturation en eau des sols pourrait donc permettre une estimation plus précise de la réponse hydrologique globale des bassins.

4.2.2. Flux sédimentaires

4.2.2.1. Échelle semi-horaire

Le modèle reproduit assez mal la production sédimentaire mesurée à l'exutoire des bassins versants du Laval et du Brusquet. En effet, pour le Laval, sur la période de calibration, le modèle surestime en moyenne les flux de MES et les flux par charriage de 138 et 55 % respectivement (tableau 5.3). Les critères NSE et RSR valent respectivement 0.19 et 0.9 pour les flux de MES et -7.40 et 2.89 pour le flux par charriage, ce qui traduit, selon Moriasi et al. (2007, 2015), une mauvaise capacité de prédiction du modèle pour les flux sédimentaires. La performance du modèle dans la prédiction des flux sédimentaires est également très faible pour le Brusquet comme l'indique les valeurs négatives du critère de NSE et les valeurs supérieures à 1 du critère RSR. Le modèle surestime assez largement le flux de MES total (PBIAS = 71.4 %) mais sous-estime le flux par charriage (PBIAS = -27.3 %). Les proportions relatives entre charge en suspension et charge de fond ne sont donc pas préservées par le modèle, que ce soit pour le Laval ou le Brusquet. Ceci est probablement lié à une surestimation de la proportion de particules fines (72.5 % pour le Laval et 61.1 % pour le Brusquet) identifiée lors de la calibration du modèle et/ou à un transport limité de la charge de fond lié à la surestimation du diamètre des particules grossières (gs_2 égal à 0.206 mm pour Laval et à 0.286 mm pour le Brusquet ; Tableau 5.5). Néanmoins, la sous-estimation de la charge de fond par le modèle n'est probablement pas aussi importante que ce que suggèrent les résultats

étant donné les incertitudes entourant les mesures de flux par charriage. En effet, une partie des particules transportées en suspension pourrait se déposer dans la plage de dépôt, exagérant les volumes de sédiments transportés par charriage. La comparaison directe, par le biais d'un diagramme de dispersion, des valeurs observées et simulées de flux de MES (figures 5.19) et de flux par charriage (figure 5.20) montre peu de relation pour les deux bassins.

Dans le détail, que ce soit pour le Laval ou le Brusquet, le modèle sous-estime les charges extrêmes de MES (supérieures à 3 et 0.01 t/ha pour le Laval et le Brusquet respectivement), comme le montre les figures 5.19 A et 5.19 B respectivement. Le modèle semble également surestimer les valeurs lorsque les flux de MES sont faibles (< 1e-05 t/ha). Un comportement similaire se remarque pour les flux par charriage mais seulement pour le bassin du Brusquet (figure 5.20 B). En effet, pour le Brusquet, les événements avec un flux par charriage supérieur à 0.05 $t.ha^{-1}$ sont tous sous-estimés tandis que les événements avec un flux par charriage inférieur à 0.01 $t.ha^{-1}$ sont tous surestimés. Bien que les incertitudes sur les flux mesurés de MES (2-3 % pour les crues fortement chargées à 30 % pour les crues faiblement chargées ; Mathys, 2006) et par charriage (6-10 % sur les fortes valeurs de dépôt à 30 % pour les faibles valeurs de dépôt ; Mathys, 2006) soient fortes, l'incertitude des mesures n'est pas suffisante pour masquer les écarts souvent forts constatés entre les valeurs observées et les valeurs simulées.

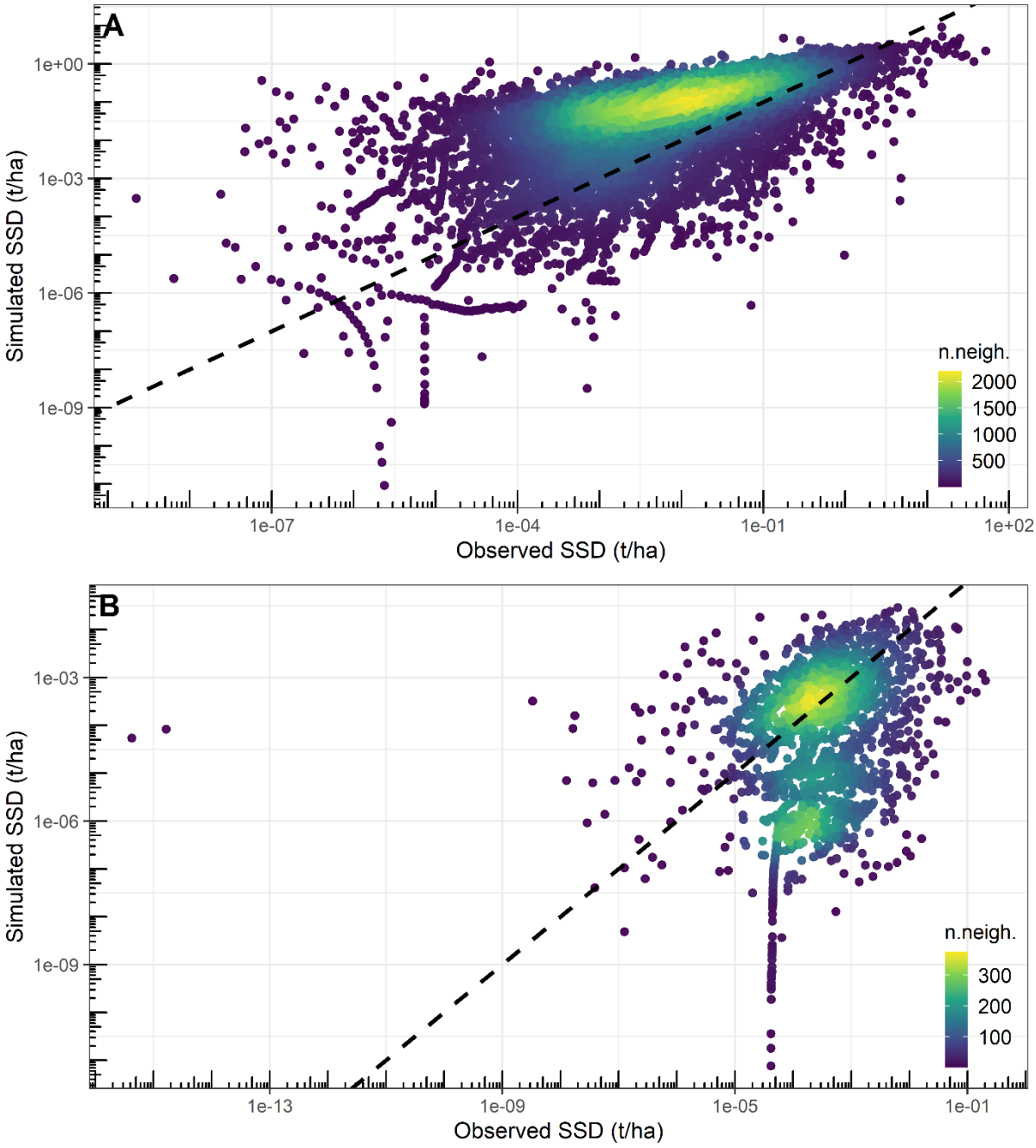


Figure 5.19. Diagramme de dispersion des valeurs semi-horaires observées et simulées de flux de MES (SSD) sur les périodes du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 pour le Laval (A) et le Brusquet (B). Chaque point est coloré par son nombre de points voisins (n.neigh). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées.

Globalement, les erreurs d'estimation sur les flux sédimentaires reflètent les écarts observés lors de l'analyse des débits. Une meilleure simulation des débits devrait donc permettre de minimiser les écarts obtenus sur les flux sédimentaires.

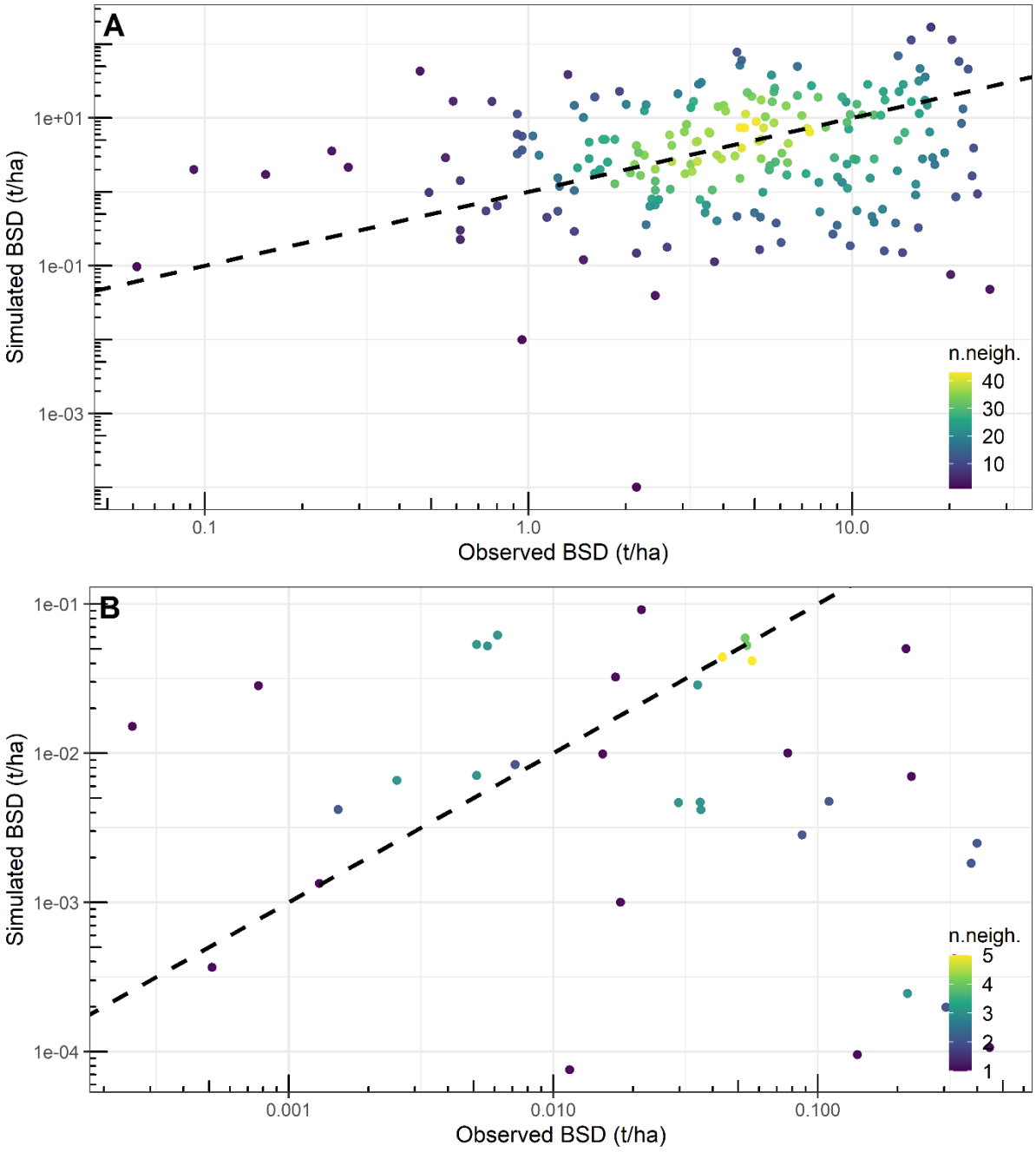


Figure 5.20. Diagramme de dispersion des valeurs semi-horaires observées et simulées de flux par charriage (BSD) sur la période 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 pour le Laval (A) et le Brusquet (B). Chaque point est coloré par son nombre de points voisins (n.neigh). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées.

4.2.2.2. Échelle évenementielle

Les sédigrammes des cinq événements de crue les mieux reproduits par le modèle sont simulés de manière satisfaisante (figure 5.21 A). En effet, pour le Laval, les critères NSE et PBIAS sur ces événements sont respectivement compris entre 0.72 et 0.81 et entre -14.4 et 9.8 %. Pour le Brusquet, une moins bonne reproduction de ces événements est produite par

le modèle puisque le critère NSE s'échelonne entre 0.34 (05.12.2006) et 0.63 (24.12.2009) et le critère PBIAS entre -30 (25.05.2008) et 90 % (24.12.2009).

La bonne reproduction des sédigrammes lors de ces événements de crue est vraisemblablement associée à la capacité de CAESAR-Lisflood à bien représenter le ruissellement pour ce groupe d'événements. En effet, les figures 5.15 A et 5.21 A montrent une correspondance assez étroite dans la forme des hydrogrammes et des sédigrammes, notamment pour le Laval puisque le flux maximal de MES se produit lors du pic de débit. Cependant, comme pour les débits, l'amplitude des valeurs lors de la montée et du pic de crue est sous-estimée, d'un pourcentage compris entre 25 à 50 %. Pour le Laval, sur les cinq événements de crue les mieux simulés par le modèle, trois possèdent un pic supérieur à la bande de confiance à 90 %. De plus grand écarts d'estimation se produisent pour le Brusquet où les flux de MES mesurés sont 10 à 100 fois plus faibles. En effet, sur les cinq événements de crue les mieux simulés par le modèle, tous sont concernés par une sous-estimation de leur pic d'érosion comprise entre 30 et 80 %. La diminution des flux après le passage du pic de crue est systématiquement trop lente et trop régulière alors qu'elle devrait se produire sous la forme de changements abruptes, notamment pour le Brusquet. De même, comme l'indique le sédigramme de crue du 24.12.2009, le modèle exagère la réactivité sédimentaire du Brusquet puisque, en réalité, le second pic de crue ne devrait générer aucune hausse du flux de MES. Ces écarts suggèrent une trop grande capacité de mobilisation et de transport des sédiments après le pic de crue qui est associée à une rétention et à une évacuation trop lente des écoulements mais probablement aussi à une trop grande érodabilité des sols. Ainsi, le diamètre des particules transportées en suspension (gs_1), qui est l'un des principaux paramètres agissant sur la qualité de simulation des flux de MES (cf. section 4.1, analyse de sensibilité), pourrait avoir été sous-estimé.

Pour les événements de crue les moins bien simulés (figure 5.21 B), il y a une mauvaise correspondance entre les flux de MES observés et simulés. Il y a une grande surestimation des flux de MES, pour l'ensemble de ces événements que ce soit pour le Laval ou le Brusquet, bien que les débits simulés par le modèle ne soient pas excessifs, sauf pour l'événement du 2004.05.15 pour le Laval et pour les événements du 2010.06.15 et du 2007.11.22 pour le Brusquet. Pour les événements de crue restants, qui ont tendance à se produire durant l'hiver (décembre, janvier) et au début du printemps (mars, avril), la surestimation des flux de MES durant cette période de l'année pourrait traduire la trop grande quantité (surestimation de $prop_gs_1$, C_{rate} et p_1) et/ou la trop grande mobilité (sous-estimation de gs_1) des particules fines présentes dans le réseau de drainage (discuté après lors de l'analyse de la dynamique sédimentaire saisonnière).

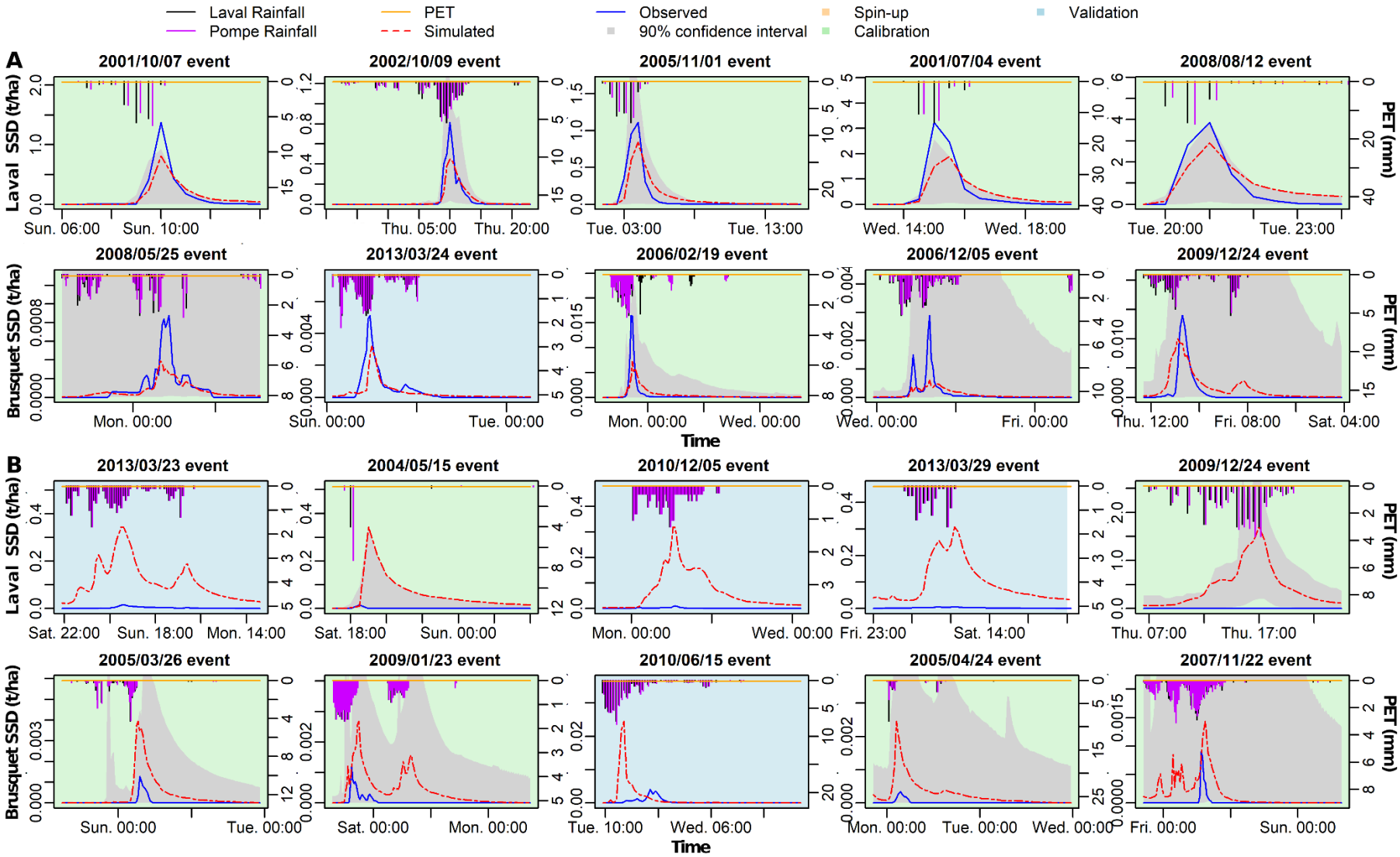
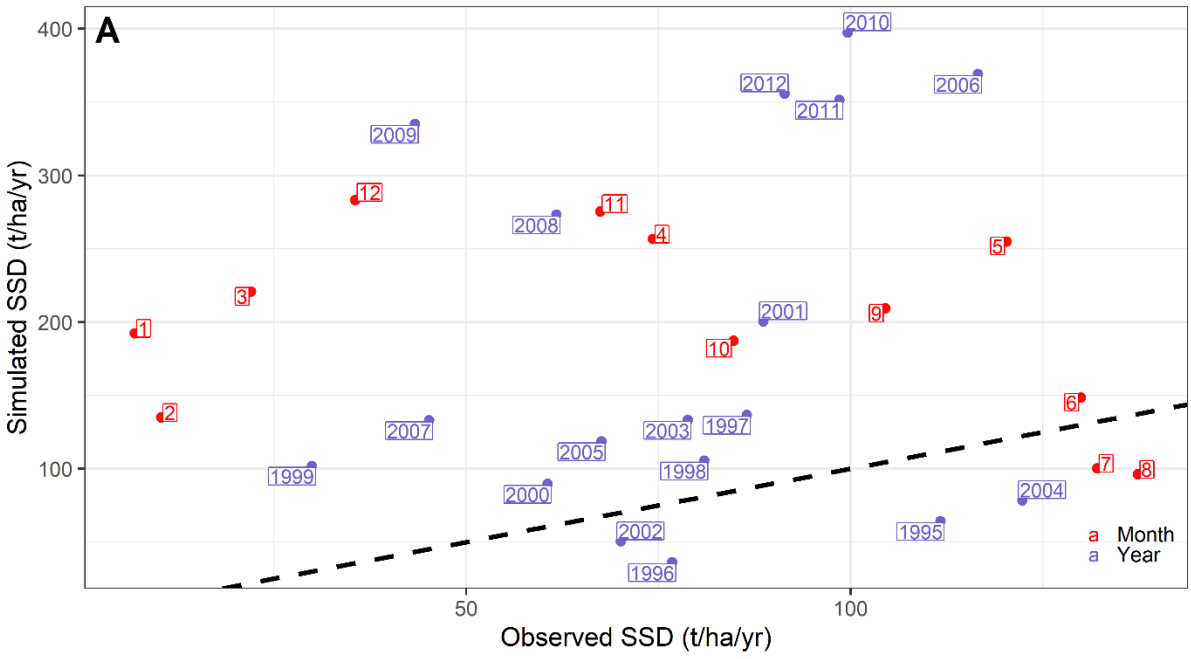


Figure 5.21. Comparaison, pour le bassin du Laval et du Brusquet, des flux de MES (SSD) observés et simulés pour (A) les cinq événements de crue les mieux simulés et (B) les cinq événements de crue les moins bien simulés par CAESAR-Lisflood

4.2.2.3. Échelle saisonnière

Si l'on compare les flux sédimentaires annuels et mensuels observés du Laval et du Brusquet, on constate des différences notables à mettre en lien avec l'occupation des sols des bassins (figures 5.22 et 5.23). Pour le Laval et le Brusquet, le flux moyen annuel de MES est de 79.44 et 0.21 t/ha respectivement et la charge de fond moyenne annuelle est de 72.58 et 0.16 t/ha respectivement, ce qui donne un flux sédimentaire moyen annuel de 152.02 t/ha pour le Laval et 0.37 t/ha pour le Brusquet, soit une ablation moyenne annuelle de 5.74 et 0.014 mm respectivement. Les figures 5.22 et 5.23 montrent une variation importante des flux sédimentaires mensuels et annuels.

La distribution mensuelle de la charge en suspension (figure 5.22) et de la charge de fond (figure 5.23) est différente entre les bassins versants du Laval (A) et du Brusquet (B), probablement à cause de leur différence d'occupation des sols. Le flux maximal de MES se produit durant l'été pour le Laval, avec un pic à 137 $t.ha^{-1}.an^{1}$ en Août (figure 5.22 A), malgré une lame totale écoulée faible durant cette période (figure 5.16 A). 43% du transport sédimentaire annuelle total se produit durant cette saison. En revanche, pour le Brusquet, les valeurs les plus élevées sont obtenues durant le printemps (mai) et l'automne (novembre) (~ 0.53 t/ha/an ; figure 5.22 B) qui sont les périodes avec les lames ruisselées les plus fortes (figure 5.16 B). Ces exportations représentent 43% du flux annuel de MES. Un pic important mais plus petit se produit également durant le mois d'Août (0.38 t/ha/an soit 15% du flux annuel de MES).



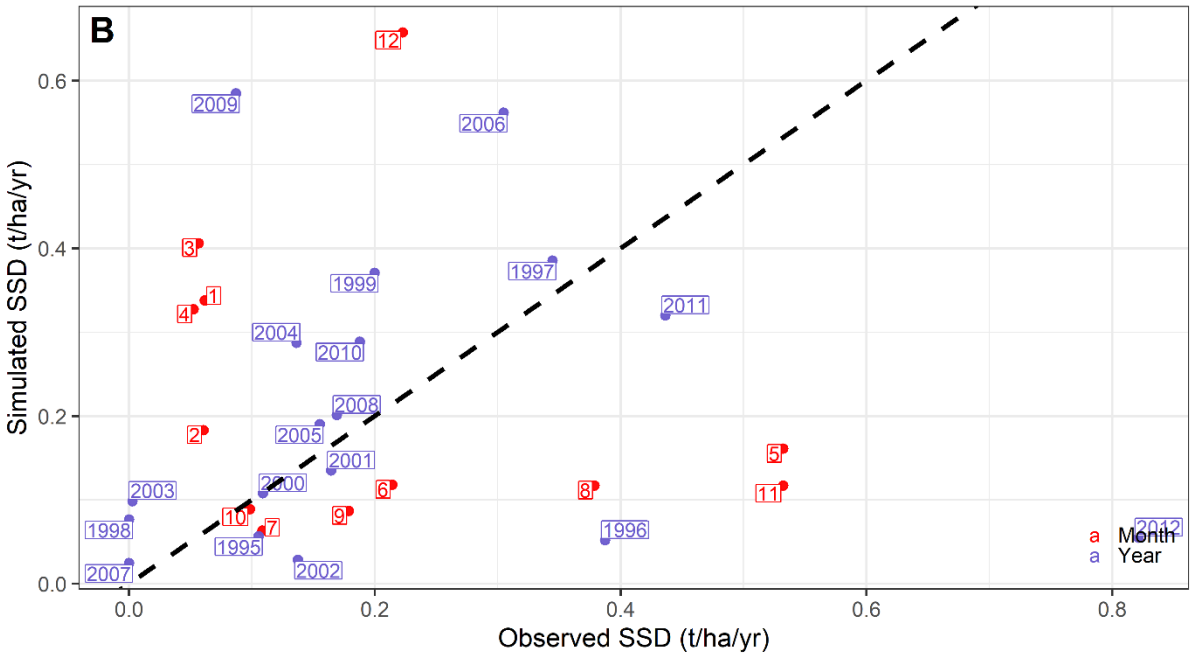


Figure 5.22. Diagramme de dispersion des valeurs observées et simulées de flux de MES (SSD) sur la période du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 aux échelles mensuelle (rouge) et annuelle (violet) pour le Laval (A) et le Brusquet (B). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées.

Il apparaît donc ici que, malgré les similitudes dans la répartition saisonnière des écoulements pour les bassins boisés et non boisés du Brusquet et du Laval, la répartition saisonnière des flux sédimentaires peut être différente d'un bassin à l'autre. Pour le bassin du Laval, l'exportation des sédiments semble principalement se produire lors des événements de précipitations intenses de l'été alors que pour le bassin boisé du Brusquet, les flux de MES se produisent lors de l'atteinte de la saturation en eau des sols durant le printemps et l'automne (Mathys et al., 2003). Par contre, que ce soit pour le Laval ou le Brusquet, la charge en suspension est minimale durant l'hiver avec des valeurs ne dépassant pas 25 et 0.1 t/ha/an pour le Laval et le Brusquet respectivement, soit une contribution de 4 et 7 %. Cette exportation sédimentaire faible en hiver s'explique par le disponible sédimentaire limité et les cumuls et intensités pluviométriques faibles durant cette saison.

Cette dynamique annuelle que nous décrivons concernant l'exportation des MES est un peu différente pour la charge de fond, notamment pour le Laval (figure 5.23 A). En effet, pour ce bassin, les valeurs d'exportation les plus élevées pour la charge de fond se produisent un plus tard dans l'année, lors des événements pluvieux de faible intensité mais de longue durée du mois de Novembre (Mathys, 2006 ; Liébault, 2017). Durant ce mois, la charge de fond exportée est près de trois fois supérieure à la charge en suspension alors qu'elle est 10 à 20 % inférieure durant l'été. Sur une année moyenne, la charge de fond représente 48 % de la production sédimentaire totale du Laval et 39 % pour le Brusquet. Le transport par charriage

est donc moins important que le transport en suspension, notamment pour le Brusquet où le couvert végétal réduit la torrentialité des écoulements et donc le transport des particules grossières. Une contribution plus faible du transport par charriage a été rapportée par Turowski et al. (2010) dans un bassin versant des Alpes autrichiennes (25 %) et par Rainato et al. (2017) dans un bassin versants des Alpes italiennes (21 %). En revanche, des chiffres plus élevés ont été donnés par Vezzoli (2004) lors de l'analyse de la production sédimentaire de 21 petits bassins versants situés dans Alpes italiennes occidentales (59 %). Ainsi, la dynamique sédimentaire saisonnière varie non seulement en fonction du couvert végétal mais aussi en fonction de la granulométrie.

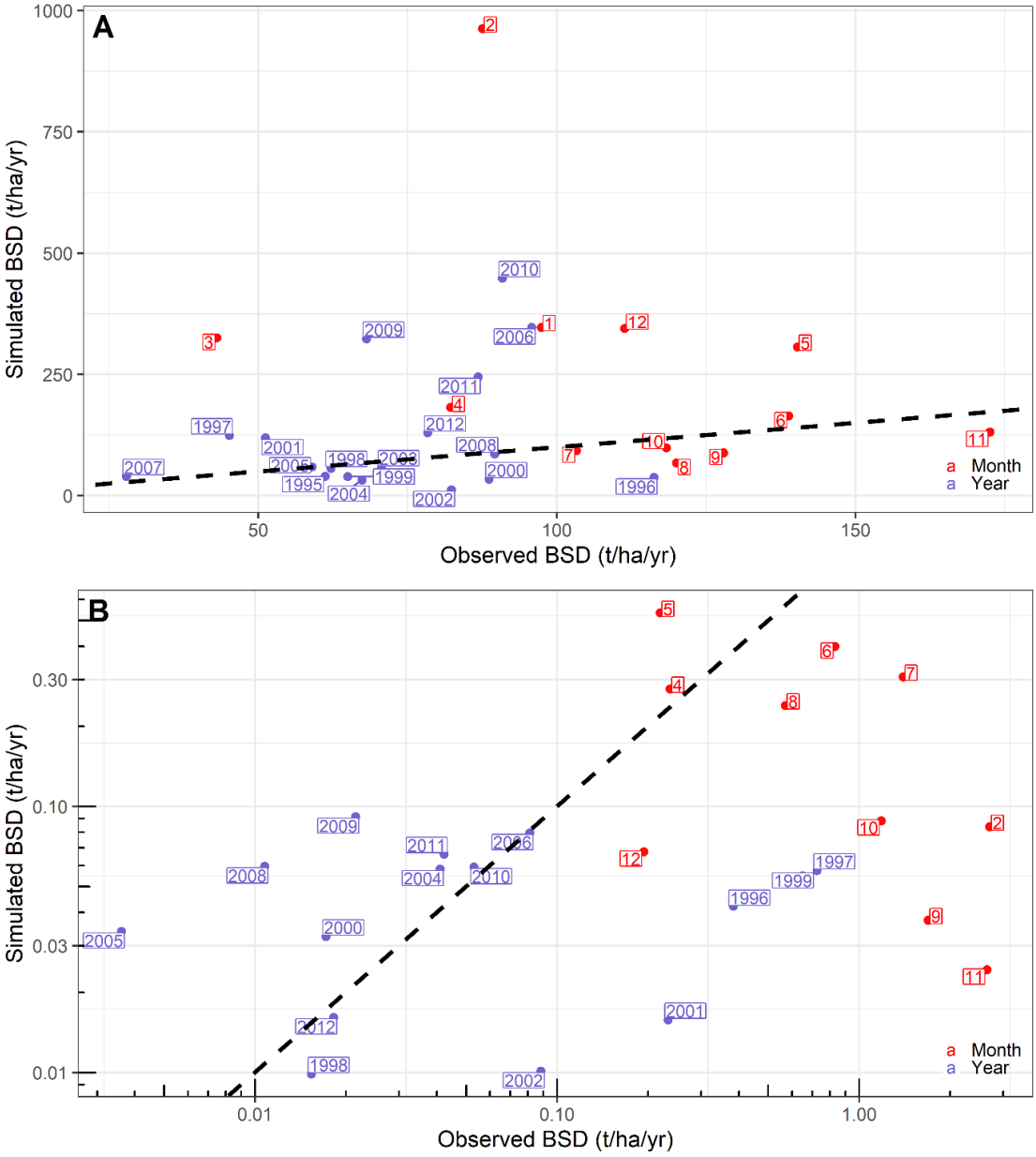


Figure 5.23. Diagramme de dispersion des valeurs observées et simulées de flux par charriage (BSD) sur la période du 1er janvier 1994 au 31 mars 2013 aux échelles mensuelle (rouge) et annuelle (violet) pour le Laval (A) et le Brusquet (B). La ligne en tirets noires indique la concordance parfaite des valeurs observées et simulées.

Les figures 5.22 et 5.23 montrent que l'agrégation des valeurs à des pas de temps mensuels et annuels ne permet pas d'améliorer la correspondance des flux sédimentaires observés et simulés. Que ce soit pour le Laval ou le Brusquet, les flux de MES et les flux par charriage simulés sont supérieurs aux flux observés, notamment durant l'hiver avec des écarts supérieurs à +500 % entre décembre et mars. Pour la charge de fond du Laval et la charge en suspension du Brusquet, ces écarts sont tels qu'ils amènent le décalage du pic d'exportation vers les mois d'hiver. Les sédiments, produits durant l'hiver sur les versants, pourraient se retrouver trop rapidement dans le réseau de drainage (surestimation du coefficient de fluage C_{rate}), avec donc une reprise prématurée des flux par transport fluvial. Par ailleurs, une sous-estimation du diamètre des particules sédimentaires pourrait garantir un transport en suspension et un transport par charriage efficace des sédiments, même lors des crues d'hiver de faible intensité. Cette dynamique pourrait limitée les volumes de sédiments disponibles pour les mois suivants, puisqu'on observe pour le Brusquet, et dans une moindre mesure pour le Laval, une sous-estimation des flux simulés (suspension et charriage) durant l'été et l'automne. Pour le Laval, la sous-estimation des flux de MES durant l'été pourrait également s'expliquer par l'incapacité du modèle à saisir la réactivité hydrologique du bassin aux pluies intenses (cf. section 4.2.1.1). Le ruissellement intense se produisant dans les ravines durant les orages d'été pourrait alors être insuffisant pour permettre le transport des sédiments.

4.2.2.4. Échelle interannuelle

A l'échelle interannuelle, on observe également une forte variabilité de la charge en suspension (figure 5.22) et de la charge de fond (figure 5.23) pour les bassins du Laval et du Brusquet. La variabilité interannuelle des flux sédimentaires sur la période 1995-2012 est différente d'un bassin à l'autre. Elle est plus prononcée pour le Brusquet puisque le coefficient de variation des flux annuels de MES et des flux par charriage est de 95 et 150 % respectivement contre 32 et 28 % pour le Laval. Pour le Laval, les années hydrologiques 1995, 2004, 2006, 2010, 2011 et 2012 sont les années avec les flux de MES les plus élevés (> 100 t/ha/an). Pour le Brusquet, les années 2006, 2011 et 2012 sont également des années avec une exportation importante de MES mais à la différence du Laval, des flux importants se produisent également en 1996 et en 1997.

Pour le Laval, comme l'ont rapporté Ariagno et al. (2022), cette variabilité interannuelle du flux sédimentaire est non seulement contrôlée par l'hydrologie, mais aussi par la production de régolithe sur les versants en hiver, sous l'alternance des phases de gel et de dégel. En effet, les flux élevés de MES lors des années 1995, 2004, 2006, 2010, 2011 et 2012 résulteraient d'évènements ruisselants intenses et répétés et d'une forte désagrégation du

substratum marneux par cryoclastie. Pour le Brusquet, la présence d'un couvert végétal protecteur altérait la sensibilité des surfaces au ruissellement, à l'altération par le gel et à l'érosion, ce qui conduirait aux écarts observés dans la périodicité interannuelle des flux.

Par ailleurs, pour les deux bassins, la dynamique d'exportation interannuelle de la charge de fond est parfois différente de celle de la charge en suspension. Par exemple, pour le Laval, les années 1995 et 2004 se caractérisent par un flux de MES élevé mais par un flux par charriage assez limité et à l'inverse, l'année 1996 est concerné par un transfert de MES faible mais par un flux par charriage élevé (figures 5.22 A et 5.23 A). Ainsi, la dynamique sédimentaire interannuelle, qui dépend des facteurs de contrôle hydrologiques et climatiques cités précédemment, est modulée par la taille des particules. La comparaison des flux sédimentaires annuels en suspension et par charriage pour le Brusquet confirme ce lien entre la granulométrie et la dynamique interannuelle du transport sédimentaire (figures 5.22 B et 5.23 B). En effet, les particules fines, en raison de leur plus grande mobilité, pourraient être évacuées au cours de l'année dans leur totalité alors que les particules grossières, plus résistantes aux écoulements, pourraient être stockées dans le bassin durant plusieurs années, comme l'ont mentionné Jantzi et al. (2017).

Pour le Laval, la surestimation des flux de MES et des flux par charriage annuels moyens se produit sur l'ensemble de la période de calibration excepté pour les années 1995, 1996, 2002 et 2004 pour les flux de MES (figure 5.22 A) et pour les années 1995, 1996, 1999, 2000, 2002, 2003 et 2004 pour les flux par charriage (figure 5.23 A). La surestimation des flux sédimentaires se manifestent donc principalement à partir de 2005 et se maintient jusqu'à la fin de la période de calibration à un niveau compris entre 195 et 674 % pour la charge en suspension et entre -4 et 393 % pour la charge de fond. Cette surestimation des flux sédimentaires en fin de période de calibration est moins évidente pour le Brusquet, notamment pour les flux en suspension puisqu'en 2011 et 2012, les valeurs modélisées sont respectivement 2 fois et 15 fois inférieures à celles mesurées (figure 5.22 B). En revanche, comme pour le Laval, une surestimation importante de la charge en suspension se produit pour les années 2006 et 2009.

Ainsi, la production de régolithe par le gel durant ces années, fonction du taux d'altération potentielle du substratum p_1, a été exagérée. En effet, les flux en suspension et par charriage du Laval pour les années 2006, 2009, 2010 et 2011, qui ne sont pas exceptionnellement forts (figures 5.22 A et 5.23 A), se caractérisent par des valeurs cumulées de $p1$ élevées (respectivement 26.9, 58.5, 22.1 et 13.0 m.an^{-1}) (figures 5.24 A et 5.25 A). De la même façon, pour le Brusquet, une surestimation (sous-estimation) des flux (suspension ou charriage) à tendance à se produire lorsque le coefficient p_1 calculé par le modèle est fort (faible) (figures

5.24 B et 5.25 B). En revanche, les écarts absolus entre les flux annuels mesurés et simulés ne semblent pas associés à la qualité de simulation des lames ruisselées annuelles (figures 5.24 et 5.25). Les figures nous indiquent également que les années avec une production importante de régolithes peuvent avoir un effet sur le long terme en amplifiant les flux sédimentaires lors des années suivantes.

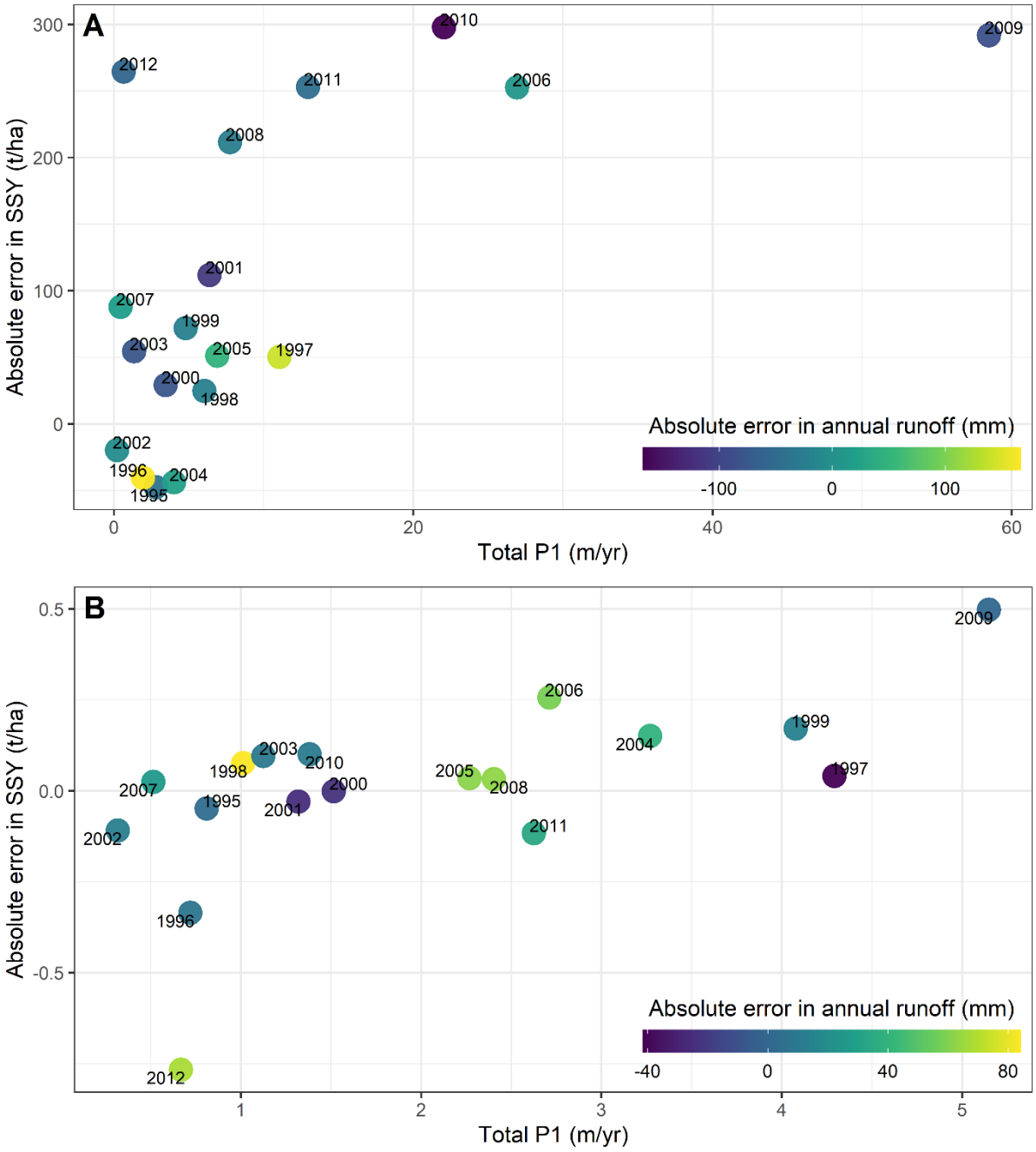


Figure 5.24. Influence du coefficient d'altération potentielle du substratum p_1 et de l'erreur de prédiction de la lame ruisselée sur l'erreur de prédiction de la charge en suspension pour le Laval (A) et le Brusquet (B)

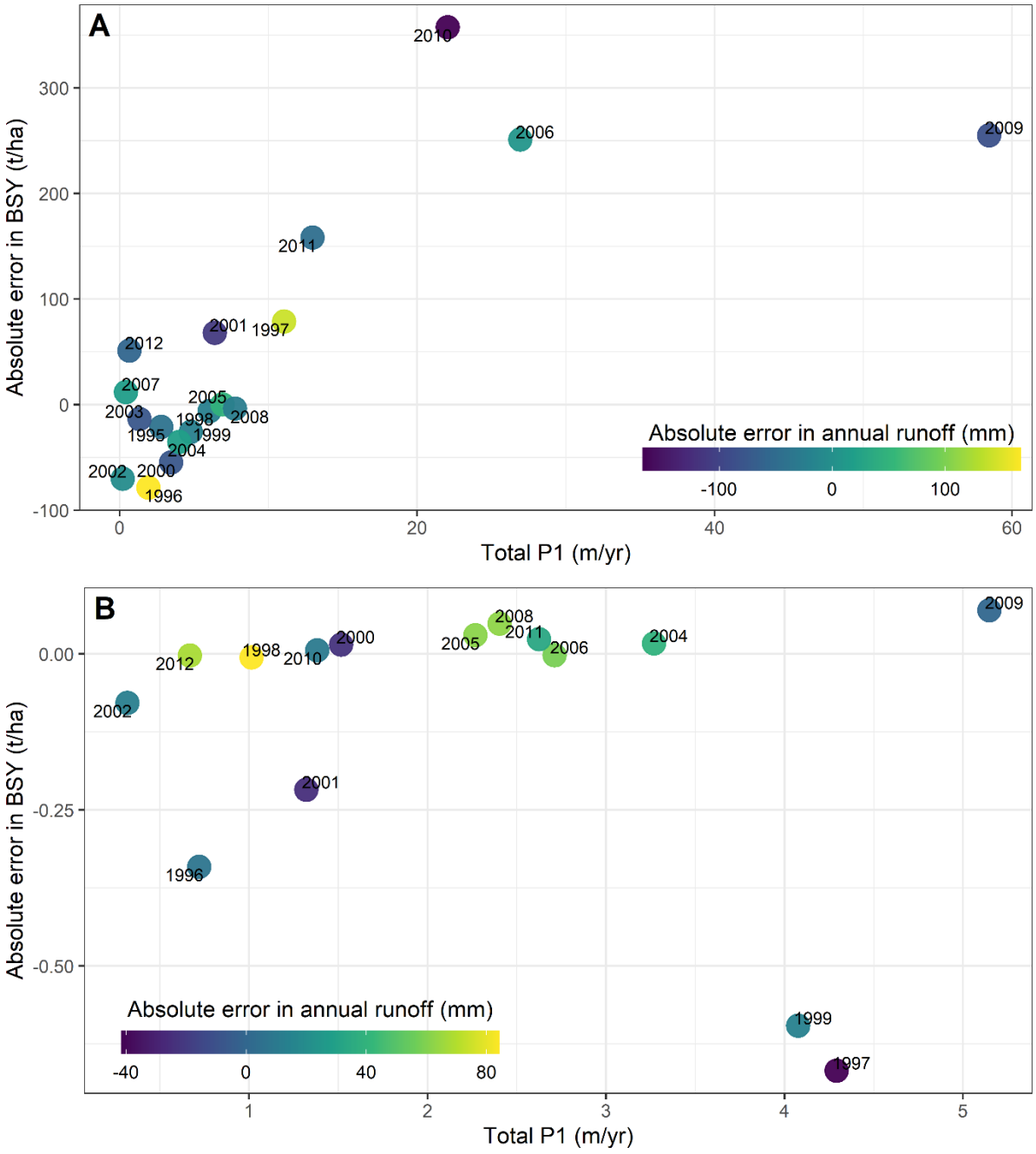


Figure 5.25. Influence du coefficient d'altération potentielle du substratum p_1 et de l'erreur de prédiction de la lame ruisselée sur l'erreur de prédiction de la charge de fond pour le Laval (A) et le Brusquet (B)

Le modèle ne capture donc pas correctement la dynamique interannuelle d'altération du substratum et la température moyenne journalière de l'air, dont a été déduite le nombre et l'intensité des cycles gel-dégel, n'est pas un bon proxy de la gélifraction. Les prédictions du modèle pourraient être améliorées en considérant des chroniques haute résolution de température du sol qui permettrait de mieux quantifier la fréquence et l'intensité des processus gel-dégel se produisant dans la roche. Par ailleurs, la méthode employée pour calculer le nombre et l'intensité des cycles gel-dégel pourrait limiter la capacité prédictive du modèle.

Dans la présente étude, un cycle gel-dégel se produit chaque fois que la température moyenne de l'air passe d'une valeur négative à une valeur positive le jour suivant et l'intensité du cycle est proportionnelle au différentiel de température entre ces deux journées (cf. section 3.1.3.2). Néanmoins, un cycle gel-dégel aurait également pu être défini chaque fois qu'un jour avec une température positive est suivi d'un jour avec une température négative. L'intensité des cycles de gel-dégel aurait pu être quantifier en tenant compte de l'intensité et de la durée du gel qui sont deux facteurs contrôlant la profondeur de pénétration du gel (Kellerer-Pirklbauer et al., 2017). En outre, des critères de température alternatifs, exclusivement basés sur les phénomènes de gel (plutôt que de gel-dégel employés ici), pourraient être envisagés, tels que le nombre d'heures avec une température du sol en surface négative ou le critère d'Hales et Roering (2007), qui d'après Ariagno et al. (2022) sont de bons prédicteurs de la quantité de sédiments produite lors de chaque hiver sur le site d'étude. Par ailleurs, nous considérons que l'ampleur de la gélifraction est linéairement corrélée au degré de saturation de la roche, or, Fagerlund (2004) estime que cette relation n'est valable qu'à partir un seuil de saturation. Une meilleure représentation du processus de gélifraction dans le modèle CAESAR-Lisflood est donc nécessaire afin de capturer plus précisément la dynamique d'altération des bassins versants de Draix.

4.3. **Autocorrélogrammes et spectres de Fourier**

La performance du modèle peut également être évaluée en comparant les fonctions d'autocorrélation et les spectres de Fourier des séries temporelles observées et simulées. De cette façon, des informations supplémentaires sont obtenues concernant le fonctionnement de CAESAR-Lisflood et son aptitude à reproduire la structure corrélatoire et spectrale des flux hydro-sédimentaires du Laval et du Brusquet. Nous analysons également, en comparant directement les propriétés corrélatoires et spectrales des signaux observés du Laval et du Brusquet, la façon dont la végétation agit sur la variabilité des débits et des flux de MES.

4.3.1. Précipitations et débits

L'autocorrélogramme des séries de précipitation décroit très rapidement (figure 5.26). L'atteinte du niveau de corrélation 0.2 se fait après seulement 3 h pour le Laval et 3.5 h pour le Brusquet. La corrélation des signaux de précipitations est donc très faible après quelques heures, indiquant une faible dépendance des événements pluvieux entre eux. Les fonctions d'autocorrélation des débits décroissent plus lentement notamment pour le Brusquet où le temps de décorrélation pour les chroniques observées est de 29.5 h contre 7.5 h pour le Laval (figure 5.27).

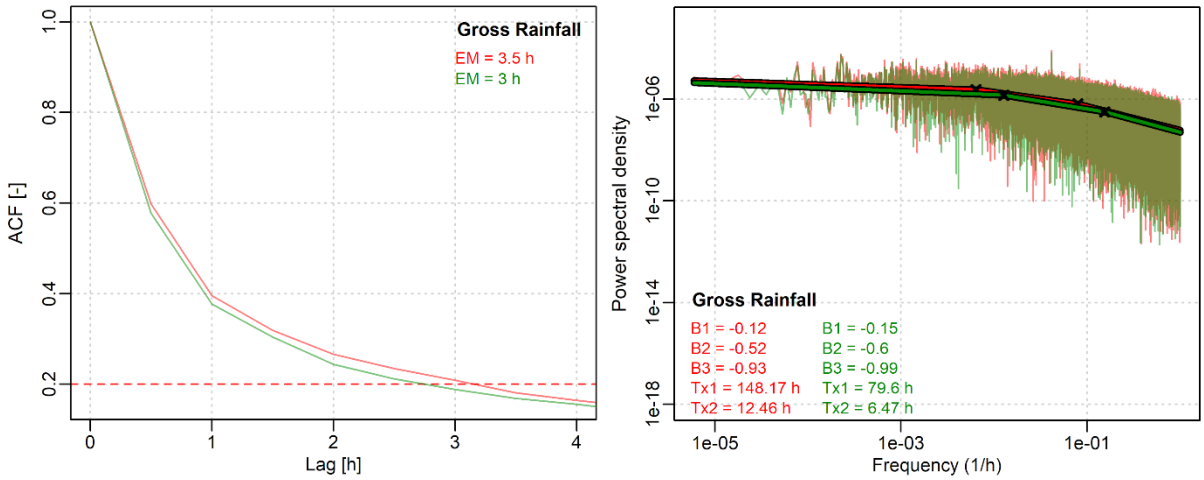


Figure 5.26. Fonctions d'autocorrélation et spectres de Fourier de la pluie moyenne sur les bassins versants du Laval (rouge) et du Brusquet (vert). La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984) dont la valeur est notée dans le coin supérieure droit du graphique. Les fréquences de rupture Tx1 et Tx2 sont localisées sur chaque spectre et leur valeur est notée dans le coin inférieur gauche de chaque graphique. L'exposant B de chaque régime scalaire est également indiqué.

L'analyse spectrale des signaux vient compléter les résultats fournis par les fonctions d'autocorrélation. La pente spectrale moyenne Bm des séries chronologiques de précipitations vaut -0.31 pour les deux bassins versants (figure 5.26), ce qui est significativement inférieur (en valeur absolue) au coefficient Bm des débits (-0.47 pour le Laval et -0.8 pour le Brusquet) (figure 5.28). L'autocorrélation moyenne des précipitations est donc inférieure à celle des débits, ce qui confirme la capacité des bassins versants à amortir et à atténuer la variabilité hautes fréquences des pluies.

Les spectres des précipitations peuvent être divisés en trois régimes d'invariance délimités par les périodes de rupture à 148 (Tx1) et 12 (Tx2) heures pour le Laval et 80 (Tx1) et 6 (Tx2) heures pour le Brusquet (figure 5.26). Les pentes spectrales B1, B2 et B3 valent respectivement -0.12, -0.52 et -0.93 pour le Laval et -0.15, -0.6 et -0.99 pour le Brusquet. Ainsi, la persistance des pluies, présente dans les petites échelles, ne s'étend pas aux périodes supérieures à 3-6 jours qui correspond à l'intervalle moyen de récurrence des événements pluvieux. Les spectres de Fourier du débit observés au Laval et au Brusquet peuvent être eux aussi être découpés en trois régimes fréquentiels (figure 5.28). Pour le Laval, les ruptures de pente Tx1 et Tx2 se placent à des périodes plus élevées que celles de la pluie alors qu'elles sont relativement proches pour le Brusquet. La décroissance des spectres est particulièrement marquée dans le régime hautes fréquences (T > 54.03 et 2.86 h pour le Laval et le Brusquet respectivement) où la pente spectrale est de -0.88 pour le Laval et -3.11 pour le Brusquet (B3). Le régime intermédiaire, associé à des fluctuations de quelques jours, possède un coefficient spectral B2 dont la valeur est également nettement supérieure (en valeur absolue) à celle du coefficient B2 du spectre de la pluie.

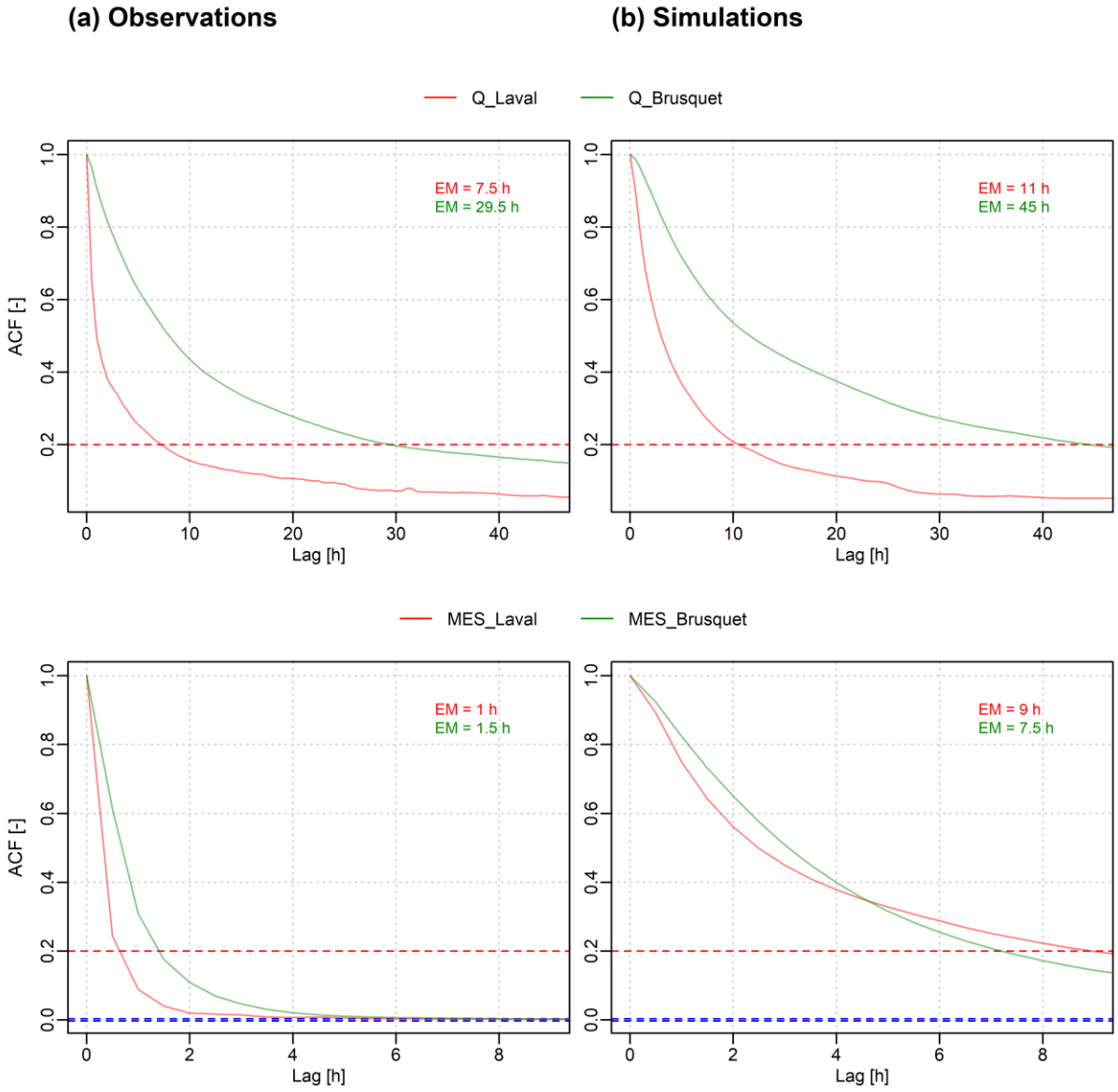


Figure 5.27. Fonctions d'autocorrélation des séries observées (a) et simulés (b) de débit et de flux de MES pour le Laval (rouge) et le Brusquet (vert). La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984) dont la valeur est notée dans le coin supérieure droit de chaque graphique. Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 % du coefficient de corrélation.

En revanche, pour des périodes supérieures à 51 et 2 jours pour le Laval et le Brusquet respectivement, l'inclinaison des spectres du débit (-0.18 pour le Laval et -0.47 pour le Brusquet) n'est que très légèrement supérieure (en valeur absolue) à celle des spectres de la pluie, notamment pour le Laval. Il a relativement peu d'écart d'amplitude dans cette partie du spectre, ce qui suggère une dynamique hydrologique voisine de celle des pluies sur le long terme. Le ruissellement a donc également tendance à se comporter comme un processus aléatoire dans le domaine des basses fréquences. Il y a donc une dissipation, par la dynamique hydrologique du Laval et du Brusquet, de l'énergie hautes fréquences des pluies mais quasiment pas de l'énergie basses fréquences, notamment pour le Laval.

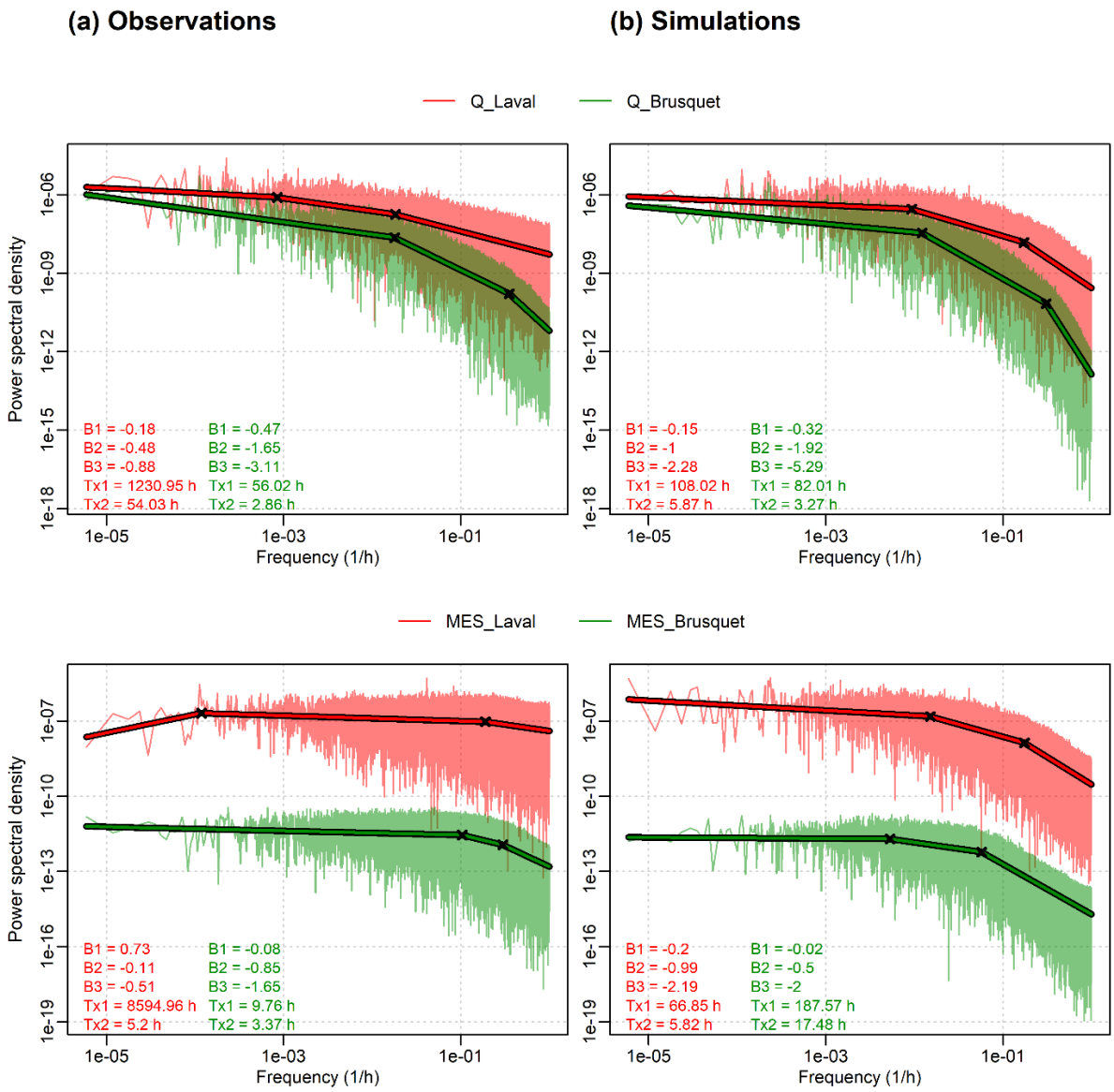


Figure 5.28. Spectres de Fourier des séries observées (a) et simulées (b) de débit et de flux de MES pour les bassins du Laval (rouge) et du Brusquet (vert). Les fréquences de rupture Tx1 et Tx2 sont localisées sur chaque spectre et leur valeur est notée dans le coin inférieur gauche de chaque graphique. L'exposant B de chaque régime scalaire est également indiqué dans cette partie du graphique.

La plus grande décroissance du spectre du débit du Brusquet à travers l'ensemble des gammes d'échelle indique un plus grand degré de dissipation de l'énergie hautes voire basses fréquences du signal de pluie. La plus grande autocorrélation et la plus grande persistance des débits du Brusquet suggère que le couvert végétal de ce bassin accentue fortement sa mémoire hydrologique. La végétation modifie la dynamique hydrologique d'un bassin en favorisant l'infiltration plutôt que le ruissellement des eaux de pluie. La capacité du couvert végétal à stocker et à retenir les écoulements permet donc un écrêtement des crues qui se manifeste par un pic de débit faible et une montée de crue et une décrue lente (libération progressive des écoulements). La végétation a néanmoins une influence plus limitée sur la

dynamique hydrologique de long terme (e.g. saisonnière et interannuelle) (Piégay et al., 2004). Cette influence du couvert végétal sur les propriétés corrélatoires et spectrales du ruissellement a été observé par Julian et Gardner (2014) sur 87 bassins versants situés sur la côte est des Etats-Unis. Ils ont montré également montré, par le biais du spectre de Fourier, une plus grande dissipation du signal de pluie pour les bassins versants à dominante forestière que pour les autres bassins, notamment dans sa partie hautes fréquences.

Les figures 5.27 et 5.28 permettent également une comparaison des autocorrélogrammes et des spectres de puissance des débits observés et simulés du Laval et du Brusquet. La fonction d'autocorrélation des débits simulés décroit plus lentement que celle des débits observés, avec un effet mémoire simulé plus long pour le Laval (11 h contre 7.5 h en réalité) et pour le Brusquet (45 h contre 29.5 h en réalité) (figure 5.27). Les spectres de puissance des débits observés et simulés diminuent tous deux avec la fréquence et présentent des pics similaires à 180 jours et 1 an (figure 5.28 ; fréquences respectivement égales à $2.31.10^{-4}$ et $1.14.10^{-4}$ h^{-1}), reflétant l'impact du cycle saisonnier (les pluies et le ruissellement sont maximaux au printemps et en automne et minimaux en été et en hiver) (). Le modèle a malgré tout tendance à sous-estimer le pic à 180 jours pour le Laval mais à le surestimer pour le Brusquet. Il reproduit en revanche assez bien l'amplitude du pic à 1 an, notamment pour le Laval. Pour des périodes supérieures à 3-5 jours, les spectres observés et simulés sont presque identiques et le coefficient spectral B1 n'est que très légèrement sous-estimé (de -17 à -32 %). La sous-estimation de l'amplitude des cycles interannuels et saisonniers du débit (cf. section 4.2.1.3) pourrait expliquer ce léger déséquilibre dans la répartition des énergies. En revanche, les spectres commencent à s'écarter pour des périodes inférieures à 3-5 jours. Les coefficients B2 et B3 sont fortement surestimés, notamment pour le Laval où les écarts relatifs sont respectivement de +108 et +159 % (contre +16 et +70 % pour le Brusquet). L'amortissement du signal de pluie sur cette gamme d'échelle est donc surestimé par le modèle comme le confirme la trop faible variabilité des débits semi-horaires qui se manisfeste par un trop grand aplatissement des événements de crue (cf. section 4.2.1.2).

4.3.2. Flux sédimentaires

Comme c'est le cas de débits, l'autocorrélation des flux de MES observés diminue avec l'augmentation du retard (figure 5.27). Cette décroissance se fait néanmoins plus rapidement puisque l'atteinte du niveau de corrélation 0.2 pour les séries observées se fait après seulement 1 h pour le Laval et 1.5 h pour le Brusquet. La dynamique sédimentaire est donc beaucoup plus intermittente que la dynamique hydrologique des bassins, ce que confirme la plus faible inclinaison des spectres de Fourier à travers l'ensemble des fréquences (Bm égal à 0.02 et -0.17 pour le Laval et le Brusquet respectivement) (figure 5.28). Le transport des

MES se produit donc sur des durées plus courtes que les écoulements puisque, naturellement, le ruissellement, lorsqu'il est faible, ne produit pas d'érosion ou du moins ne permet pas un transport des sédiments jusqu'à l'exutoire (Cavalli et al., 2013).

Tout comme les spectres des débits, les spectres des flux de MES peuvent être découpés en trois régimes d'invariance. Les points de rupture se placent cependant à des fréquences différentes puisque Tx1 et Tx2 se rapprochent (s'éloignent) des extrémités du spectre pour le Laval (Brusquet). Le cycle saisonnier, avec l'évacuation chaque année du régolithe produit sur les versants, est clairement visible pour le Laval alors qu'il n'est pas discernable pour le Brusquet. Le cycle à 180 jours, remarqué dans les débits, n'est pas visible puisque les périodes de ruissellement plus importantes au printemps et à l'automne ne sont pas associées à des flux de MES plus élevés. Le cycle saisonnier sépare le régime d'invariance basses fréquences du régime d'invariance fréquences intermédiaires qui présentent des coefficients spectraux valant respectivement 0.73 et -0.11. La valeur positive de B1 indique une autocorrélation négative des flux de MES pour des échelles de temps supérieures à 1 an (bruit bleu). Pour le Laval, une augmentation/diminution du flux de MES sur une période donnée sera donc suivie par une diminution/augmentation du flux de MES sur la période suivante. Ce comportement pourrait mettre en évidence l'existence de périodes caractérisées par une disponibilité sédimentaire différente. Sur le long terme, les périodes avec un transport sédimentaire élevé pourraient limiter la disponibilité des sédiments et donc les flux sédimentaires pour les périodes suivantes (Rainato et al., 2017). Cependant, cette interprétation suppose le stockage de sédiments fins dans le bassin pendant plusieurs années, ce qui s'oppose à l'hypothèse d'exportation rapide (quelques mois) des matières en suspension d'Ariagno et al. (2020).

Les coefficients spectraux du spectre du Brusquet sont plus élevés que ceux du spectre du Laval. En effet, B1, B2 et B3 sont respectivement de -0.08, -0.85 et -1.65 pour le Brusquet contre 0.73, -0.11 et -0.51 pour le Laval. Il y a donc une plus grande persistance du transport sédimentaire pour le Brusquet, notamment sur le court terme ($T < 10h$), que l'on peut mettre en lien avec la plus grande persistance des débits. Par conséquent, le spectre des flux de MES reflète celui des eaux de ruissellement et la plus grande intermittence du flux de MES que l'on pourrait supposer pour les bassins végétalisés, en raison de la dissipation de l'énergie des écoulements et du rehaussement du seuil d'entrainement des sédiments, ne se produit pas. Cependant, comme les pentes du bassin sont fortes, la capacité de transport des écoulements pourrait très bien être suffisante pour permettre le transfert d'une partie de la mémoire hydrologique dans les flux sédimentaires.

Le modèle tend à surestimer la persistance des flux de MES du Laval et du Brusquet, comme le suggère les fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier des séries simulées (figures 5.27 et 5.28). En effet, la décorrélation des flux de MES simulés par le modèle est trop lente : l'effet mémoire est exagéré de 8 h pour le Laval et de 6 h pour le Brusquet. Des conclusions similaires peuvent être tirées de la comparaison des spectres observés et simulés. En effet, l'inclinaison moyenne des spectres est assez largement surestimée, notamment pour le Laval où Bm vaut 0.02 pour le spectre observé et -0.48 pour le spectre simulé. Dans le détail, la comparaison des spectres simulés avec les spectres observés indique que le modèle ne parvient pas à reproduire, pour le Laval, l'anti-persistance des flux de MES observée sur des périodes supérieures à 1 an. Il y a malgré tout une assez bonne reproduction de la pente du spectre pour des périodes qui s'étendent jusqu'à 67h (Tx1) puisque l'écart relatif n'est que de 82 %. En revanche, pour des périodes inférieures à 67h, la persistance du flux de MES pour le Laval est très nettement exagérée : les pentes B2 et B3 du spectre simulé sont surestimées d'un facteur 9 et 4 respectivement. On observe, pour le Brusquet, une meilleure reproduction des caractéristiques spectrales des flux de MES même s'il y a tout de même une exagération de la pente du spectre pour des périodes inférieures à 188 heures (~8 jours). La surestimation de la persistance des flux de MES sur le court terme pourrait provenir de la simulation d'hydrogrammes trop plats (définition de valeurs trop faibles pour le paramètre m). En effet, lors de l'analyse de sensibilté réalisée sur les bassins versants synthétiques (chapitre 4), nous avons observé une augmentation de la persistance des flux sédimentaires avec la diminution du paramètre m (cf. section 4.1). De même, sur la base des conclusions du chapitre 4, elle pourrait être liée à une trop grande mobilité des particules sédimentaires fines liée à une sous-estimation de leur taille (gs_1 égal à 8.23 microns pour le Laval et 11.4 microns pour le Brusquet – Tableau 5.5). Ces diamètres sont pourtant voisins du diamètre médian des particules en suspension mesuré par Le Bouteiller et al. (2011) sur le site d'étude (10 microns). La trop grande persistance des flux de MES sur le long terme (> 8 jours) simulée pour le Laval pourrait provenir d'une trop grande production de sédiments sur les versants liée à une surestimation du taux d'altération potentiel du susbtratum $p1$ (1.04 m.an^{-1}) (tableau 5.5). En effet, dans ce cas, la discontinuité des flux, qui se produit chaque année durant l'automne à cause de l'épuisement du disponible sédimentaire, n'est pas reproduite. A l'image des cas tests réalisés dans le chapitre 4, cette dernière hypothèse pourrait être infirmée/confirmée par le biais d'une analyse de sensibilité théorique explorant l'influence du paramètre $p1$.

La comparaison des autocorrélogrammes et spectres de Fourier des flux de MES simulés avec ceux des flux par charriage simulés (figure 5.29) indique que la dynamique des particules grossières n'est pas la même que celle des particules fines. Les autocorrélogrammes

semblent indiquer de manière assez surprenante une plus grande persistance du flux par charriage puisque l'effet mémoire s'étend à 11 h (contre 9 h) et 13.5 h (contre 7.5 h) pour le Laval et le Brusquet respectivement. En effet, on pourrait s'attendre à une plus grande intermittence du transport sédimentaire pour les particules grossières plus résistantes aux écoulements (cf. chapitre 4, section 4.2). Pour le Brusquet, cette plus grande persistance du flux par charriage se confirme sur le long et le moyen terme mais pas réellement sur le court terme puisque seuls les coefficients spectraux B1 et B2 sont nettement plus élevés (-0.45 contre -0.02 et -1.53 contre -0.5 respectivement). En revanche, l'inverse se produit pour le Laval : le spectre de Fourier du flux par charriage indique une persistance un peu plus forte sur le long terme (-0.27 contre -0.2) mais nettement moins forte sur le moyen (-0.72 contre -0.99) et le long (-1.37 contre -2.19) terme. La forme de la fonction d'autocorrélation et du spectre de Fourier du flux sédimentaire total simulé se situe logiquement entre celle du flux de MES simulé et celle du flux par charriage simulé puisque le flux sédimentaire total est la somme du flux en suspension et du flux par charriage (figure 5.29). Elle ressemble néanmoins davantage à celle du flux de MES étant donné que 61 et 85 % du flux sédimentaire simulé à l'exutoire du Laval et du Brusquet respectivement se fait en suspension.

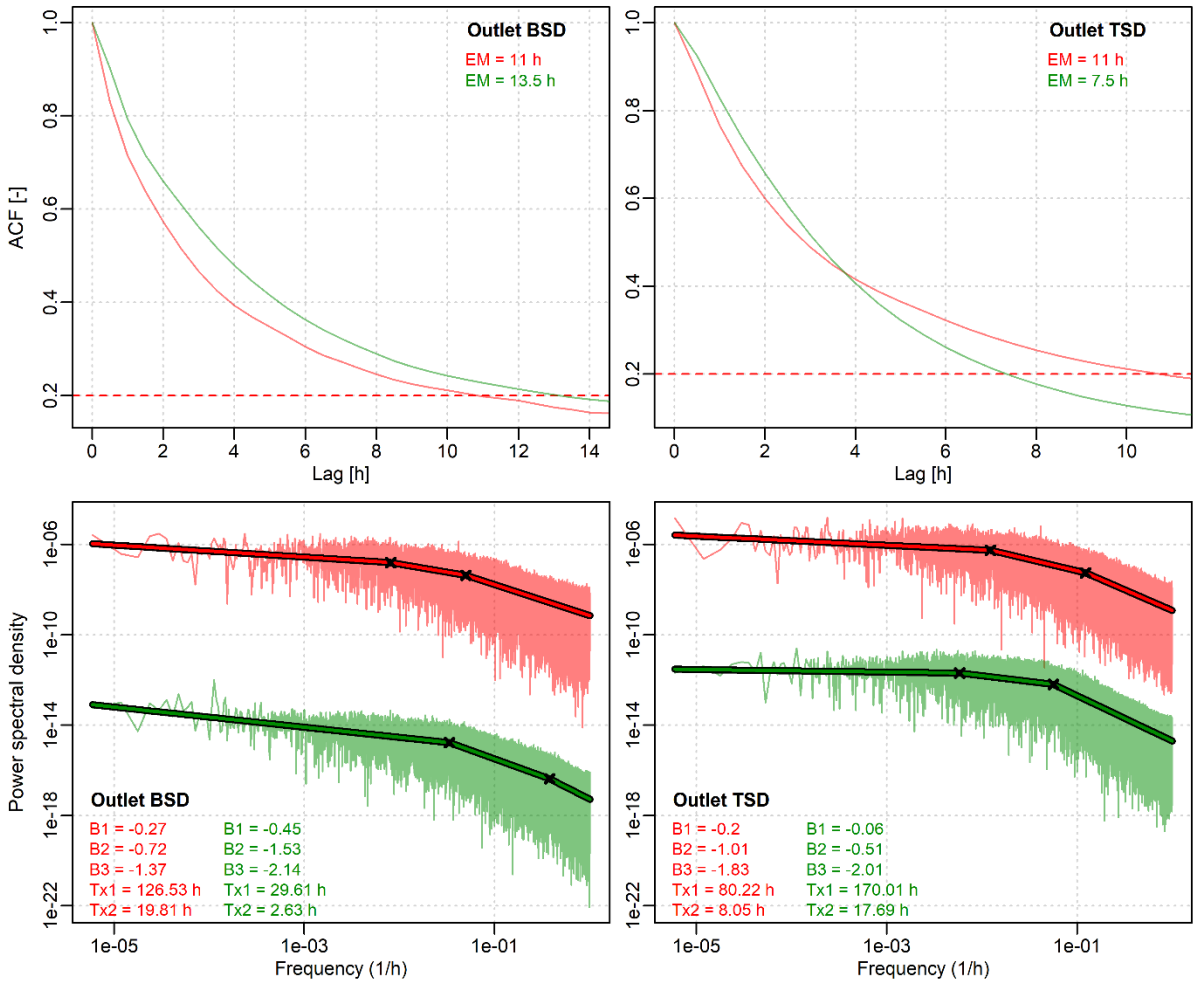


Figure 5.29. Fonctions d'autocorrélation (en haut) et spectres de Fourier (en bas) des chroniques simulées de flux sédimentaire par charriage (Outlet BSD) et de flux sédimentaire totale (Outlet TSD) pour les bassins versants du Laval (rouge) et du Brusquet (vert). La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984) dont la valeur est notée dans le coin supérieure droit des graphiques. Les fréquences de rupture Tx1 et Tx2 et les pentes spectrales B sont localisées sur chaque spectre et leur valeur est notée dans le coin inférieur gauche de chaque graphique.

En résumé, dans cette partie, nous avons pu montrer que l'occupation des sols a des effets importants sur la variabilité des débits et des flux sédimentaires mesurés à l'exutoire des bassins. La présence de végétation permet de lisser davantage le signal de pluie, ce qui génère en sortie des débits et des flux de MES moins intermittents, sur toute la gamme d'échelle pour les débits mais seulement pour des périodes inférieures à 10 h pour les flux de MES. Le modèle parvient à reproduire cette augmentation du lissage des débits avec la présence de végétation mais en revanche pas celui des flux de MES que l'on pourrait expliquer par la simulation d'un disponible sédimentaire trop souvent insuffisant. De façon globale, le modèle exagère la persistance des flux hydro-sédimentaires, notamment sur le court terme.

4.4. Evolution géomorphologique des bassins produite par CAESAR-Lisflood

L'influence des propriétés physiques des surfaces sur le ruissellement, l'altération du substratum et l'érosion des surfaces, étudiée par Mathys et al. (2005), Esteves et al. (2005) et Rovera et Robert (2005), a été prise en compte dans le modèle afin de permettre une meilleure spatialisation des processus dans les bassins. CAESAR-Lisflood a permis d'obtenir, pour le Laval et le Brusquet sur la période du 1er décembre 1995 au 30 novembre 2012, les cartes des taux d'altération du substratum (figure 5.30 A), les cartes des épaisseurs de sols (figure 5.30 B) et les cartes des taux d'érosion et de dépôt (figure 5.30 C). Les taux d'érosion annuels moyens varient entre 0 et -60 mm/an pour le Laval et entre 0 et -0.035 mm/an pour le Brusquet (figure 5.30 C). Les taux d'érosion max simulés sur le Brusquet sont donc 1700 fois inférieurs à ceux du Laval. L'amplitude et la distribution spatiale des taux d'érosion sont identiques à celles des taux d'altération du substratum (figure 5.30 A) puisque seuls les produits d'altération du substratum sont érodables. Ainsi, que ce soit pour le Laval ou le Brusquet, les zones qui présentent les taux d'érosion les plus élevés sont aussi les zones avec les taux d'altération du substratum les plus forts. La quantité de sédiment arrivant dans le réseau de drainage par soli/gélifluxion n'est donc limité que par le volume de sédiment produits sur les versants par gel/dégel, ce qui est conforme à ce qu'ont observé Rovera et al. (1999), Corona et al. (2002), Maquaire et al. (2002) et Rovera and Robert (2005) pour les bassins de Draix.

Les taux d'érosion indiqués ici pour le Laval sont nettement plus élevés que ceux rapportés par Robert (2000) qui ont mesuré, sur les versants, des taux d'érosion d'environ 7 mm/an. Corona et al. (2011) et Lopez Saez et al. (2011), qui ont eu recourt à la dendrochronologie et au Lidar pour analyser la distribution spatiale de l'érosion dans le bassin versant du Laval, ont également obtenu des taux d'érosion plus faibles compris entre 1.8 et 13.8 mm/an. Similairement, Rovera et al. (1999) ont mesuré sur les marnes dénudées d'un bassin voisin (bassin versant du Saignon, vallée du Sasse) des taux d'érosion compris entre 3 et 10 mm/an sur la période 1995-1997. De leur côté, Descroix (1994), Lecompte et al. (1998) et Descroix et Olivry (2002) ont estimés, à partir de piquets implantés dans les marnes dénudées de plusieurs massifs (Baronnnies, Diois et Préalpes de Digne), des taux d'érosion compris entre 4 et 17 mm/an. Enfin, sur les marnes nues de la vallée du Buëch, Bufalo (1989) a mesuré, entre 1985 et 1988, des pertes en sol de 11.5 mm/an, qui, encore une fois, sont plus faibles que celles simulées sur le bassin du Laval.

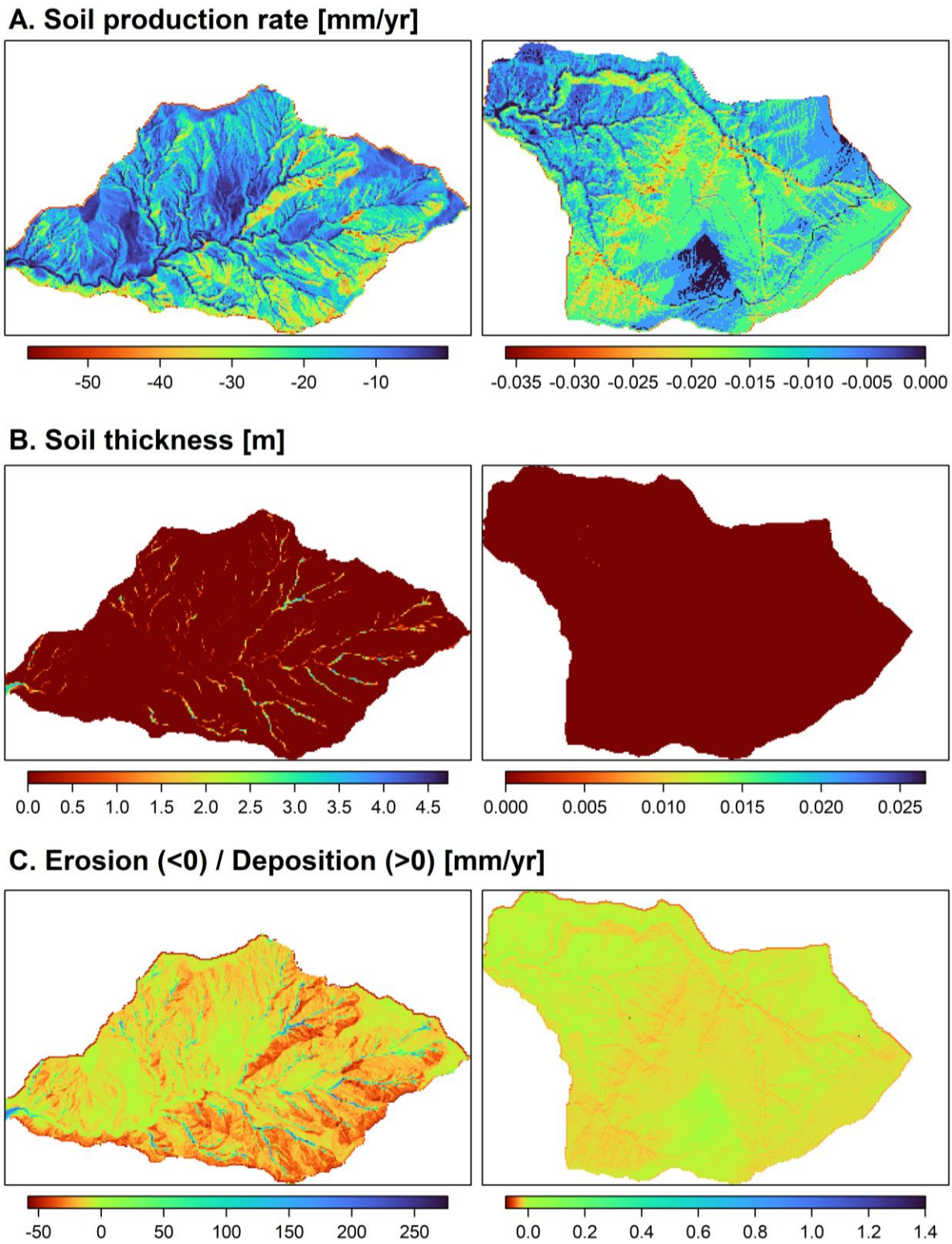


Figure 5.30. Cartes (A) des taux d'altération du substratum (B) des épaisseurs de sols et (C) des taux d'érosion et de dépôt simulées sur la période 1995-2012 pour les bassins du Laval (à gauche) et du Brusquet (à droite).

Ces divergences entre les taux d'érosion mesurés dans ces études et les taux d'érosion simulées ici confirment la tendance du modèle à surestimer la production sédimentaire du Laval. La surestimation des taux d'érosion semble d'ailleurs plus marquée que celle des

volumes de sédiments exportés à l'exutoire. Les taux d'altération simulés par le modèle dépassent, de ce fait, les taux d'exportation des sédiments et le matériel produit sur les versants n'est donc pas évacué dans sa totalité. En effet, comme indiqué précédemment, sur la période de calibration du modèle, seulement 68 % du matériel est exporté par les crues du Laval. La fraction restante (32%), probablement composée de matériel grossier peu mobile, est stockée durablement dans le bassin et subsiste au-delà du cycle annuel. Bien que les processus de solifluxion et de gélifluxion permettent l'acheminement jusqu'au réseau hydrographique de l'ensemble du matériel produit sur les versants, la dynamique fluviale est insuffisante pour permettre son évacuation du bassin (figure 5.30 B). La figure 5.30 B suggère notamment un transport alluvial limité dans la partie amont du réseau hydrographique puisque, dans ce secteur, les accumulations sédimentaires peuvent localement dépasser les 4 mètres d'épaisseur en fin de simulation.

Dans le modèle, les taux d'altération du substratum et, par extension, les taux d'érosion sont contrôlés par les épaisseurs de sol et le taux d'altération potentiel, $p1$ (cf. chapitre 2, section 1.1.6). En effet, il y a une diminution du taux d'altération avec l'augmentation des épaisseurs de sol en raison de la nature autolimitative des processus pédogéniques (Vanwalleghem et al., 2013). Les taux d'altération les plus élevés se produisent donc dans les zones où le substratum affleure. Pour le site d'étude, les épaisseurs de sol jouent un rôle mineur sur l'altération du substratum car, lors de la reprise des processus de gélifraction au début de l'hiver, le substratum affleure sur les pentes du bassin. Les épaisseurs de sol sur un versant peuvent tout de même varier durant la saison froide dans la mesure où les zones situées en bas de versant subissent des phases d'accumulation que ne connaissent pas les hauts de versants. Ces écarts transitoires peuvent entraîner une légère variation des taux d'altération du substratum avec donc des valeurs moins élevées en pied de versant et plus globalement là où l'aire drainée est plus élevée (figures 5.31 et 5.32).

En revanche, le coefficient p_1 détermine fortement la production sédimentaire et les taux d'érosion dans les bassins du Laval et du Brusquet. Sur la base des informations tirées de Lopez Saez et al. (2011), Mathys et al. (2005), nous avons fait varier ce coefficient dans l'espace par le biais d'un modèle linéaire considérant quatre facteurs : la pente, le couvert végétal, l'exposition et l'angle pente/pendage (équation 5.2). Les figures 5.31 et 5.32 illustrent finalement, pour le Laval et le Brusquet respectivement, la façon dont ces variables agissent sur la distribution des taux d'érosion annuels moyens simulés (1995-2012).

Naturellement, nous observons, quel que soit la situation, une relation linéaire positive de pente relative 1 entre la pente et le taux d'érosion (figures 5.31 et 5.32). Sur les interfluves (pentes comprises entre 0 et 15°), les taux d'érosion simulés par le modèle ne dépassent

jamais 20 mm/an pour le Laval et 0.015 mm/an pour le Brusquet tandis que sur les pentes très raides (> 45°), qui représente une proportion assez faible des bassins versants (15% pour le Laval et 9% pour le Brusquet), les valeurs peuvent atteindre 60 mm/an pour le Laval et 0.035 mm/an pour le Brusquet. La variabilité spatiale restante des taux d'érosion simulés résulte du couvert végétal, de l'exposition, du pendage et de la configuration structurale des affleurements. En effet, sur la base de ce qu'ont démontré Descroix (1994), Descroix et Olivry (2002), Descroix et Mathys (2003) et Rovera et Robert (2005), l'équation 5.2 impose des taux d'érosion quatre fois plus élevés sur les versants Nords (N) dénudés avec un angle de pendage de 90° (SPB) que sur les versants Suds (S) avec une pente parallèle au pendage (TB) ou un couvert végétal (VEG). En effet, il a été démontré que les cycles de gel-dégel sont plus intenses et plus fréquents sur les pentes orientées vers le nord. Ce phénomène a également été observé dans les Pyrénées espagnoles par Regüés et Gallart (2004) (bassin versant de Vallcebre) mais pas dans les badlands semi-arides de Tabernas (sud de l'Espagne) ou de Basilicata (sud de l'Italie) où l'influence de l'orientation des versants sur les taux d'altération et d'érosion n'est pas visible (Regüés et Gallart, 2004 ; Clarke et Rendell, 2006). Les surfaces perpendiculaires au pendage sont par ailleurs plus sensibles à la gélifraction car elles facilitent la pénétration des fronts de gel et d'humectation. Ainsi, pour le Laval, les taux d'érosion produits par le modèle atteignent 60 mm/an sur les versants Nords (N) avec une pente perpendiculaire au pendage (SPB) contre seulement 15 mm/an sur les versants Suds (S) avec une pente parallèle au pendage (SPB) ou un couvert végétal (VEG). Pour le Brusquet dont la surface est entièrement végétalisée, les taux d'érosion atteignent 0.035 mm/an pour les versants orientés au nord et 0.01 mm/an pour les versants orientés au sud.

Finalement, même si le modèle exagère les taux d'altération et d'érosion simulés pour le Laval et ne parvient pas à évacuer la totalité des sédiments accumulés dans les cours supérieurs du bassin d'une année sur l'autre, il est capable de capturer l'hétérogénéité spatiale de l'altération et de l'érosion identifiée par Mathys et al. (2005), Esteves et al. (2005) et Rovera et Robert (2005). Les composantes de CAESAR-Lisflood ont été modifiées avec succès pour prendre en compte la pente, le couvert végétal, l'exposition et l'angle pente/pendage dans le calcul de l'altération et de l'érosion. Le modèle est capable de simuler la production de régolithe sur les versants par gélifraction, son transfert et son stockage transitoire dans le réseau hydrographique. Ces résultats se placent donc dans la continuité des travaux préalablement cités en confirmant la grande variabilité spatiale de l'érosion dans les bassins marneux de montagne.

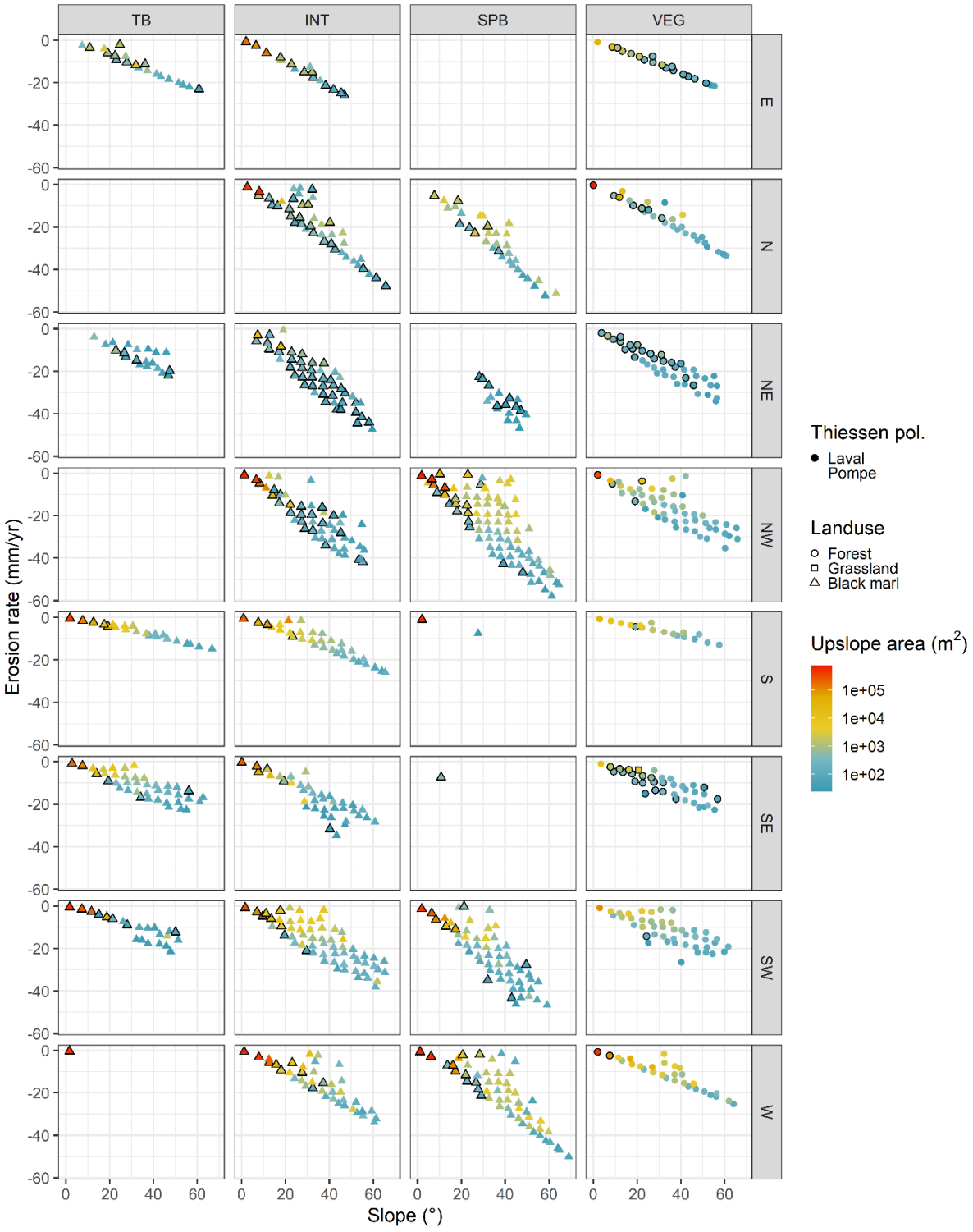


Figure 5.31. Evolution des taux d'érosion simulés pour le bassin du Laval selon la pente, la végétation, l'exposition (E, N, NE, NW, S, SE, SW et W), l'angle pente/pendage (TP : entre 75°N et 165°N ; INT : entre 165 °N et 255°N et entre 345°N et 75°N ; SPB : entre 255°N et 345°N), l'aire drainée et la zone pluviométrique.

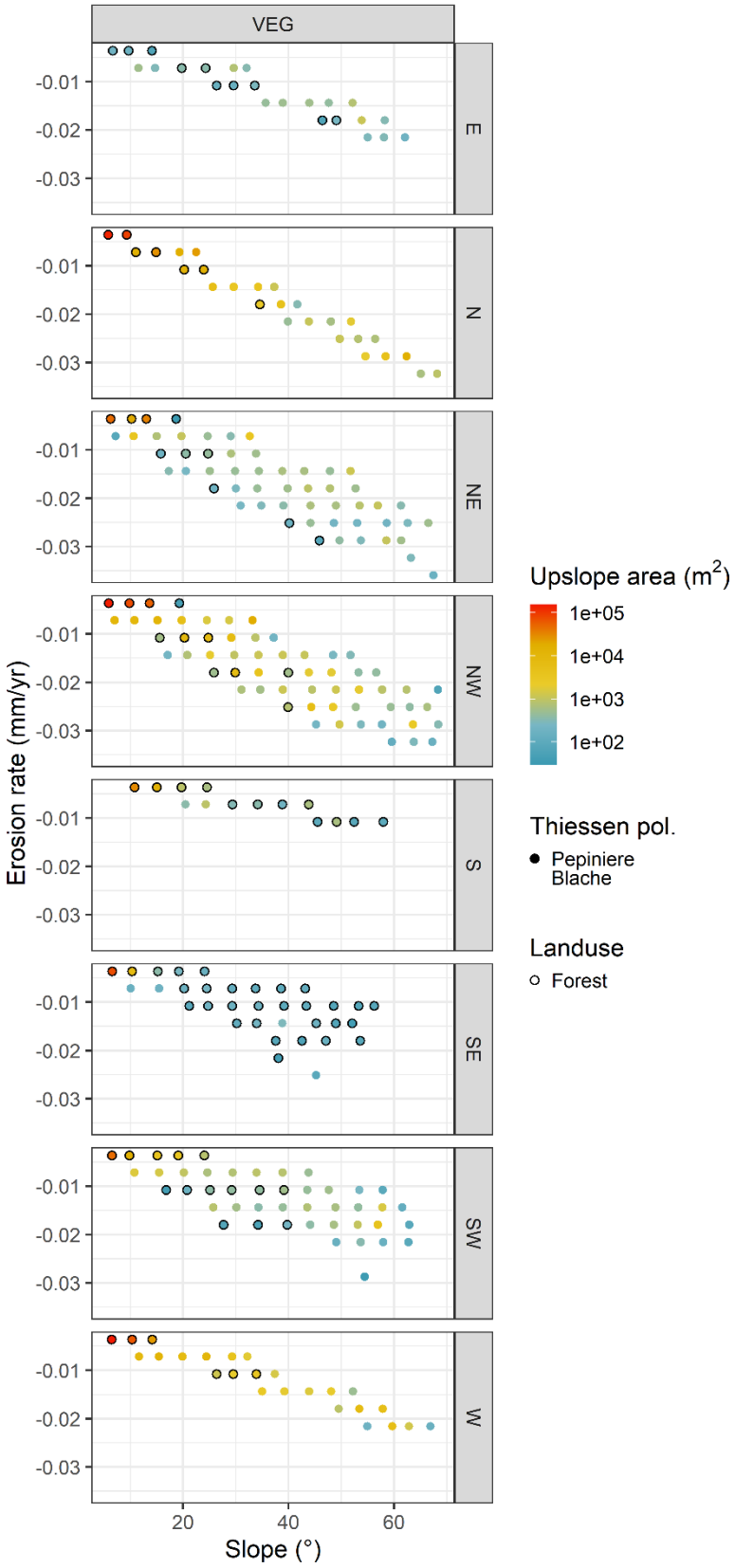


Figure 5.32. Evolution des taux d'érosion simulés pour le bassin du Brusquet selon la pente, la végétation, l'exposition (E, N, NE, NW, S, SE, SW et W), l'aire drainée et la zone pluviométrique.

5. Conclusion et perspectives

Une analyse du fonctionnement hydrosédimentaire de deux bassins versants, le Laval et le Brusquet, situés dans les badlands des Alpes de Haute Provence a été réalisée. Ces bassins se distinguent principalement par leur occupation des sols : le Laval est dépourvu à 78% de végétation tandis que le Brusquet est entièrement boisé. Les mesures hautes fréquences de débits, de flux de MES et de flux par charriage acquises à la sortie de ces deux bassins depuis près de 40 ans permet d'analyser précisément l'influence de la végétation sur le ruissellement et l'érosion dans ce type d'environnement.

Des informations relatives à la structure temporelle interne de ces séries ont été extraites par le biais de deux méthodes de traitement du signal, la fonction d'autocorrélation et le spectre de Fourier. D'autre part, le modèle à base physique CAESAR-Lisflood a été employé pour simuler sur le long terme (~ 20 ans) le fonctionnement hydro-sédimentaire des deux bassins versants. Une procédure automatique de calibration a été appliquée à chaque bassin afin de contraindre les paramètres du modèle relatifs à la capacité de rétention (m et n) et d'infiltration ($q_{tot}M$) des sols, à la densité de drainage (Q_{min}), à l'altération du substratum (p_1) et des particules sédimentaires (k_1), au transport sédimentaire sur les versants (C_{rate} et E_r), à la granulométrie des sols (gs_i et $prop_gs_1$) et au pouvoir érosif des écoulements dans le réseau de drainage (C et D_{min}).

L'analyse de sensibilité a montré l'influence dominante de m et $q_{tot}M$ sur la qualité d'ajustement des débits. Comparé au bassin dénudé du Laval, le bassin boisé du Brusquet se caractérise par des sols avec une capacité de rétention et d'infiltration élevées (coefficient m plus élevé et coefficient $q_{tot}M$ moins élevé). Ces écarts confirment donc les effets de la végétation sur la réduction du ruissellement et l'écrêtement des crues. Comme l'ont démontré les analyses corrélatoire et spectrale des débits, il y a une régulation importante de la réponse hydrologique des bassins végétalisés à la pluie, plus forte sur le court que sur le long terme. Les résultats indiquent également une influence importante de la végétation sur le taux d'altération du substratum (p_1) et à la granulométrie des sols (gs_i et $prop_gs_i$). La végétation du Brusquet, en régulant les variations d'humidité et de température, ralentirait la production de régolithe et la désagrégation physique des particules (p_1 et gs_i plus élevés et $prop_gs_1$ moins élevé). Les analyses corrélatoires et spectrales sur les flux de MES observés ont montré une plus grande continuité de transport pour le bassin du Brusquet. La plus grande intermittence du flux de MES que l'on pourrait supposer pour les bassins végétalisés ne se produit pas. Néanmoins, la capacité de transport élevé des écoulements, en raison des pentes importantes du bassin, pourrait permettre le transfert d'une partie de la mémoire hydrologique dans les flux sédimentaires.

D’un de point de vue de la capacité prédictive de CAESAR-Lisflood, le modèle fournit des résultats comparables pour les deux bassins avec une reproduction satisfaisante des débits, comme indiqué par les critères NSE, RSR et PBIAS (Moriasi et al., 2007). Le modèle permet une bonne prédiction de la lame totale écoulée avec une marge d’erreur inférieure à ±15 % pour les deux bassins durant la période de validation. Néanmoins, pour les deux bassins, que l’on considère des valeurs semi-horaires, mensuelles ou annuelles, CAESAR-Lisfood surestime les débits lorsque les écoulements sont faibles et sous-estime les débits lorsque les écoulements sont forts. La fonction d’autocorrélation et le spectre de Fourier, employés pour compléter ces diagnostics réalisés dans le domaine temporel, confirment la trop grande autocorrélation des débits simulés, notamment pour le Laval sur le court terme (périodes inférieures à 3-5 jours). Cela pourrait expliquer, avec la granulométrie possiblement trop fine des sols, la trop grande persistance sur le court terme du flux de MES simulé. En effet, le transfert d'eau et de sédiments à travers ces systèmes sur le court terme se fait de manière beaucoup plus intermittente, sous la forme de pulses. La faible autocorrélation des flux de MES sur le long terme est mieux reproduite par le modèle même si la discontinuité des flux durant l’automne que pourrait provoquer l’épuisement du stock sédimentaire n’est pas correctement simulé.

Les biais d’estimation moyens des flux de MES et des flux par charriage sont élevés et excèdent ±100% pour le Laval et ±25% pour le Brusquet. Les flux de MES et les flux par charriage simulés sont supérieurs aux flux observés, notamment durant l’hiver avec des écarts supérieurs à +500% entre décembre et mars. Par ailleurs, Le modèle ne capture pas correctement la dynamique interannuelle d’altération du substratum et la température moyenne journalière de l’air, dont a été déduite le nombre et l’intensité des cycles gel-dégel, n’est pas un bon proxy de la gélifraction. Il est donc nécessaire d'améliorer la manière dont est considérée le processus de gélifraction dans le modèle. Néanmoins, CAESAR-Lisflood est parvenu à reproduire les deux ordres de grandeur d’écart observés dans la production sédimentaire des bassins du Laval et du Brusquet. Et l’influence des propriétés physiques des surfaces (la pente, le couvert végétal, l’exposition et la configuration des plans de stratification) sur le ruissellement, l’altération des marnes noires et l’érosion des surfaces par soli/gélifluxion, étudiée par Mathys et al. (2005), Esteves et al. (2005) et Rovera et Robert (2005), a été prise en compte dans le modèle et a permis une meilleure spatialisation des processus dans les bassins. Cependant, l’acquisition de données (débits, flux sédimentaires) supplémentaires, de manière continue en différents points des bassins, est nécessaire pour valider ces améliorations.

Chapitre 6 : Étude de la dynamique hydro-sédimentaire de trois bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris à partir du modèle CLiDE et de méthodes de traitement du signal

1. Introduction

De nos jours, une grande part des surfaces continentales est impactée par les activités humaines (e.g. agriculture, urbanisation ou exploitation de barrages). Ces activités ont conduit à une modification des modes d'occupation des surfaces avec un impact notable sur la réponse hydro-sédimentaire des bassins versants (Julian et Gardner, 2014). C'est particulièrement le cas des bassins versants de la ceinture lœssique ouest européenne où le passage à une agriculture intensive au milieu du vingtième siècle (remembrement) a entrainé la disparition d'innombrables zones humides et prairies et l'installation de réseaux de drainage artificiels (Souchère et al., 2005). Cette profonde mutation du paysage a engendré une modification de la réponse hydro-sédimentaire des bassins versants qui s'est accompagnée d'une modification de la morphologie des bassins et de leurs cours d'eau, d'une modification de la qualité des sols, des eaux de surface et des eaux souterraines et d'un comblement des retenues d'eau (Evrard et al., 2007).

Ce chapitre étudie la dynamique hydro-sédimentaire de trois bassins versants représentatifs de cette zone : l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun. Situés dans le bassin sédimentaire de Paris (203 279 km²) et le bassin hydrographique de la Seine (76 000 km²), ces trois bassins versants se caractérisent par d'intenses pressions anthropiques. L'agriculture intensive est largement présente, entraînant une forte contamination des eaux par les nitrates et contribuant aux symptômes d'eutrophisation en baie de Seine. Un ensemble de données quotidiennes de précipitations, de débits, de flux de MES, de niveaux piézométriques et d'humidité des sols existent pour ces bassins. Le bassin versant de l'Orgeval est un site d'étude privilégié puisqu'il s'agit de l'un des bassins versants les plus instrumentés et documentés de France, avec plus de 50 ans de données hydrologiques, hydrogéologiques, géophysiques et biogéochimiques collectées par l'infrastructure française de recherche sur la zone critique OZCAR (Garnier et al., 2014, Gaillardet et al., 2018). Ces bassins versants, bien que représentatifs du contexte climatique, géomorphologique et agricole global du bassin Seine-Normandie, possèdent une structure unique. Les propriétés morphométriques, géologiques, pédologiques et phytologiques – propres à chacun d'entre eux, orientent leur réponse hydro-sédimentaire face à leur variabilité climatique locale.

L'objectif principal de ce chapitre est de déterminer comment les caractéristiques physiques de ces trois bassins versants influencent leur réponse hydro-sédimentaire respective. Pour atteindre cette objectif, ce chapitre considère l'application conjointe de trois outils : le modèle CLiDE, la fonction d'autocorrélation et l'analyse de Fourier. Ce sont d'excellents outils pour explorer et prédire quantitativement l'effet du climat, de l'occupation

des sols, de la géologie et de la géomorphologie sur la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants (cf. chapitre 2).

Pour ce chapitre, le modèle CLiDE a été préféré au modèle CAESAR-Lisflood car il permet une représentation plus précise de l'humidité de sols et la simulation des processus hydrogéologiques et des apports d'eau en provenance du compartiment souterrain (cf. chapitre 2, section 1.2), ce qui constitue un grand atout pour les trois bassins étudiés dans ce chapitre. Nous évaluerons la capacité de CLiDE à reproduire l'humidité des sols, les débits, les niveaux piézométriques et les flux de MES des bassins versants de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun. La précision (cf. chapitre 2, section 2.1) et l'incertitude prédictive (cf. chapitre 2, section 2.2) seront pleinement étudiées et nous étudierons, par le biais d'une analyse de sensibilité (cf. chapitre 2, section 2.3), la façon dont les paramètres de contrôle varient et influencent les sorties du modèle d'un bassin à l'autre. Par le biais de cette comparaison, nous espérons tirer des informations pertinentes sur le fonctionnement hydro-sédimentaire des bassins de l'Orgeval, de l'Austreberthe et le Dun. La fonction d'autocorrélation et l'analyse de Fourier seront également utilisée pour estimer la capacité du modèle à reproduire le contenu fréquentiel et la structure corrélatoire des séries temporelles observées. En parallèle, la fonction d'autocorrélation et l'analyse de Fourier seront utilisées pour caractériser la variabilité temporelle des séries journalières de débits, des flux sédimentaires, de piézométrie ou encore de d'humidité des sols mesurés dans les trois bassins. Nous chercherons à établir un lien entre le comportement hydro-sédimentaire des bassins versants déduit de cette analyse et leurs propriétés physiques et climatiques. Nous analyserons également, par le biais de ces outils, la manière dont l'information spectrale se propage dans le modèle pour les trois bassins, depuis la pluie jusqu'aux flux hydro-sédimentaires à l'exutoire.

2. Sites d'étude

Les bassins versants de l'Orgeval (104 km²), du Dun (108 km²) et de l'Austreberthe (214 km²) sont situés dans le bassin sédimentaire de Paris (203 279 km²), le plus grand réservoir d'eau souterraine d'Europe (Trias à Tertiaire) (figure 6.1).

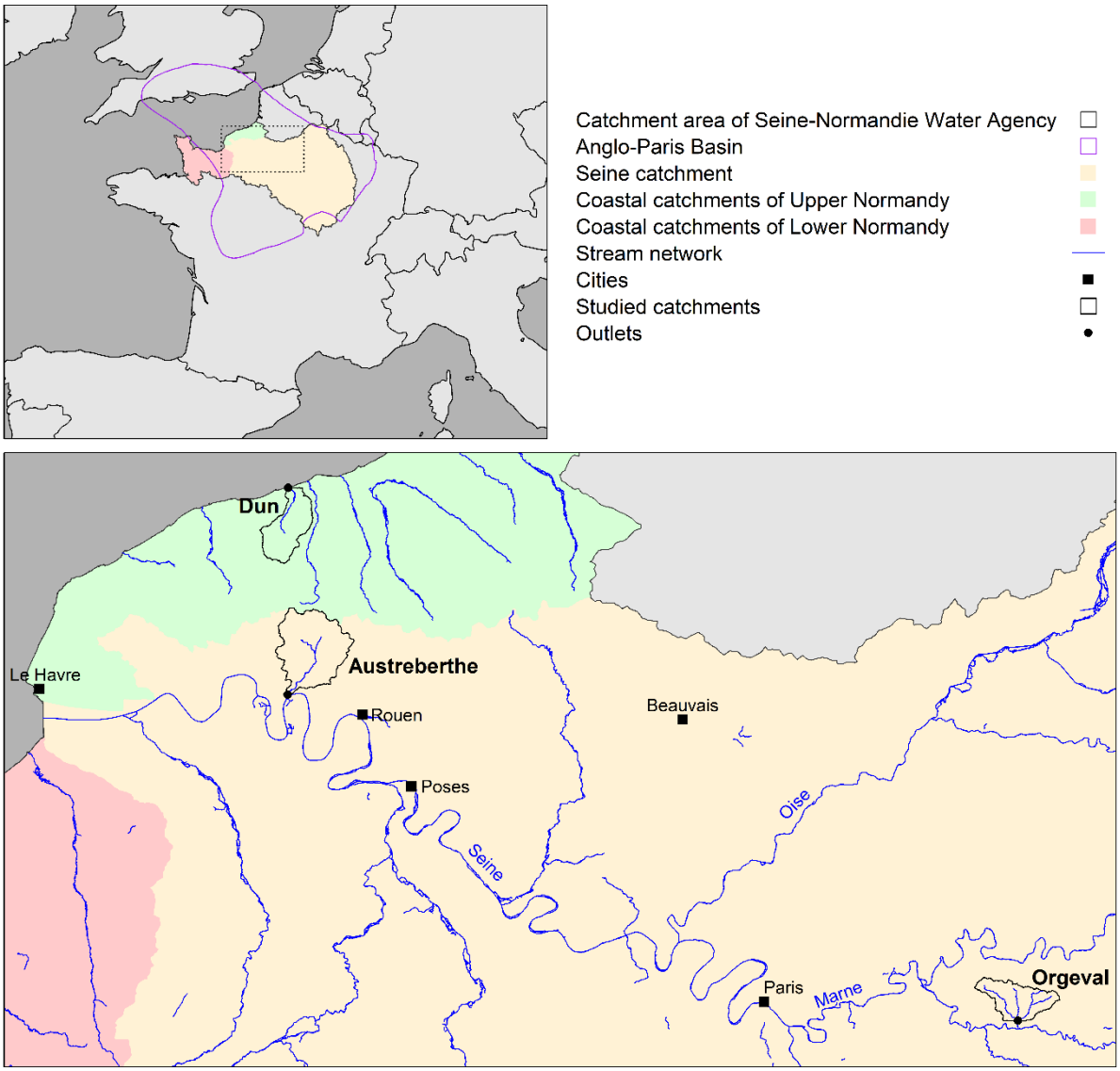


Figure 6.1. Localisation des bassins versants de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe dans le bassin de Paris et dans le bassin versant de la Seine.

Les volumes d'eau stockés dans ce réservoir sont considérables et exploités sur l'ensemble de cette zone pour l'alimentation en eau potable et pour diverses activités économiques. Les bassins étudiés appartiennent également à l'un des six bassins hydrographiques de la France métropolitaine, le bassin Seine-Normandie (94 881 km²). Les bassins de l'Orgeval et de l'Austreberthe sont deux affluents du bassin naturel de la Seine (75 989 km²), le premier se situant dans la partie amont du bassin à 70 kms à l'est de Paris (Pays de Brie) et le second dans la partie aval du bassin à 15 kms au nord-ouest de Rouen (Pays de Caux). Le bassin du Dun est un bassin versant côtier bordant les falaises de la Manche.

2.1. Géomorphologie

Le relief des trois bassins versants est plutôt faible et régulier avec des altitudes qui varient entre 81 et 187 m pour l'Orgeval, 5 et 153 m pour le Dun et 5 et 181 m pour l'Austreberthe (figure 6.2).

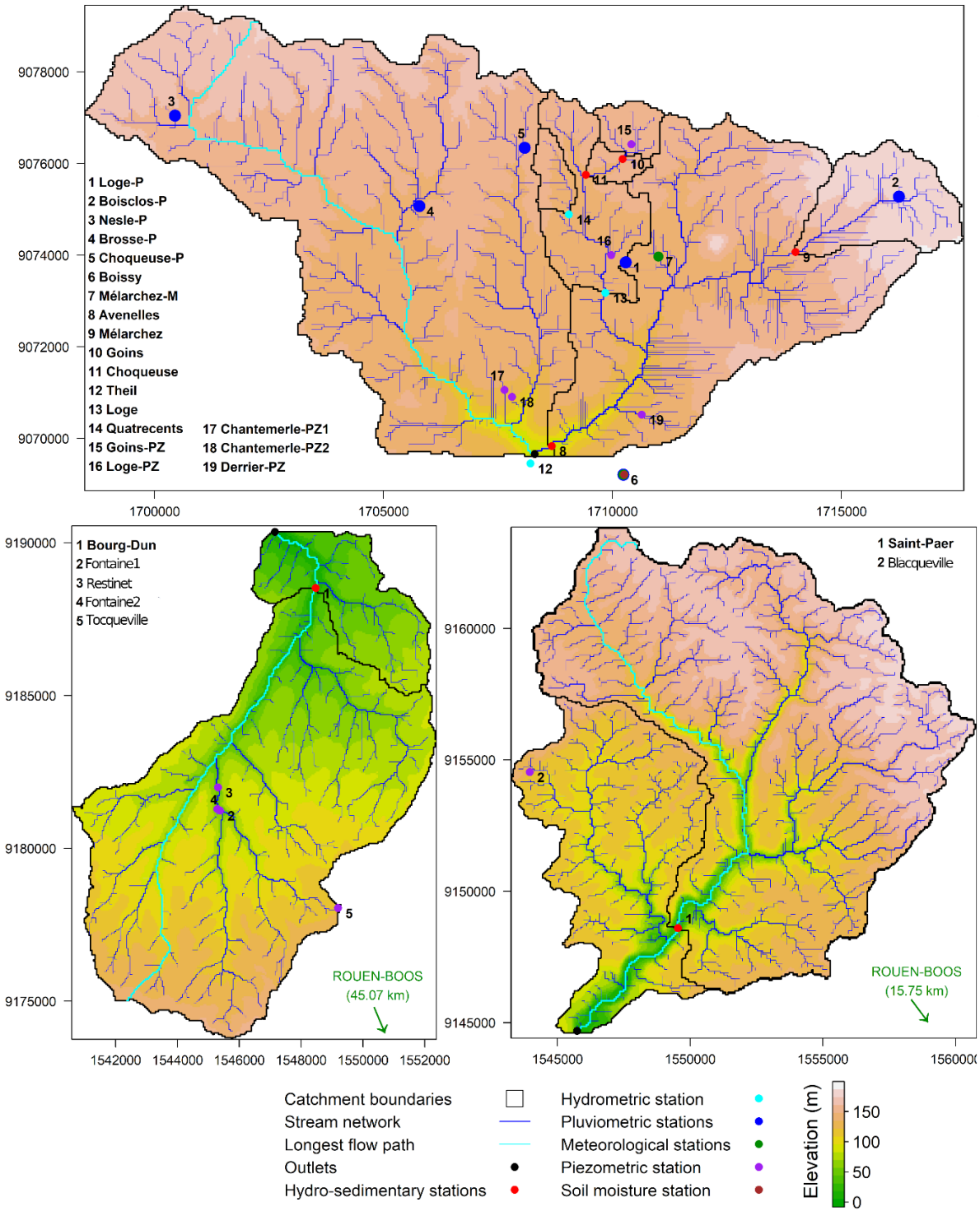
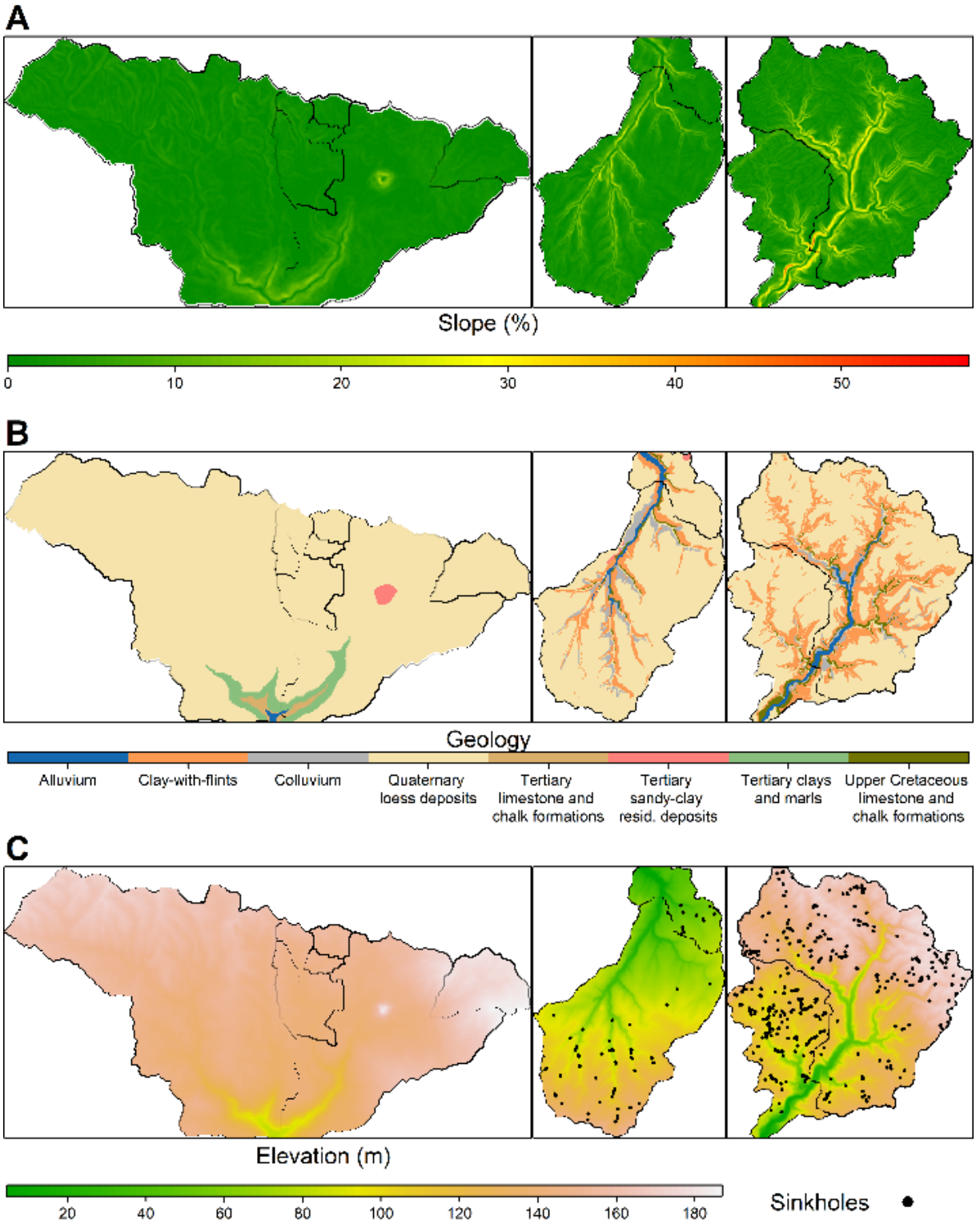
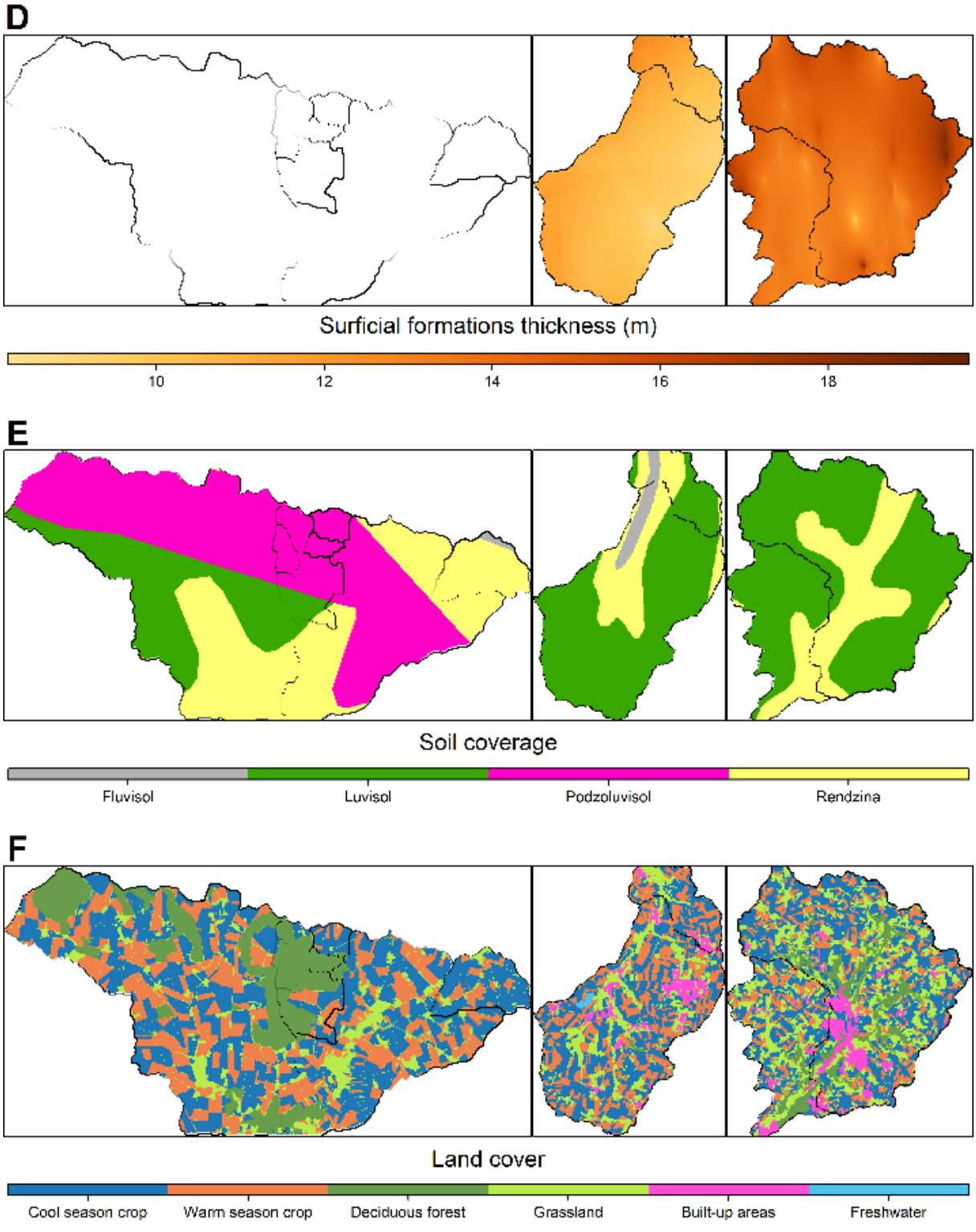


Figure 6.2. Présentation, pour les bassins de l'Orgeval (en haut), du Dun (en bas à gauche) et de l'Austreberthe (en bas à droite), du modèle numérique de terrain (résolution 50 m), du réseau hydrographique et des stations de mesure.

Les pentes des bassins sont relativement faibles en zone de plateau, mais elles atteignent 5 % en moyenne sur les flancs des vallées avec des maxima locaux supérieurs à 30 % (figure 6.3 A). Moins de 10 % de la surface totale de ces bassins versants présente des pentes supérieures à 10 %.




D
Surficial formations thickness (m)
10
12
14
16
18
E
Soil coverage
Fluvisol
Luvisol
Podzoluvisol
Rendzina
F
Land cover
Cool season crop
Warm season crop
Deciduous forest
Grassland
Built-up areas
Freshwater

G

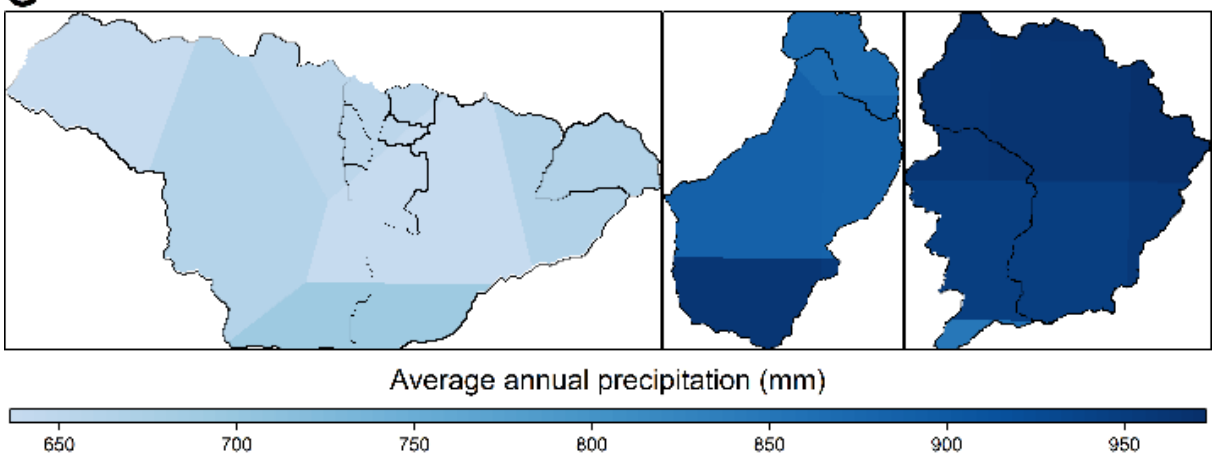


Figure 6.3. Cartes des pentes (A), de la géologie superficielle (B ; données : BRGM – Bd Charm-50), de la localisation des dolines (C ; données : AESN, Conseil Régional de Haute-Normandie, Conseil Général de l'Eure, Conseil Général de Seine Maritime), des épaisseurs de formations superficielles (D ; données : Laignel (1997) et Quesnel (1997)), de la pédologie (E ; données : SGBDE FAO, Commission Européenne, 2004), de l'occupation des sols (F ; données : Corine Land Cover 2018 et Système d'identification des Parcelles Françaises 2017) et des précipitations moyennes annuelles (G ; source : SAFRAN – Météo France) pour les bassins de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe (résolution 50 m).

Les chenaux principaux présentent des pentes moyennes très proches valant 0.48 % pour le Dun, 0.50 % pour l'Orgeval et 0.58 % pour l'Austreberthe (Tableau 6.1).

Tableau 6.1. Caractéristiques des bassins versants de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun.

	Orgeval	**Austreberthe**	**Dun**
Geology	Tertiary limestone	Upper Cretaceous chalk formations	Upper Cretaceous chalk formations
Mean annual rainfall (mm)	655	957	899
Agricultural fraction of catchment area (%)	71	57	73
Area (km²)	102.98	213.53	108.21
Form factor (-)	0.57	0.41	0.29
Compactness coefficient (-)	1.94	1.82	1.77
Drainage density (km/km²)	3.76	2.66	2.32
Confluence ratio (-)	3.65	3.79	3.96
Length ratio (-)	1.19	1.97	2.06
Hypsometric integral (-)	0.65	0.70	0.54
Altitude min-max (m)	81.35-187.00	5.18-180.94	4.53-152.96
Main channel slope (m/m)	0.0050	0.0048	0.0058

Les profils de pente longitudinaux indiquent une plus grande inclinaison du chenal près de l'exutoire pour l'Orgeval que pour le Dun et l'Austreberthe mais une moins grande inclinaison près de la ligne de crête (figure 6.4).

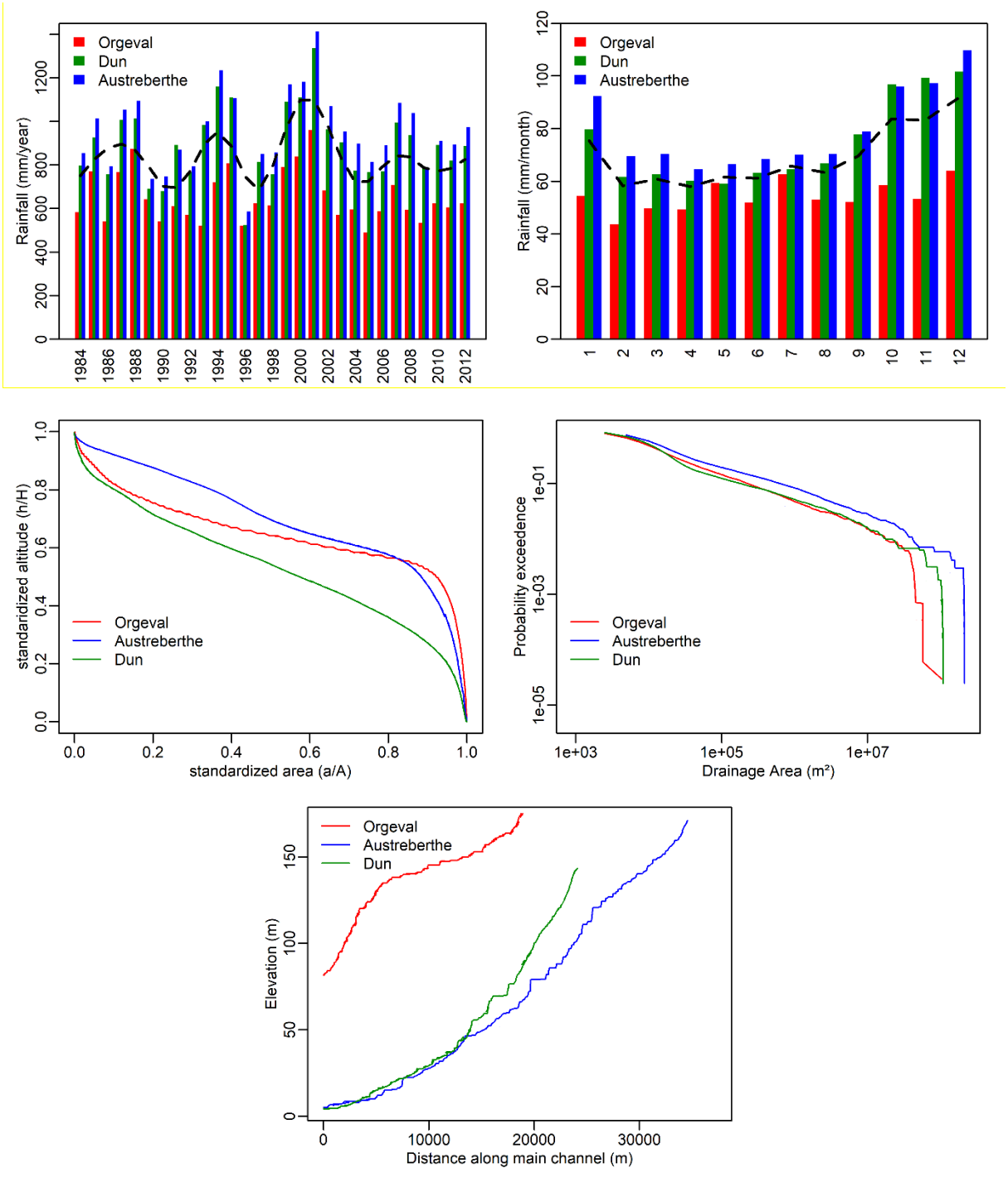


Figure 6.4. Comparaison de la géomorphologie des bassins versants de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe. Cumuls pluviométriques annuels avec lissage loess en pointillés noirs (en haut à gauche), cumuls pluviométriques mensuels avec lissage loess en pointillés noirs (en haut à droite), courbes hypsométriques (au milieu à gauche), distributions cumulées des aires drainées (au milieu à droite) et profil en long des chenaux principaux (en bas).

Les courbes et intégrales hypsométriques (aire sous la courbe hypsométrique) sont plus élevées pour le l'Orgeval (HI = 0.65) et l'Austreberthe (HI = 0.70) que pour le Dun (HI = 0.54) (tableau 6.1). Selon la classification de Strahler (1952), l'Orgeval et l'Austreberthe se place dans la catégorie des bassins versants géomorphologiquement jeunes (HI > 0.6) et le Dun dans la catégorie des bassins versants géomorphologiquement matures (0.35 ≥ HI ≥ 0.6).

2.2. **Hydrogéologie**

La lithologie de ces bassins versants est représentative de celle du Bassin de Paris avec de vastes plateaux calcaires recouverts sur plusieurs mètres d'épaisseur de formations superficielles composées d'argiles (à meulières pour l'Orgeval et à silex pour le Dun et l'Austreberthe), de sable et de lœss (au sommet) (figure 6.3 B et 6.3 D). Les loess, dont l'épaisseur peut atteindre 5 m sur l'Orgeval, 3.5 m sur le Dun et 8.5 m sur l'Austreberthe, sont des limons éoliens apportés lors de la dernière glaciation quaternaire (Weichselien). Les argiles, dont les épaisseurs sont de 6-10m pour l'Orgeval, 5-10 m pour le Dun et 7-16 m pour l'Austreberthe, résultent de l'altération des calcaires sous-jacents (Mouhri et al., 2013 ; Floury et al., 2019).

Le substratum carbonaté des bassins versants du Dun et de l'Austreberthe appartient à l'aquifère libre de la craie (Crétacé supérieur) (Laignel, 1997) tandis que celui de l'Orgeval est rattaché à l'aquifère libre de la Beauce qui est constitué des calcaires de l'Éocène (Champigny) et de l'Oligocène (Brie) (Tertiaire) (figure 6.3 B). La Craie du Dun et de l'Austreberthe est reconnue comme possédant une triple porosité : une porosité matricielle, une porosité de fissures et une porosité de fractures et de conduits karstiques (Headworth et al., 1982). La matrice a une capacité élevée mais une faible transmissivité (conductivité hydraulique de 10^{-8} m/s) (Barraclough et al., 1994), la conductivité hydraulique des fissures est estimée à environ 10^{-6} à 10^{-5} m/s (Bize et al., 1963), et la conductivité hydraulique des réseaux de fractures et conduits karstiques est comprise entre 10^{-3} et 10^{-1} m/s (Nebbache, 1999). La morphologie karstique des bassins versants du Dun et de l'Austreberthe se caractérise par l'existence en surface de points d'engouffrement appelés dolines (localement bétoires, figure 6.3 C ; 83 pour le Dun et 502 pour l'Austreberthe) favorisant l'infiltration des écoulements et expliquant la plus faible densité du réseau hydrographique dans cette région (2.3 km/km² pour le Dun et l'Austreberthe, figure 6.2 et tableau 6.1 ; valeur déterminée à partir des distributions cumulées des aires drainées tracées en figure 6.4). La distribution des fractures et des conduits karstiques dans la craie est très hétérogène. Les fractures et conduits karstiques sont généralement plus développés dans les vallées que sous les plateaux car la concentration et la restitution des écoulements en vallée favorise l'altération de la roche et l'ouverture des fractures (Allen et al., 1997). Le développement de réseaux karstiques a

provoqué la capture des eaux souterraines du haut bassin du Dun par le bassin de la Veules et les sources de St. Valéry en Caux (Equilbey, 2003). La résurgence continue en vallée des eaux souterraines produirait environ 90% du débit des rivières du Dun et de l'Austreberthe (Lequien, 2006). Les calcaires massifs et indurés de Brie et de Champigny au niveau de l'Orgeval sont relativement homogènes puisqu'aucun conduit karstique n'est documenté pour ce site. Ils se caractérisent donc uniquement par une perméabilité matricielle et fissurale (10^{-5} m/s) (Mouhri et al., 2013). Les aquifères de Brie et de Champigny, séparés par une couche d'argile et de gypse de quelques mètres d'épaisseur, affleurent tous deux dans la partie inférieure du bassin (figures 6.3 B et 6.5). Cependant, seules les eaux souterraines des calcaires de Brie alimenteraient la rivière de l'Orgeval car selon Billy et al (2013) et Flipo et al. (2016), la formation de Champigny se comporterait davantage comme une perte que comme une source. Les apports en provenance de la nappe de Brie expliquerait près de 80% du débit mesuré à l'exutoire du bassin (Roussel, 1995). Selon Kurtulus et Flipo (2012), les limites latérales de la nappe de Brie correspondent aux contours du bassin de surface.

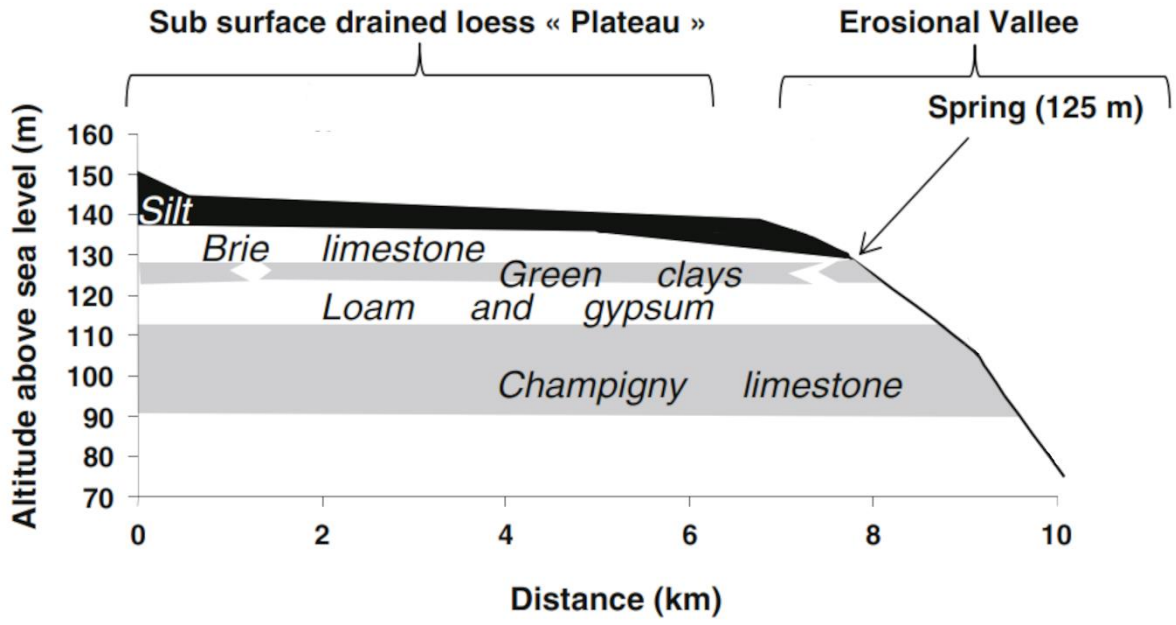


Figure 6.5. Coupe géologique du bassin versant de l'Orgeval (figure modifiée à partir de Billy et al. (2013))

Pour les bassins versants du Dun et de l'Austreberthe, les formations superficielles sont le site d'un stockage transitoire d'eau qui est la conséquence directe d'un contraste de perméabilité entre la craie et les argiles à silex. Ce stockage entraine un retard supplémentaire de 1 à 4 mois dans la recharge des eaux souterraines et joue donc un rôle fondamental dans le transfert de l'eau depuis la surface jusqu'aux exutoires et plus généralement dans le fonctionnement hydrologique de ces bassins versants (Jardani et al., 2007 ; El Janyani, 2013).

2.3. **Pédologie et occupation des sols**

Selon la classification des sols de la FAO de 1988, la couverture pédologique des trois bassins versants est majoritairement constituée en plateaux de luvisols typiques (luvisols) et de luvisols dégradés (podzoluvisols) qui se sont formés par argilluviation (figure 6.3 E). La perte des argiles et du fer dans l'horizon supérieur a entrainé une dégradation de l'état de surface du sol pouvant aboutir à la formation d'une croute de battance (réduction de la capacité d'infiltration du sol ; Le Bissonnais et al., 1998). L'accumulation des argiles et du fer dans l'horizon inférieur (1-2 m de profondeur) engendre le développement d'une couche imperméable favorisant l'engorgement des sols en hiver (hydromorphie ; Hiver, 2015). Les rendzines, situés sur les pentes des vallées, sont des sols peu évolués et peu profonds se formant sur des substrats calcaires. Les fluvisols, situés en fond de vallée, sont également peu propices à l'agriculture car ce sont des sols très souvent saturés en eau.

Afin d'évacuer les excès d'eau et ainsi améliorer la productivité agricole des sols, les surfaces sont drainées artificiellement par un réseau de tuyaux perforés enterrés (90 cm de profondeur, espacement de 10 m). C'est dans le bassin versant de l'Orgeval que la part de surfaces agricoles artificiellement drainées atteint sa proportion maximale (environ 90 % contre moins de 5% pour les bassins versants du Dun et de l'Austreberthe ; Tournebize et al., 2008).

Les trois bassins versants sont dominés par les terres arables, suivies par les prairies, les forêts et les zones urbaines (figure 6.3 F). Les terres arables situées sur les plateaux couvrent respectivement 71, 73 et 57 % de la superficie des bassins versants de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe (tableau 6.1). 11, 19 et 27 % des bassins est consacré aux prairies, qui sont globalement situées en fond de vallée. Les forêts sont quasiment absentes sur le Dun alors qu'elles couvrent près de 10 et 18% pour l'Austreberthe et l'Orgeval respectivement (localisées sur les versants). Environ 7% de la surface des bassins du Dun et de l'Austrerberthe est couverte par les zones urbaines. Les surfaces urbaines représentent moins de 1% de la superficie de l'Orgeval. Actuellement, l'activité agricole de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe est orientée vers l'exploitation de grandes cultures céréalières, principalement le blé tendre (40% des cultures) et le maïs (14% des cultures). Pour l'Orgeval, la rotation des cultures s'étale pour la majorité des agriculteurs sur 2ans (Loumagne et Tallec, 2012). La rotation culturale pour le Dun et l'Austreberthe se fait de manière plus flexible sans durée de rotation fixe (Ronfort et al., 2011).

2.4. **Climat**

Le climat est de type océanique pour les bassins versants du Dun et de l'Austreberthe et océanique dégradé pour l'Orgeval. Les précipitations moyennes annuelles sont plus marquées à proximité du littoral de la Manche (899 mm pour le Dun et 957 mm pour l'Austreberthe) que dans la partie centrale du bassin de la Seine (655 mm pour l'Orgeval) (tableau 6.1). On note une variabilité spatiale des pluies moyennes annuelles à l'intérieur de chaque bassin versant étudié, avec des écarts plus marqués pour les bassins versants de l'Austreberthe (124 mm) et du Dun (92mm) que pour le bassin versant de l'Orgeval (56 m) (figure 6.3 G). Un cycle saisonnier (pour le Dun et l'Austreberthe) et un cycle de 5-7 ans associé à l'Oscillation Nord Atlantique (NAO ; oscillation méridionale hémisphérique de la masse atmosphérique dont les centres d'action se trouvent près de l'Islande et au-dessus de l'Atlantique subtropical (Visbeck et al., 2001)) structurent la variabilité temporelle des précipitations (Massei et al., 2010 ; Aït-Mesbah, 2012) (figure 6.4). La variabilité interannuelle est importante, puisque les moyennes annuelles peuvent varier de 550 mm/an (Orgeval) et 650 mm/an (Dun et Austreberthe) pour une année sèche comme 1996 à 900 mm/an (Orgeval) et 1250 mm/an (Dun et Austreberthe) pour une année humide comme 2000. L'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe présentent une moyenne de 76, 118 et 115 jours par an sans pluie et seulement 1 à 2 jours avec des précipitations supérieures à 25 mm. La température moyenne annuelle est de 11 °C pour les trois bassins avec des hivers frais et des étés chauds. Les chutes de neige sont négligeables pour les trois bassins versants, où les températures moyennes journalières ne sont inférieures à 0 ◦C que pendant de courtes périodes et jamais de façon constante (Anctil et al., 2009). En raison du climat océanique tempéré, les trois bassins versants étudiés sont caractérisés par un régime hydrologique pluvial, avec une période de fort débit à la fin de l'hiver et une période d'étiage à la fin de l'été.

3. Approche méthodologique

3.1. **Modifications apportées à CLiDE**

Le modèle CLiDE est basé sur une version relativement ancienne du modèle CAESAR-Lisflood (version 1.1a du 07/10/2011). De nombreuses mises à jour effectuées depuis sur le modèle CAESAR-Lisflood ne sont donc pas incluses dans le code source de CLiDE. Elles portent principalement sur : (i) l'amélioration de la précision et de la stabilité dans le routage des écoulements et l'estimation de l'érosion latérale, (ii) l'intégration de nouveaux modules : développement du sol et érosion du substratum, (iii) la correction d'erreurs concernant notamment le transport des matières en suspension et l'érosion latérale dans le chenal et enfin (iv) l'amélioration de la vitesse de fonctionnement du modèle grâce notamment à la

parallélisation de certaines portions du code source. Ainsi, la migration de ces fonctionnalités vers le code source de CLiDE a été effectuée et leurs compatibilités avec les modules hydrologiques et hydrogéologiques sont garanties. Cette refonte a également été l'occasion de corriger certaines limites/bugs du modèle CLiDE concernant le calcul de l'humidité des sols et des niveaux piézométriques et d'apporter de nouvelles améliorations (cf. partie 3.1.1 et 3.1.2).

3.1.1. Evolution temporelle des propriétés de la végétation

Initialement, le modèle CLiDE ne considérait aucune évolution des propriétés physiologiques de la végétation (profondeur racinaire Z_r, fraction de la pluie brute atteignant la surface du sol In et coefficient cultural K_c) ou seulement par le biais de coefficients multiplicateurs, homogènes dans l'espace, définis arbitrairement par l'utilisateur pour chaque mois de l'année (cf. chapitre 2, section 1.2.1). Une nouvelle approche, permettant une évolution spatio-temporelle moins subjective et plus détaillé de la dynamique du couvert végétal, a donc été introduite. Dans cette étude, nous utilisons les concepts de « degrés-jours de croissance (GDD) » et de « indice de croissance (GSI) » (Jolly et al., 2005 ; Savoy et Mackay, 2015) pour permettre une évolution journalière de la profondeur racinaire, du pourcentage d'interception de la pluie et du coefficient cultural, que ce soit pour les cultures agricoles (avec une distinction entre les cultures d'hiver et les cultures tardives de printemps) ou les couverts végétaux pérennes (prairies et forêts). Ces approches considèrent que la température est le moteur du développement de la végétation. Le GDD est une mesure de l'accumulation de chaleur utilisée en agriculture comme indicateur de développement des cultures : une culture doit accumuler un certain nombre de degrés-jours depuis son semis pour passer d'un stade de développement au suivant (par exemple de l'épiaison à la maturation). Les degrés-jours sont calculés en soustrayant une température minimale de développement (T_{base}) à la température moyenne journalière (T_{avg}) (AgriAdapt, 2017). T_{avg} est obtenu en faisant la moyenne des températures maximale et minimale journalières. Une température maximale de développement (T_{upper}) est également considérée afin d'imposer un arrêt de la croissance de la plante lors du franchissement de cette température. Chaque culture possède ses propres exigences thermiques en matière de semis et de récolte. Dans notre modèle, nous considérons que le semis des cultures d'hiver se réalise après le 1er novembre dès que la température minimum journalière passe sous les 5°C sur au moins cinq jours consécutifs et dès que le nombre de degrés-jours de croissance est supérieur à 50 (Lu et al., 2017). Pour les cultures de printemps, le semis se fait à partir du 15 avril lorsque la température moyenne journalière dépasse les 6°C sur au moins cinq jours consécutifs. Enfin, nous considérons que les cultures de printemps et les cultures d'hiver nécessitent

respectivement 1 700 et 2350 GDD pour atteindre le point de récolte (AgriAdapt, 2017) (exemple du blé en figure 6.6).

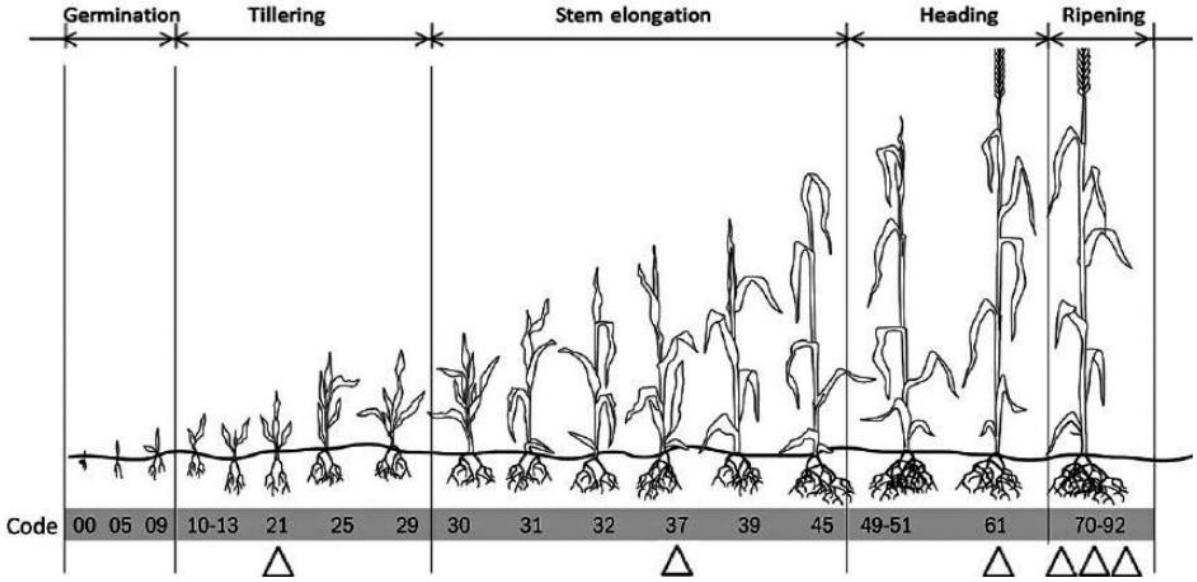


Figure 6.6. Les différents stades phénologiques du blé (besoins en GDD : stade épi 1 cm = 1 100 GDD, maturité = 2 350 GDD, T_{base} = 0 °C) (AgriAdapt, 2017).

Le développement des arbres et des prairies est quant à lui simulé par le biais du GSI qui dépend également de la température minimale de l'air (T_a ; le développement de la végétation est influencée par les basses températures ; Jolly et al., (2005)) mais tient compte en plus de la photopériode ($Photo$) (équation 6.1). Ce modèle assume que l'activité phénologique (GSI) varie linéairement entre un minimum (0) et un maximum d'activité (1). L'activité est maximale (1) lorsque T_a et $Photo$ sont supérieurs aux seuils T_{max} et $Photo_{max}$ et l'activité est minimale (0) lorsque T_a ou $Photo$ sont inférieurs aux seuils T_{min} et $Photo_{min}$ (équations 6.2 et 6.3) :

$$GSI = f_1(T_a) \times f_2(Photo)$$

(Équation 6.1.)

$$f_1(T_a) = \begin{cases} 0, & T_a \leq T_{min} \\ \dfrac{T_a - T_{min}}{T_{max} - T_{min}}, & T_{max} > T_a > T_{min} \\ 1, & T_a \geq T_{max} \end{cases}$$

(Équation 6.2)

$$f_2(Photo) = \begin{cases} 0, & Photo \leq Photo_{min} \\ \dfrac{Photo - Photo_{min}}{Photo_{max} - Photo_{min}}, & Photo_{max} > Photo > Photo_{min} \\ 1, & Photo \geq Photo_{max} \end{cases}$$

(Équation 6.3)

L'expansion du réseau racinaire (Z_r – (m)) d'une culture agricole donnée se fait selon l'approche implémentée dans le modèle Aquacrop (Raes et al., 2018 ; figure 6.7). Elle est fonction du type de culture et de la courbe des degrés-jours qui lui est associée. Une fois que le nombre de degrés-jours t (GDD) requis pour l'émergence de la culture est atteint (t_o ; GDD), la profondeur d'enracinement commence à augmenter, d'une profondeur initiale Z_o (m) à une profondeur maximale Z_x (m) :

$$Zr = Z_o + (Z_x + Z_o) \sqrt[n_s]{\frac{\left(t - \frac{t_o}{2}\right)}{t_x - \frac{t_o}{2}}}$$

(Équation 6.4)

La profondeur racinaire maximale Z_x est atteinte lorsque t est égal à t_x (GDD). Le facteur de forme n_s, spécifique à chaque culture, détermine l'évolution de la vitesse d'expansion des racines dans le temps.

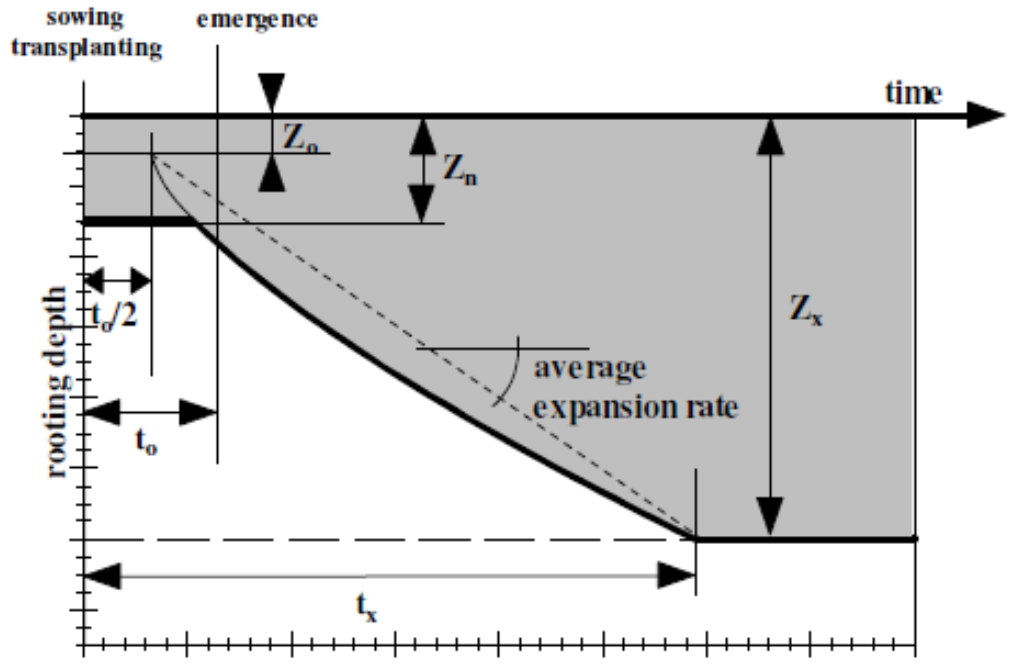


Figure 6.7. Evolution de la profondeur racinaire (surface grisée) depuis le semis jusqu'à l'atteinte de la profondeur racinaire maximale (Z_x) (Raes et al., 2018).

Notons que l'évolution de la profondeur racinaire ne modifie pas la taille du réservoir sol ; elle ne modifie que la quantité d'eau disponible pour l'évapotranspiration des plantes. Plus précisément, la quantité d'eau potentiellement disponible pour l'évapotranspiration des plantes augmente avec la profondeur racinaire. Nous considérons par ailleurs une profondeur racinaire constante pour les plantes pérennes (prairies et forêts) que nous considérons pleinement développées et durablement installées (l'exploitation de cette végétation par l'Homme n'est pas simulée) pour les trois bassins étudiés. En effet, le système racinaire d'un arbre ne se développe pas de manière significative une fois que l'arbre est mature, sa profondeur peut donc être supposée constante.

La quantité de pluie interceptée par la végétation (I ; mm) varie désormais aussi dans le temps et est fonction de l'indice de surface foliaire (LAI ; m²/m²) (Aston, 1979 ; Hoyningen-Huene, 1983 ; Jong et Vetten, 2007) :

$$I = SC_{max} * \left(1 - e^{-\frac{k*P_B}{SC_{max}}}\right)$$

(Équation 6.5)

$$k = 0.065 * LAI$$

(Équation 6.6)

Où P_B est la pluie brute journalière (mm), k est un facteur de correction tenant compte de l'égouttement des feuilles (-) et SC_{max} est la capacité de stockage en eau de la canopée (mm). Le calcul de SC_{max} varie selon le type de végétation considéré : l'équation (6.7) est employée pour les cultures agricoles (Hoyningen-Huene, 1983), l'équation (6.8) est utilisée pour les arbres (Gomez et al., 2001) et l'équation (6.9) est appliquée aux zones de prairie (Van Dijk et Bruinzeel, 2001) :

$$SC_{max} = 0.935 + 0.498 * LAI - 0.00575 * LAI^2$$

(Équation 6.7)

$$SC_{max} = 1.184 + 0.490 * LAI$$

(Équation 6.8)

$$SC_{max} = 0.3063 * LAI + 0.5753$$

(Équation 6.9)

La manière dont l'indice LAI est calculé varie selon le type de végétation. Pour les plantes annuelles, l'indice est obtenu à partir du concept de « Couverture de canopée (CC) » que l'on définit comme la fraction du sol couvert par la canopée (FGC - fraction ground cover) (équation 6.10) :

$$LAI = \begin{cases} \dfrac{\ln(1 - \sqrt[0.9567]{CC/94.00})}{-0.43} & pour\ le\ blé \\ \dfrac{\ln(1 - \sqrt[0.9567]{CC/76.78})}{-0.8105} & pour\ le\ maïs \end{cases}$$

(Équation 6.10)

CC est dérivée de la courbe des degrés-jours et est décrite par cinq paramètres : la couverture de canopée initiale (CC_o (FGC)), le taux de croissance de la canopée (CGC (FGC/GDD)), la couverture de canopée maximale (CC_x (FGC)), le moment où la sénescence du végétal débute ($senesc$ (jours)) et le taux de déclin de la canopée (CDC (FGC/GDD)) (équation 6.11 ; figure 6.8) :

$$CC = \begin{cases} CC_o\, e^{t\ CGC} & \text{si CC} \leq \text{CC}_\text{x}/2 \\ CC_x - 0.25\dfrac{(CC_x)^2}{CC_o}\, e^{-t\ CGC} & \text{si CC} > \text{CC}_\text{x}/2 \\ CC_x - \left[1 - 0.05\left(e^{\frac{CDC}{CC_x}t} - 1\right)\right] & time > time\ to\ maturity - senesc \end{cases}$$

(Équation 6.11)

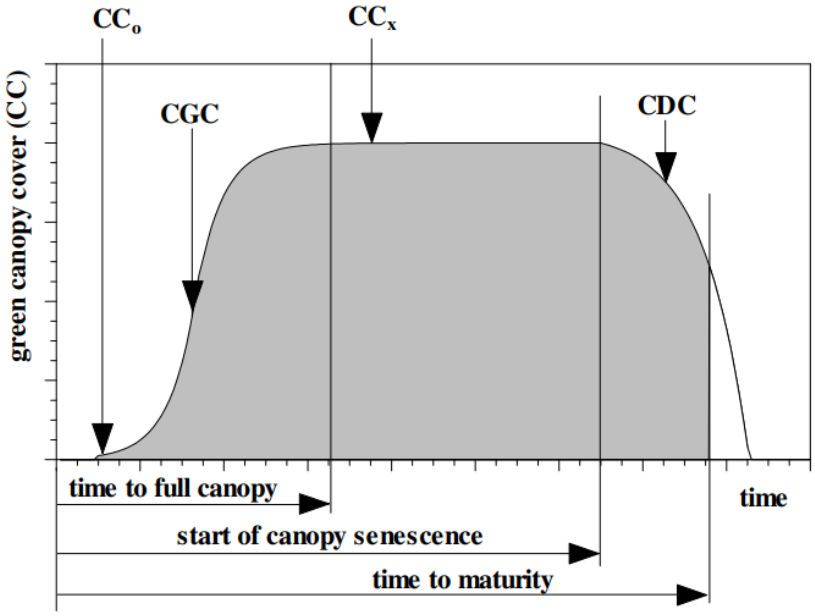


Figure 6.8. Evolution du couvert végétal d'une culture au cours d'un cycle de croissance (Raes et al., 2018)

Les cultures sont souvent récoltées avant la sénescence complète du végétal. Pour les plantes pérennes, LAI est calculé à partir d'une relation linéaire faisant intervenir le GSI et une valeur LAI maximale (LAI_{max}) propre à chaque type de végétation (Jolly et al., 2005).

Finalement, il est possible de calculer de manière journalière, la fraction In (-) de la pluie brute atteignant la surface du sol (équation 6.12) :

$$In = \frac{P_B - I}{P_B}$$

(équation 6.12)

Pour finir, les coefficients culturaux (K_c) sont calculés selon la même approche que celle employée dans le modèle Aquacrop. Ils sont obtenus à partir de la couverture de canopée et de deux paramètres propres à chaque type de couvert : les coefficients culturaux minimal (Kc_n) et maximal (Kc_x) (Raes et al., 2018) (équation 6.13) :

$$Kc = Kc_n + ((Kc_x - Kc_n) * \mathrm{CC})$$

(Équation 6.13)

3.1.2. Capacité d'infiltration

Une limite majeure du modèle est la simulation de la recharge par le biais du facteur de multiplication BFI, qui repose sur une logique strictement linéaire de la relation excès d'eau – recharge. En effet, cette relation linéaire sans seuil considère que l'infiltration de l'eau à travers le sol n'est limitée que par la quantité d'eau en excès. Nous considérons que cette approche peut entacher les prédictions du modèle. Nous l'avons donc remplacé par une méthode à base physique largement employée dans les travaux de modélisation pour simuler le processus d'infiltration : le modèle de Green-Ampt (équation 6.14).

$$f = Fc\left(1 + \frac{(\theta_{FC} - \theta)\psi_f}{F}\right)$$

(Équation 6.14)

Où f est le taux d'infiltration (mm.h^{-1}), Fc la conductivité hydraulique à saturation (mm.h^{-1}), θ_{FC} la teneur en eau à saturation (m.m^{-1}), θ la teneur en eau initiale du sol (m.m^{-1}), ψ_f le potentiel matriciel au niveau du front d'humectation (mm) et F la quantité d'eau infiltrée (mm).

Etant donné que le modèle CLiDE ne considère l'infiltration que lorsque le sol est saturé, la formule peut être simplifié et nous amène à considérer que le taux d'infiltration n'est limité que par la la conductivité hydraulique du sol et la lame d'eau en excès (Rawls et al., 1983). Celle-ci varie dans l'espace en fonction des propriétés du sol. Cette approche néglige la hauteur de la lame d'eau en surface dans le calcul des taux d'infiltration. Pour finir, les coefficients BFI, définis dans le modèle CLiDE pour chaque type de sols, ont été convertis en conductivité hydraulique en croisant les tables de conversion de Halcrow (2011), Thomas et Nisbet (2016) et de l'USDA (1986) (tableau 6.2).

Tableau 6.2. Remplacement, pour chaque classe de sol HOST, du BFI par un taux d'infiltration Fc définis sur la base des tables de conversion de Halcrow (2011), Thomas et Nisbet (2016) et de l'USDA (1986).

HOST soil class	BFI (-)	HSG Soil class[1]	Minimum infiltration rate (mm.hr^{-1})
1, 2, 4, 11, 13	1, 1, 0.79, 0.838, 1	A	11.4
3, 5	0.835, 1	B	7.6
6, 9, 10, 14, 16, 17, 18, 24	0.586, 0.789, 0.437, 0.219, 0.778, 0.613, 0.506, 0.311	C	3.8
7, 8, 12, 15, 19, 20, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 28, 29	0.725, 0.533, 0.092, 0.387, 0.498, 0.526, 0.33, 0.294, 0.198, 0.178, 0.247, 0.229, 0.552, 0.232, 1, 0.5	D	1.3

[1] La classification hydrologique des sols par l'USDA (1986) considère quatre groupes de sol (HSG) A, B, C et D qui se caractérisent par un taux d'infiltration à saturation maximal Fc spécifique.

Les fonctionnalités du modèle CLiDE ont également été étendues afin de permettre une mesure continue des débits, des flux sédimentaires, des niveaux piézométriques et de l'humidité des sols en tout point du bassin versant et non uniquement à l'exutoire, ce qui est d'une importance capitale lorsque la station de jaugeage ne se trouve pas à l'exutoire du bassin versant analysé comme c'est le cas dans les bassins étudiés.

3.2. **Paramétrisation de CLiDE**

3.2.1. Pluie et ETP

Les forçages de la fonction de production hydrologique de CLiDE (SLiM) sont représentés par les précipitations brutes (P_B) et l'évapotranspiration potentielle (PET). Pour le Dun et l'Austreberthe, les données quotidiennes de précipitation (spatialisées) et d'ETP (Monteith, non-spatialisées) proviennent respectivement de la base de données SAFRAN (maillage 8 x 8 km² ; Vidal et al., 2010) et de la station Rouen-Boos de Météo-France (figures 6.2, 6.3G et 6.9). Pour l'Orgeval, six pluviomètres (Loge-P, Boisclos-P, Nesle-P, Brosse-P, Choqueuse-P et Boissy) disposés de façon homogène sur tout le bassin ont été considérés pour distribuer,

à l'aide de la méthode de Thiessen, les valeurs journalières de précipitations (figures 6.2, 6.3G et 6.9). L'ETP journalière Penman-Monteith, homogène sur l'ensemble du bassin, a été calculée sur la période 1973-2017 à partir de deux stations météorologiques, l'une située à 500 m au sud du bassin versant (Boissy) et l'autre située dans la partie centrale du bassin (Mélarchez-M) (figures 6.2 et 6.9).

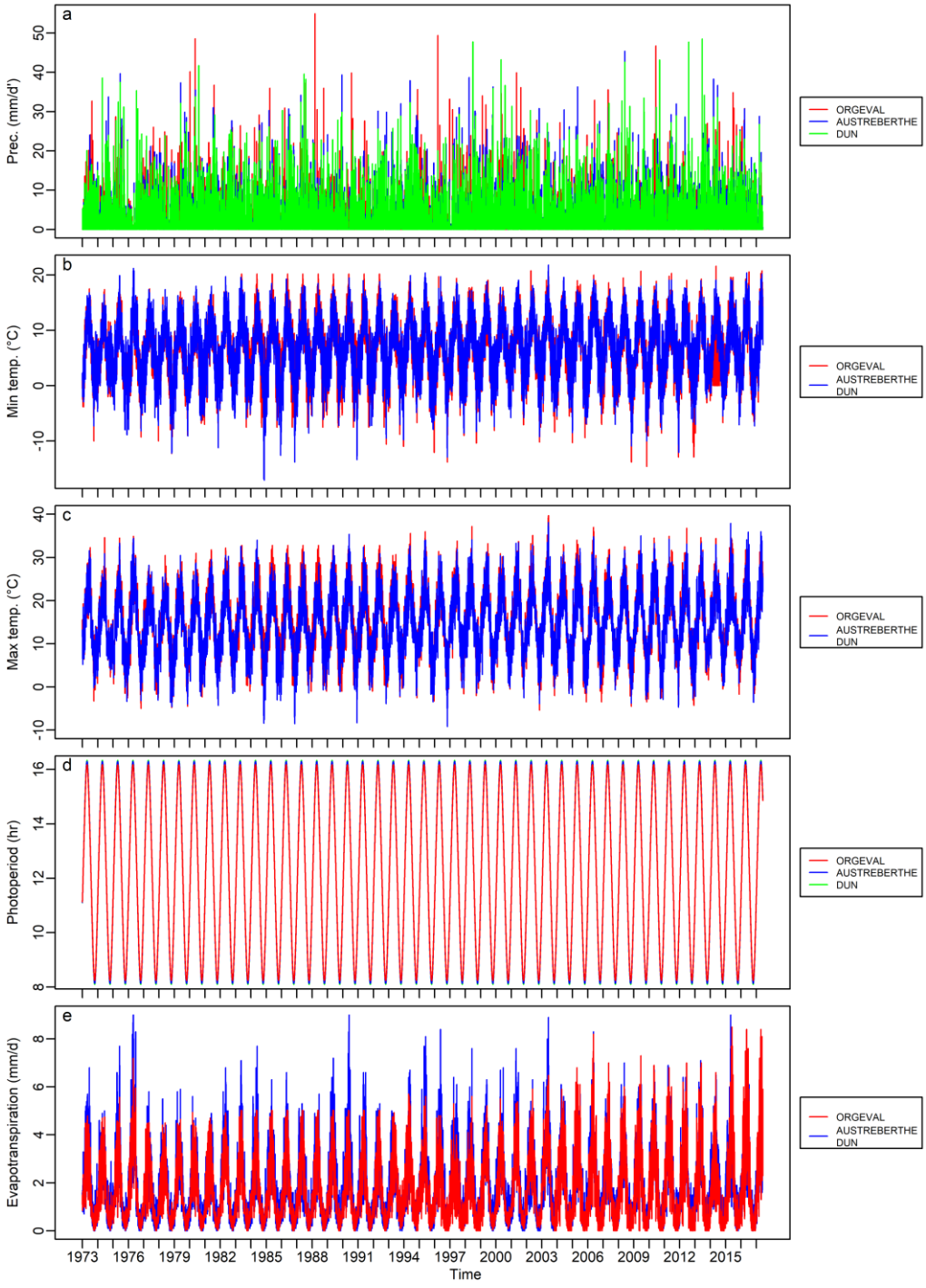
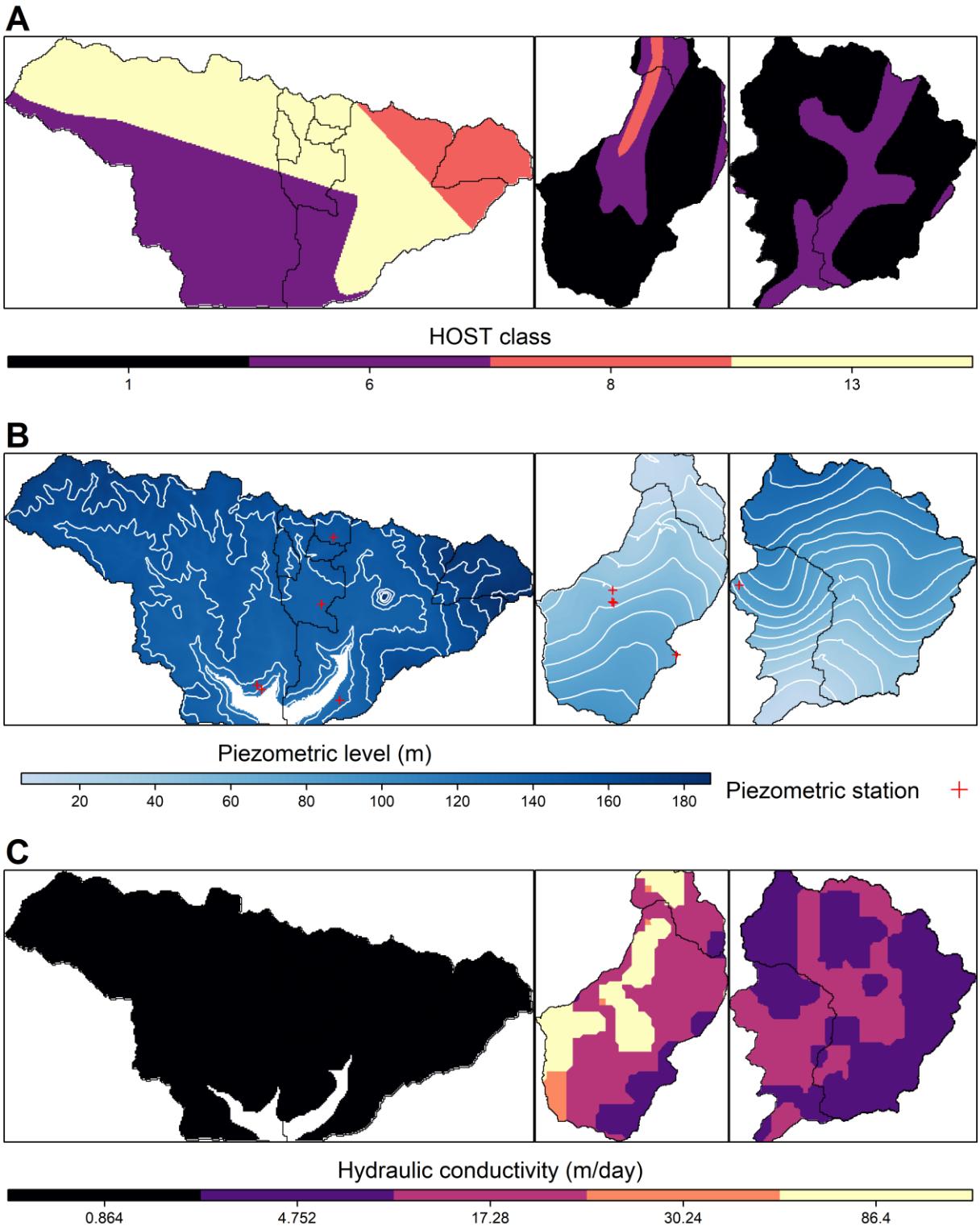


Figure 6.9. Données temporelles d'entrée du modèle CLiDE pour les bassins de l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun. (a) Précipitations journalières moyennées par bassin, températures journalières (b) minimales et (c) maximales, (d) photopériode journalière et (e) évapotranspiration potentielle journalière Penman-Monteith sur la période 1973-2017

Le calcul des bilans hydriques par SLiM nécessite également l'utilisation de la carte d'occupation des sols (figure 6.3F) et de la carte du régime hydrologique des sols (HOST ; figure 6.10A).



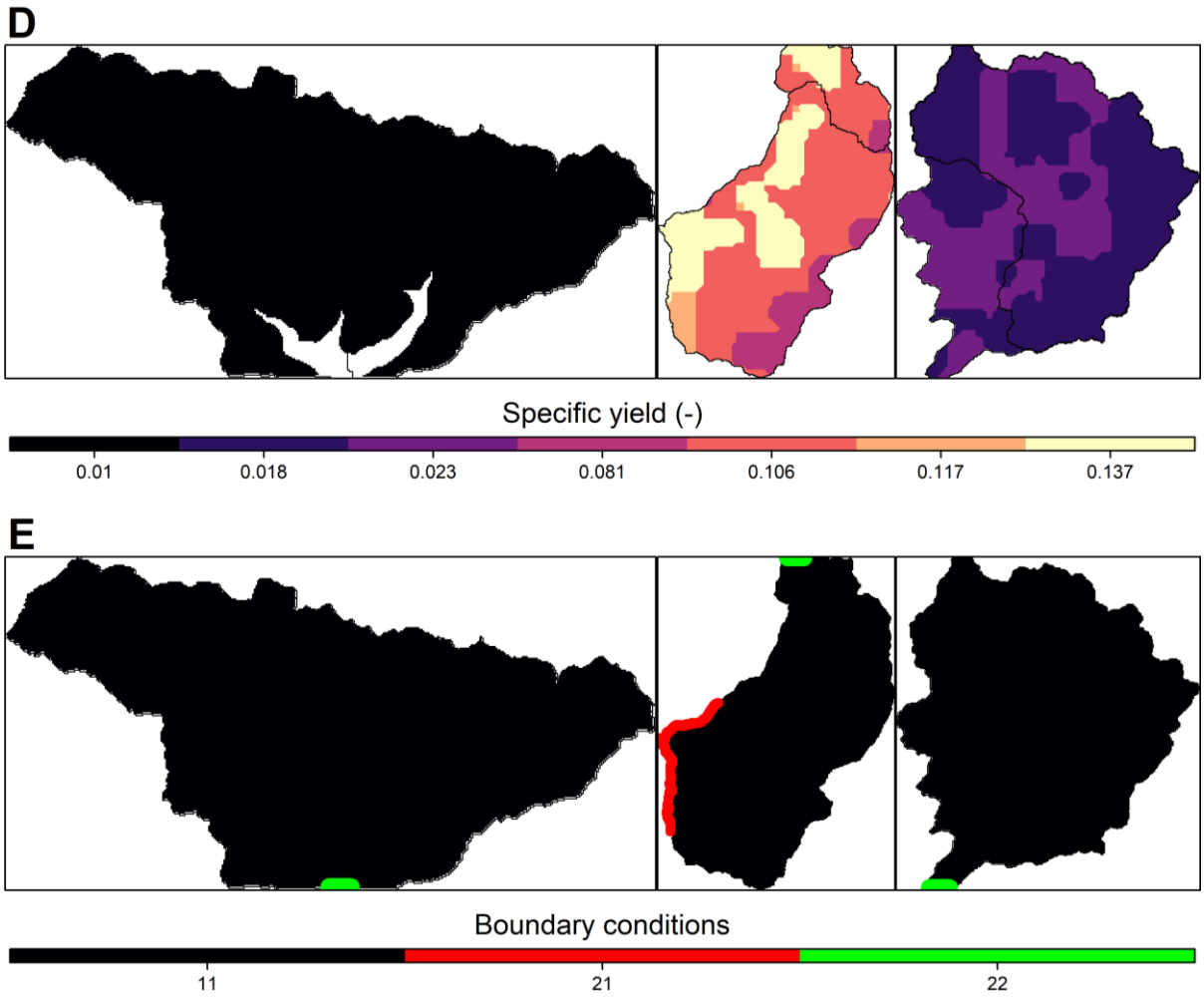


Figure 6.10. Données spatiales d'entrée supplémentaires du modèle CLiDE pour les bassins de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe. (A) Régime hydrologique des sols (HOST), (B) piézométrie initiale, (C) distribution de la conductivité hydraulique, (D) distribution de l'emmagasinement spécifique du substratum et (E) conditions aux limites appliquées dans le modèle.

3.2.2. Occupation des sols et HOST

L'occupation des sols de chaque bassin versant a été obtenu en combinant la Corine Land Cover 2018 et le Système d'identification des Parcelles Françaises 2017 (RPG). Le Système d'Identification des Parcelles Françaises (RPG), est une base de données géographiques SIG au format vectoriel produite chaque année et fournissant les limites des champs et le type de culture de chaque champ sur la base des déclarations des agriculteurs. La RPG distingue 28 classes de cultures. Les classes de cultures ont été regroupées en deux classes selon le cycle de croissance annuelle du couvert végétal : cultures d'hiver et cultures de printemps. La carte des classes de culture a été ramenée à la résolution du MNT (50 ou 70 m) et complétées par une carte Corine Land Cover simplifiée pour les forêts, les zones urbaines et les surfaces d'eau, donnant une carte d'occupation des sols à 5 classes : cultures d'hiver, cultures de printemps, prairies, forêts, zones urbaines et plans d'eau (figure 6.3F)

Les paramètres utilisés pour simuler l'évolution journalière des propriétés physiques du couvert végétal sont listés dans le tableau 6.3.

Tableau 6.3. Paramètres utilisés pour décrire l'évolution journalière des propriétés physiques du couvert végétal (Z_r, K_c et LAI).

	Cultures d'hiver	Cultures de Pr.	Prairies	Forêts	Zones urbaines	Surface en eau	Références
T_{base}	0	6	-	-	-	-	-
T_{upper}	30	30	-	-	-	-	-
T_{min} $(°C)$	-	-	-5	-5	-	-	Thompson et al. (2011) et Savoy ; Mackay (2015)
T_{max} $(°C)$	-	-	10	10	-	-	
$Photo_{min}$ (h)	-	-	11	11	-	-	-
$Photo_{max}$ (h)	-	-	13	13	-	-	-
Z_o (m)	0.3	0.3	-	-	-	-	Trombetta et al. (2016) ; Toumi et al. (2016) ; Jin et al. (2016) ; Hsiao et al. (2009) ; Trout et al. (2018) ; Haverd et al. (2016) ; Barkwith et al. (2015) ; Mansour et Hugues (2014).
z_x (m)	1.8	1.7	1.5	2	3	3	
t_o (GDD)	200	75	-	-	-	-	
t_x (GDD)	725	1200	-	-	-	-	
n_s	1.5	1.2	-	-	-	-	
CC_o (FGC)	0.01	0.01	-	-	-	-	Nielsen et al. (2012) ; Jin et al. (2014) ; Toumi et al. (2016) ; Zhang et al. (2019) ; Hsiao et al. (2009) ; Nielsen et al. (2012) ; Trout et al. (2018)
CC_x (FGC)	0.85	0.7	-	-	-	-	
$CGC(FGC/GDD)$	0.0125	0.013	-	-	-	-	
CDC (FGC/GDD)	0.01	0.0106	-	-	-	-	
$Senesc$ (d)	25	25	-	-	-	-	
LAI_{max} (m^2/m^2)	-	-	3.5	4	-	-	Calvet et al. (2010) ; Munier et al. (2018) ; Brut et al., (2008) ; Norby et al. (2003) ; Asaadi et al. (2018)
Kc_n $(-)$	0.4	0.4	0.95	0.15	-	-	Allen (1998) ; Corbari et al. (2017) ; Kuriata-Potasznik et Szymczyk (2016) ; Barkwith et al. (2015)
Kc_x $(-)$	1.15	1.2	1.05	0.9	1.4	1.4	

Finalement, l'évolution de LAI, Z_r et K_c simulée pour le blé, le maïs, les prairies, les forêts, les zones urbaines et les plans d'eau sur la période 2000-2002 pour le bassin du Dun est présentée en figure 6.11. Pour les zones urbaines et les plans d'eau, les paramètres Z_r et K_c continuent d'être statiques et sont maintenus aux valeurs initialement définis dans le modèle à savoir 3 m et 1.4 (tableau 6.3). En revanche, la profondeur racinaire Z_r des cultures agricoles, constamment égale à 0.75 m dans la version initiale du modèle, varie désormais entre 0.3 m et 1.80 m pour le blé et entre 0.3 m et 1.70 m pour le maïs (tableau 6.3). La profondeur racinaire des forêts, a été fixée à la valeur initialement définie dans le modèle (3 m) tandis que celle des prairies a été réhaussée de 1.05 m passant ainsi de 0.45 à 1.5 m. Le coefficient cultural K_c des surfaces agricoles, initialement égal à 0.864, évolue maintenant entre 0.4 et 1.15 pour le blé et entre 0.4 et 1.2 pour le maïs (tableau 6.3). De la même manière, pour les zones boisées et les prairies, la valeur de ce paramètre initialement égale à 0.767 et 1 respectivement, varie désormais entre 0.15 et 0.9 et 0.95 et 1.05 respectivement (figure 6.11). Enfin, le processus d'interception de la pluie par la végétation, qui n'était pas explicitement simulé, est maintenant introduit dans le modèle par le biais de l'indice de surface foliaire LAI qui est globalement nul durant l'hiver et maximale durant la période estivale (figure 6.11).

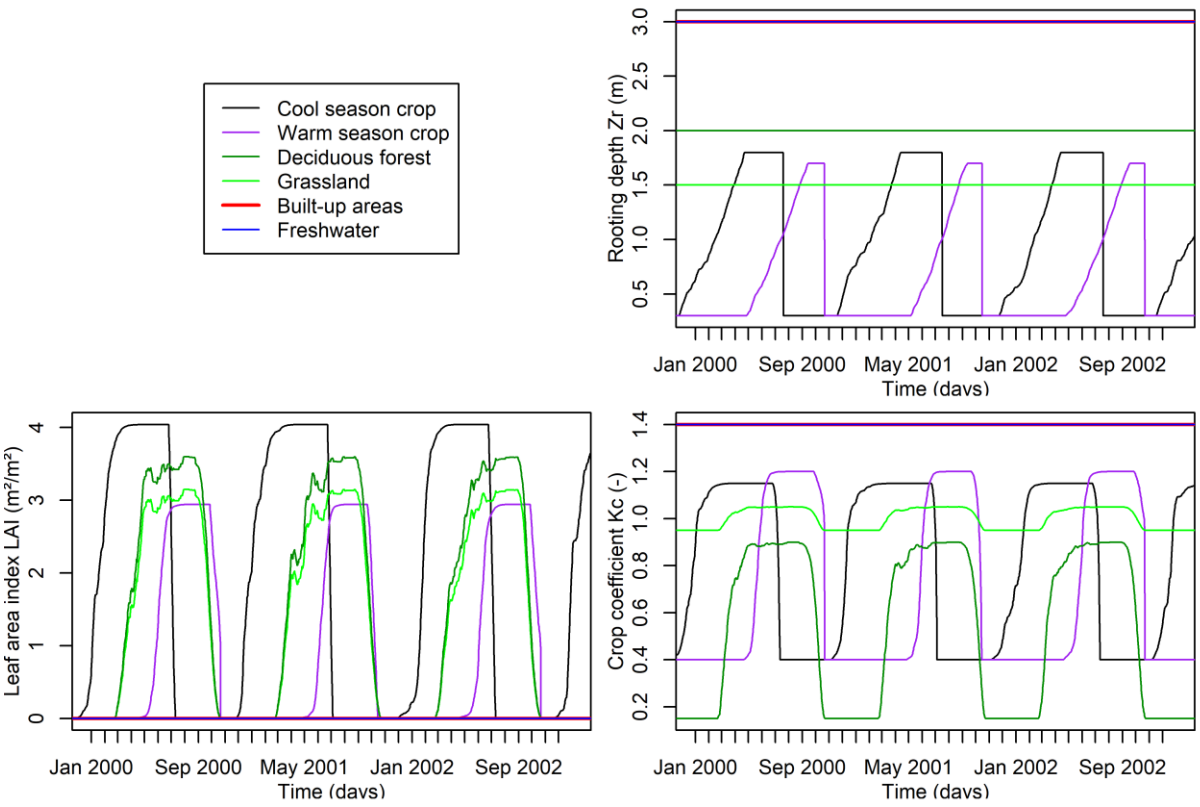


Figure 6.11. Evolution journalière de l'indice de surface foliaire LAI, de la profondeur racinaire Z_r et du coefficient cultural K_c simulée sur la période 2000-2002 pour les cultures d'hiver, les cultures de printemps, les forêts, les prairies, les zones urbaines et les plans d'eau du bassin du Dun.

Ces changements engendrent l'interception d'une partie des pluies durant la période végétative et des valeurs Z_r et K_c globalement plus élevées durant le printemps et l'été mais moins élevées ou équivalentes durant l'automne et l'hiver. Cela se traduit par une pluie nette moyenne mensuelle moins importante dès le mois de janvier et jusqu'en septembre avec une réduction de la lame précipitée maximale en juin (-14%) (figure 6.12A) qui est le mois avec le plus grand recouvrement des courbes LAI (figure 6.11).

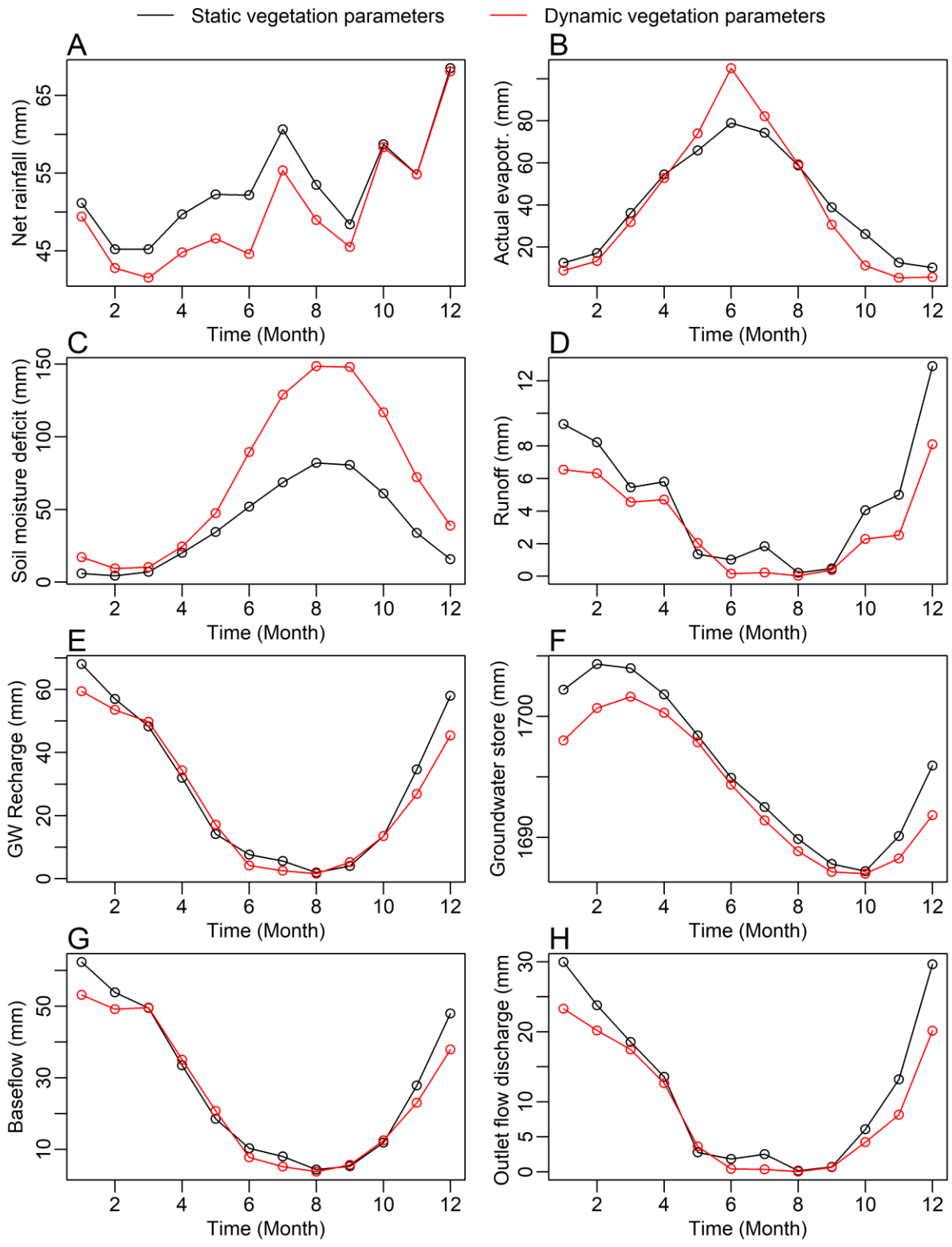


Figure 6.12. Evolution mensuelle moyenne (A) des précipitations nettes (précipitations brutes diminuées des précipitations interceptées), (B) de l'évapotranspiration réelle, (C) du déficit en eau des sols, (D) du ruissellement, (E) de la recharge, (F) de la piézométrie, (G) du débit de base et (H) du débit à l'exutoire pour des paramètres LAI, Z_r et K_c statiques et dynamiques. Exemple de l'Orgeval.

Par ailleurs, les taux d'évapotranspiration simulés avec les valeurs dynamiques de Z_r et K_c sont logiquement plus élevés entre mai et août (jusqu'à +33 % en juin) et moins élevés entre septembre et avril (jusqu'à -58 % en novembre) (figure 6.12B). Ainsi, comparées aux prédictions utilisant les valeurs statiques des paramètres, le déficit en eau des sols est nettement plus fort en août et en septembre et les plus grands excédants hydriques climatiques de l'automne et de l'hiver sont insuffisants pour combler les écarts (6.12C). Le ruissellement (6.12D) et la recharge des nappes (6.12E), influencés par la saturation des sols, sont donc plus faibles, ce qui engendre une baisse des niveaux piézométriques (6.12F), du débit de base (6.12G) et des débits à l'exutoire (6.12H), notamment à la fin de l'automne et durant l'hiver. Le cycle de croissance de la végétation a donc une grande incidence sur le bilan hydrique, d'où la nécessité de le prendre en compte dans le modèle.

La carte du régime hydrologique des sols HOST n'existant pas pour les bassins versants étudiés, elle a été obtenue en reclassifiant, à l'aide de l'algorithme proposé par Schneider et al. (2007), les cartes pédologiques issues de la base de données SGBDE FAO (figure 6.3E ; King et al., 1994) (figure 6.10A). L'algorithme de Schneider et al. (2007) définit la classe HOST d'une unité pédologique à partir de ses propriétés suivantes : matériel parental dominant, régime hydrologique, classe hydrologique, présence d'une couche perméable à une certaine profondeur, profondeur d'un horizon gleyifié, texture de surface dominante, texture de surface secondaire et classe d'occupation des sols dominante.

3.2.3. Epaisseur de formations superficielles, niveau piézométrique initial et paramètres hydrodynamiques

Pour les bassins versants du Dun et de l'Austreberthe, le fonctionnement de l'aquifère de la Craie et de l'aquifère des formations superficielles ont, tous deux, été considérés dans le modèle. Les cartes d'épaisseurs de formations superficielles (argiles à silex + loess) introduites dans CLiDE ont été obtenues en interpolant par krigeage simple anisotrope des mesures ponctuelles d'épaisseur d'argiles à silex et de lœss réalisées par Laignel (1997) et Quesnel (1997) sur la région (figure 6.3D). Pour le bassin versant de l'Orgeval, seul le fonctionnement de l'aquifère de l'Oligocène est modélisé car c'est le seul aquifère affleurant en interaction avec les eaux de surface.

Pour l'Orgeval, comme il n'existe pas de données concernant l'emplacement de la nappe phréatique, 5 piézomètres (présentés dans la section 3.3.1.1) implantés dans la nappe de Brie ont été utilisés pour définir le niveau piézométrique initial (figure 6.2). Les niveaux piézométriques de plus hautes eaux (2016/06/02) ont été considérés pour définir le niveau de

la nappe en chacun de ces points. Une relation de type loi puissance a été observée entre le niveau piézométrique et la topographie (figure 6.13).

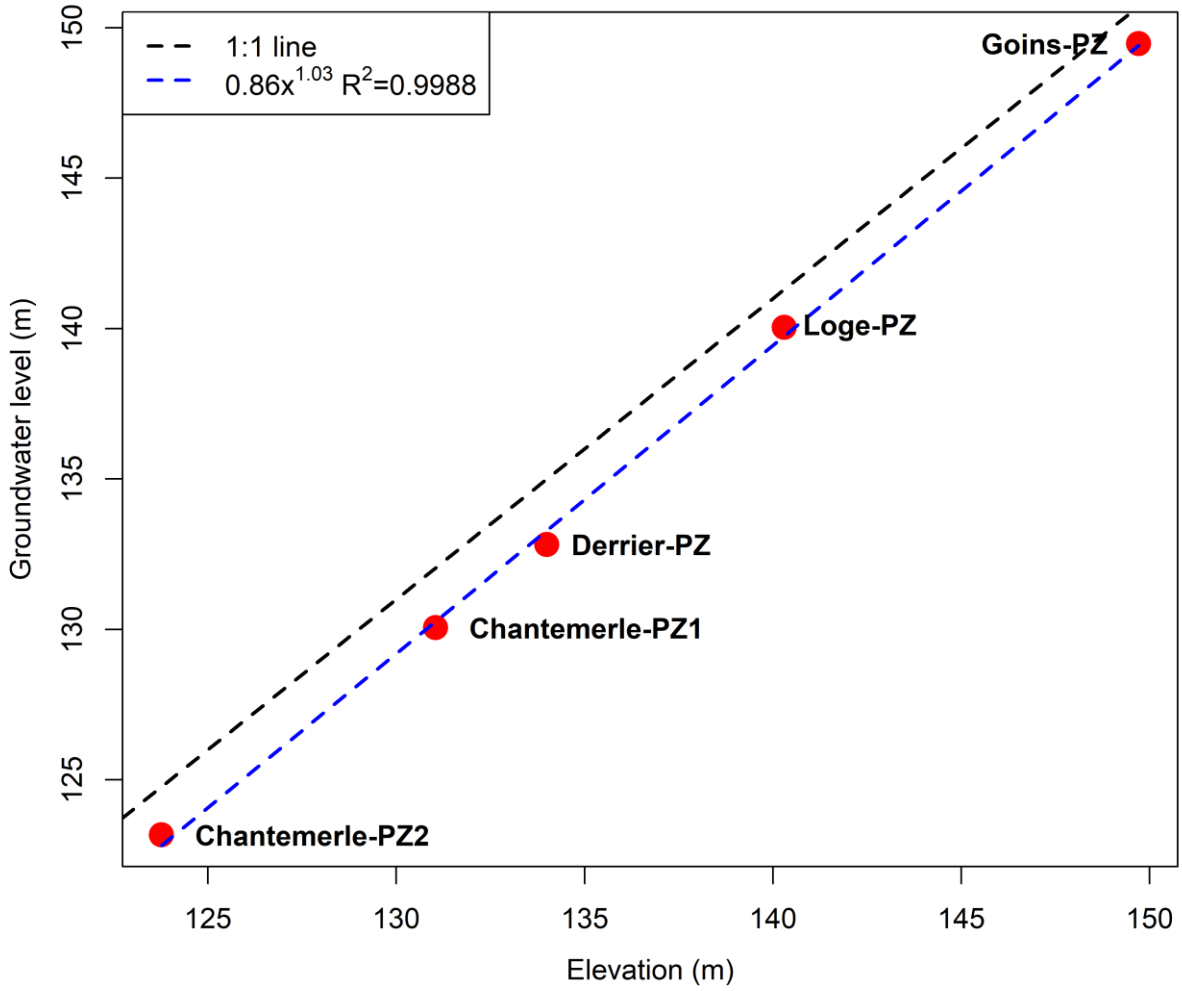


Figure 6.13. Relation entre la topographie et les niveaux piézométriques de plus hautes eaux (2016/06/02) pour cinq piézomètres du bassin de l'Orgeval

Cette relation a été utilisée pour produire une carte piézométrique et a été utilisée comme niveau piézométrique initial dans les simulations (figure 6.10 B). La topographie est ici considérée comme facteur principal de la distribution des niveaux piézométriques (cf. Mouhri et al., 2013). Dans la partie inférieure du bassin, la nappe de Brie, absente, a été délimitée en utilisant la carte des formations géologiques affleurantes (figure 6.3 B). Le passage des limons de plateaux aux formations argileuses et marneuses du Tertiaire définit le contour de la nappe de Brie dans cette zone (Canipelle, 1964). Pour le Dun et l'Austreberthe, le niveau initial de la nappe provient de la carte piézométrique de l'aquifère crayeux de Haute-Normandie réalisée au printemps 2001 par Equilbey et Lebret (2001) lors des hautes eaux exceptionnelles (figure 6.10B). Sans surprise, la surface piézométrique de l'aquifère de Brie et de l'aquifère de la Craie suit relativement bien la topographie (figure 6.10B) : elle forme des dômes sous les plateaux et des dépressions à proximité du réseau hydrographique. Les eaux souterraines

s'écoulent donc depuis le sommet des plateaux vers les sources présentes en vallée. La grande sinuosité de la surface piézométrique de l'Orgeval est due à la manière dont a été généré la carte.

Comme l'aquifère de Brie est relativement homogène (voir section 2, site d'étude), ses paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique et emmagasinement spécifique) ont été supposés uniformes sur l'ensemble du bassin de l'Orgeval (figure 6.10C et 6.10D). La conductivité hydraulique et l'emmagasinement spécifique ont été fixés aux valeurs utilisées par Mouhri et al. (2013) sur ce même site d'étude (0.864 m/j et 1 % respectivement). En revanche, l'aquifère de la craie pour les bassins du Dun et de l'Austreberthe se caractérise par une grande hétérogénéité de ces paramètres hydrodynamiques. En effet, l'aquifère de la craie est globalement assimilable à un milieu poreux capacitif et peu transmissif sous les plateaux tandis que dans les vallées sèches et humides, la craie est affectée par des fissures, des fractures voire même des conduits karstiques très transmissifs (El Janyani et al., 2014). En raison de la rareté des mesures de perméabilité et d'emmagasinement spécifique sur le Dun et l'Austreberthe, une zonation de ces paramètres a été obtenue à partir des travaux de modélisation de El Janyani (2013). Dans cette étude, le champ de perméabilité d'une partie de l'aquifère crayeux a été estimé en cherchant à reproduire, à l'aide du modèle hydrogéologique distribué MARTHE, le niveau piézométrique de la nappe de la craie. Les cartes de perméabilité finalement obtenues pour les bassins du Dun et de l'Austreberthe conservent la différence logique de conductivité hydraulique entre les plateaux et les vallées avec des valeurs de conductivité 4 à 18 fois plus élevées en vallée (comprise entre 17.28 et 86.4 m/j en vallée contre 4.752m/j en plateau) (figure 6.10C). Des valeurs élevées de conductivité (86.4 m/j) sont également présentes dans la partie ouest du haut bassin du Dun en raison de la présence d'un réseau karstique important dans cette zone (voir section Site d'étude). La distribution spatiale de l'emmagasinement spécifique a été obtenue en considérant pour chaque bassin une relation de proportionnalité avec la conductivité hydraulique (figure 6.10D). En effet, comme pour la perméabilité, la densité de fissures joue un rôle très important sur la valeur de l'emmagasinement, si bien que les zones fissurées sont associées à des valeurs d'emmagasinement spécifique élevées.

3.2.4. MNT, granulométrie et conditions aux limites

Les modèles numériques de terrain (MNT) nécessaires pour définir la topographie des trois bassins versants et simuler le ruissellement et le transport sédimentaire, sont issues de la base de données Alti de l'IGN (Résolution 25m Acquisition LIDAR - IGN, 2015). Afin de garantir l'efficacité de calcul de CLiDE pour les trois bassins, les MNTs ont été rééchantillonnés à une résolution de 50m pour l'Orgeval et le Dun et 70m pour l'Austreberthe en raison de sa

plus grande taille, entrainant ainsi une discrétisation de la surface et du souterrain de chaque bassin en un peu plus de 40 000 mailles (figure 6.2).

Pour l'Orgeval, la granulométrie initiale des sols a été obtenue à partir de l'analyse d'échantillons de sols réalisée par le laboratoire d'Analyse des Sols d'Arras en novembre 2009. Les sols contiennent en moyenne 89 % d'argiles et de silts ($prop_gs_1$ = 0.89 et gs_1 = 50 µm), 7 % de sables fins ($prop_gs_2$ = 0.07 et gs_2 = 200 µm) et 4 % de sables grossiers ($prop_gs_3$ = 0.04 et gs_3 = 2000 µm). Pour l'Austreberthe et le Dun, la distribution de la taille des particules a été déterminée à partir des analyses granulométriques réalisées par Lequien (2006) et El Janyani (2013). En moyenne, les sols sont constitués à 80% d'argiles et de silts ($prop_gs_1$ = 0.80 et gs_1 = 63 µm) et à 20% de sables fins ($prop_gs_2$ = 0.20 et gs_2 = 200 µm).

Concernant les conditions aux limites (figure 6.10E), l'évacuation des eaux de surface, des eaux souterraines et des sédiments se fait au niveau des mailles situés à proximité de l'exutoire de chaque bassin versant (mailles avec le code 22). La condition de non-écoulement (Neumann) est appliquée pour le reste du contour (mailles avec le code 11) sauf pour le bassin versant du Dun où l'évacuation des eaux souterraines peut se faire par une partie supplémentaire du domaine (condition de Dirichlet ; mailles avec le code 21). En effet, afin de permettre la fuite d'une partie des eaux souterraines vers le bassin versant de la Veules et les sources de Saint-Valéry-en-Caux (voir section 2, site d'étude), une condition de Dirichlet a été fixée aux bordures Sud et Ouest de ce bassin partout où les gradients génèrent une fuite des eaux. Le niveau d'eau imposé est égal au niveau piézométrique mesuré en condition de moyennes eaux (moyenne des niveaux de hautes eaux mesurés lors du printemps 2001 par Equilbey et Lebret (2001) et des niveaux de basses eaux mesurés lors de l'automne 2006 par Arnaud et al. (2006)).

Notons par ailleurs que les informations sur les prélèvements d'eau destinées à divers usages tels que l'alimentation en eau potable, l'irrigation ou encore l'industrie n'ont en pas été intégrés dans le modèle. De toute façon, une importante partie de ces prélèvements retourne au milieu. De même, par soucis de simplicité, les dispositifs de lutte contre le ruissellement et l'érosion (drainage agricole, retenues et aménagements d'hydraulique douce) n'ont pas été considérés dans le fonctionnement du modèle.

3.3. Calibration de CLiDE

3.3.1. Mesures du débit, des flux sédimentaires, de la piézométrie et de l'humidité de sols

Des données temporelles observées de débit, de flux sédimentaire, de piézométrie et d'humidité des sols sont nécessaires pour calibrer et valider les composantes du modèle (figure 6.14).

3.3.1.1. Orgeval

Le bassin versant de l'Orgeval est l'un des bassins plus instrumentés de France. Sept stations de jaugeage permettent le suivi journalier des débits de sept bassins versants emboités (figure 6.2). Nous distinguons, de l'amont vers l'aval, les sous-bassins d'ordre 1 des Quatre Cents (1.1 km²), de Goins (1.3 km²), le sous-bassin d'ordre 1 de Choqueuse (1.7 km²) qui contient le sous-bassin de Goins, les sous-bassins d'ordre 2 de Mélarchez (7.1 km²) et de Loge (9.6km²), ce dernier contenant les sous-bassins de Goins, de Choqueuse et des Quatre Cents. Tous ces bassins se trouvent à l'intérieur du bassin d'ordre 3 des Avenelles (45.7 km²), lui-même inclus dans le bassin d'ordre 3 de l'Orgeval (104 km²). Les sous-bassins des Quatre Cents, de Goins, de Choqueuse, de Loge et de Mélarchez reposent tous entièrement sur la couche de limon des plateaux, ce qui n'est pas le cas des bassins des Avenelles et d'Orgeval qui recoupent dans leur partie basse les calcaires de Brie, les argiles et les marnes du tertiaire et les calcaires de Champigny (figure 6.3 B). Les sous-bassins versants de Goins et de Mélarchez sont presque entièrement agricoles et sont drainés par tuyaux enterrés à hauteur de 80 et 90% respectivement (Molénat et al., 1999 ; Riffard et al., 2001). Le sous-bassin des Quatre Cents est un bassin purement forestier sans système de drainage artificiel. Les bassins de Choqueuse, de Loge, des Avenelles et d'Orgeval sont des bassins à occupation des sols mixte constitués à la fois de terres arables (entre 50 et 82%) et de forêts (entre 17 et 50 %) (figure 6.3 F). Seules les stations du Theil (Q-Theil), des Avenelles (Q-Avenelles) et de Mélarchez (Q-Mélarchez) disposent de mesures remontant jusqu'en 1973 puisque les enregistrements pour le reste des stations (Q-Loge, Q-Choqueuse, Q-Goins et Q-Quatre Cents) ne débutent qu'en 1998 (figure 6.14 A).

Les flux journaliers de MES ($m^3.j^{-1}$) sont disponibles à la sortie de 4 des 7 sous-bassins : Goins, Choqueuse, Mélarchez et Les Avenelles (figure 6.2). Les flux de MES pour Goins, Choqueuse et Mélarchez sont obtenus à partir d'un dispositif équipé d'un préleveur automatique d'échantillons programmé pour échantillonner les eaux toutes les 12 heures. Pour les Avenelles, les flux de MES ont été calculées à partir de la courbe de tarage sédimentaire obtenue par Le Cloarec et al. (2007) (équation 6.15) :

$$C_{SM} = 0.0845Q^1$$

(Équation 6.15)

Où C_{SM} est la concentration en MES (mg.l^{-1}) et Q est le débit (l.s^{-1}). Le flux de matières en suspension peut finalement être estimé en multipliant le débit par la concentration en MES.

Le suivi journalier du niveau de la Nappe des calcaires de Brie est assuré par 5 piézomètres : Goins-PZ (piézomètre de plateau du sous-bassin de Goins installé en 2006), Loge-PZ (piézomètre de plateau du sous-bassin de Loge installé en 2006), Derrier-PZ (piézomètre de plateaux du sous-bassin des Avenelles installé en 2008), Chantemerle-PZ1 (piézomètre de plateau installé en 2011) et Chantemerle-PZ2 (piézomètre de versant installé en 2011) (Garnier et al., 2011, 2014 ; Vilain et al., 2012) (figure 6.2). Les piézomètres restants de l'Orgeval n'ont pas été retenus car ils sont installés dans d'autres formations que la formation de Brie (limons, argile verte, marnes ou calcaires de Champigny).

L'évolution journalière de l'humidité du sol en surface (-15 cm de profondeur) n'est disponible qu'à la station de Boissy qui se situe sur une parcelle enherbée (figure 6.2). La teneur en eau dans le sol a été mesuré sur la période 1985-1994 à l'aide d'une sonde neutronique (Bechkit, 2011 ; figure 6.14 A).

3.3.1.2. Austreberthe et Dun

Pour les bassins du Dun et de l'Austreberthe, des séries journalières de débits sont disponibles aux stations du Bourg-Dun et de Saint-Paër respectivement (données provenant de la base de données Banque Hydro de la DREAL Normandie) (figure 6.2). Ces stations, situés quelques kilomètres en amont des exutoires, drainent respectivement 86 % (93 km²) et 74 % (157 km²) de la surface des bassins du Dun et de l'Austreberthe. Ces chroniques remontent jusqu'en 1995 pour la station du Bourg-Dun (figure 6.14 B) et jusqu'en 1997 pour la station de Saint-Paër (figure 6.14 C). Les données de débits issues des autres stations hydrométriques du bassin de l'Austreberthe (Duclair et Le Paulu) n'ont pas été considérées en raison du manque de fiabilité de la station de Duclair, notamment en période de crue, et d'un trop grand nombre de lacunes pour la station de Paulu (Arnaud, 2007). Des flux de MES ont également été mesurés au niveau de ces stations lors d'études antérieures (Laignel et al., 2006, 2008). Pour chaque station, un échantillonneur d'eau automatique a été couplé à une sonde de turbidité afin de calibrer une relation entre la turbidité et les concentrations en MES (Laignel et al., 2006, 2008). A partir des mesures de débit et de concentrations en MES, des flux journaliers de MES ont pu être calculés sur la période 01/02/2005-31/12/2006 pour le Bourg-Dun (figure 6.14 B) et sur les périodes 2001-2003 et 2005-2010 pour Saint-Paër (figure

6.14 C). Les séries journalières de piézométrie de la nappe de la craie sont fournies par la base de données ADES (appartenant au BRGM) au niveau de quatre stations pour le Dun (3 piézomètres de vallée : Restinet installé en 1985, Fontaine1 installé en 1987 et Fontaine2 installé en 2002 ; 1 piézomètre de plateau installé en 1971 : Tocqueville ; figure 6.2, figure 6.14 B) et une seule station pour l'Austreberthe (1 piézomètre de plateau installée en 1967 : Blacqueville ; figure 6.2, figure 6.14 C). Il n'existe en revanche pas de données concernant l'humidité des sols pour les bassins du Dun et de l'Austreberthe.

3.3.2. Sélection des paramètres calibrés

Il y a un total d'une trentaine de paramètres dans le modèle CLiDE qui doivent être spécifiés (cf. chapitre 2, section 1). Pour réduire la dimensionnalité de l'espace des paramètres, les cinq paramètres du modèle agissant sur l'érosion latérale (λ) et le mouvement latéral (Λ, N_{smooth}, $\Delta\nabla_{max}$, N_{shift}) du chenal ont été maintenus à leurs valeurs par défaut (cf. chapitre 2, section 1.1.4) et les modules de développement du sol et d'altération du substratum n'ont pas été activés (cf. chapitre 2, section 1.1.6). En effet, les échelles de temps considérées dans le cadre de cette étude (décennale) sont probablement trop courtes pour que ces processus, de faible intensité pour ces bassins, influencent significativement la production sédimentaire et l'évolution du paysage.

Par ailleurs, certains des autres paramètres peuvent être justifiées physiquement (S_{edge}, Fr, Q_{diff}, $prop_gs_i$, S_{fail}, K_h^{ss}) ou définies à partir de la résolution du MNT (α) ou de la littérature (n, h_{flow}, L_h, C_{rate} et E_r), leur ajustement n'est donc pas nécessaire (chapitre 2, sections 1.1 et 1.2). K_h^{ss} a été fixée à une valeur très basse ($8.64.10^{-5}$ m.j^{-1}), puisque, dans les formations superficielles, la composante d'écoulement vertical est prédominante devant la composante d'écoulement horizontal (Jardani et al., 2006a, 2006b, 2007). n a été fixé à 0.035 pour les trois bassins versants puisque cette valeur est recommandée par Chow (1959) pour les bassins versants majoritairement agricoles.

Comme pour les bassins de Draix, les paramètres T_{veg}, T_{crveg} et $prop_Ero$, qui agissent sur la résistance des surfaces à l'érosion, ne sont pas inclus et l'utilisation d'un simple multiplicateur C, ajouté à la formule de transport sédimentaire (Einstein (1950) ici), a été préférée pour représenter les effets de la végétation sur la réduction de l'érosion fluviale (cf. chapitre 5, section 3.2.2).

Finalement, compte tenu des spécificités du site d'étude et des analyses de sensibilité réalisées par Ziliani et al. (2013), Barkwith et al. (2015) et Skinner et al. (2018), nous considérons ici l'ajustement de 13 paramètres nécessaire. Parmi eux se trouvent quatre

paramètres hydrologiques (F_c, Z_r, In et K_c), quatre paramètres hydrogéologiques (K_h^{gw}, S_y^{gw}, K_v^{ss}, S_y^{ss}) et quatre paramètres sédimentaires (D_{min}, C, gs_i, et ΔZ_{max}). Ces paramètres ont un impact profond sur l'importance et la distribution des écoulements de surface (F_c, Z_r, In et K_c) et de subsurface (K_h^{gw}, S_y^{gw}, K_v^{ss}, S_y^{ss}) et sur les quantités de sédiments transportées dans le chenal (D_{min}, C, gs_i, et ΔZ_{max}). Leur calibration pourrait donc permettre d'améliorer la performance du modèle. Afin de faciliter l'ajustement des paramètres dynamique dans l'espace et dans le temps ou possédant plusieurs entrées (F_c, Z_r, In , K_c, K_h^{gw}, S_y^{gw} et gs_i), des termes multiplicateurs permettant un ajustement d'ensemble des valeurs ont été utilisés (F_cM, Z_rM, InM, K_cM, $K_h^{gw}M$, $S_y^{gw}M$ et gsM) (tableau 6.4). Par exemple, un facteur multiplicateur F_cM égal à 0.5 divisera par 2 la capacité d'infiltration des sols (F_c). De la même manière, un facteur K_h^{gw}M égale à 2 doublera les valeurs de la conductivité hydraulique horizontale K_h^{gw} telles que spécifiées dans le fichier raster d'entrée et 0.25 divisera les valeurs par quatre (figure 6.10C). Cela évite donc d'avoir à modifier directement la distribution (spatiale et/ou temporelle) des valeurs présentes dans les fichiers d'entrée.

Tableau 6.4. Description des paramètres retenus pour la calibration du modèle CLiDE et justification des plages de valeurs sélectionnées pour les bassins de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe.

Paramètre (unité)	Description	Valeur ou gamme de valeurs retenue			Justification
		Orgeval	Dun	Austreberthe	
Hydrologie					
F_cM $(-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) de la conductivité hydraulique à saturation du sol qui agit sur l'importance du ruissellement et de l'infiltration	[0.01 ; 0.7]	[0.02; 1]	[0.02 ;1]	Gamme de variation déterminée dans le cadre d'une phase d'exploration préliminaire.
Z_rM $(-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial et temporel) de la profondeur racinaire qui intervient sur la quantité d'eau mobilisable par la végétation. Grande influence sur les taux d'évapotranspiration lorsque le déficit en eau du sol est important.	[0.25;1.8]	[0.25;1.8]	[0.25 ;1.8]	Gamme définie de manière à produire des profondeurs racinaires maximales réalistes.
InM $(-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial et temporel) de la fraction de la pluie brute atteignant la surface du sol. Agit directement sur l'importance du ruissellement et de l'infiltration.	[0.8 ;1.5]	[0.8 ;1.5]	[0.8 ;1.5]	Gamme définie de manière à permettre une annulation complète de l'interception de la pluie par la végétation ou à produire des pourcentages d'interception réalistes.
K_cM $(-)$	Multiplicateur permettant un ajustement d'ensemble (spatial et temporel) du coefficient cultural et donc des taux d'évapotranspiration potentielle de chaque type de couvert végétal	[0.5 ;1.25]	[0.8 ;1.2]	[0.8 ;1.2]	Gamme définie de manière à faire variée le coefficient cultural de ±20 %
Hydrogéologie					
$K_h^{gw}M$ (-)	Facteur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) de la conductivité hydraulique du substratum qui agit sur la vitesse des écoulements souterrains, les gradients piézométriques, les temps de	[0.01 ;40]	[0.01 ; 1.5]	[0.05 ;10]	Gamme définie de manière à conserver des conductivités hydrauliques réalistes et à maintenir les valeurs dans le

	transfert des eaux souterraines et leur restitution dans les vallées				domaine de validité de la loi de Darcy.
$S_y^{gw}M$ (-)	Facteur permettant un ajustement d'ensemble (spatial) de l'emmagasinement spécifique du substratum qui agit sur la capacité de stockage du substratum et donc sur la réponse du niveau piézométrique à une entrée ou à une sortie d'eau.	[0.4 ;10]	[0.075 ; 1.5]	[0.4 ;10]	Gamme définie de manière à conserver des coefficients d'emmagasinement réalistes pour la zone d'étude.
S_y^{ss} (%)	Coefficient d'emmagasinement spécifique des formations superficielles. Intervient sur la capacité de stockage des formations superficielles et donc sur la réponse du niveau de la nappe perchée suite à une entrée ou à une sortie d'eau	Fonctionnalité désactivée	[0.01 ; 0.2]	[0.01 ; 0.2]	Gamme de variation basée sur El Janyani (2013) et Mouhri et al. (2013)
K_v^{ss} (m.day^{-1})	Conductivité hydraulique verticale des formation superficielles. Agit sur le temps de séjour des eaux avant leur introduction dans l'aquifère profond.	Fonctionnalité désactivée	[0.00036 ; 0.36]	[0.00036 ; 0.36]	Gamme de variation déterminée dans le cadre d'une phase d'exploration préliminaire.
Erosion fluviale					
$D_{min}\ (m)$	Lame d'eau minimale nécessaire pour calculer l'érosion dans une maille	[0.001 ;0.005]	[0.005; 0.02]	[0.005; 0.02]	Gamme de valeur communément admise pour ce paramètre.
$C\ (-)$	Facteur ajouté à la formule de transport sédimentaire pour ajuster l'amplitude des taux d'érosion.	[0.0000002 ; 0.001]	[0.000001 ; 0.01]	[0.000005 ; 0.02]	Gamme de variation déterminée dans le cadre d'une phase d'exploration préliminaire.
$gsM\ (-)$	Facteur permettant un ajustement d'ensemble de la taille des particules sédimentaires.	[0.04 ;0.2]	[0.1-0.8]	[0.15-1]	Gamme définie de manière à maintenir les tailles de particules dans un éventail de valeurs réalistes.
$\Delta Z_{max}\ (m)$	Taux d'érosion maximal autorisé. Utilisé pour contrôler le pas de temps et la stabilité du modèle.	[0.01 ; 0.03]	[0.01 ; 0.03]	[0.01 ;0.03]	Gamme de variation basée sur Skinner et al. (2018)

3.3.3. Informations complémentaires concernant la calibration et la validation du modèle

Les périodes de calibration et de validation ont été définies de façon à ce que chacune d'elles couvre le maximum de données et de conditions hydrologiques pour l'ensemble des stations et des variables de calage. Pour l'Orgeval, le découpage optimal du jeu de données se caractérise par une période de validation discontinue (figure 6.14 A). Il n'a cependant pas toujours été possible de diviser les mesures en deux puisqu'aux stations de Goins et de Choqueuse (Orgeval), nous ne disposons pas de flux de MES pour la validation du modèle (figure 6.14 A). De même, pour le Dun, les niveaux piézométriques mesurés à Restinet n'ont pu servir ni à la calibration ni à la validation et à Fontaine1, il n'existe pas de mesures pour la calibration du modèle (figure 6.14 B).

Les paramètres du modèle CLiDE sont finalement calibrés sur la période du 1er janvier 1992 au 31 décembre 2013 pour l'Orgeval (22 ans ; figure 6.14 A), sur la période du 1er janvier 1988 au 31 décembre 2005 pour le Dun (18 ans ; figure 6.14 B) et sur la période du 1er janvier 1990 au 31 décembre 2007 pour l'Austreberthe (18 ans ; figure 6.14 C). Le modèle a d'abord été exécuté pendant une période de chauffe (3 ans pour l'Orgeval et 7 ans pour le Dun et l'Austreberthe) qui représente une phase d'ajustement de la configuration globale initiale du modèle (équilibre hydrologique, distribution hétérogène des tailles de grains, lissage des irrégularités du MNT ; cf. chapitre 2, section 2.1). Le meilleur ensemble de paramètres, retenu à la suite de la calibration, a été appliquée sur une période de validation allant du 4 mars 1976 au 31 décembre 1991 et du 1er janvier 2014 au 5 août 2017 pour l'Orgeval (période de validation discontinue ; figure 6.14 A), du 1er janvier 2006 au 31 décembre 2012 pour le Dun (figure 6.14 B) et du 1er janvier 2008 au 31 décembre 2014 pour l'Austreberthe (figure 6.14 C).

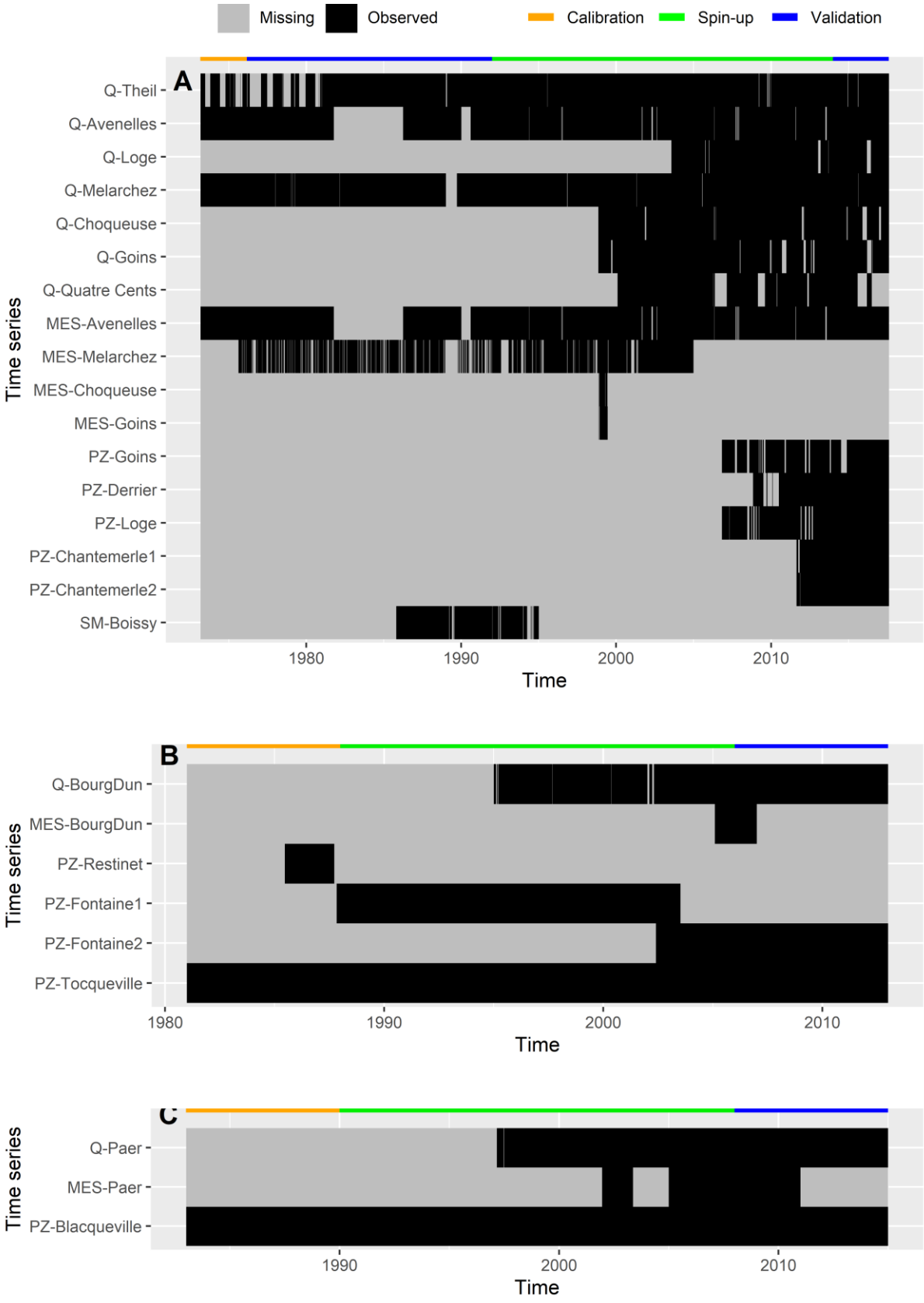


Figure 6.14. Séries temporelles disponibles pour l'Orgeval (A), le Dun (B) et l'Austeberthe (C) pour la chauffe (orange), la calibration (vert) et la validation (bleu) de CLiDE.

Les données qui ont été décrites dans la section 3.3 ont été utilisées comme entrées dans le modèle. Les paramètres retenus pour la calibration ont été échantillonnés en utilisant une procédure quasi Monte-Carlo, avec un échantillonnage de l'espace de paramètres de type Sobol (cf. Chapitre 2, section 2.1). Pour rappel, l'une des finalités de cette calibration est de déterminer la gamme et la variation des valeurs des paramètres sélectionnés entre les bassins versants de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe. Le nombre total de simulations réalisées et donc de jeux de paramètres testés a dû être limité à 140 pour l'Orgeval, 113 pour le Dun et 123 pour l'Austreberthe respectivement en raison de la disponibilité des ressources informatiques et du temps de calcul du modèle (chaque simulation nécessite entre 3 et 15 jours de calcul, les temps de calcul plus longs se justifiant par la nécessité de réduire le pas de temps du modèle lorsque les écoulements (de surface et souterrains) et le transport sédimentaire sont intenses afin de limiter les instabilités numériques). La gamme de valeurs pour chaque paramètre a été définie sur la base de la littérature et de simulations préliminaires (tableau 6.4). Nous avons également veillé à ce que les valeurs produites conservent une réalité physique. Nous avons supposé lors de l'échantillonnage que les distributions des paramètres étaient soit uniformes (gsM, ΔZ_{max}, Z_rM, InM et K_cM) soit logarithmiques (C, $K_h^{gw}M$, $S_y^{gw}M$, K_v^{ss}, S_y^{ss}, F_cM, D_{min}). La justification de la plage d'échantillonnage des paramètres est détaillée dans le tableau 6.4.

Une calibration et une validation multi-objectifs, multi-variables et multi-sites telles que décrites dans la section 2.1 du chapitre 2 a été effectuée. En effet, le modèle CLiDE a été calibré en considérant trois critères de performance (NSE, PBIAS et RSR ; Nash & Sutcliffe, 1970 ; Gupta et al., 1999 ; Moriasi et al., 2007), trois ou quatre variables de calage (Dun et Austreberthe : débit, flux de MES et piézométrie ; Orgeval : débit, flux de MES, piézométrie et humidité du sol) et plusieurs stations de mesures (quatre stations hydro-sédimentaires, trois stations hydrométriques, cinq piézomètres et une station hygrométrique pour l'Orgeval ; une station hydro-sédimentaire et quatre piézomètres pour le Dun et une station hydro-sédimentaire et un piézomètre pour l'Austreberthe). Afin d'optimiser simultanément le calage des débits, des flux de MES, de la piézométrie et de l'humidité du sol, les fonctions multi-objectifs associés au débit (MultiObj_WD), au flux de MES (MultiObj_SSD), à la piézométrie (MultiObj_PZ) et à l'humidité de sols (MultiObj_SM) ont été moyennées en considérant un poids identique pour chacune d'elle. Le jeu de paramètres produisant la valeur résultante la plus faible a été sélectionnée pour la validation du modèle.

L'estimation des incertitudes de prédiction s'est faite par le biais de la méthode GLUE (cf. chapitre 2, section 2.2). Les indices de Sobol, calculés pour chaque fonction multi-objectif (MultiObj_WD, MultiObj_SSD, MultiObj_PZ et MultiObj_SM) à partir des méta-modèles

Krigeage et MARS, ont permis d'estimer l'influence des paramètres du modèle sur les débits (MultiObj_WD), le transport en suspension (MultiObj_SSD), la piézométrie (MultiObj_PZ) et l'humidité des sols (MultiObj_SM) (cf. chapitre 2, section 2.3). Des diagrammes de dispersion uni et multi-dimensionnels ont été utilisés pour visualiser et compléter les résultats fournis par les indices de Sobol. Attention, dans ces diagrammes, les paramètres F_c, Z_r, K_c, K_h^{gw} et S_y^{gw}, variables dans l'espace et/ou dans le temps, n'ont pas été représentés par leur multiplicateur mais par leur valeur moyenne afin de faciliter les analyses et les comparaisons entre bassin. Pour gs_i, la valeur affichée correspond aux diamètres des particules transportées en suspension (gs_1).

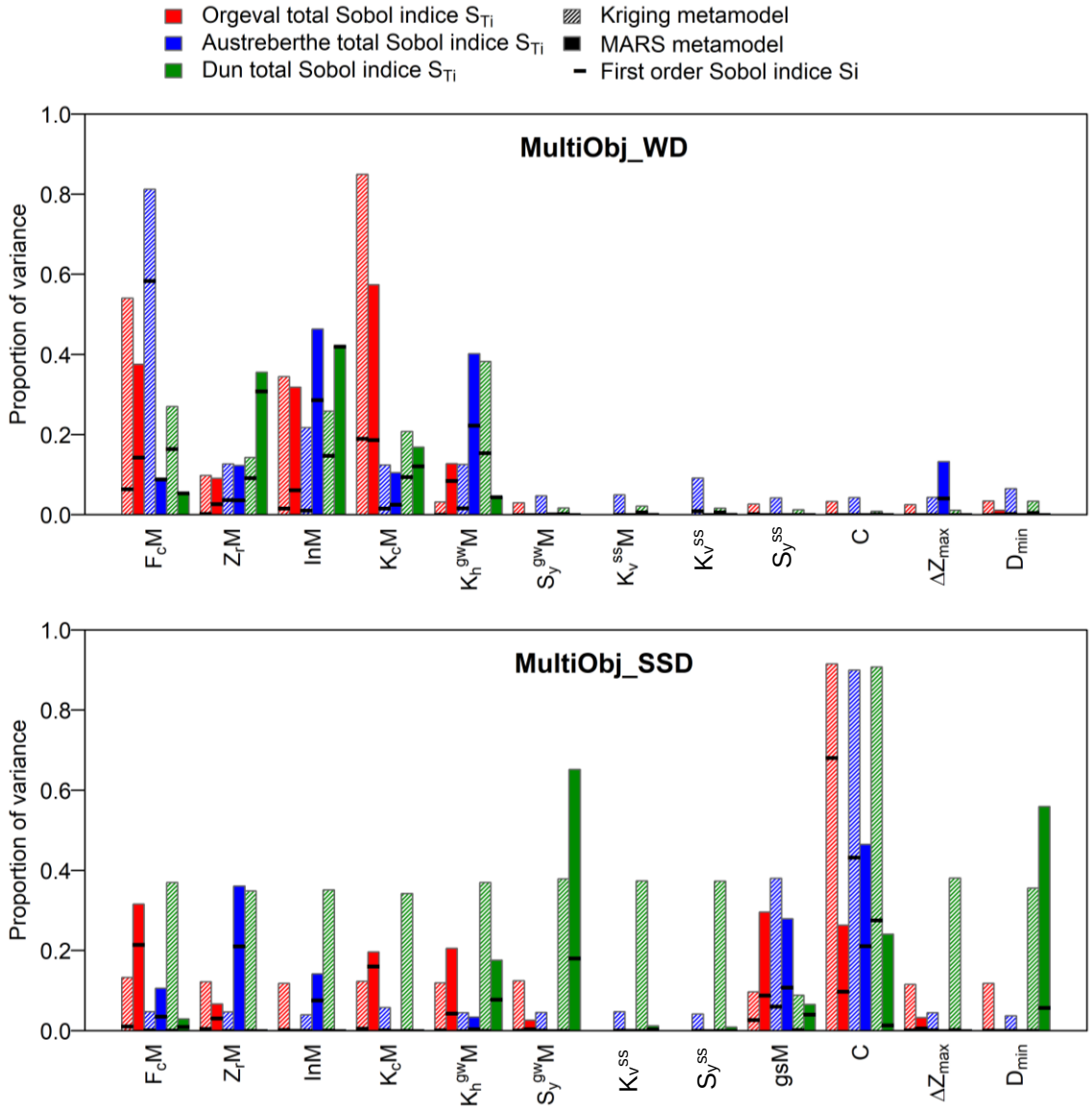
3.4. Informations complémentaires concernant l'analyse des séries temporelles observées et simulées

L'allure générale et les descripteurs statistiques des fonctions d'autocorrélation et les spectres de Fourier (EM, Bm, B1, B2, B3, Tx1 et Tx2 ; cf chapitre 2, section 3) des séries temporelles observées et simulées ont été comparés pour évaluer la capacité du modèle à reproduire la structure corrélationnelle des signaux. Nous avons également analysé la manière dont ces éléments évoluent avec les propriétés physiques des bassins et sous bassins versants considérés dans cette étude. Pour déterminer les facteurs qui contrôlent les propriétés statistiques des signaux hydro-sédimentaires, une analyse de corrélation bivariée de Pearson a été effectuée. En plus des propriétés corrélatoires et spectrales des signaux de pluie, une dizaine de variables explicatives se rapportant à la pédologie, la géologie, l'occupation des sols et la morphométrie des bassins a été considérée. Le test de corrélation de Pearson a été utilisé pour tester la significativité de chaque relation ($\alpha < 0.05$). Pour obtenir une représentation synthétique des individus et des relations entre les variables réponse et les variables explicatives, une analyse de redondance été réalisée. Elle permet d'afficher, sous la forme d'un plan à deux axes, la part de variance des variables réponses expliquée par les variables explicatives (variance contrainte). Chaque axe est associé à un pourcentage qui correspond à la proportion de la variance contrainte expliquée par cet axe. Sur ces graphiques, la projection à angle droit d'un individu sur le vecteur d'une variable (réponse ou explicative) correspond approximativement à sa valeur pour cette variable. Les angles (α) entre les variables reflètent leur corrélation linéaire ($\cos(\alpha)$) et la longueur d'une variable décrit sa contribution à la construction du plan d'ordination. Seules les variables explicatives avec un seuil de significativité inférieur à 0.05 ont été incluses dans l'analyse de redondance.

4. Résultats et discussion

4.1. Analyse de sensibilité

La figure 6.15 montre les indices de Sobol totaux S_{Ti} et de premier ordre S_i (cf. chapitre 2, section 2.3) obtenus pour analyser pour chaque bassin versant la sensibilité des critères d'ajustement MultiObj_WD (débits), MultiObj_SSD (flux de MES), MultiObj_PZ (niveaux piézométriques) et MultiObj_SM (humidité des sols) aux 10 ou 12 paramètres du modèle (cf. tableau 6.4). La similitude des indices obtenus par Krigeage d'une part et par MARS d'autre part confirme une estimation stable de chaque mesure de sensibilité. Remarquons néanmoins l'existence de plusieurs écarts d'estimation concernant le critère d'ajustement MultiObj_SSD, notamment pour le Dun où la valeur des indices S_i et S_{Ti} de la grande majorité des paramètres varie d'une méthode à l'autre. L'analyse de sensibilité pour ce bassin et cette fonction objectif est donc incertaine.



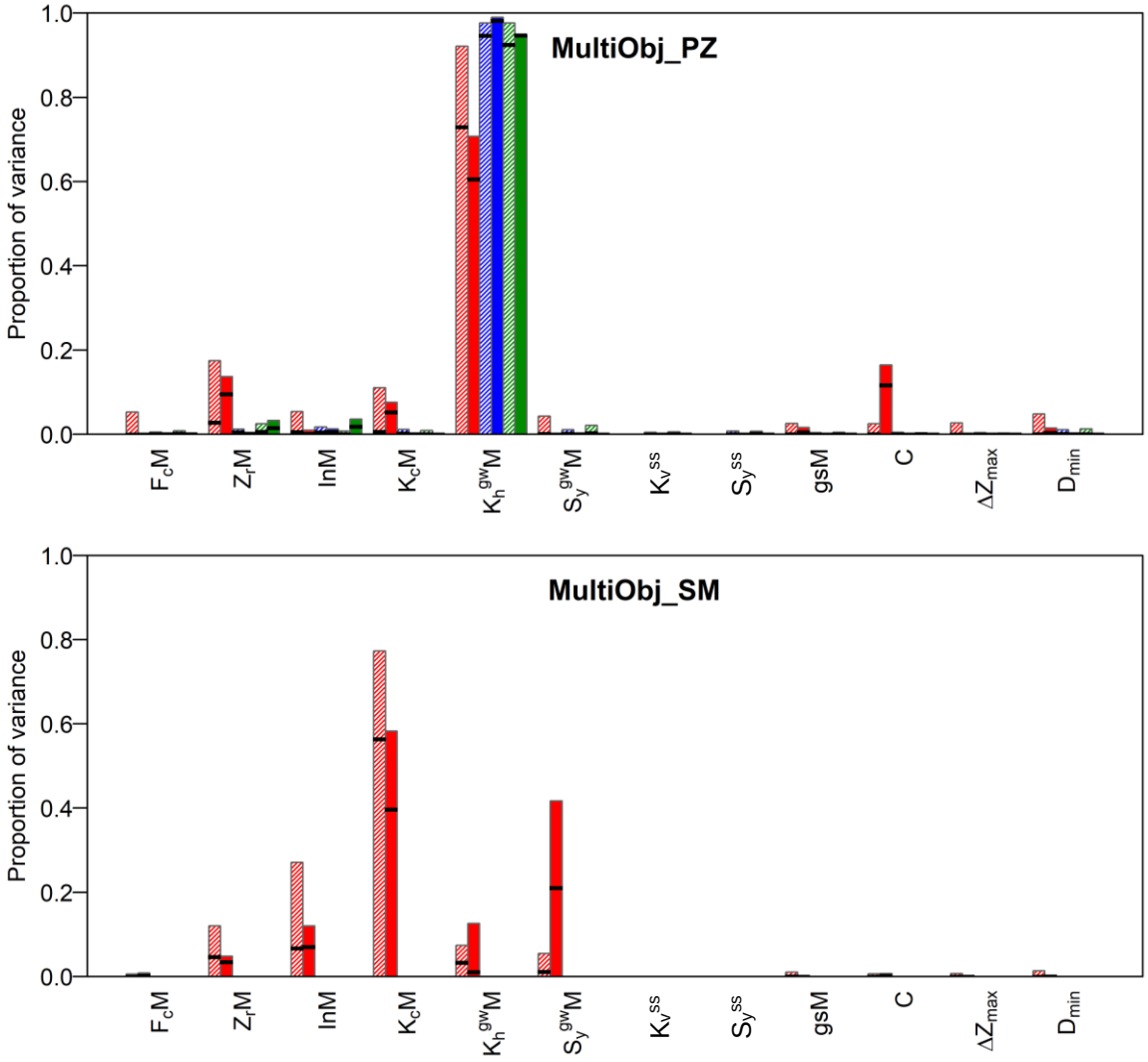


Figure 6.15. Estimation, pour les bassins de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun, des indices de Sobol de premier ordre S_i et indices totaux S_{Ti} pour les fonctions multi-objectifs MultiObj_WD (débits), MultiObj_SSD (flux de MES), MultiObj_PZ (niveaux piézométriques) et MultiObj_SM (humidité des sols).

Il est intéressant de noter que les quatre critères d'ajustement diffèrent dans leur sensibilité aux paramètres. La qualité d'ajustement des débits (MultiObj_WD) évolue principalement sous l'effet des paramètres F_cM, Z_rM, InM, K_cM et $K_h^{gw}M$. Ces paramètres influencent également l'humidité des sols (MultiObj_SM), excepté le paramètre F_cM dont les indices de Sobol sont faibles pour cette variable. L'humidité des sols est également contrôlée par le paramètre $S_y^{gw}M$ puisque, dans ce cas, les indices de Sobol atteignent des valeurs relativement élevées. Les niveaux piézométriques (MultiObj_PZ) varient principalement selon $K_h^{gw}M$ alors que les flux de MES (MultiObj_SSD) sont surtout sensibles aux paramètres C et gsM et dans une moindre mesure à F_cM et $K_h^{gw}M$. Les paramètres ΔZ_{max}, D_{min}, K_v^{ss} et S_y^{ss} ont relativement peu d'influence sur les sorties du modèle avec des indices de premier ordre et totaux très faibles comme le montre la figure 6.15. Cela signifie que la modification de la

valeur de ces paramètres ne permet pas d'agir, directement ou indirectement, sur la qualité de simulation des débits, des flux de MES, niveaux piézométriques et de l'humidité des sols, et ne permettent donc pas de distinguer les comportements de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun sur ces aspects. Ainsi, contrairement à ce qu'ont rapporté Slimani et al. (2009) et El Janyani et al. (2012), l'influence des formations superficielles sur le comportement hydrologique des bassins serait négligeable et pourrait être masquée par celle du sol (F_cM, Z_rM, K_cM, InM) et/ou du substratum ($K_h^{gw}M$ et $S_y^{gw}M$). En revanche, pour ΔZ_{max} et D_{min}, nos résultats rejoignent ceux de Ziliani et al. (2013) et Skinner et al. (2018) qui ont montré que le seuil d'érosion hydrique (D_{min}) et la quantité et l'intensité du transport sédimentaire à chaque itération du modèle (ΔZ_{max}) ont peu d'influence sur les sorties du modèle.

4.1.1. Sensibilité des débits

Sans surprise, les paramètres F_cM, Z_rM, InM, K_cM et $K_h^{gw}M$ agissent très fortement sur la qualité d'ajustement des débits (MultiObj_WD), quel que soit le bassin versant considéré (Orgeval, Austreberthe ou Dun) (figure 6.15). Les indices S_i de ces paramètres sont compris entre 0.02 et 0.19 (moyenne des estimations obtenues par Krigeage et par MARS) pour l'Orgeval, entre 0.02 et 0.34 pour l'Austreberthe et entre 0.10 et 0.28 pour le Dun. La part de variance restante (71% pour l'Orgeval, 33% pour l'Austreberthe et 20% pour le Dun) provient d'effets d'interaction entre ces paramètres (figure 6.15).

Pour l'Orgeval, la baisse de MultiObj_WD avec la hausse de F_c ne s'observe que pour des valeurs faibles de K_c (figure 6.16 O1). En effet, lorsque K_c est élevé (évapotranspiration potentielle élevée), la hausse de la capacité d'infiltration F_c pourrait réduire la qualité de simulation des débits probablement en raison d'une sous-estimation des pics de crue liée à des pertes hydrologiques excessives. De la même manière, une mauvaise simulation des débits peut se produire lorsque K_c et F_c sont simultanément faibles, puisque dans ce cas, les débits sont surestimés (pertes hydrologiques insuffisantes en raison de taux d'évapotranspiration et d'infiltration faibles) (figure 6.16 O1).

Un motif similaire, se remarque entre K_c et InM et F_c et InM : des pertes hydrologiques insuffisantes (K_c et F_c faibles et InM fort) ou excessives (K_c et F_c forts et InM faible) entrainent une sous-estimation ou une surestimation des débits qui se traduit par une valeur haute de MultiObj_WD (figure 6.16 O2 et O3). Ces effets d'interaction ne semblent s'observer ni pour l'Austreberthe ni pour le Dun puisque, apparemment, MultiObj_WD n'évolue que sous l'influence séparée de F_c, K_c et InM (figure 6.16 A1 et D1). Les effets d'interaction impliquant K_h^{gw} et F_c et K_h^{gw} et K_c semblent également très faibles pour ces bassins, ce qui confirme les résultats produits par l'analyse de sensibilité de Sobol (figures 6.15 et 6.16 A2 et D2).

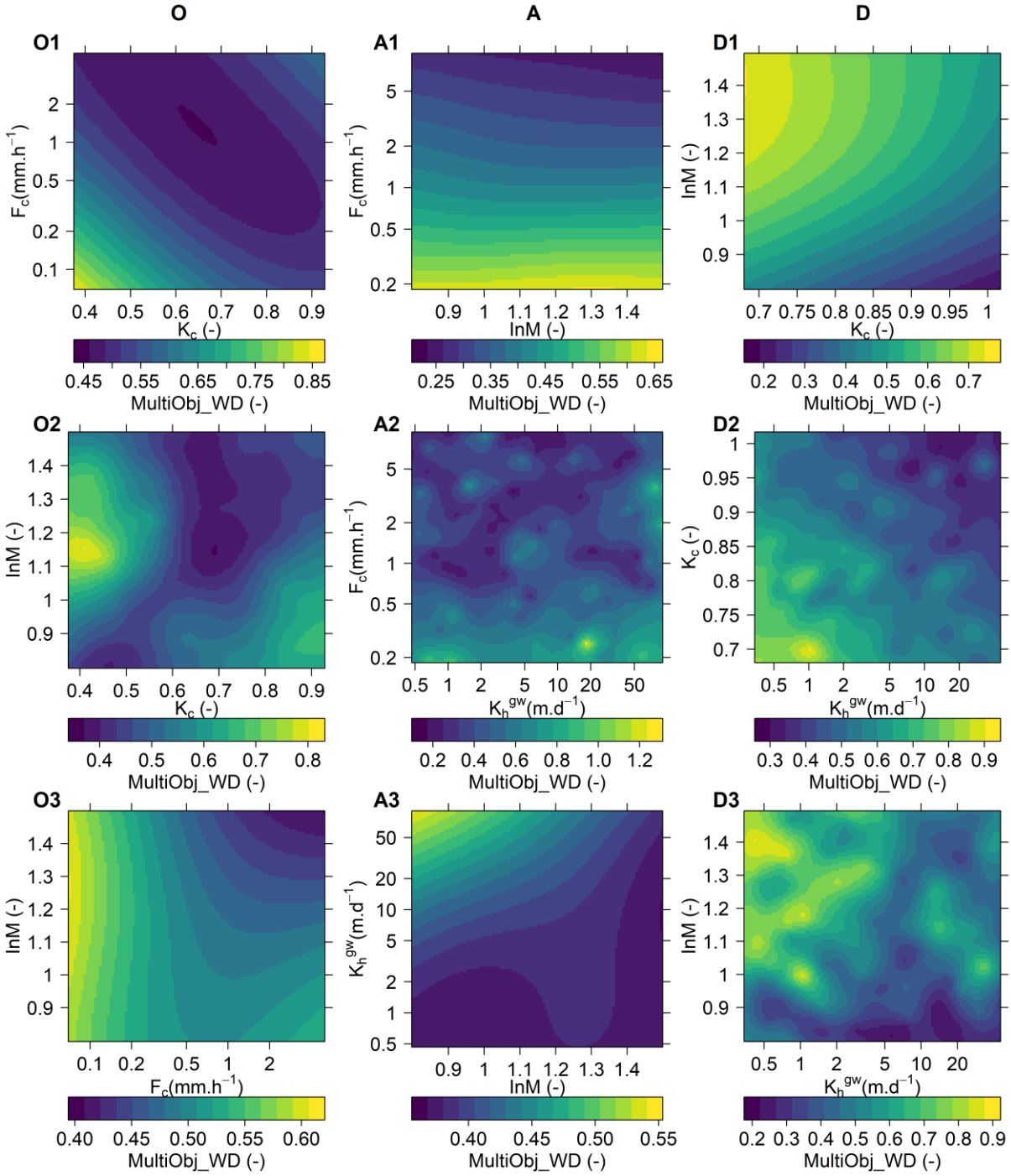
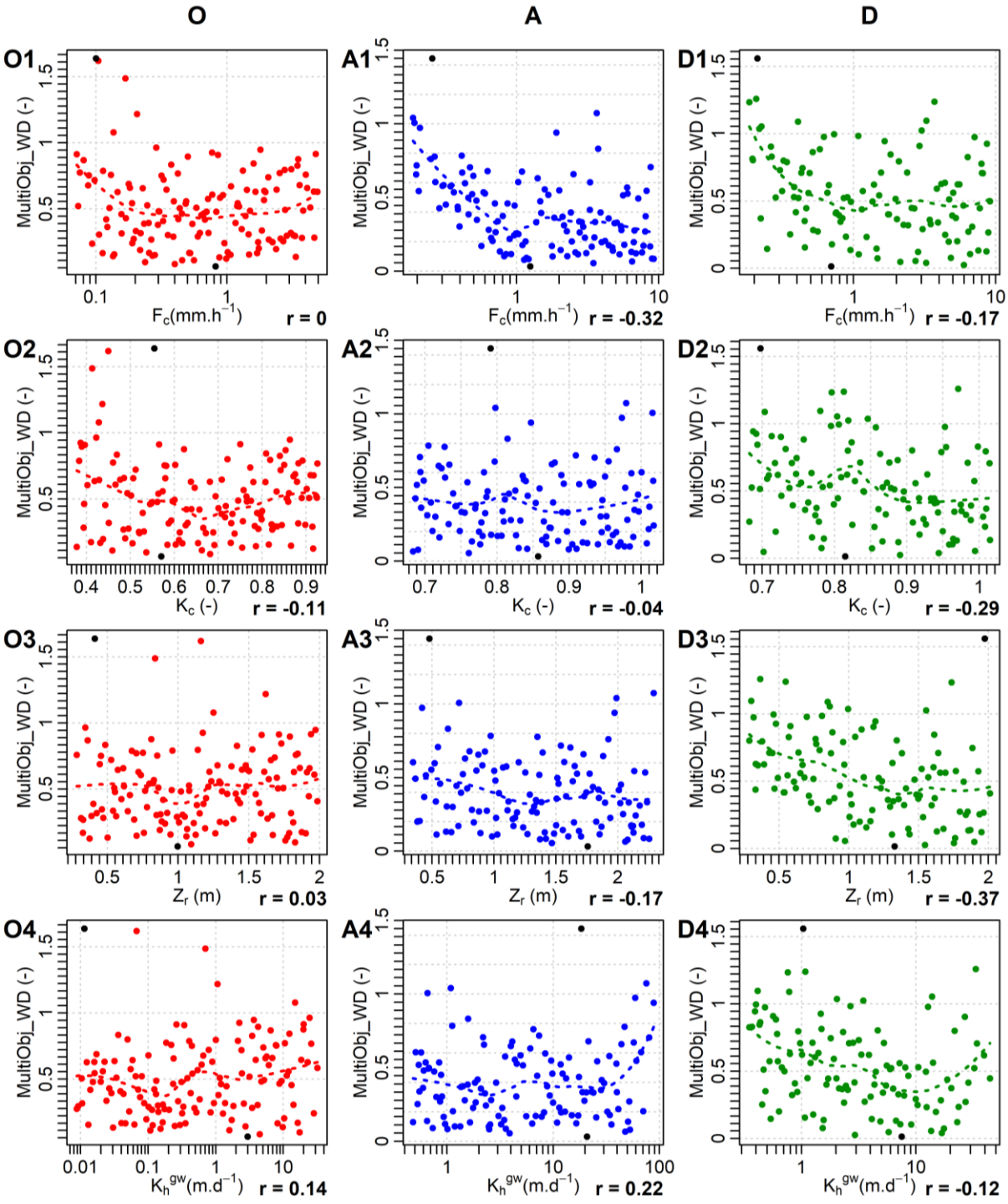


Figure 6.16. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_WD (débits) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour les bassins de l'Orgeval (colonne de gauche O), de l'Austreberthe (colonne du milieu A) et du Dun (colonne de droite D). Pour chaque bassin, seuls les trois paramètres avec les effets d'interactions ($S_{Ti} - S_i$) les plus forts sont considérés, ce qui génère, pour chaque bassin, trois interactions à 2 paramètres (1, 2 et 3). La couleur indique la valeur de la fonction objectif.

Un effet d'interaction entre K_h^{gw} et InM est tout de même présent pour l'Austreberthe puisque l'effet de K_h^{gw} sur MultiObj_WD varie selon la valeur de InM (figure 6.16 A3). En effet, lorsque InM est faible, une hausse de K_h^{gw} engendre une dégradation de la simulation des débits. L'épuisement des ressources de la nappe causé par un manque de recharge (InM

faible) pourrait s'accélérer dans des contextes lithologiques très perméables. Une réduction du débit de base aboutissant à une sous-estimation des débits pourrait alors se produire.

Une meilleure reproduction des débits s'observe pour des valeurs de F_c, K_c, Z_r et K_h^{gw} plus faibles pour l'Orgeval (respectivement 0.5-2 mm.h^{-1}, 0.6-0.7, 0.75-1.25 m et 0.01-1 m.d^{-1}) que pour l'Austreberthe (respectivement 1-10 mm.h^{-1}, 0.85-1, 1.25-2.25 m et 1-10 m/d) et le Dun (respectivement 2-5 mm.h^{-1}, 0.9-1, 1.25-2m et 5-20m.d^{-1}) (figure 6.17).



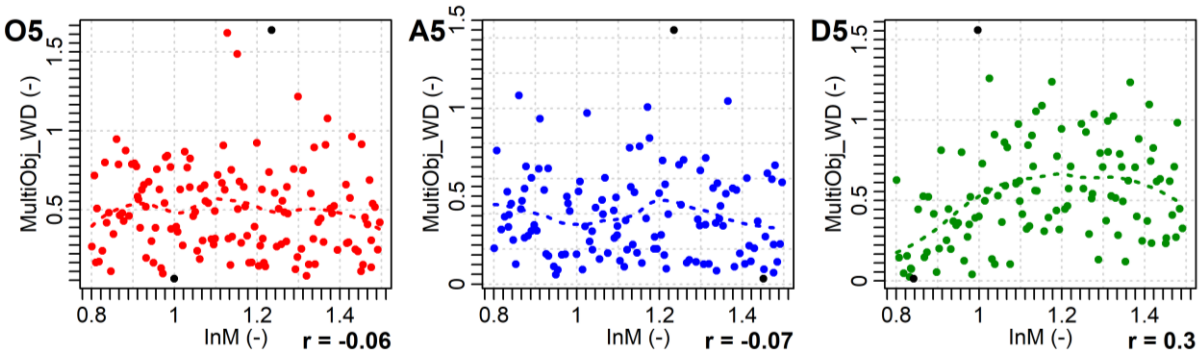


Figure 6.17. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_WD à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour l'Orgeval (colonne O), l'Austreberthe (colonne A) et le Dun (colonne D). Seuls les diagrammes des paramètres pour lesquels S_i est le plus fort sont tracés. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_WD), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson.

Les valeurs assez contrastées de Z_r et K_c pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun pourraient refléter la qualité structurale des sols (figure 6.17 O2, A2, D2, O3, A3, D3). Pour l'Orgeval, même si le drainage artificiel des parcelles préserve les cultures de l'engorgement des sols, le développement des cultures pourrait être freiné par la présence d'un horizon argileux particulièrement compacté empêchant la pénétration des racines. En revanche, pour l'Austreberthe et le Dun, même si le drainage agricole n'est pas aussi développé, le niveau de compaction de l'horizon argileux pourrait être moins marqué ce qui permettrait un meilleur enracinement des cultures (Z_r plus élevé) et, par extension, un meilleur développement et une plus grande capacité d'évapotranspiration (K_c plus élevé) du couvert végétal (Gis Sol, 2011).

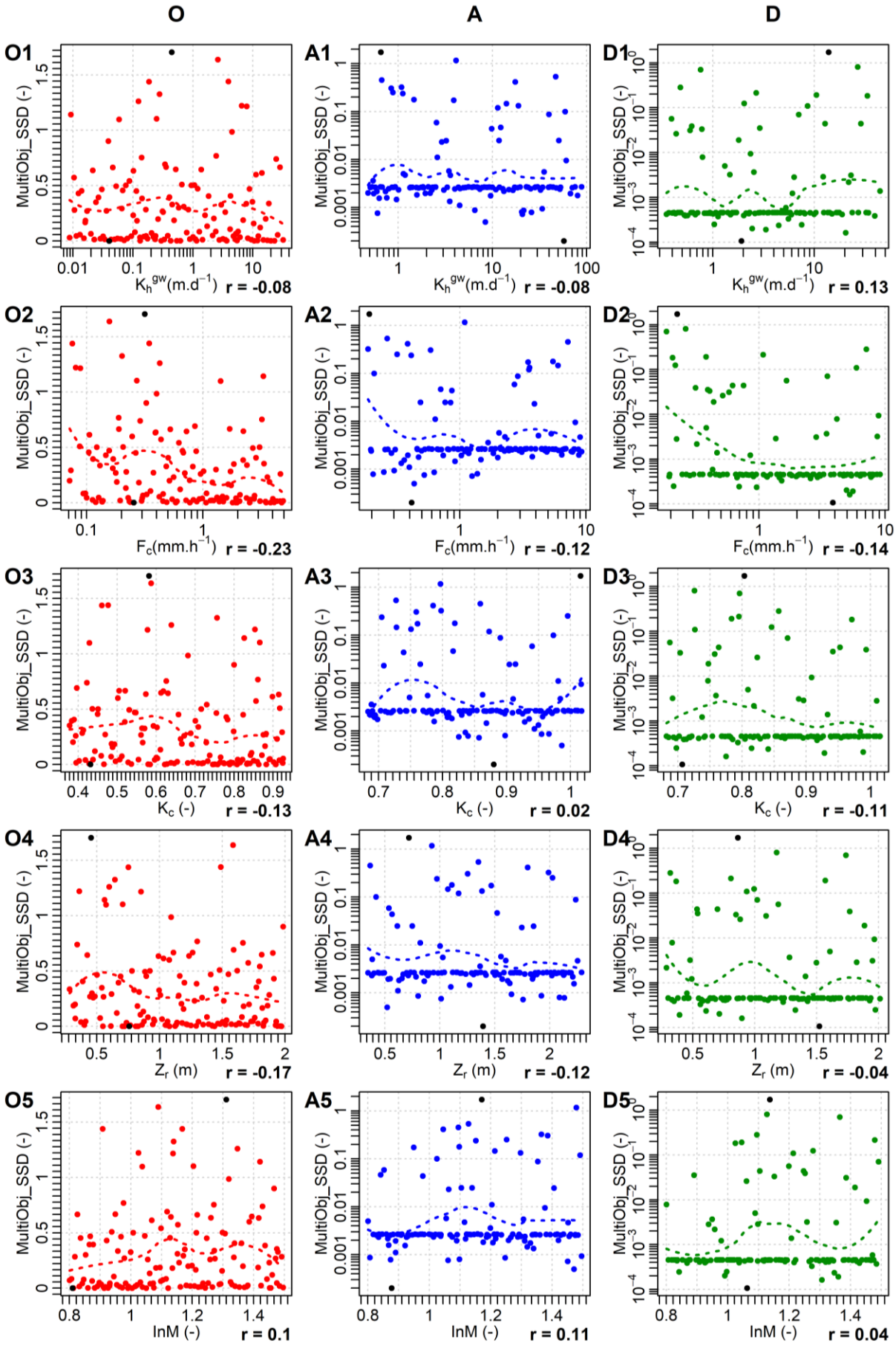
Par conséquent, en raison d'un développement moins important du système racinaire (Z_r) et foliaire (K_c) de ses cultures agricoles, l'Orgeval se caractériserait par une réserve maximale en eau utile ($TAW = 1000(\theta_{FC} - \theta_{WP})Z_r$; cf. chapitre 2, équation 2.28) et une évapotranspiration réelle plus faibles. La réserve utile et l'évapotranspiration réelle limitées de ce bassin accélèreraient le retour à saturation des sols permettant, dès la fin de l'automne, un drainage important des eaux de pluie. D'après les résultats du modèle, la réserve en eau utile TAW des sols agricoles sur toute leur épaisseur peut atteindre des valeurs comprises entre 155 et 270 mm pour l'Orgeval, entre 225 et 435 mm pour l'Austreberthe et entre 260 et 445 mm pour le Dun. Des valeurs plus élevées pour les sols de l'Austreberthe et le Dun que pour les sols de l'Orgeval sont également rapportées dans la base de données nationale relative aux sols français (Gis Sol, 2011). En effet, contrairement aux sols de l'Orgeval, la réserve en eau utile des sols normands est toujours supérieure à 200 mm. Pour l'Orgeval, les valeurs obtenues par le biais de cette étude sont donc un peu plus élevées que celles rapportées par Gis Sol (2011) mais également par Molénat et al. (1999), et Tournebize et al. (2008, 2015) qui estiment une réserve utile du sol globalement comprise entre 100 et 200 mm. Néanmoins,

dans le modèle, un assèchement total de la réserve utile du sol n'est peut-être pas atteint pour ce bassin en raison d'une évapotranspiration potentielle simulée assez limitée. Une reprise trop tardive des écoulements durant l'hiver, liée à un épuisement complet de la réserve en eau utile, pourrait ainsi être évitée. D'autre part, la réserve utile simulée assez limitée pour ce bassin pourrait refléter la reprise anticipée des écoulements dans les environnements artificiellement drainés. En effet, les évacuations d'eau par drainage agricole peuvent s'activer avant la saturation complète du profil de sol puisque le drainage se produit dès que le niveau de la nappe perchée est supérieur à celui des drains souterrains (Snow et al., 2007). Par ailleurs, le réseau de drainage, en évacuant les excès d'eau dans le sol durant l'hiver et le printemps, favorise les situations de stress hydrique durant l'été. Cela pourrait donc expliquer, en plus du moins bon développement des cultures agricoles, la moins grande évapotranspiration de l'Orgeval (Rijal et al., 2012)

D'autre part, la présence d'un réseau de drainage artificielle et l'absence de bétoires pour l'Orgeval pourraient limiter la pénétration de l'eau dans le substratum et donc favoriser les écoulements de surface (Yang et al., 2017), d'où des valeurs optimales relativement faibles de Fc (figure 6.17 O1, A1, D1). Pour le Dun et l'Austreberthe, des valeurs plus importantes pour le paramètre K_h^{gw} pourraient refléter la nature karstique de l'aquifère de la Craie, plus marquée pour le Dun que pour l'Austreberthe (figure 6.17 O4, A4, D4). A la différence de l'Orgeval et de l'Austreberthe, la qualité d'ajustement des débits du Dun varie selon InM (figure 6.17 O5, A5, D5). En effet, une meilleure simulation des débits du Dun s'obtient lorsque l'interception est maximale, c'est-à-dire lorsque les valeurs de InM sont faibles (InM ~ 0.8). Cette exagération de 20% de l'interception permet sans doute d'éviter une surestimation des débits au Bourg-Dun. Elle pourrait compenser l'insuffisance des pertes d'eau souterraines simulées à travers les limites latérales du bassin.

4.1.2. Sensibilité des flux de MES

Les paramètres F_cM, K_cM, Z_rM, InM et $K_h^{gw}M$ contribuent également à la variance des flux de MES, notamment pour l'Orgeval et l'Austreberthe, puisque la somme de leurs indices S_i s'élève à 24% et 17% respectivement (5% seulement pour le Dun) (figure 6.15). L'influence de ces paramètres sur MultiObj_SSD est en revanche nettement moins reconnaissable, notamment pour K_h^{gw}, ce qui souligne la complexité de la relation entre les écoulements et le transport sédimentaire (figure 6.18 O1, A1, D1).


O
A
D
O1
A1
D1
MultiObj_SSD (-)
K_h^{gw}(m.d^{-1}) r = -0.08
K_h^{gw}(m.d^{-1}) r = -0.08
K_h^{gw}(m.d^{-1}) r = 0.13
O2
A2
D2
F_c(mm.h^{-1}) r = -0.23
F_c(mm.h^{-1}) r = -0.12
F_c(mm.h^{-1}) r = -0.14
O3
A3
D3
K_c (-) r = -0.13
K_c (-) r = 0.02
K_c (-) r = -0.11
O4
A4
D4
Z_r (m) r = -0.17
Z_r (m) r = -0.12
Z_r (m) r = -0.04
O5
A5
D5
lnM (-) r = 0.1
lnM (-) r = 0.11
lnM (-) r = 0.04

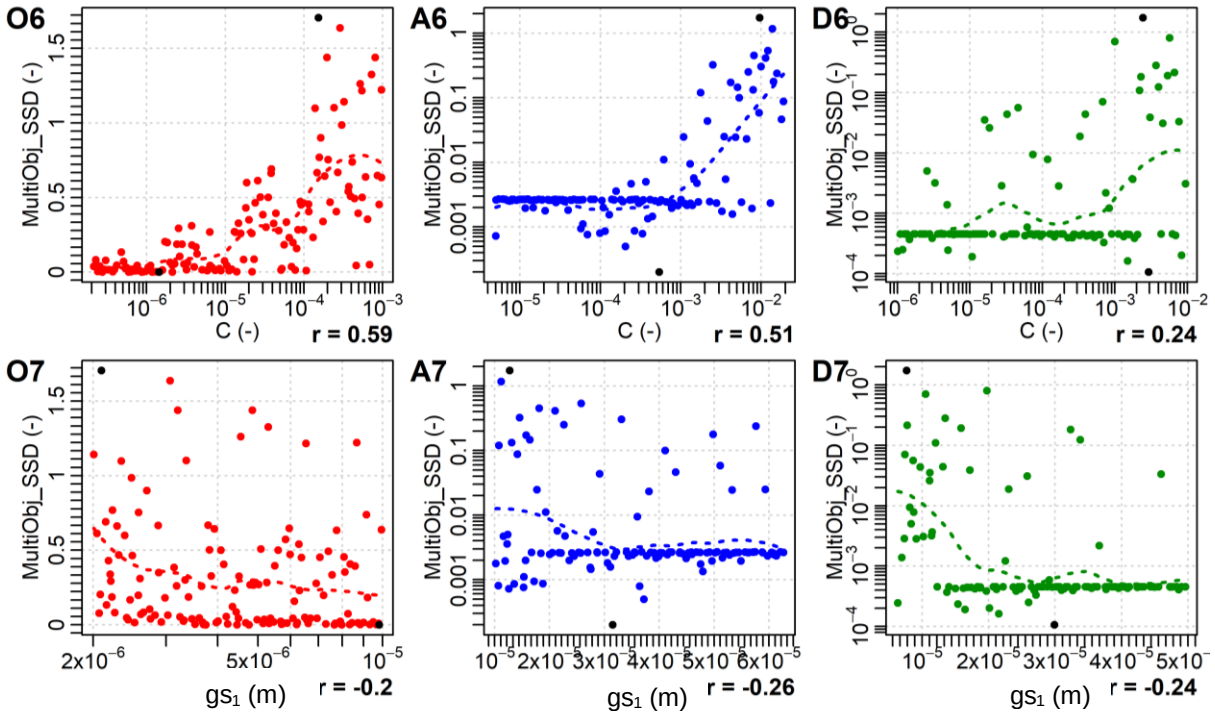


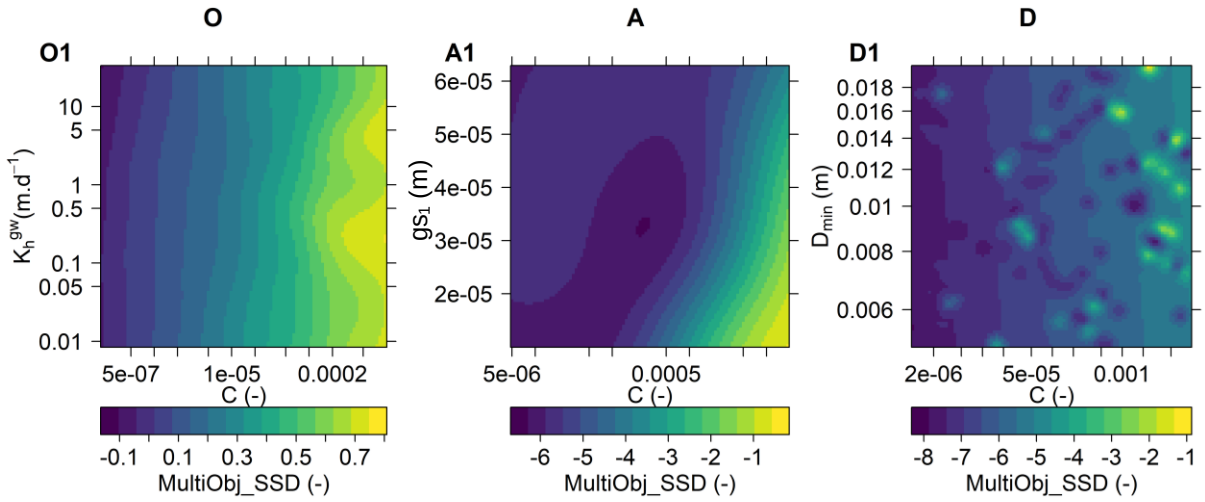
Figure 6.18. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SSD à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour l'Orgeval (colonne O), l'Austreberthe (colonne A) et le Dun (colonne D). Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_SSD), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson.

Une meilleure reproduction des flux de MES semble tout de même obtenue pour les valeurs les plus élevées de F_c, K_c et Z_r et les plus faibles de InM, que ce soit pour l'Orgeval, l'Austreberthe ou le Dun (figure 6.17 2,3,4,5). La réduction exagérée des débits induite par la hausse ou la baisse de ces paramètres limite probablement la tendance naturelle du modèle à surestimer les flux de MES. L'influence des paramètres C (pouvoir érosif des écoulements) et gsM (érodabilité du chenal) sur les flux de MES est plus facilement identifiable, comme en témoigne leur diagramme de dispersion (figure 6.18 6,7) et les valeurs élevées de leurs indices de Sobol pour les trois bassins (figure 6.15). Les valeurs de C et gs_1 permettant la meilleure simulation des flux de MES semblent plus faibles pour l'Orgeval (C ~ 2.10^{-6} et gs_1 ~ 1.10^{-5} m) que pour l'Austreberthe et le Dun (C ~ 1.10^{-3} et 1.10^{-5} et gs_1 ~ 3.10^{-5} et 2.10^{-5} m). La variation de la valeur de ces paramètres pourrait révéler des disparités dans l'érodabilité des sols (représentée par gs_1) et le pouvoir érosif des écoulements (représenté par C). La valeur plus faible de gs_1 pour le bassin de l'Orgeval pourrait refléter l'action du réseau de drainage sur le transport des matières en suspension (Le Gall et al., 2016). En effet, comme l'ont montré Sogon et al. (1999), Penven et al. (2000), Foucher et al. (2015) et Le Gall et al. (2016), le drainage agricole favorise un lessivage continu des particules les plus fines de l'horizon labouré (< 2 µm). En court-circuitant les chemins naturels d'écoulement et en définissant des chemins d'écoulement préférentiels, il favorise leur transfert jusqu'à l'exutoire du bassin

(augmentation de la connectivité hydro-sédimentaire). En revanche, les particules sédimentaires mobilisés par ruissellement sont moins fines, comme l'indique les valeurs plus élevées de gs_1 pour l'Austreberthe et le Dun, et sont donc susceptibles de se déposer lorsque les écoulements sont faibles et localisés. Néanmoins, le ruissellement de surface, lorsqu'il est fort et généralisé, peut se révéler plus efficace d'un point de vue érosif, comme l'indique la valeur plus élevée du paramètre C pour l'Austreberthe et le Dun (Penven et al., 2000).

Les tendances déterminées ici doivent malgré tout être considérées avec prudence puisque la gamme d'échantillonnage de gs_1 et C n'est pas toujours assez large pour permettre une comparaison robuste des valeurs obtenues pour chaque bassin. En effet, pour l'Orgeval, la valeur optimale de C se situe au niveau de la limite supérieure de la gamme. Une meilleure reproduction des flux de MES pourrait donc être obtenu avec des tailles de particules proches voire peut être même supérieures à celles obtenues pour le Dun et l'Austreberthe. Des simulations supplémentaires visant à mieux identifier les valeurs optimales de gs et C pour chaque bassin devront donc être réalisées.

Contrairement à ce que suggère les indices de Sobol pour MultiObj_SSD, il y a peu d'interactions entre les paramètres du modèle car d'après la figure 6.19 aucun effet de second ordre ne peut être identifié (figure 6.19), mis à part peut-être entre gs_1 et C pour l'Austreberthe (figure 6.19 A1). En effet, pour ce bassin, la hausse de MultiObj_SSD avec la baisse de gs_1 semble uniquement se produire pour des valeurs élevées de C. Une érodabilité du chenal élevée (permise par une valeur de gs_1 faible) couplée à un pouvoir érosif des écoulements fort (C fort) favoriseraient le transport sédimentaire et pourraient donc amener à une grande surestimation des flux de MES et, par extension, à des valeurs élevées de MultiObj_SSD.



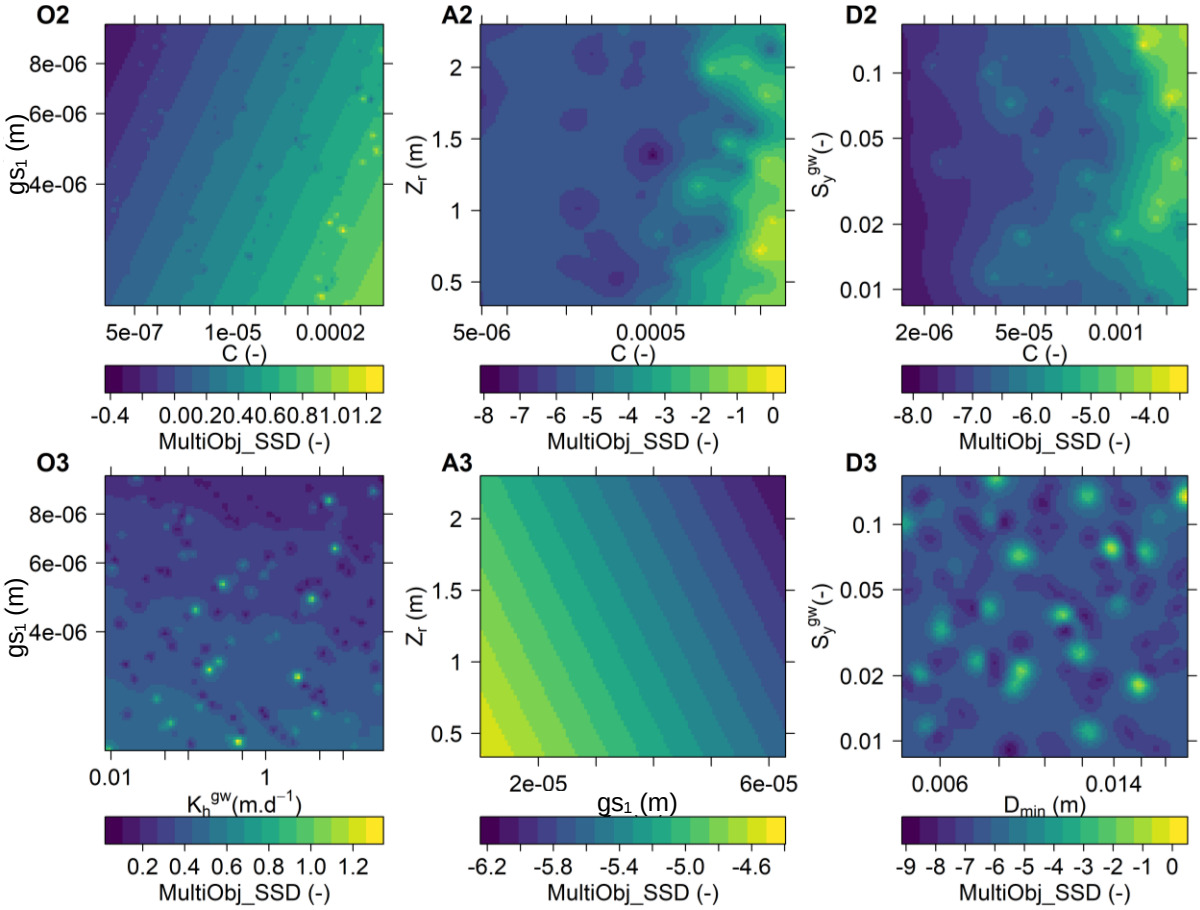


Figure 6.19. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SSD (flux de MES) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour les bassins de l'Orgeval (colonne de gauche O), de l'Austreberthe (colonne du milieu A) et du Dun (colonne de droite D). Pour chaque bassin, seuls les trois paramètres avec les effets d'interactions ($S_{Ti} - S_i$) les plus forts sont considérés, ce qui génère, pour chaque bassin, trois interactions à 2 paramètres (1, 2 et 3). La couleur indique la valeur de la fonction objectif.

4.1.3. Sensibilité des niveaux piézométriques

La qualité de simulation des niveaux piézométriques est en grande partie contrôlée par $K_h^{gw}M$ puisque l'indice S_i de ce paramètre vaut 67 % pour l'Orgeval et 95 % pour l'Austreberthe et le Dun (figure 6.15). Elle est également influencée pour l'Orgeval par Z_rM et K_cM qui, pris séparément, expliquent près de 10% de MultiObj_PZ (figure 6.15). Cela indique que les niveaux piézométriques de l'Orgeval sont influencés par l'évapotranspiration et l'état de saturation des sols. Le caractère affleurant de la nappe de Brie pourrait rendre l'évolution des niveaux piézométriques sensible à ces paramètres. Le reste est contrôlé par des effets d'ordre supérieur entre les facteurs $K_h^{gw}M$ (S_{Ti} - S_i = 0.15), Z_rM (S_{Ti} - S_i = 0.09) et K_cM (S_{Ti} - S_i = 0.06). Il existe un effet de synergie très nette entre K_h^{gw} et Z_r, entre K_h^{gw} et K_c et Z_r et K_c puisque la hausse de MultiObj_PZ avec la hausse de K_h^{gw} s'accentue lorsque Z_r et K_c sont forts (figure 6.20).

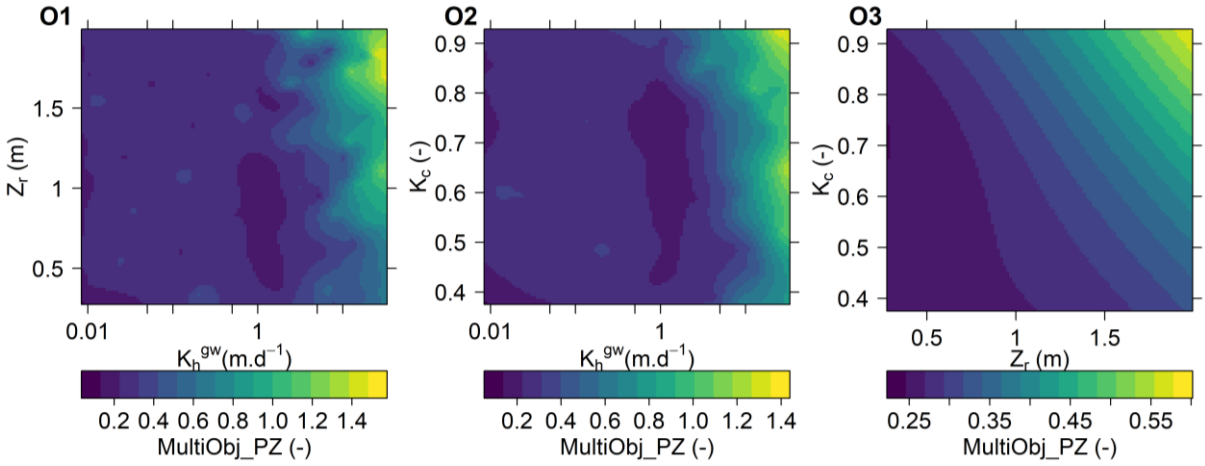


Figure 6.20. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_PZ (niveaux piézométriques) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour le bassin de l'Orgeval. La couleur indique la valeur de la fonction objectif

La baisse rapide du niveau piézométriques (permise par une valeur de K_h^{gw} élevée) couplée à une évapotranspiration forte (Z_r et K_c forts) favoriseraient la baisse des niveaux piézométriques et pourraient donc amener à une sous-estimation des niveaux piézométriques et donc à des valeurs élevées de MultiObj_PZ. Comme pour les débits, une meilleure simulation des niveaux piézométriques s'obtient pour des valeurs faibles de Z_r (< 1.5 m) et K_c (< 0.75), c'est-à-dire lorsque les taux d'évapotranspiration sont faibles et la recharge de la nappe est forte (figure 6.20 O3). La figure 6.21 montre que la meilleure simulation des niveaux piézométriques est obtenue lorsque K_h^{gw} est compris entre 1 et 2 m/j pour l'Orgeval et entre 10 et 20 m/j pour l'Austreberthe et le Dun. Encore une fois, les valeurs de conductivité hydraulique plus élevées pour le Dun et l'Austreberthe pourrait refléter la présence de fissures et de conduits karstiques dans l'aquifère de la craie.

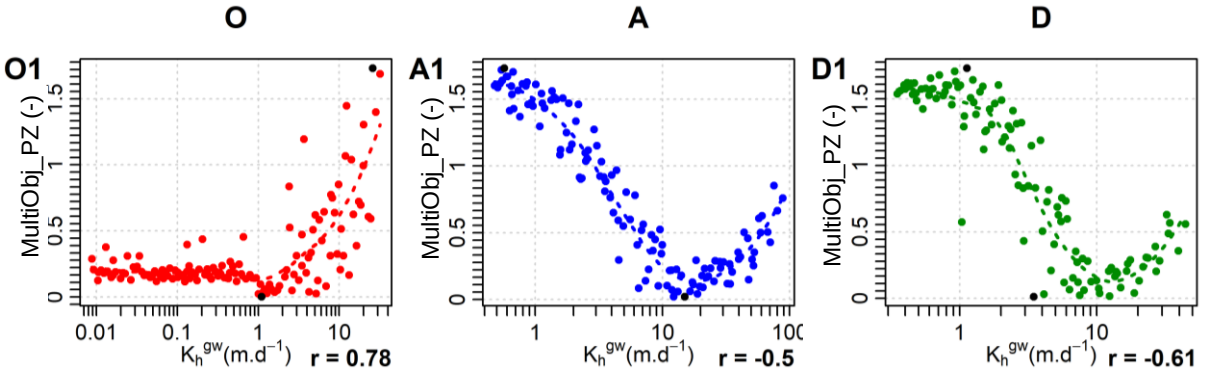


Figure 6.21. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_PZ (niveau piézométrique) à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour l'Orgeval (colonne O), l'Austreberthe (colonne A) et le Dun (colonne D). Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_PZ), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson.

4.1.4. Sensibilité de l'humidité des sols

Enfin, la qualité d'ajustement de l'humidité des sols (MultiObj_SM) de l'Orgeval est principalement contrôlée par K_cM, $S_y^{gw}M$, InM, Z_rM et $K_h^{gw}M$ (figure 6.15). Les indices de Sobol de premier ordre de ces paramètres valent respectivement 0.48, 0.11, 0.07, 0.04 et 0.02. La part de variance restante (28%) provient d'effets d'interaction modérés entre InM, K_cM et $S_y^{gw}M$ notamment. La figure 6.22 O1 indique que la baisse de MultiObj_SM avec la diminution de InM ne s'observe que pour des valeurs faibles de K_c.

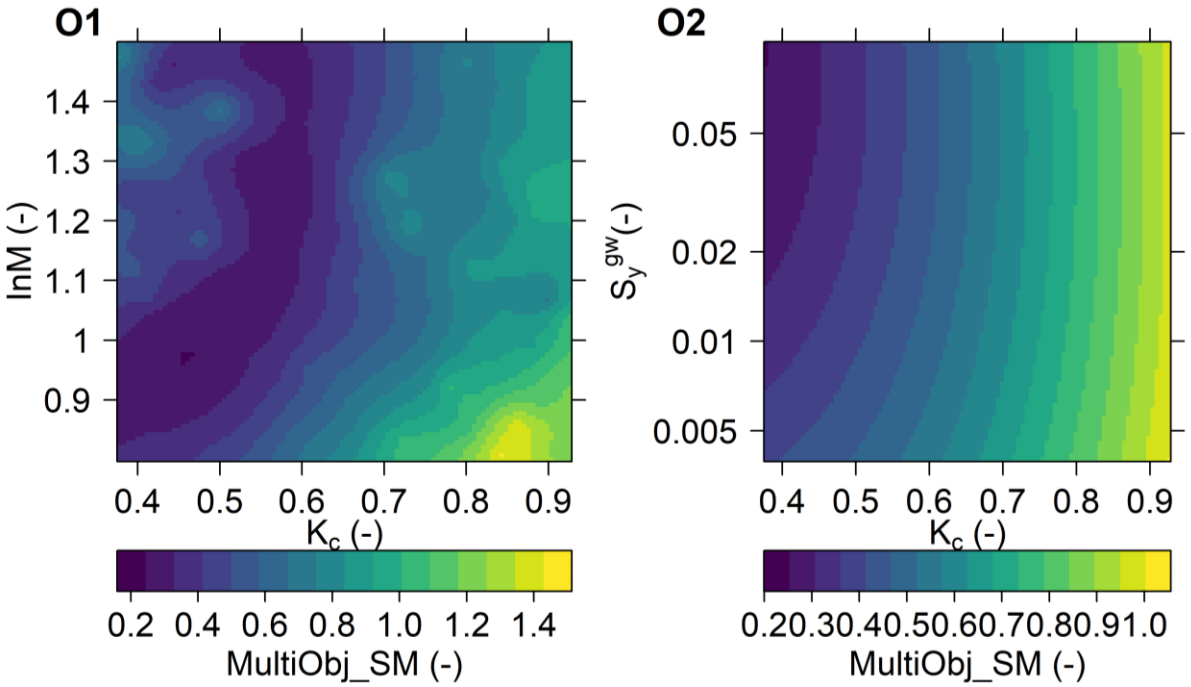


Figure 6.22. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SM (humidité du sol) aux effets d'interaction entre paramètres (effets du second ordre) pour le bassin de l'Orgeval. La couleur indique la valeur de la fonction objectif.

En effet, lorsque K_c est élevé, une diminution trop importante de InM pourrait réduire la qualité de simulation de l'humidité du sol probablement en raison d'une trop grande sous-estimation de l'humidité du sol. Un effet de second ordre se remarque également entre S_y^{gw} et K_c (figure 6.22 O2). La baisse de MultiObj_SM avec la hausse de S_y^{gw} ne se manifeste que lorsque K_c est faible. Une capacité de stockage faible du substratum (permise par une valeur de S_y^{gw} faible) couplée à une évapotranspiration faible (K_c faibles) favoriseraient une libération importante d'eau en surface et pourraient donc amener à une surestimation de l'humidité des sols et donc à des valeurs élevées de MultiObj_SM. Comme pour les débits et les niveaux piézométriques, les valeurs de K_c et Z_r permettant la meilleure simulation de l'humidité du sol sont faibles (K_c ~ 0.40-0.60 et Z_r ~ 0.25-0.75m) (figure 6.23).

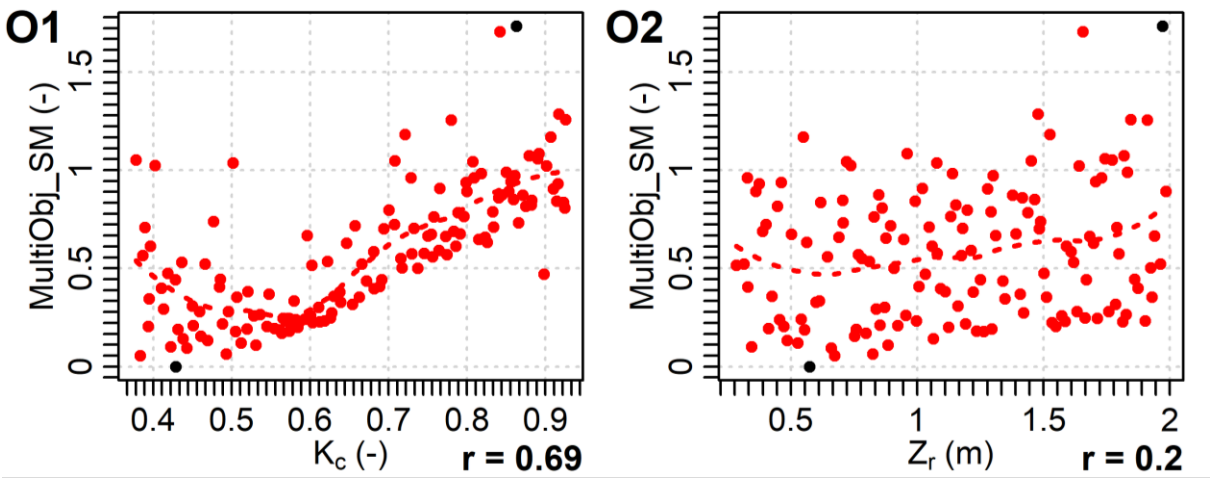


Figure 6.23. Sensibilité de la fonction objectif MultiObj_SM (humidité du sol) à l'effet de premier ordre des paramètres du modèle pour l'Orgeval. Sur chaque diagramme, les points noirs représentent le meilleur et le moins bon ajustement (pour la fonction objectif MultiObj_SM), la ligne en tirets correspond à un lissage lœss du nuage de points et r correspond au coefficient de corrélation de Pearson.

4.2. **Analyse de la capacité prédictive de CLiDE**

Les résultats de la modélisation selon l'approche de calibration multi-objectif, multi-variables et multi-sites sont présentés dans le tableau 6.5 et dans les figures 6.24 à 6.29 pour les bassins de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun respectivement. Sur ces figures, les séries temporelles simulées correspondent à celles produites par le meilleur jeu de paramètres (tableau 6.6).

Tableau 6.5. Performances du modèle produites par le meilleur jeu de paramètres (cf. tableau 6.5) pour chaque critère (NSE, PBIAS et RSR), chaque variable (FD : débit, SSD : flux de MES, GWL : piézométrie et SM : humidité du sol) et chaque site (bassins versants, sous bassins versants, piézomètres et humidimètres) pour les périodes de calibration et de validation. Les valeurs entre parenthèses indiquent la performance du meilleur jeu de paramètres de chaque situation.

		Calibration			Validation		
		NSE	PBIAS (%)	RSR	NSE	PBIAS (%)	RSR
Dun	Bourg-Dun FD	0.38 (0.50)	3.9 (3.9)	0.79 (0.71)	-0.26	26.5	1.12
	Bourg-Dun SSD	0.69 (0.69)	59.9 (11.50)	0.56 (0.56)	-2.15	2	1.77
	Fontaine2 GWL	-3.00 (0.95)	-6.5 (-0.10)	2 (0.22)	-5	-7.2	2.45
	Fontaine1 GWL	-1.28 (0.80)	-5.2 (-0.30)	1.51 (0.45)	-	-	-
	Tocqueville GWL	0.16 (0.78)	1.3 (-0.30)	0.92 (0.47)	-0.4	-1.4	1.18
Austreb.	Saint-Paër FD	0.55 (0.66)	-2.4 (-0.10)	0.67 (0.59)	0.36	-6.2	0.8
	Saint-Paër SSD	0.42 (0.54)	-32.4 (6.80)	0.76 (0.68)	-0.0016	-39.6	1
	Blacqueville GWL	0.31 (0.71)	-6.1 (-0.30)	0.83 (0.54)	-0.181	-3.5	1.09
Orgeval	Theil FD	0.55 (0.68)	6.4 (0.10)	0.67 (0.57)	0.43	3.7	0.76
	Avenelles FD	0.51 (0.71)	-6.9 (-0.60)	0.7 (0.54)	0.46	-11.8	0.73
	Loge FD	-4.03 (0.56)	166.5 (-6.70)	2.24 (0.66)	-13.21	238.5	3.77
	Melarchez FD	0.43 (0.49)	-36 (-0.80)	0.76 (0.71)	0.40	-25	0.78
	Choqueuse FD	-0.58 (0.54)	148 (-0.30)	1.26 (0.68)	-2.69	246.9	1.92
	Goins FD	-1 (0.45)	194.4 (1.50)	1.41 (0.74)	-11.28	419.3	3.5
	Quatre Cents FD	-2.45 (0.80)	260.2 (-2.30)	1.86 (0.44)	-1.26	392.3	1.5
	Avenelles SSD	0.42 (0.42)	-20.1 (11.60)	0.76 (0.76)	-0.10	-2.2	1.05
	Melarchez SSD	-0.22 (0)	-89.6 (-0.1)	1.1 (1)	-0.23	-78.3	1.11
	Choqueuse SSD	-0.48 (0.30)	-100 (-0.50)	1.21 (0.83)	-	-	-
	Goins SSD	-0.44 (-0.11)	-100 (-5.40)	1.2 (1.05)	-	-	-
	Goins-PZ GWL	-7.90 (0.46)	3 (0)	2.98 (0.73)	-5.53	2.6	2.55
	Loge-PZ GWL	-9.98 (-0.26)	1.7 (-0.10)	3.31 (1.12)	-11	2.3	3.46
	Chantemerle-PZ1 GWL	-0.46 (0.40)	0.6 (-0.10)	1.21 (0.77)	-0.20	0.6	1.1
	Chantemerle-PZ2 GWL	0.01 (0.64)	0.3 (0)	0.99 (0.60)	0.18	0.5	0.9
	Derrier-PZ GWL	-9.41 (0.68)	2.6 (0)	3.23 (0.57)	-7.92	1.5	2.99
	Boissy SM	0.51 (0.60)	-4.2 (0.10)	0.7 (0.63)	0.64	-3.5	0.6

Tableau 6.6. Meilleur jeu de paramètres identifié par la procédure de calibration automatique pour le bassin de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun. Le meilleur jeu de paramètres est le jeu de paramètres le plus performant pour l'ensemble des métriques (NSE, RSR et PBIAS), des variables (débits, flux de MES, piézométrie et humidité des sols) et des sites.

Parameter (unit)	Orgeval optimal value	Austreberthe optimal value	Dun optimal value
F_cM $(-)$	3.60 x 10^{-2}	1.35 x 10^{-1}	7.58 x 10^{-2}
Z_rM $(-)$	6.86 x 10^{-1}	1.37	1.19
InM $(-)$	8.10 x 10^{-1}	1.45	8.42 x 10^{-1}
K_cM $(-)$	5.80 x 10^{-1}	1.01	9.61 x 10^{-1}
$K_h^{gw}M$(-)	4.66 x 10^{-2}	2.18	2.16 x 10^{-1}
S_y^{gw}M (-)	1.17	3.56	2.54 x 10^{-1}
S_y^{ss} (%)	-	8.44	1.00
K_v^{ss} $(m.day^{-1})$	-	2.78 x 10^{-2}	6.88 x 10^{-2}
gsM $(-)$	1.96 x 10^{-1}	2.02 x 10^{-1}	1.08 x 10^{-1}
C $(-)$	1.43 x 10^{-6}	4.89 x 10^{-6}	5.23 x 10^{-6}
ΔZ_{max} (m)	2.82 x 10^{-2}	1.12 x 10^{-2}	1.05 x 10^{-2}
D_{min} (m)	1.66 x 10^{-3}	1.98 x 10^{-2}	8.87 x 10^{-3}

En complément, le tableau 6.7 fournit, à la place des termes multiplicateurs F_cM, Z_rM, InM, K_cM, $K_h^{gw}M$ et $S_y^{gw}M$, la moyenne spatio-temporelle des paramètres associés. Pour gsM, les valeurs affichées correspondent respectivement aux diamètres des différentes fractions granulométriques considérées.

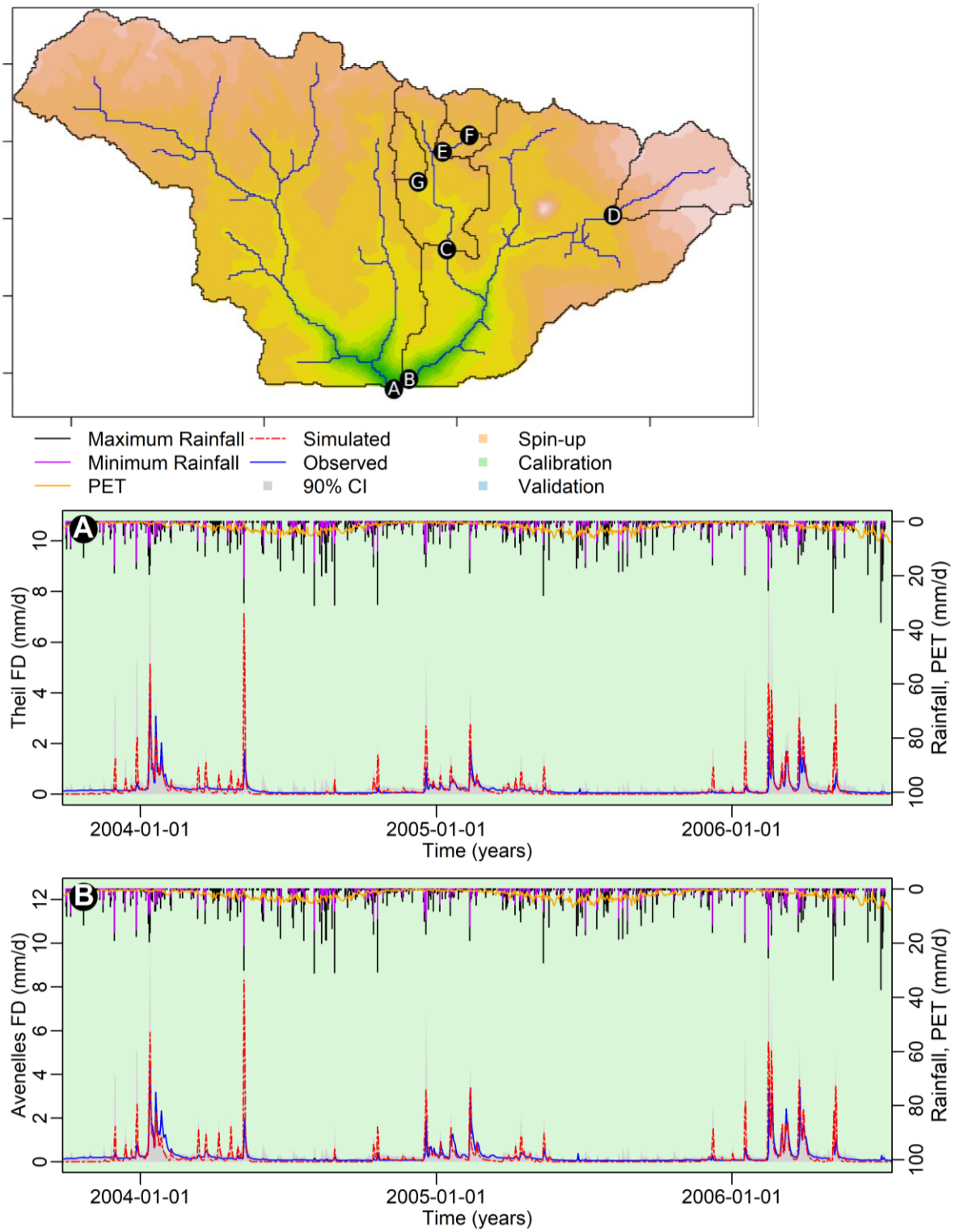
Tableau 6.7. Moyennes spatio-temporelles de F_c, Z_r, In, K_c, K_h^{gw}, S_y^{gw}, S_y^{ss}, K_v^{ss}, gs, C, ΔZ_{max} et D_{min} déduites de la configuration optimale de CLiDE (cf. tableau 6.5) pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun.

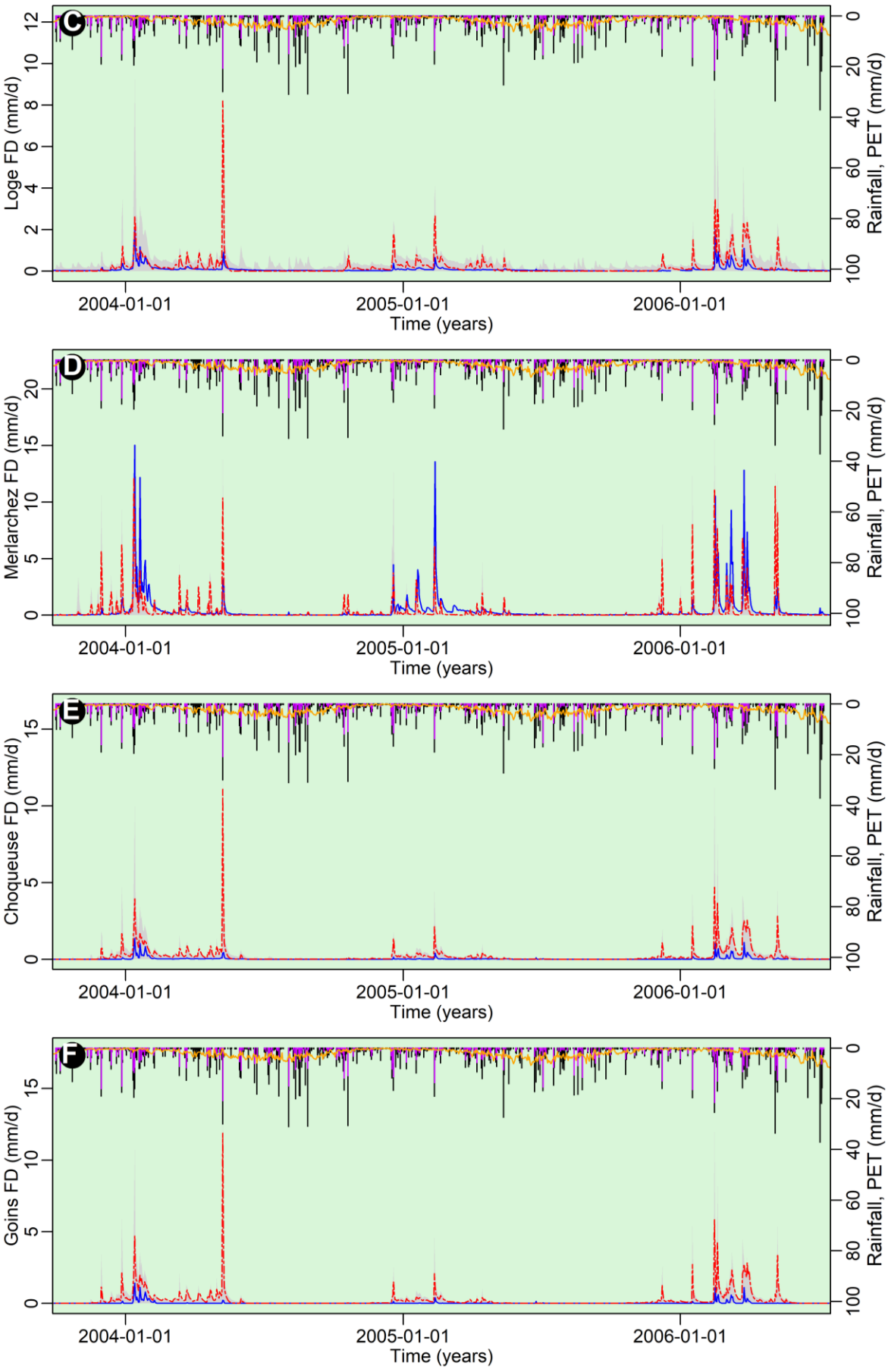
Parameter (unit)	Orgeval optimal value	Austreberthe optimal value	Dun optimal value
F_c $(mm.hr^{-1})$	0.25	1.25	0.70
Z_r (m)	0.76	1.76	1.33
In $(-)$	0.76	1	0.80
K_c $(-)$	0.43	0.86	0.81
K_h^{gw} $(m.day^{-1})$	4.03 x 10^{-2}	20.74	7.50
S_y^{gw} (%)	1.17	7.14	2.83
S_y^{ss} (%)	-	8.44	1.00
K_v^{ss} $(m.day^{-1})$	-	2.78 x 10^{-2}	6.88 x 10^{-2}
$gs_1/gs_2/gs_3$ (μm)	9.8 / 39.2 / 392	12.73 / 40.4	6.80 / 21.6
C $(-)$	1.43 x 10^{-6}	4.89 x 10^{-6}	5.23 x 10^{-6}
ΔZ_{max} (m)	2.82 x 10^{-2}	1.12 x 10^{-2}	1.05 x 10^{-2}
D_{min} (m)	1.66 x 10^{-3}	1.98 x 10^{-2}	8.87 x 10^{-3}

4.2.1. Orgeval

4.2.1.1. Débits, niveaux piézométriques et humidité du sol

Pour l'Orgeval, on distingue globalement trois types de fonctionnement hydrologique parmi les sous-bassins versants étudiés (figure 6.24).




C
Loge FD (mm/d)
Rainfall, PET (mm/d)
2004-01-01
2005-01-01
2006-01-01
Time (years)
D
Merlarchez FD (mm/d)
Rainfall, PET (mm/d)
2004-01-01
2005-01-01
2006-01-01
Time (years)
E
Choqueuse FD (mm/d)
Rainfall, PET (mm/d)
2004-01-01
2005-01-01
2006-01-01
Time (years)
F
Goins FD (mm/d)
Rainfall, PET (mm/d)
2004-01-01
2005-01-01
2006-01-01
Time (years)

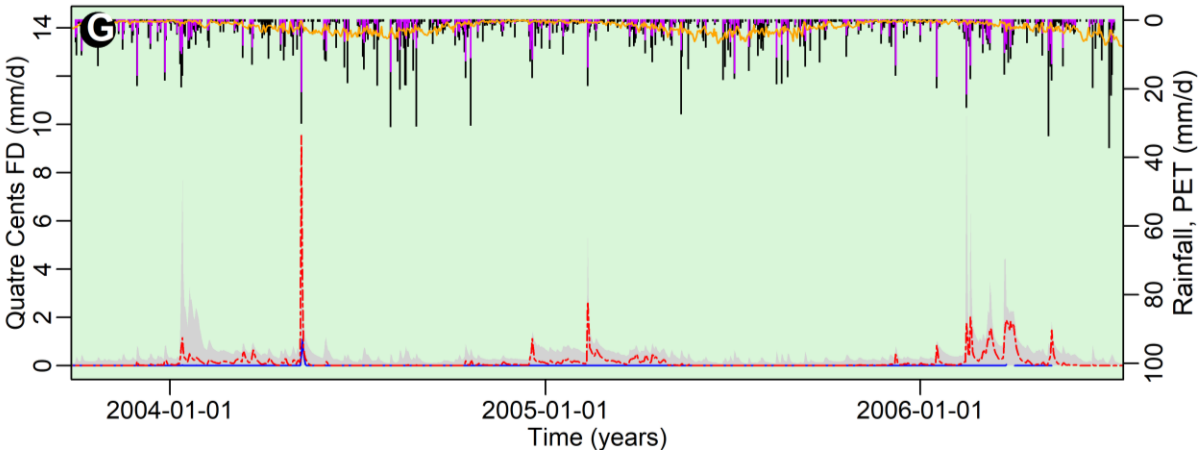


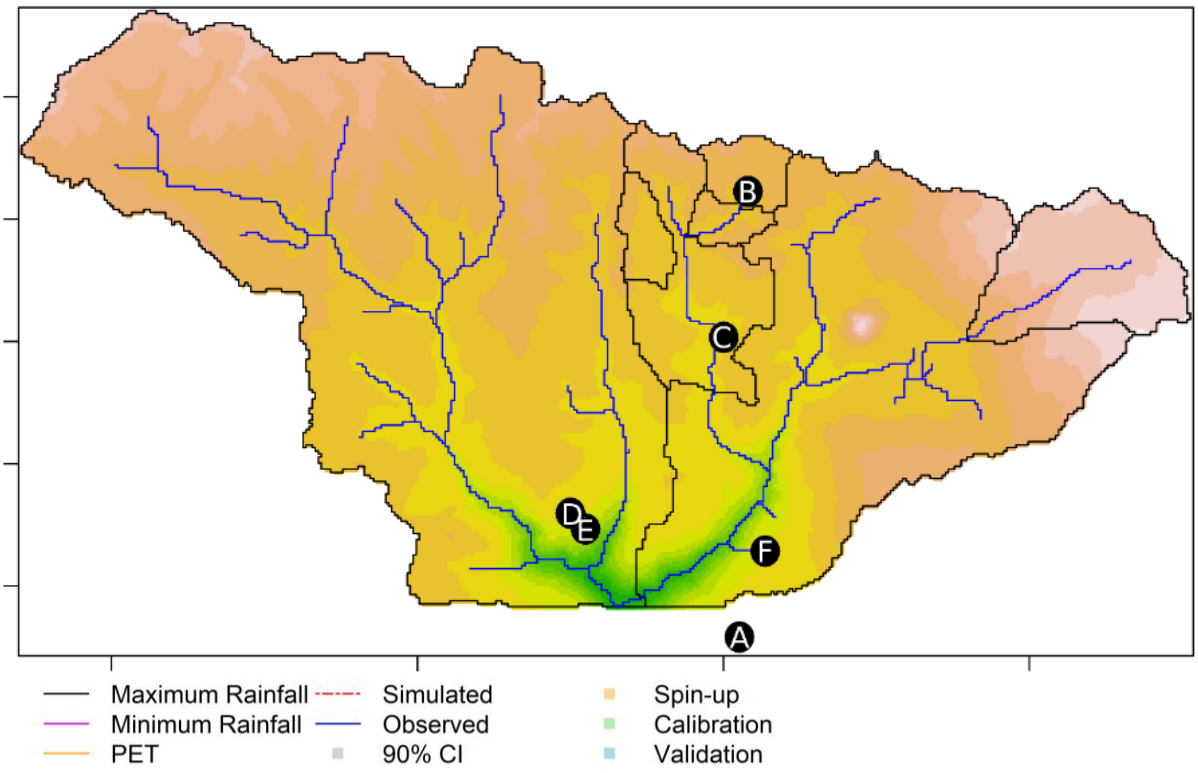
Figure 6.24. Comparaison des débits observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant de l'Orgeval. Les enveloppes grises représentent les intervalles de confiance à 90 %. L'évapotranspiration potentielle (orange) et les pluies minimales (violet) et maximales (noir) journalières sont représentées sur la partie supérieure de chaque graphique.

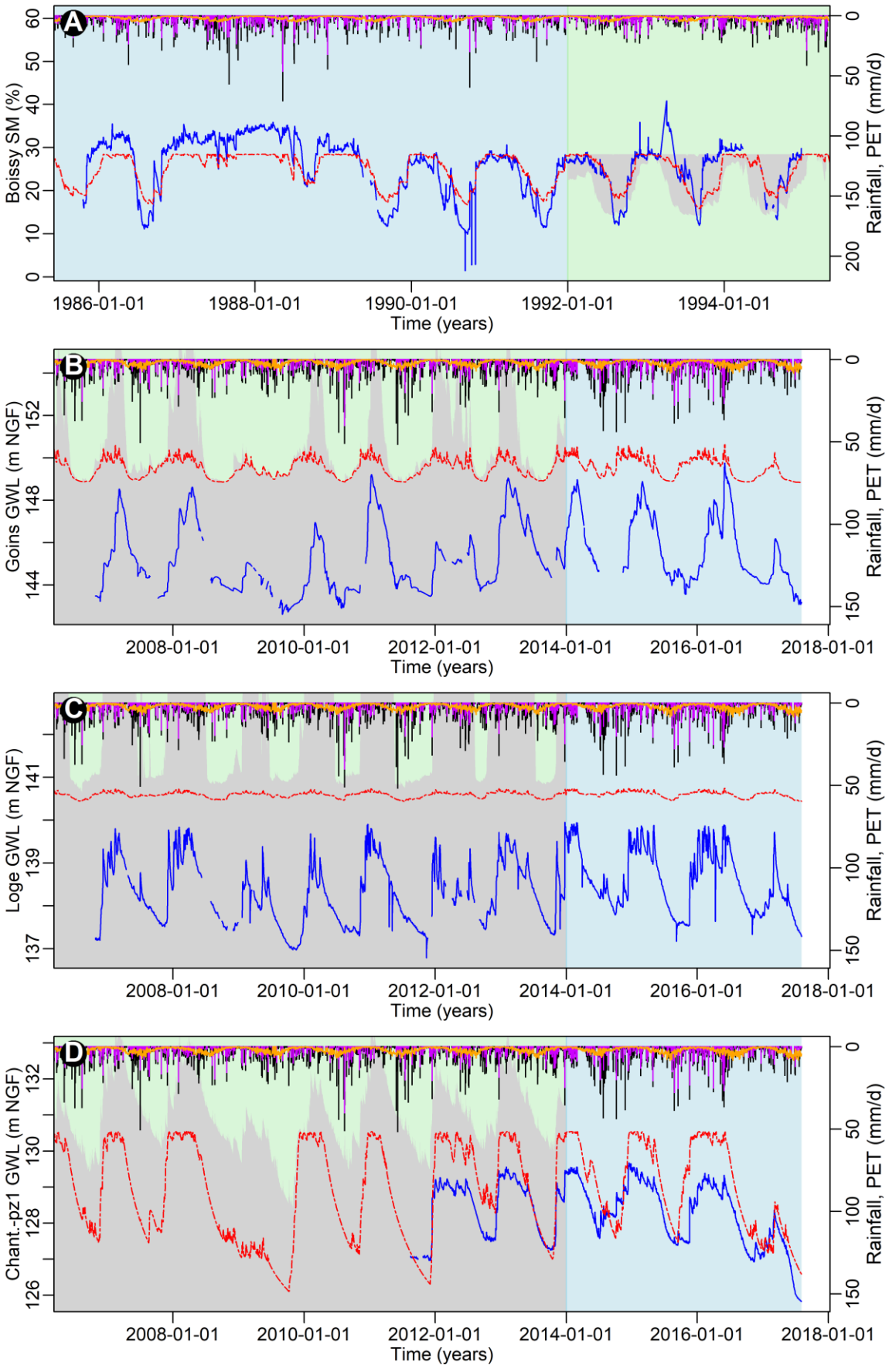
Les bassins de Loge (C), Choqueuse (E), Goins (F) et Quatre Cents (G) présentent tous des débits faibles indiquant des taux de restitution de la pluie faibles (Nikolić et al., 1999). Les infiltrations profondes vers la nappe de Brie sont donc prépondérantes pour ces bassins (Nikolić et al., 1999). Les pics de crue du bassin forestier (Les Quatre Cents - G) sont plus faibles que pour les bassins mixte (Choqueuse - E) et agricole (Goins - F). Malgré la présence d'une zone forestière sur le bassin de Choqueuse, l'écrêtage des crues sur ce bassin n'est pas plus important que pour le bassin agricole drainé de Goins. Les infiltrations profondes pour le bassin de Mélarchez sont presque inexistantes, ce qui explique l'importance des écoulements et des pics de crue pour ce bassin (figure 6.24 D). Les bassins versants du Theil (figure 6.24 A) et des Avenelles (figure 6.24 B) présentent un comportement hydrologique intermédiaire avec des intensités d'écoulement supérieures à celles de Loge (C), Choqueuse (E), Goins (F) et Quatre Cents (G) mais inférieures à celles de Mélarchez (D).

Le modèle donne des résultats raisonnables pour la simulation des débits des bassins avals, d'ordre 3 (Theil et des Avenelles), comme en témoigne les hydrogrammes (figure 6.24 A et B) et les valeurs des paramètres NSE (0.55 et 0.51 pour la période de calibration et 0.43 et 0.46 pour la période de validation), RSR (0.67 et 0.7 pour la calibration et 0.76 et 0.73 pour la validation) et PBIAS (6.4 et -6.9 % pour la calibration et 3.7 et -11.8 % pour la validation ; tableau 6.7). Le débit observé se trouve très souvent à l'intérieur de la bande de prédiction à 90 % (figure 6.24 A et B). Les bassins se comportent de façons très similaires, ce qui explique qu'une simulation satisfaisante des débits à la station du Theil s'accompagne très souvent d'une simulation satisfaisante des débits à la station des Avenelles et inversement. La performance satisfaisante du modèle pour ces bassins est principalement due à sa capacité

à faire correspondre les pics de ruissellement et les débits de base et donc les niveaux piézométriques dans ce secteur.

En effet, le modèle parvient à reproduire assez fidèlement les cycles d'évolution annuelle et évènementielle du niveau de la nappe pour les piézomètres Chantemerle-PZ1 et Chantemerle-PZ2 (figure 6.25 D et E). Les biais d'estimation sont relativement faibles (+0.6 et +0.3 % respectivement soit +0.77 et +0.37 m pour la période de calibration) mais les valeurs des critères de performance NSE (-0.46 et 0.01 pour la période de calibration) et RSR (1.21 et 0.99 pour la période de calibration) indiquent malgré tout une reproduction assez limitée de la fluctuation temporelle des valeurs (tableau 6.7). La fluctuation saisonnière de l'humidité du sol est également bien reproduite par le modèle avec un assèchement du sol au printemps et une humidification à l'automne (figure 6.25 A). Les pics d'humidité du sol l'hiver sont très proches de ceux mesurés in-situ (environ 30 %) sauf lors des hivers 1986 à 1989 où ils sont sous-estimés. L'été, l'humidité des sols est très souvent surestimée et le point de flétrissement, très légèrement supérieur à 10 %, n'est jamais atteint. Les hausses subites de l'humidité du sol associées aux événements pluvieux et surimposées au cycle annuel ne sont pas toujours bien capturées pas le modèle.




A
Boissy SM (%)
0
10
20
30
40
50
60
Rainfall, PET (mm/d)
0
50
100
150
200
1986-01-01
1988-01-01
1990-01-01
1992-01-01
1994-01-01
Time (years)
B
Goins GWL (m NGF)
144
148
152
Rainfall, PET (mm/d)
0
50
100
150
2008-01-01
2010-01-01
2012-01-01
2014-01-01
2016-01-01
2018-01-01
Time (years)
C
Loge GWL (m NGF)
137
139
141
Rainfall, PET (mm/d)
0
50
100
150
2008-01-01
2010-01-01
2012-01-01
2014-01-01
2016-01-01
2018-01-01
Time (years)
D
Chant.-pz1 GWL (m NGF)
126
128
130
132
Rainfall, PET (mm/d)
0
50
100
150
2008-01-01
2010-01-01
2012-01-01
2014-01-01
2016-01-01
2018-01-01
Time (years)

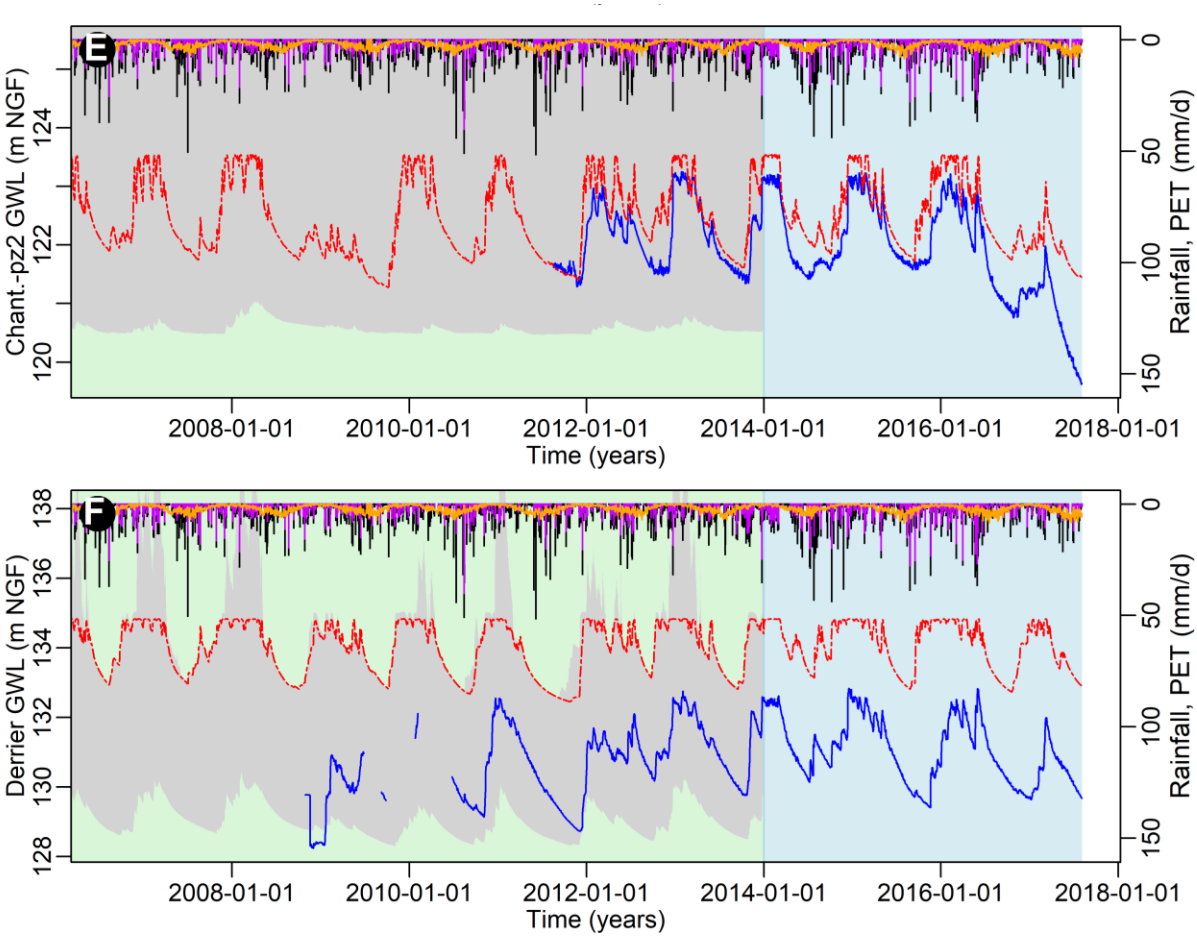


Figure 6.25. Comparaison de l'humidité des sols et des niveaux piézométriques observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant de l'Orgeval. Les enveloppes grises représentent les intervalles de confiance à 90 %. L'évapotranspiration (orange) et les pluies minimales (violet) et maximales (noir) journalières sont représentées sur la partie supérieure de chaque graphique

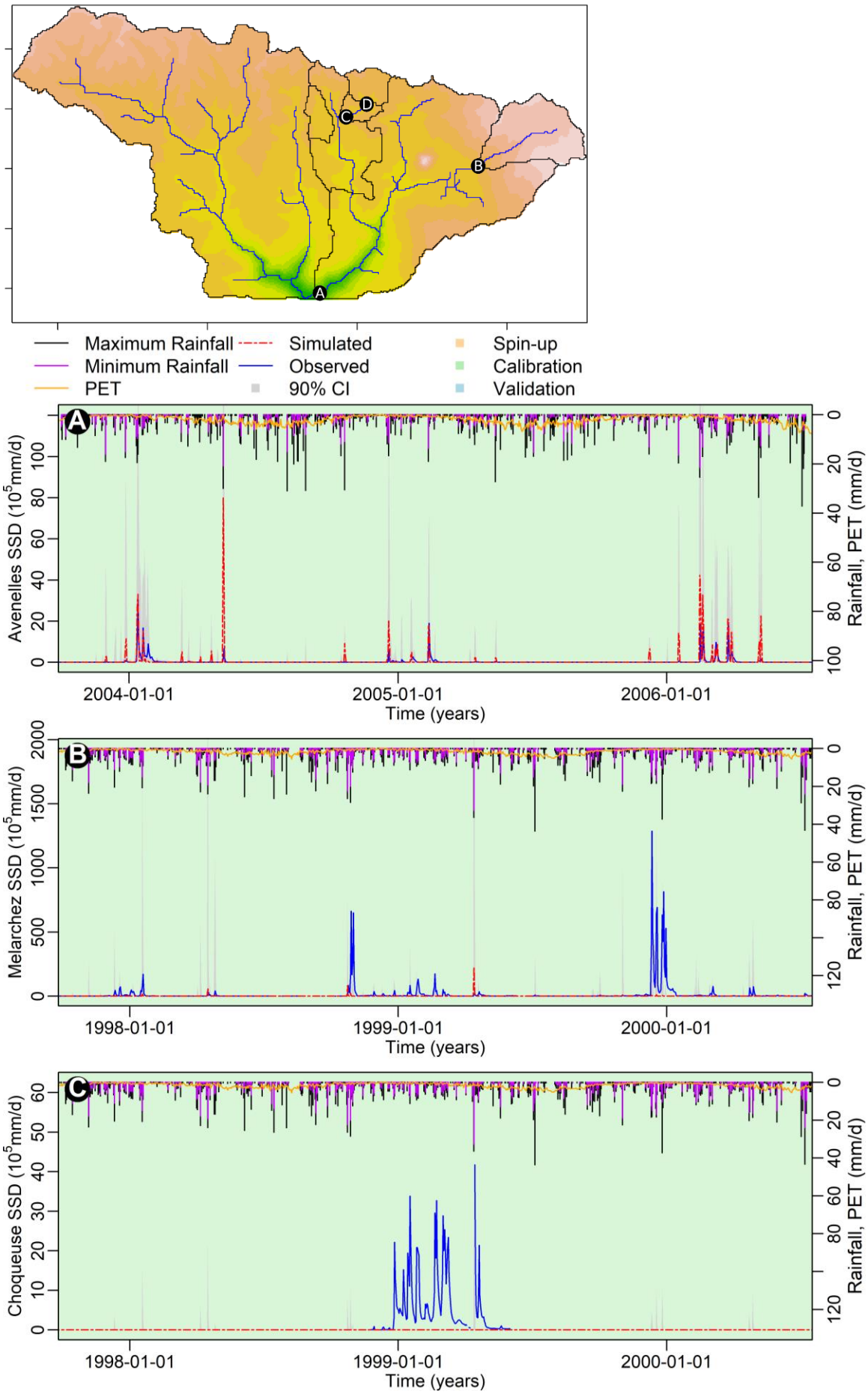
Les performances du modèle sont également acceptables à la station de Mélarchez avec un NSE et un RSR de 0.43 et 0.76 pour la période calibration et de 0.40 et 0.78 pour la période de validation (tableau 6.7). Les biais d'estimation sont nettement plus importants pour cette station avec des PBIAS de -36 et -25 %, pour les périodes de calibration et de validation, respectivement (Tableau 6.7). Le débit observé franchi sur une grande partie de l'hydrogramme la limite supérieure de la bande de prédiction à 90 % ce qui montre la difficulté de prédiction du modèle quel que soit la combinaison de paramètres retenue (figure 6.24 D). Le ruissellement et le débit de base observées sont remarquablement élevés pour ce bassin avec des coefficients de restitution très forts. Le drainage artificiel de la quasi-totalité des sols de ce bassin agricole pourrait expliquer la restitution élevée des eaux de pluie (Molénat et al., 1999 ; Riffard et al., 2001). Sur certains événements, le bassin versant de Mélarchez peut restituer plus d'eau qu'il n'en reçoit par les précipitations. Des apports extérieurs, probablement des échanges verticaux avec l'aquifère des calcaires de Champigny pourraient être responsables de cette forte restitution (Nikolić et al., 1999 ; Riffard et al., 2001 ; Hiver,

2015). La sous-estimation des débits de base (et donc des niveaux piézométriques) pourrait donc provenir en partie d'une représentation biaisée des conditions aux limites. Elle pourrait également être attribuée à des valeurs de conductivité hydraulique (K_h^{gw} = 4.66 .10^{-7} m/s) et/ou d'emmagasinement spécifique (S_y^{gw} = 1.17 %) trop élevées (tableau 6.6). Par ailleurs, la sous-estimation simultanée du ruissellement et du débit de base pourrait provenir d'un déficit hydrique global du système lié à une surestimation de l'évapotranspiration ($K_c M$ et $Z_r M$ trop forts) et/ou de l'interception (InM trop faible) dans cette partie du bassin.

Le modèle ne simule pas correctement les débits pour les quatre autres stations (Loge, Choqueuse, Goins et Quatre Cents drainant des bassins cultivés à 38, 57, 90 et 4 %) avec une surestimation moyenne des valeurs journalières, plus forte pour la période calibration (supérieure à 150%) que pour la période de validation (supérieure à 250%) (figure 6.24 C, E, F et G ; tableau 6.7). La surestimation quasi systématique des débits sur cette partie du bassin est principalement liée à une surestimation du débit de base et donc du niveau des eaux souterraines (PBIAS égal à +3 % à Goins, + 1.7 % à Loge et + 2.6 % à Derrier soit +4.36, 2.35 et 3.39 m) (figure 6.25 B, C et F ; tableau 6.7). En effet, à la différence de la piézométrie observée, la piézométrie simulée dépasse très fréquemment la surface du sol l'hiver dans ces secteurs de plateau (150 m à Goins, 140 m à Loge et 134 m à Derrier) (figure 6.25 B, C et F). La morphologie très plate de ces zones (gradient hydraulique faible) combinée à la définition d'une conductivité hydraulique et d'un emmagasinement spécifique faibles du substrat favorisent la persistance de niveaux piézométriques élevées pouvant conduire à l'affleurement de la nappe. Les cycles d'évolution annuelle de la piézométrie restent malgré tout capturés par le modèle.

4.2.1.2. Flux de MES

Concernant les flux journaliers de MES, malgré la surestimation des débits, les flux sédimentaires simulés sont constamment nuls pour les bassins de Choqueuse et de Goins durant la période pour laquelle nous disposons de mesures in-situ (03/11/1998 – 10/06/1999) (figure 6.26 C et D).


A
B
C
D
Maximum Rainfall
Minimum Rainfall
PET
Simulated
Observed
90% CI
Spin-up
Calibration
Validation
Avenelles SSD (10^5mm/d)
Melarchez SSD (10^5mm/d)
Choqueuse SSD (10^5mm/d)
Rainfall, PET (mm/d)
2004-01-01
2005-01-01
2006-01-01
1998-01-01
1999-01-01
2000-01-01
Time (years)

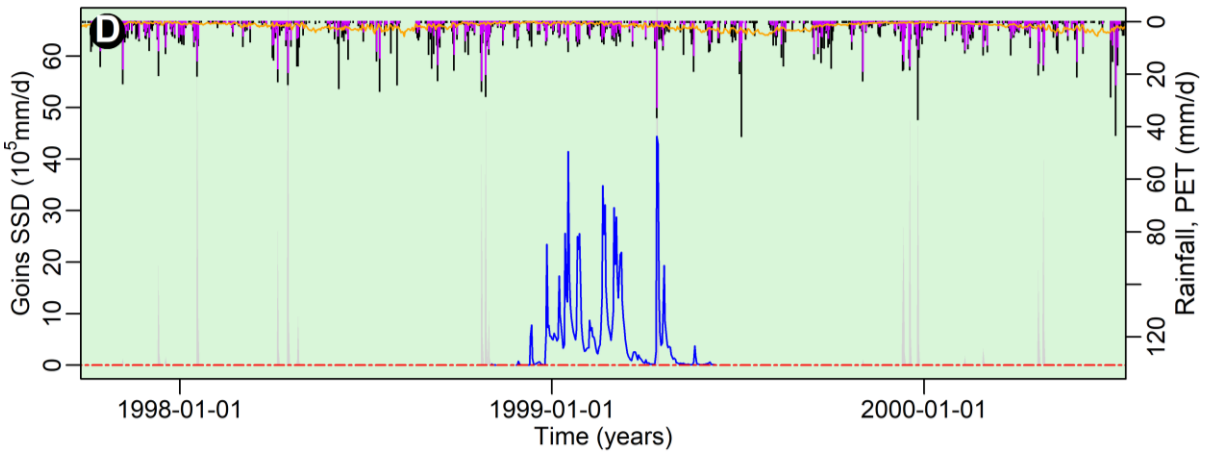


Figure 6.26. Comparaison des flux de MES observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant de l'Orgeval. Les enveloppes grises représentent les intervalles de confiance à 90 %. L'évapotranspiration (orange) et les pluies minimales (violet) et maximales (noir) journalières sont représentées sur la partie supérieure de chaque graphique

Le flux sédimentaire est également très souvent nul pour le bassin de Mélarchez (figure 6.26 B) ce qui amène à une sous-estimation moyenne des valeurs de 89.6 et 78.3 % durant la période de calibration et de validation respectivement (tableau 6.7). En revanche, la simulation des flux de MES sur la période de calibration est relativement bonne pour le bassin des Avenelles (figure 6.26 A) avec une sous-estimation moyenne des valeurs de seulement 20 et 2 % durant la période de calibration et de validation respectivement (tableau 6.7). Même si les pics et les récessions ne sont pas toujours bien simulés et sont respectivement surestimés et sous-estimés, le modèle parvient à identifier les événements durant lesquels la majeure partie du transport de MES se produit. Pour ce site, les valeurs des critères NSE et RSR sont respectivement de 0.42 et 0.76 durant la période de calibration (tableau 6.7). L'absence ou l'intermittence exagérée du transport sédimentaire est vraisemblablement liée à une surestimation de la taille des particules transportées en suspension dans le chenal (9.8 microns ; Tableau 6.6). En effet, les particules grossières sont plus difficilement érodables et leur mise en mouvement ne se fait que lorsque l'énergie des écoulements est suffisante (cf. chapitre 4). D'autre part, elles se redéposent plus rapidement en raison de leur plus grande vitesse de chute. La valeur de D_{min}, dont la valeur calibrée est pourtant déjà très faible (1.66 mm ; tableau 6.6), pourrait également avoir limité l'érosion et donc les flux de MES dans les bassins d'ordre supérieurs. En effet, ce paramètre, en restreignant l'érosion concentrée aux cellules avec une hauteur d'eau supérieure à 1.66 mm, pourrait avoir limité l'extension en amont de l'érosion concentrée.

4.2.2. Austreberthe et Dun

4.2.2.1. Débits et niveaux piézométriques

Pour l'Austreberthe et le Dun, les valeurs des fonctions objectif (tableau 6.7) et l'analyse visuelle des données simulées (figure 6.27) indiquent une reproduction globalement satisfaisante des débits durant la période de calibration. Le modèle permet une très bonne prédiction de la lame totale écoulée avec une marge d'erreur inférieure à 5 % pour l'Austreberthe et le Dun (tableau 6.7). Les coefficients de Nash et RSR sont proches des valeurs de bonne performance définis par Moriasi et al. (2007, 2014) (NSE ~ 0.5 et RSR ~ 0.7), indiquant une reproduction globalement satisfaisante des débits (tableau 6.7).

La figure 6.27 montre les résultats de calibration et de validation pour une période très humide (01/10/2000 - 15/04/2001) et deux périodes sèches (15/06/2005 – 31/12/2005 et 01/01/2006 – 31/12/2006).

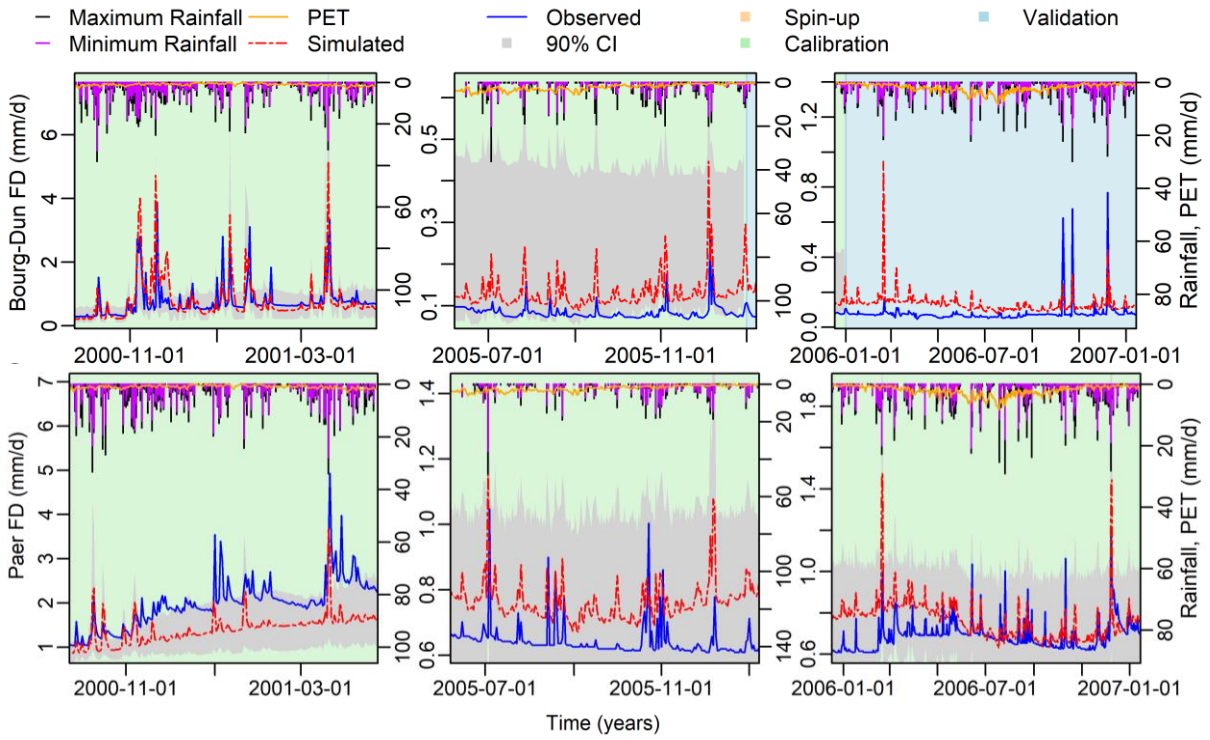
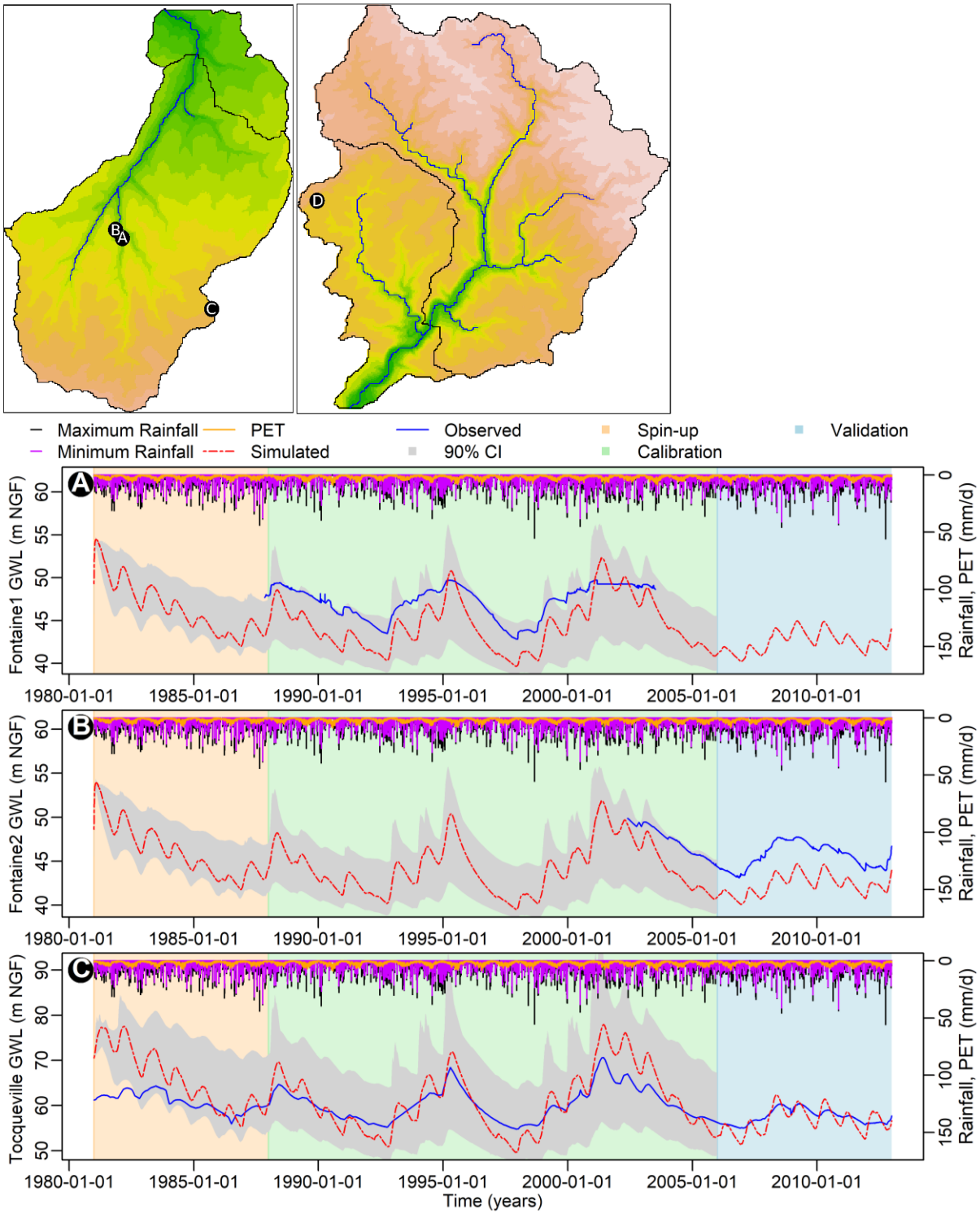


Figure 6.27. Comparaison des débits observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant du Dun (en haut) et de l'Austreberthe (en bas). Afin de faciliter leur visualisation, les débits sont présentés sur plusieurs périodes courtes (période très humide du 01/10/2000 au 15/04/2001 et périodes sèches du 15/06/2005 au 31/12/2005 et du 01/01/2006 au 31/12/2006).

Le débit observé du Dun et de l'Austreberthe est composé d'un débit de base très prononcé (notamment pour l'Austreberthe ; figure 6.27) auquel se superpose des événements ruisselants de courte durée. Ces événements sont particulièrement marqués en période humide, lorsque les pluies se produisent sur des sols saturés en eau. Les limites d'incertitude du modèle sont globalement plus étroites en période humide qu'en période sèche. Cependant,

pour l'Austreberthe, la précision de prédiction en période humide n'est pas suffisante pour englober l'ensemble des données observés. Le débit de base simulé par le meilleur modèle est sous-estimé, notamment à la fin de l'hiver et au début du printemps. Cette sous-estimation du débit de base est liée à la sous-estimation des niveaux piézométriques qui atteint près de 20m au droit de Blacqueville (figure 6.28 D).



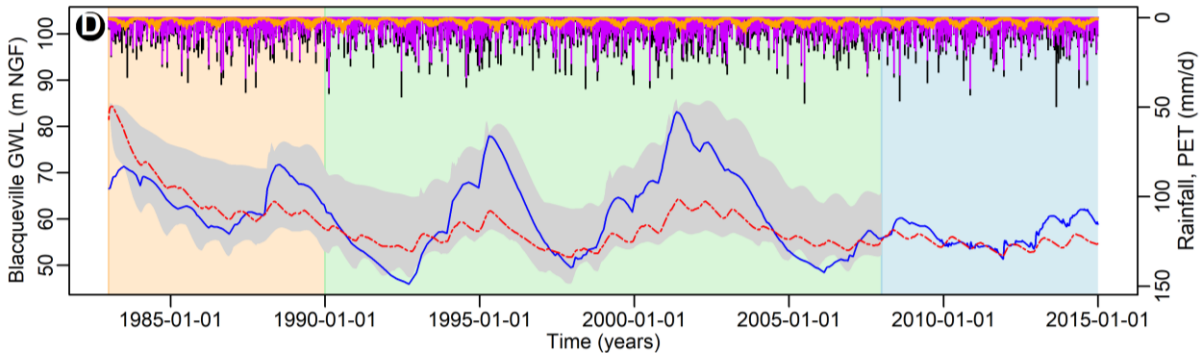


Figure 6.28. Comparaison des niveaux piézométriques observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le Dun et l'Austreberthe.

Les pics de crue sont également sous-estimés sauf pour les événements de pluie les plus importants. Pour le Dun, en période humide, les débits observés se situent souvent à l'intérieur des limites d'incertitude (figure 6.27). Le débit de base est relativement bien simulé pour la meilleure configuration de modèle avec seulement une très légère sous-estimation des valeurs. En période sèche, que ce soit pour l'Austreberthe ou le Dun, les débits de base sont très souvent surestimés même pour le Dun, même si pourtant les niveaux piézométriques simulés en plateau (Tocqueville) et en vallée (Fontaine2) ne sont pas excessifs. La réponse ruisselante du bassin du Dun est presque toujours exagérée alors qu'elle a plutôt tendance à être insuffisante pour l'Austreberthe. La sous-estimation et la surestimation de la capacité d'infiltration des sols F_c pourraient respectivement expliquer ces écarts.

Les grandes tendances annuelles et pluriannuelles du niveau piézométrique sont bien capturées par le modèle, que ce soit en plateau ou en vallée (figure 6.28). Toutes les séries piézométriques simulées contiennent les cycles climatiques annuels (1 an) et interannuels (6-7 ans) présents dans les séries observées. Le modèle parvient à bien reproduire le comportement hautement inertiel de l'aquifère puisqu'il filtre l'ensemble des variations rapides associées aux événements pluvieux. La comparaison des séries temporelles simulées et observées montre qu'elles présentent des fluctuations quasi-synchrones mais avec des amplitudes parfois très différentes. Cela explique les valeurs parfois faibles du coefficient de Nash, notamment pour les piézomètres de vallée du Dun (NSE < 0 ; Fontaine1 et Fontaine2 ; tableau 6.7). Pour le piézomètre de plateau de l'Austreberthe (Blacqueville), où le battement de la nappe est le plus fort (~40 m), la variabilité interannuelle est sous-estimée d'un facteur trois environ (figure 6.28D). Cette sous-estimation peut être liée à une surestimation de la capacité d'écoulement (K_h^{gw} trop élevé – $4.37.10^{-4}$ m/s) et/ou de stockage (S_y^{gw} trop élevé – 8.19 %) de l'aquifère. En revanche, pour le Dun, où le battement de la nappe est le plus faible (15 m en plateau et 7 m en vallée), la variabilité interannuelle des niveaux est exagérée, notamment en zone de plateau (Tocqueville ; figure 6.28C). Dans ce cas, une augmentation

de la capacité d'écoulement ($1.19.10^{-5}$ et $4.32.10^{-5}$ m/s en plateau et en vallée respectivement ; tableau 6.5) et/ou de stockage (2.06 et 2.69 % en plateau et en vallée respectivement ; tableau 6.5) devrait permettre d'atténuer cette variabilité. Par ailleurs, ces ajustements pour le Dun devraient permettre d'atténuer la variation saisonnière des niveaux qui s'exprime trop souvent et de façon trop marquée (notamment en vallée où elle devrait être pratiquement inexistante ; figure 6.28). L'exagération de la variation saisonnière pourrait également provenir d'une surestimation des cumuls de pluie efficaces liée à une sous-estimation de K_cM et Z_rM ou à une surestimation de InM (tableau 6.5).

4.2.2.2. Flux de MES

La simulation des flux de MES durant la période de calibration est relativement bonne (NSE = 0.69 et RSR = 0.56 pour le Dun et NSE = 0.42 et RSR = 0.76 pour l'Austreberthe), bien que les biais d'estimation moyens des flux de MES soit relativement forts (tableau 6.7). En effet, pour l'Austreberthe, malgré la surestimation des débits, il y a, de manière générale, une sous-estimation de l'érosion pendant et entre les crues, ce qui explique la valeur négative du critère PBIAS (-32.4 %) (figure 6.29).

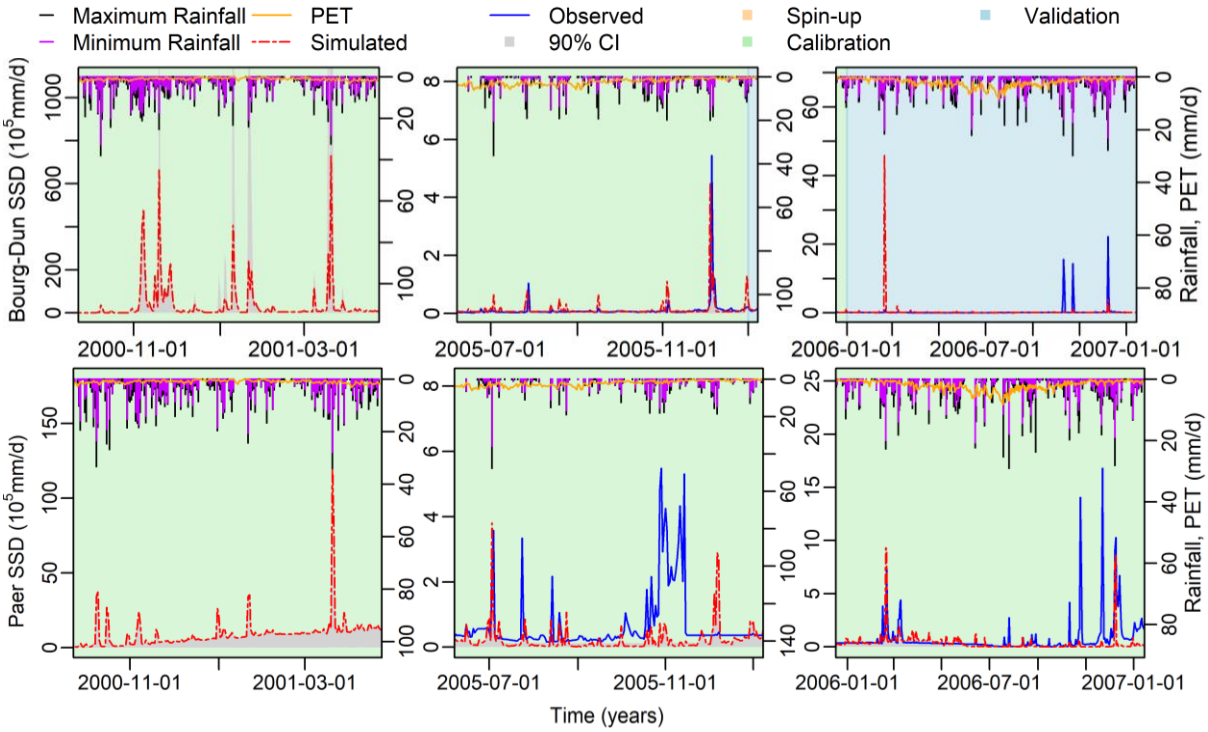


Figure 6.29. Comparaison des flux de MES observées (bleu) et simulées (rouge) par CLiDE pour le bassin versant du Dun (en haut) et de l'Austreberthe (en bas). Les flux de MES sont représentés sur les mêmes périodes que les débits en figure 6.27.

Pour le Dun, la surestimation des débits pourrait être à l'origine de la surestimation des flux sédimentaires (PBIAS = +60 % ; tableau 6.7) qui a plutôt tendance à se produire entre les événements de crue (figure 6.29). Par exemple, la crue de décembre 2005 est relativement

bien capturée par le modèle avec seulement une très légère sous-estimation du pic d'érosion (figure 6.29). La simulation des flux de MES durant la période de validation est nettement moins bonne avec une dégradation de la majorité des critères de performance (tableau 6.7). On observe notamment une accentuation des divergences dans la simulation des pics d'érosion (figure 6.29). Aucune des configurations du modèle n'est en mesure de capturer les pics de flux de MES qui sont très souvent sous-estimés. Cependant, pour le Dun, la simulation de l'érosion nette totale est meilleure avec une surestimation nettement moins forte (2 %) (tableau 6.7).

4.3. Autocorrélogrammes et spectres de Fourier

4.3.1. Comparaison des comportements hydro-sédimentaires

Les figures 6.30 à 6.39 comparent les corrélogrammes et les spectres de puissance des séries temporelles observées et simulées des bassins de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun. Les tableaux 6.8, 6.9 et 6.10 fournissent une analyse plus détaillée comparant les effets mémoires (EM), les fréquences de rupture (Tx1, Tx2) et les coefficients spectraux (B1, B2, B3 et Bm) observées et simulées. Les fonctions d'autocorrélation et les spectres de puissance des séries observées sont parfois calculés sur une gamme de retards ou de fréquences réduite, en raison d'une disponibilité limitée des données. Cela peut donc, dans certains cas, rendre difficile voire impossible la détermination des régimes et des ruptures d'échelles basses fréquences des spectres (B1 et Tx1).

4.3.1.1. Débits

Les spectres de puissance des débits observés et simulés présentent des pics similaires à 1 an et/ou 5-7 ans (non visible ici en raison du lissage lœss), reflétant la présence des cycles saisonniers et interannuels, respectivement. Les spectres observés et simulés diminuent tous avec la fréquence, ce qui indique que le modèle reproduit le comportement de type « filtre passe-bas » observé pour l'ensemble des bassins versants (figure 6.30). Pour le Theil, les Avenelles, Mélarchez, Choqueuse, Goins, Quatre Cents et Bourg-Dun, l'ajustement d'un modèle de régression segmentée aux spectres des débits simulés et observés a permis d'identifier deux régimes d'invariance (tableau 6.8). Par conséquent, le modèle parvient à capturer, pour ces bassins versants, les deux régimes d'écoulement, à savoir le ruissellement et le débit de base, présents dans les débits. Généralement, pour les bassins d'ordre supérieur (Paer, Bourg-Dun, Theil, Avenelles, Mélarchez), la rupture d'échelle (Tx2) se placent à des périodes plus élevés pour les chroniques observées (10-15 jours pour les bassins de l'Orgeval ; également observé par Tessier et al., 1996 pour le Theil) que pour les chroniques

simulées (5 jours) alors que c'est l'inverse pour les bassins d'ordre inférieur (Choqueuse, Goins ; 5 jours contre 20 jours) (tableau 6.8).

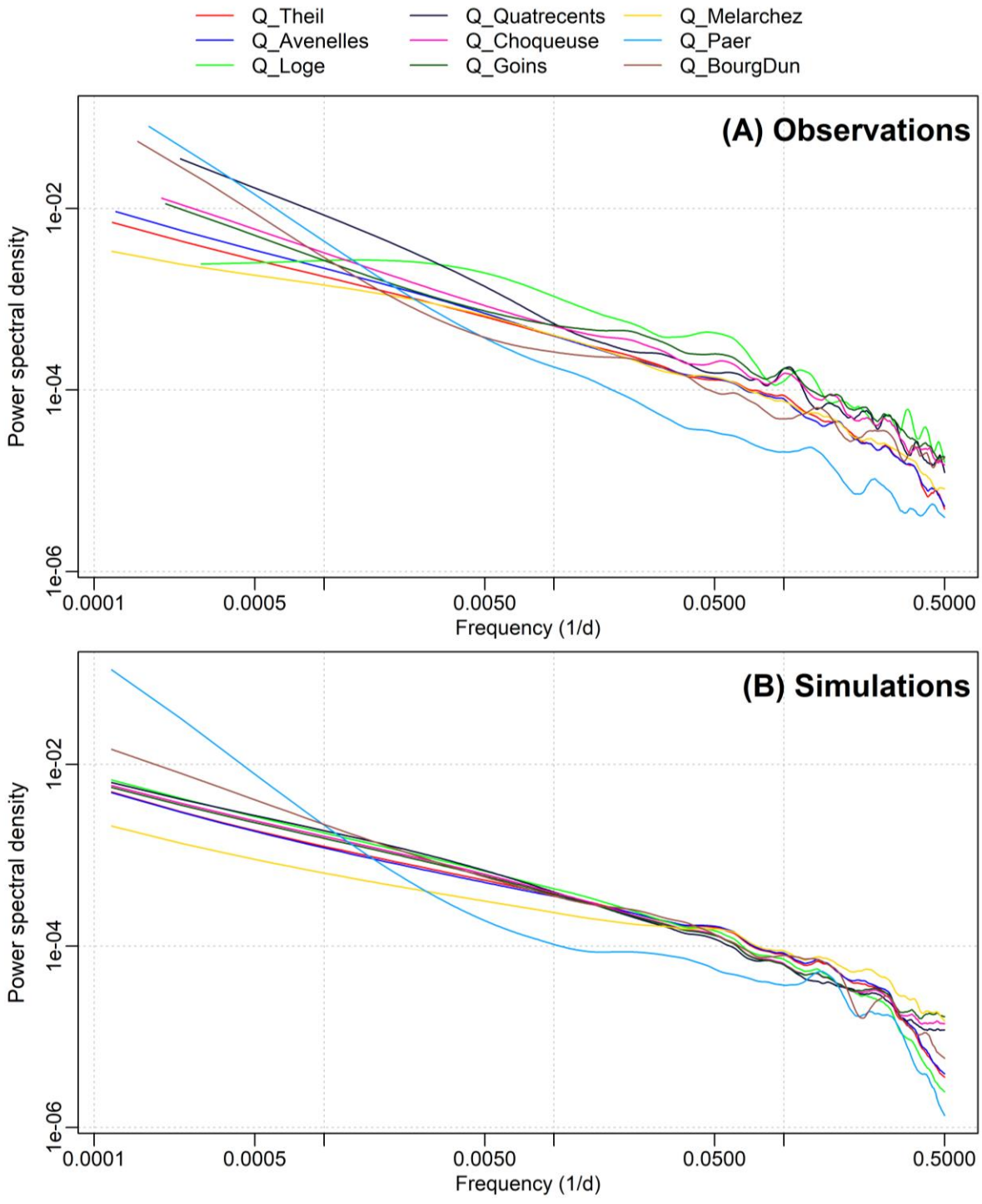


Figure 6.30. Spectres de Fourier lissés des séries observées (A) et simulées (B) de débit. Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites.

Tableau 6.8. Variables corrélatoires (EM) et spectrales (B1, B2, B3, Bm, Tx1 et Tx2) extraites des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier des séries observées (a) et simulés (b) de débit.

	Observations							Simulations						
	B1	B2	B3	Bm	Tx1	Tx2	EM	B1	B2	B3	Bm	Tx1	Tx2	EM
Q_Theil	-0.65	-	-1.59	-0.72	-	8.32	24	-0.58	-	-3.39	-0.64	-	4.29	15
Q_Avenelles	-0.71	-	-1.45	-0.77	-	8.76	46	-0.57	-	-3.53	-0.63	-	4.12	10
Q_Melarchez	-0.52	-	-1.23	-0.62	-	15.1	23	-0.43	-	-1.78	-0.46	-	4.28	4
Q_Choqueuse	-0.75	-	-1.37	-0.78	-	5.88	49	-0.62	-	-0.99	-0.68	-	19.45	24
Q_Goins	-0.69	-	-1.4	-0.73	-	5.79	14	-0.62	-	-0.91	-0.67	-	20.45	23
Q_QuatreCents	-1.11	-	-0.8	-0.97	-	72.83	88	-0.63	-	-0.94	-0.72	-	43.75	31
Q_Loge	-0.62	-	-	-0.62	-	-	25	-0.66	-	-2.99	-0.74	-	5.13	25
Q_BourgDun	-1.46	-	-0.66	-0.98	-	231.2	423	-0.77	-	-1.64	-0.82	-	6.45	59
Q_Paer	-1.54	-	-0.93	-1.25	-	103.14	549	-1.79	-0.4	-4.18	-1.12	175.43	3.97	503

Les pentes des spectres B sont relativement bien reproduites par le modèle pour Mélarchez, Choqueuse, Goins et Quatre Cents, beaucoup moins pour le Theil, les Avenelles et Bourg-Dun (tableau 6.8). En effet, les différences relatives de valeurs sont comprises entre ±10 et ±45 % pour les premiers et ±11 et ±148 % pour les seconds (tableau 6.8). La sous-estimation (en valeur absolue) des coefficients spectraux se produit sur l'ensemble des gammes d'échelles pour Choqueuse et Goins et seulement sur la gamme des basses fréquences pour le Theil, les Avenelles, Mélarchez, Quatre-Cents et Bourg-Dun (tableau 6.8). Par exemple, pour le débit au Bourg-Dun, B1 et B3 valent respectivement -1.46 et -0.66 pour la série observée et -0.77 et -1.64 pour la série simulée. Par conséquent, ces résultats suggèrent, pour le Theil, les Avenelles, Mélarchez, Quatre-Cents et Bourg-Dun, un lissage exagéré du signal dans la gamme des hautes fréquences (< 5-7 jours), probablement en raison d'un routage trop lent des écoulements en surface (Weedon et al., 2015 ; Åkesson et al., 2016). Le lissage insuffisant dans la gamme des basses fréquences (> 5-7 jours) pourrait être dû à une sous-estimation de la variabilité lente du débit de base, clairement visible pour le Theil, les Avenelles, Mélarchez et Bourg-Dun en figures 6.24 A, B, D et 6.27.

Pour Loge et Saint-Paër, les spectres des débits observés et simulés sont structurés différemment puisqu'ils ne contiennent pas le même nombre de ruptures. Pour Loge, le spectre observé ne présente aucun point de rupture ce qui n'est pas le cas du spectre simulé qui en possède un à 5 jours (Tx2) (tableau 6.8). Pour Saint-Paër, le spectre observé contient un point de rupture (Tx2 = 103 jours) alors que le spectre simulé en contient deux (Tx1 = 175 jours et Tx2 = 4 jours). Comme pour le Theil, les Avenelles, Mélarchez et Bourg-Dun, le lissage du signal dans la gamme des hautes fréquences (< 5-7 jours) est exagéré pour Loge et Saint-Paër. L'amortissement des variations hautes fréquences est donc globalement trop fort pour les bassins avec une taille importante (A > 2.24 km²).

Les effets mémoires, les pentes et les fréquences de rupture, qu'ils soient observés ou simulés, sont différents d'un site à l'autre, révélant des comportements hydrologiques différents (tableau 6.8). Pour les bassins infiltrants karstiques de Saint-Paër (F_c = 1.25 mm/h) et du Bourg-Dun (F_c = 0.70 mm/h), les écoulements proviennent principalement de l'aquifère de la craie qui est un aquifère profond (formations superficielles épaisses) présentant une grande capacité de stockage, notamment pour Saint-Paër (S_y^{gw} = 7.14 % ; tableau 6.6). Cela pourrait expliquer la décroissance lente des fonctions d'autocorrélation (figure 6.31), la valeur élevée du point de rupture Tx2 (103 et 231 jours) et l'inclinaison importante de la partie basses fréquences des spectres de Fourier (B1 égal à -1.54 et -1.46) pour ces bassins (tableau 6.8). Le comportement moins intermittent des précipitations (Bm des précipitations brutes plus élevée en valeur absolue) et la capacité de stockage (RAW et TAW) plus élevée des sols de

ces bassins (cf. section 4.1 , analyse de sensibilité) pourraient également contribuer à leur plus grande mémoire hydrologique de long terme (Yang et al., 2018). Le lissage assez faible du signal dans les hautes fréquences reflète une composante rapide d'écoulement associée à des chemins d'écoulements très transmissifs (conduits karstiques).

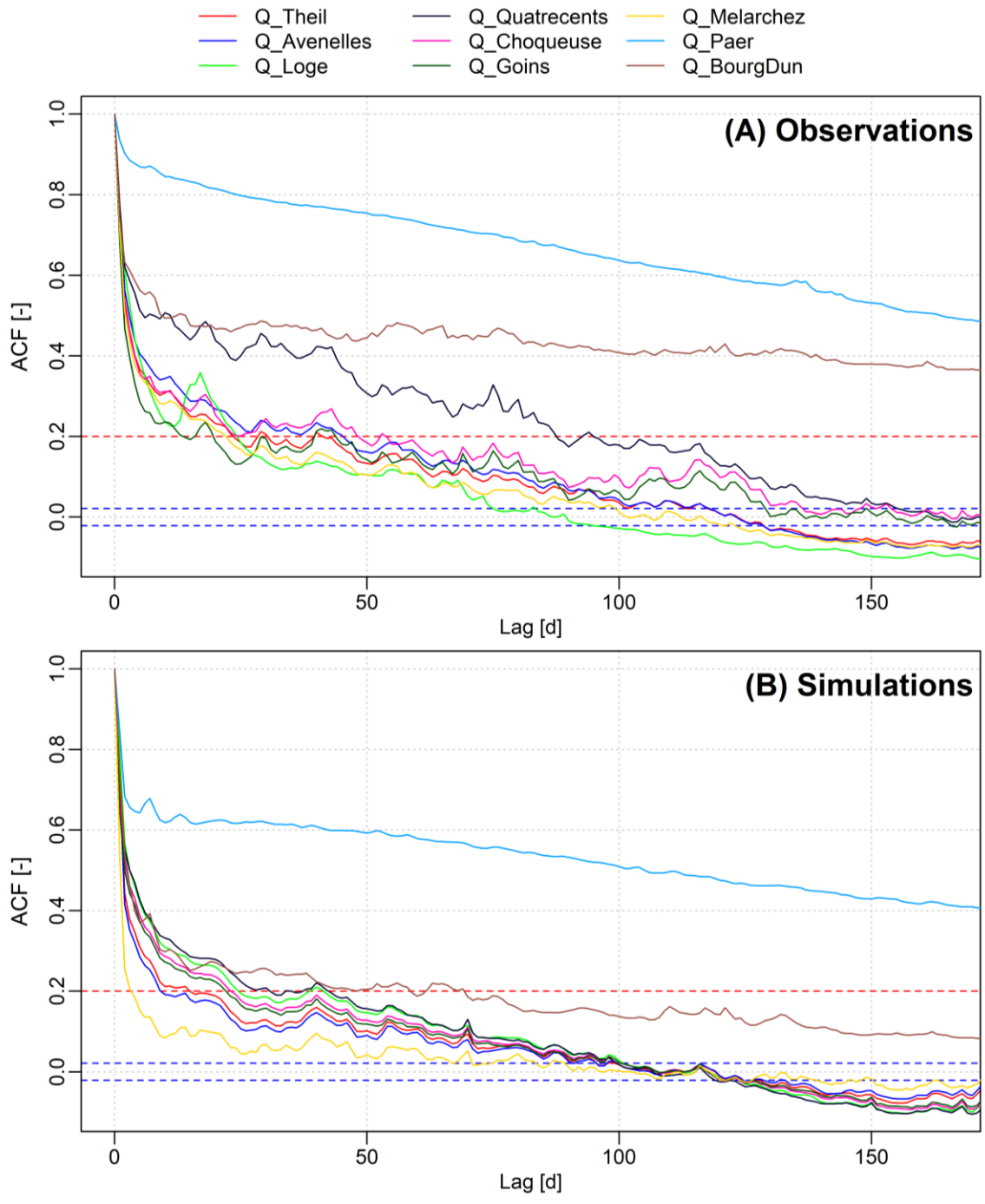
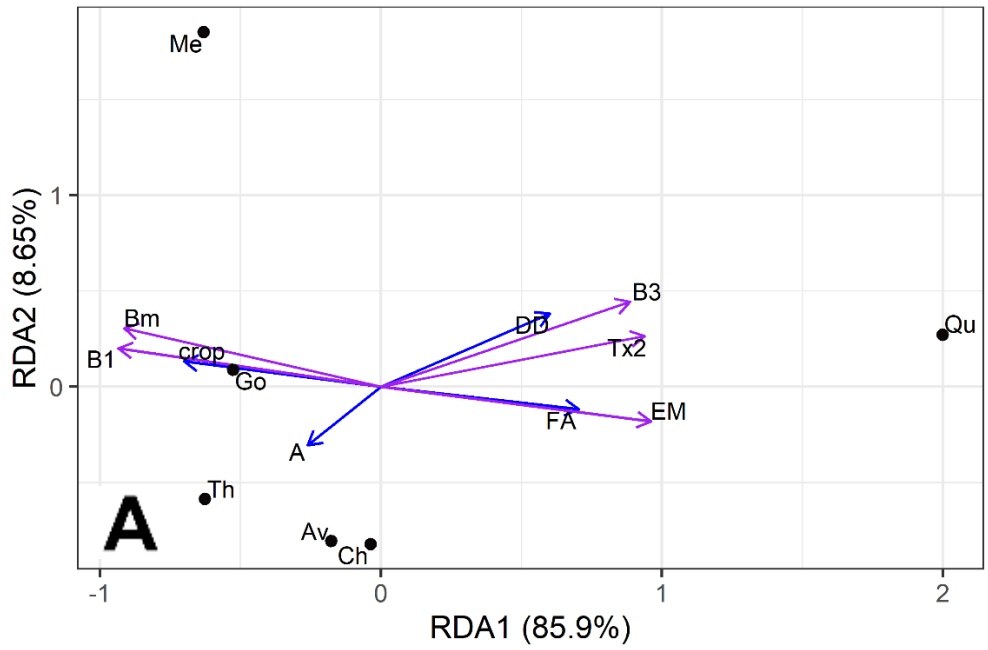


Figure 6.31. Fonctions d'autocorrélation des séries observées (A) et simulés (B) de débit, de flux de MES, de niveau piézométrique et d'humidité des sols. La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984). Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 %.

La mémoire hydrologique à long terme de ces bassins est donc élevée comparé à celui des bassins de l'Orgeval, excepté pour le bassin des Quatre Cents où le lissage du débit est marqué dans les basses fréquences. En effet, pour le débit aux Quatre Cents, l'EM, Tx2 et B1 valent respectivement 88 jours, 73 jours et -1.11 contre seulement 14-49 jours, 6-15 jours et -0.52--0.75 pour les autres bassins de l'Orgeval. Les bassins de Goins et de Mélarchez sont les plus réactifs aux précipitations, avec un EM de 14 et 23 jours, un Tx2 de 6 et 15 jours et un coefficient B1 de -0.69 et -0.52 (tableau 6.8). Dans le même temps, pour Saint-Paër, Bourg-Dun et Quatre Cents, la partie hautes fréquences du spectre des débits est moins pentue puisque B3 vaut -0.66 à -0.93 pour ces bassins contre -1.23 à -1.59 pour les autres bassins (tableau 6.8). Ainsi, il y a une anticorrélation entre B1 et B3, ce qui signifie qu'une mémoire hydrologique forte de court (long) terme s'accompagne, pour les bassins versants étudiés, d'une mémoire hydrologique faible de long (court) terme.

Les écarts entre les bassins de Mélarchez et de Goins d'une part et le bassin des Quatre cents d'autre part, peuvent être associés à leurs caractéristiques physiques. En effet, pour les bassins de Mélarchez et de Goins, les sols, principalement agricoles, sont drainés artificiellement sur la quasi-totalité de leur surface (Riffard et al., 2002) alors que le bassin des Quatre Cents est entièrement boisé. Une analyse de corrélation bivariée et une analyse de redondance confirment ce lien statistiquement significatif entre l'occupation du sol et les propriétés spectrales du débit puisque, parmi les variables indépendantes les mieux représentées par le plan d'ordination (i.e. celles dont les vecteurs sont les plus longs), celles qui s'alignent le plus avec les vecteurs EM, Bm, B1, B3 et Tx2 sont FA (fraction boisée du bassin) et crop (fraction cultivée du bassin) (figure 6.32 A).



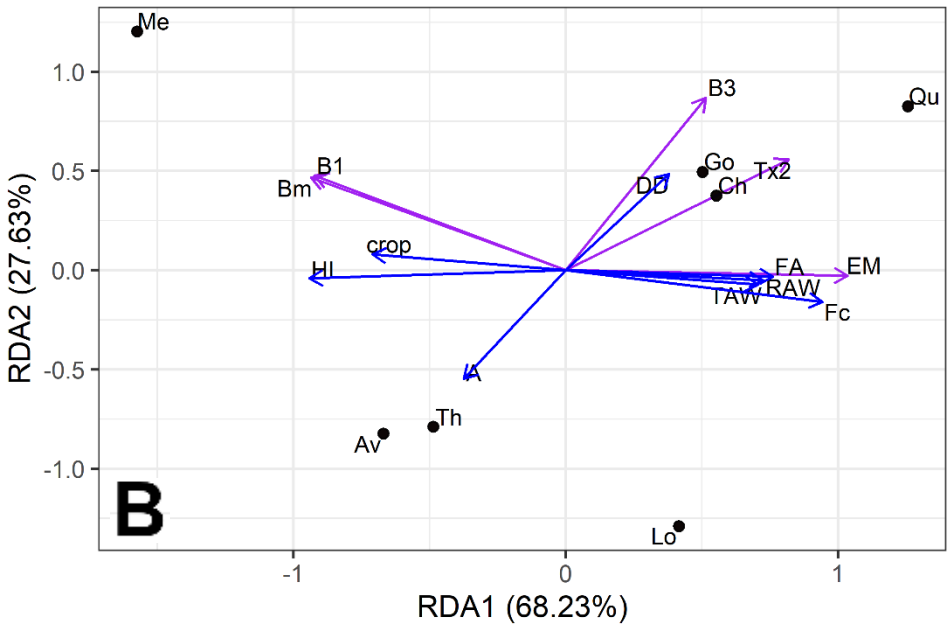


Figure 6.32. Triplot de corrélation (plan I-II de la RDA) décrivant l'influence des caractéristiques physiques des bassins versants de l'Orgeval (variables explicatives, flèches bleues) sur les propriétés corrélatoires (EM) et spectrales (Bm, B1, B3 et Tx2) de leurs débits (A) observés et (B) simulés (variables réponses, flèches violettes). FA : fraction boisée ; crop : fraction cultivée ; DD : densité de drainage ; HI : intégrale hypsométrique ; Fc : capacité d'infiltration des sols ; TAW et RAW : capacité de stockage des sols ; Th : Theil ; Av : Avenelles ; Lo : Loge ; Me : Mélarchez ; Go : Goins ; Ch : Choqueuse ; Qu : Quatre Cents.

Les surfaces boisées présentes sur le bassin versant de Quatre Cents lui confère une plus grande mémoire de long terme mais une moins grande mémoire de court terme puisque les vecteurs FA, EM, Tx2 et B3 du plan d'ordination pointent dans sa direction et les vecteurs B1 et Bm dans une direction opposée (figure 6.32 A). En revanche, les surfaces agricoles (drainées), majoritaires (90%) sur les bassins de Goins et Mélarchez, ont un effet inverse puisque le vecteur crop, orienté vers les points Me et Go, pointe dans une direction opposée à celle de EM, Tx2 et B3 et dans la même direction que B1 et Bm (figure 6.32 A).

Il est assez surprenant que les sols majoritairement agricoles du Mélarchez et de Goins génèrent un lissage plus important des hautes fréquences que les sols forestés de Quatre Cents. Ce comportement assez particulier peut s'expliquer de trois manières. Premièrement, pour le bassin de Quatre Cents, le stockage de l'eau en surface est limité en raison de sa plus petite surface A (les écoulements prennent moins de temps à rejoindre l'exutoire) (Mudelsee, 2007). Deuxièmement, la densité de drainage (DD) plus faible de ces bassins pourrait entrainer un amortissement des crues puisque, dans ce cas, les écoulements se font principalement de manière diffuse. Troisièmement, la mise en charge du réseau de drainage agricole, même lors d'évènements de pluie faibles (~5 mm/d), pourrait permettre un

écrêtement des crues en favorisant le stockage temporaire de l'eau dans les drains et les parcelles (Henine et al., 2012, 2014) (figure 6.32 A).

Ces relations bivariées s'observent également sur les données simulées (figure 6.32 B). Pour les données simulées, trois autres variables ont une influence sur la réactivité hydrologique à long terme des bassins : l'intégral hypsométrique (HI), la capacité d'infiltration (F_c) et la capacité de stockage (TAW et RAW) des sols. Plus la capacité d'infiltration et la capacité de stockage des sols sont faibles, plus le ruissellement de surface est important et donc plus la mémoire hydrologique à long terme est faible (B1 faible). De même, plus l'intégral hypsométrique est élevée (bassin versant convexe), plus les pentes aux abords du réseau hydrographique et de l'exutoire sont raides, ce qui favorise l'évacuation des écoulements et donc une mémoire hydrologique faible (B1 faible). Il est malgré tout surprenant que l'influence de F_c et HI sur B3 soit faible étant donné que ces paramètres agissent sur la formation immédiate du ruissellement (Julian and Gardner, 2014) (figure 6.32 B). L'effet de ces facteurs pourrait être supplanté par celui de la surface des bassins, puisque nous observons, comme pour les débits observés, que plus la surface du bassin est importante (A fort), plus le lissage du débit hautes fréquences est important (B3 faible), ce qui rejoint les remarques de Mudelsee, (2007), Mesquita (2008) et Julian et Gardner (2014). La surface du bassin serait donc le principal facteur de contrôle de la mémoire hydrologique de court terme.

En résumé, les facteurs de contrôle distinguant le comportement hydrologique du Dun et de l'Austreberthe de celui des bassins versants de l'Orgeval sont la lithologie et les épaisseurs de formations superficielles. Pour le Dun et l'Austreberthe, la moins grande intermittence des débits sur le long terme reflète la variabilité beaucoup plus lente du débit de base tandis que, sur le court terme, la réactivité hydrologique plus forte de ces bassins provient de la présence de conduits karstiques très transmissifs. Au sein du bassin de l'Orgeval, une distinction peut se faire entre les bassins boisés et cultivés puisque l'on constate un plus grand lissage des débits sur le long terme pour Quatre Cents que pour Mélarchez et Goins. Sur le court terme, les principaux facteurs de contrôle sont l'aire drainée et la densité de drainage qui tendent à diffuser ou concentrer les écoulements.

4.3.1.2. Niveaux piézométriques et humidité des sols

Les résultats pour les niveaux piézométriques indiquent que le modèle parvient à reproduire les temps de décorrélation (figure 6.33) et les pentes spectrales élevés (figure 6.34) de PZ_Blacqueville, PZ_Tocqueville, PZ_Fontaine1 et PZ_Fontaine2.

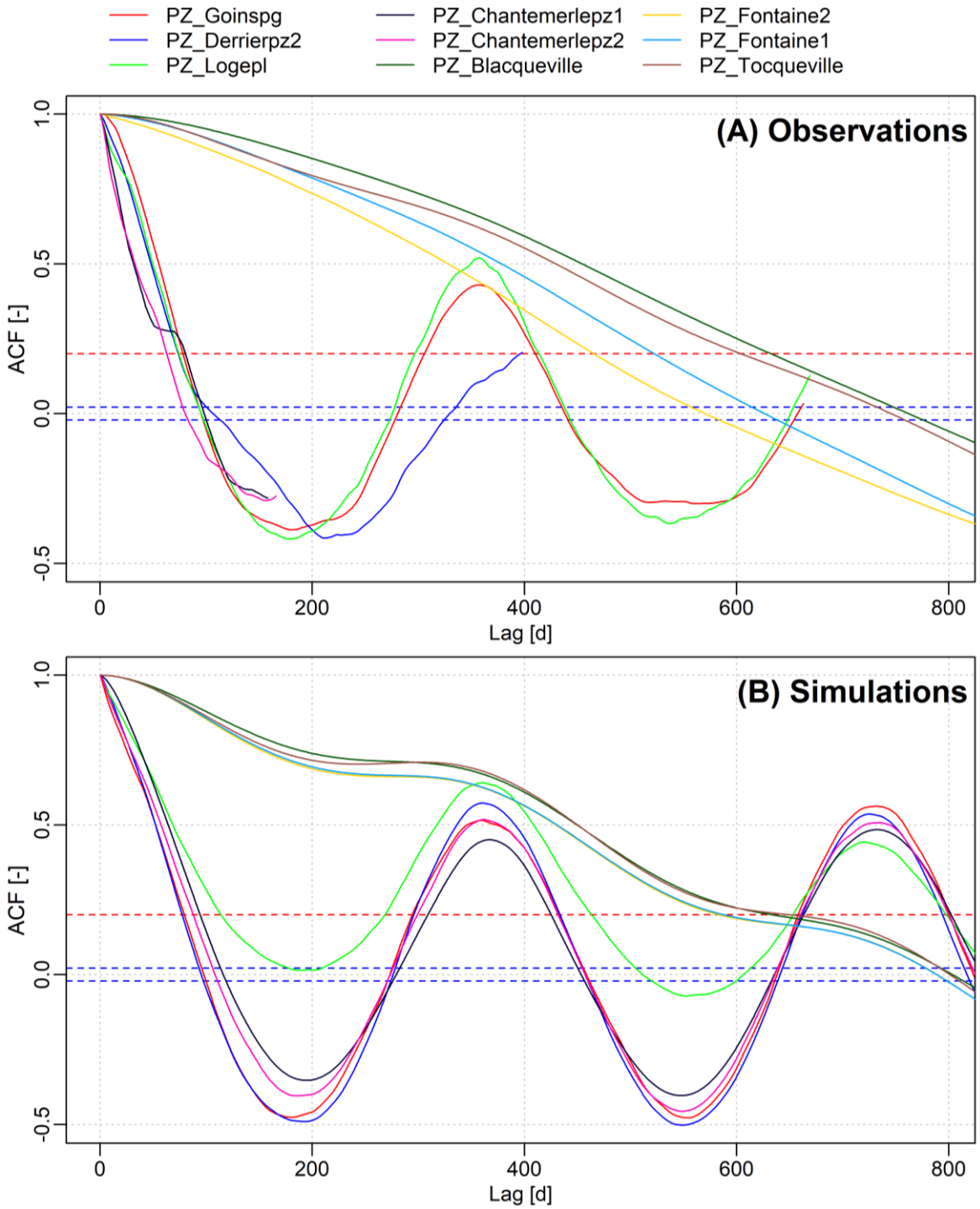


Figure 6.33. Fonctions d'autocorrélation des séries observées (A) et simulés (B) de niveau piézométrique. La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984). Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 %.

La périodicité saisonnière, assez légère pour ces séries, notamment pour PZ_Blacqueville, semble exagérée par le modèle (figure 6.33). Les effets mémoires particulièrement élevés pour les piézomètres de plateaux (PZ_Tocqueville et PZ_Blacqueville respectivement) sont assez bien reproduits par le modèle puisque les écarts relatifs n'excèdent pas +0.16 à +7.44 % en valeur absolue (tableau 6.9).

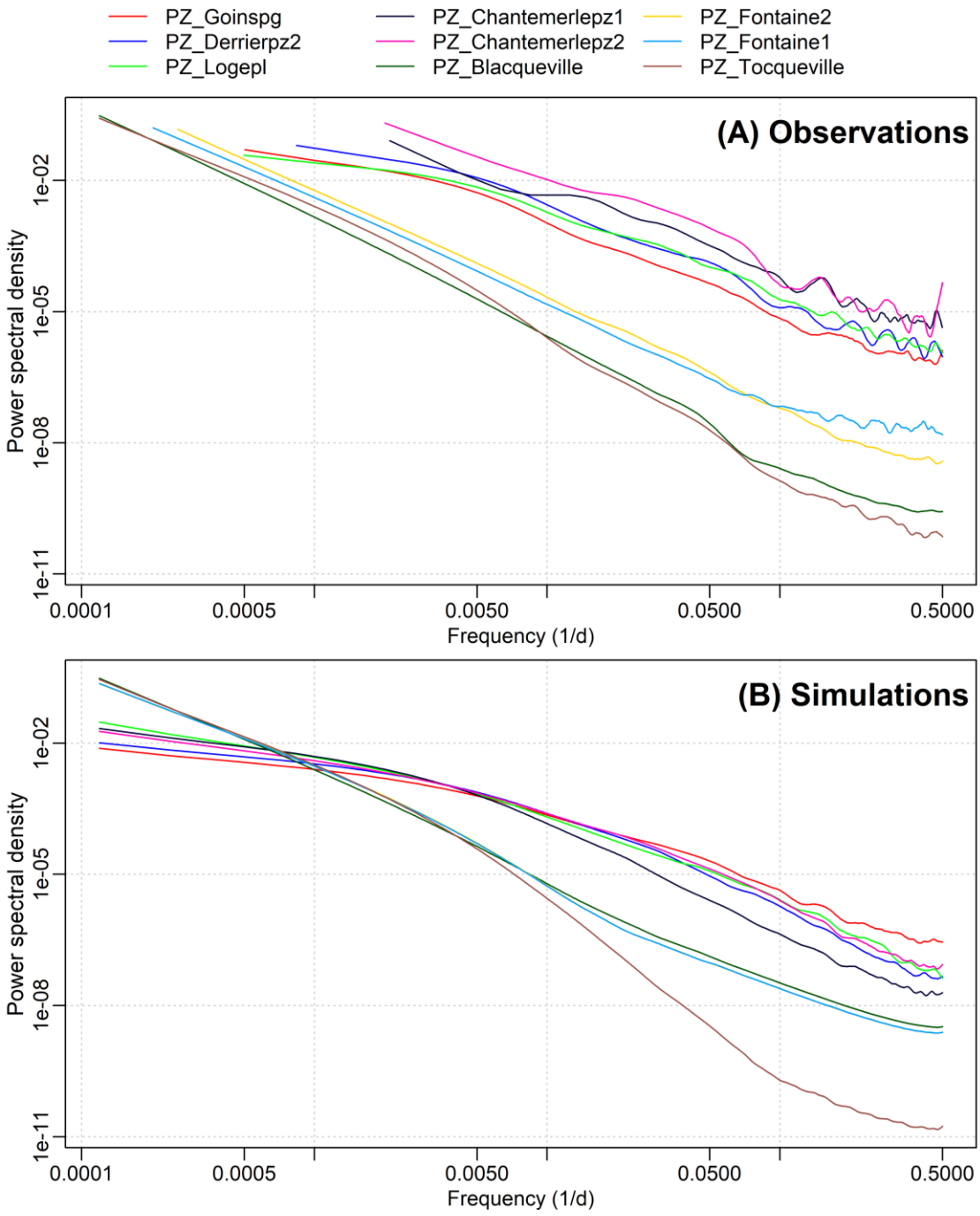


Figure 6.34. Spectres de Fourier lissés des séries observées (A) et simulés (B) de débit, de flux de MES, de niveau piézométrique et d'humidité des sols. Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites.

Un seul régime d'invariance est présent pour les spectres observés et simulés de Tocqueville alors qu'il en existe deux pour les spectres observés (Tx2 = 5 jours) et simulés (Tx2 = 13 jours) de Blacqueville (figure 6.34). A l'images de résultats produits par la fonction d'autocorrélation, les écarts dans les coefficients spectraux sont faibles et n'excèdent pas, en valeur absolue, +10% (B1) pour PZ_sim_Tocqueville et -10% (B1) et +60% (B3) pour Blacqueville.

Tableau 6.9. Variables corrélatoires (EM) et spectrales (B1, B2, B3, Bm, Tx1 et Tx2) extraites des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier des séries observées (a) et simulés (b) de niveaux piézométriques

	Observations							**Simulations**						
	B1	B2	B3	Bm	Tx1	Tx2	EM	B1	B2	B3	Bm	Tx1	Tx2	EM
PZ_ Goinspg	-0.56	-	-2.16	-1.77	-	261.59	79	-0.46	-	-1.79	-1.25	-	247.08	80
PZ_ Derrierpz2	2.35	-	-2.16	-1.85	-	574.57	74	-0.53	-	-2.32	-1.48	-	172.41	78
PZ_ Logepl	0.08	-	-1.98	-1.57	-	339.91	75	-0.91	-	-2.08	-1.54	-	178.39	114
PZ_ Chantemerlepz1	-	-	-1.84	-1.84	-	-	81	-0.42	-	-2.46	-1.78	-	389.05	95
PZ_ Chantemerlepz2	-	-	-1.99	-1.99	-	-	63	-0.47	-	-2.04	-1.49	-	348.48	88
PZ_ Blacqueville	-2.75	-	-1.01	-2.7	-	4.67	633	-2.47	-	-1.62	-2.37	-	12.74	634
PZ_ Fontaine2	-2.46	-	-1.14	-2.43	-	4.1	466	-2.48	-	-1.54	-2.4	-	9.55	584
PZ_ Fontaine1	-2.42	-	-0.78	-2.25	-	9.93	523	-2.49	-	-1.54	-2.4	-	9.84	588
PZ_ Tocqueville	-2.85	-	-	-2.85	-	-	605	-3.14	-	-	-3.14	-	-	650
SMD_Boissy	0.69	-	-1.71	-1.36	-	410.57	71	-0.37	-	-2.15	-1.54	-	365.22	83

En revanche, des écarts plus importants se produisent pour les effets mémoires (+12.43 à +25.32 %) plus faibles des piézomètres de vallée (523 et 466 jours pour PZ_Fontaine1 et PZ_Fontaine2). Deux régimes scalaires ont été identifiés dans les spectres observés et simulés de ces piézomètres avec une fréquence de rupture située à 10 jours environ dans l'ensemble des cas. Alors que le coefficient spectral élevé du régime basse fréquence (B1 compris entre -2.42 et -2.46) est relativement bien reproduit, celui du régime haute fréquence, assez faible (B3 compris entre -0.78 et -1.14), est très largement surestimée comme l'ACF pouvait le laisser présager (+97 et +35 % pour Fontaine1 et Fontaine2 respectivement). Une augmentation de la conductivité hydraulique en vallée devrait permettre au modèle de mieux capturer la nature particulièrement karstique du substrat dans cette zone et donc la grande réactivité des niveaux piézométriques à la pluie (El Janyani et al., 2012, 2014).

Pour l'Orgeval, la variabilité saisonnière marquée des niveaux piézométriques est bien reproduite par le modèle, en témoigne les oscillations des fonctions d'autocorrélation observées et simulées et le pic à 1 an dans les spectres observés et simulés (figure 6.33 et figure 6.34). La réactivité importante des niveaux piézométriques pour ce bassin est assez bien reproduite par le modèle, comme le montre la décroissance rapide des fonctions d'autocorrélation (EM compris entre 63 et 81 jours ; tableau 6.9) et l'inclinaison assez faible des spectres (Bm compris entre -1.99 et -1.57 ; tableau 6.9). Les spectres de puissance des niveaux piézométriques observés et simulés présentent un point de rupture Tx2 situé à ~1 an pour PZ_Goinspg, PZ_Logepl et PZ_Derrierpz2. Pour PZ_Chantemerlepz1 et PZ_Chantemerlepz2, les spectres observés et simulés ne présentent pas le même nombre de rupture : les premiers sont monofractales tandis que les seconds sont bifractales. Pour ces deux piézomètres, les chroniques observées sont probablement trop courtes pour identifier le régime scalaire basses fréquences (> 1 an) présent dans les spectres simulés. Pour des périodes supérieures à 1 an, les spectres observés et simulés de l'ensemble des niveaux piézométriques de l'Orgeval sont quasi-horizontaux (B1 > -1), ce qui signifie une absence de lissage pour cette gamme d'échelle. L'inclinaison des spectres s'accentue pour des fréquences supérieures à 1 an, avec un lissage du signal assez bien reproduit pour Derrierpz2 (+7%) mais une sous-estimation du lissage pour Goinspg (comprise entre -21 et -92%). En revanche, pour les piézomètres proches du réseau du drainage (Logepl, Chantemerlepz1 et Chantemerlepz2), l'inclinaison du spectre et donc le lissage du signal est surestimé (+29 à +36%). L'effet mémoire déduit de la fonction d'autocorrélation est également surestimé (+40 à +52 %) pour ces piézomètres, qui, à l'image des résultats obtenus pour le Dun, indique un manque de réactivité de la nappe en vallée (sous-estimation possible du champ de perméabilité dans ce secteur).

L'allure des fonctions d'autocorrélation et des spectres de puissance varie d'un bassin à l'autre (figures 6.33 et 6.34). Les spectres des piézomètres de l'Orgeval commencent par être plats puis amorcent une décroissance à partir d'un point de rupture d'un an environ (Tx2). L'inverse se produit pour le Dun et l'Austreberthe puisque, à l'exception du spectre observé PZ_Tocqueville, les spectres sont d'abord inclinés puis s'aplatissent dans les hautes fréquences (période de rupture Tx2 comprise entre 3 et 13 jours ; tableau 6.9). Ainsi, les valeurs absolues des paramètres EM, Bm et B1 sont plus élevés pour l'aquifère du Dun et de l'Austreberthe (craie sous couverture de formations superficielles) que pour l'aquifère de l'Orgeval (calcaires affleurants) (tableau 6.9).

L'autocorrélation des niveaux piézométriques sur le long terme serait donc associée à la nature de l'aquifère et à la présence/absence de formations superficielles. La capacité de lissage plus forte de l'aquifère de la craie pourrait être associée à sa capacité de stockage plus importante (S_y^{gw} vaut 2.83 et 7.14 % pour le Dun et l'Austreberthe contre 1.17% pour les calcaires de Brie de l'Orgeval ; Tableau 6.6) (Mayaud et al., 2014 ; Chiaudani et al., 2017). La présence d'une couche épaisse de formations superficielles pourrait limiter les échanges avec la surface et allonger les temps de transfert vers la nappe en permettant le stockage momentané des écoulements (Slimani et al., 2009 ; El Janyani, 2012, 2014). La plus grande capacité de stockage (S_y^{ss} = 8.44 % ; Tableau 6.6), la plus faible perméabilité verticale (K_v^{ss} = 2.78.10^{-2} m/j ; Tableau 6.6) et la plus grande épaisseur des formations superficielles de l'Austreberthe (8-20m ; figure 6.3D) pourraient ralentir la recharge de la nappe de la craie malgré la capacité d'infiltration importante des sols en surface pour ce bassin (F_c = 1.25 mm/h ; tableau 6.6).

La plus grande autocorrélation du signal de pluie pour le Dun et l'Austreberthe (Bm_gr est égal à -0.30 contre -0.26 pour l'Orgeval) pourrait également induire une plus grande persistance des niveaux piézométriques sur le long terme pour ces bassins. Sur le court terme, l'autocorrélation plus faible des niveaux piézométriques du Dun et de l'Austreberthe (B3 compris entre -0.78 et -1.14 contre -1.84 à -2.16 pour l'Orgeval) pourraient refléter la contribution d'un écoulement rapide lié à la nature karstique de l'aquifère de la craie. L'absence d'aplatissement dans les spectres de l'Orgeval (et de PZ_Tocqueville) serait donc le marqueur de calcaires peu karstifés (Herman et al., 2009).

Au sein d'un même site (Orgeval d'une part et Dun et Austreberthe d'autre part), des valeurs différentes de EM, Bm, B1, B3 et Tx2 sont obtenues, même pour l'Orgeval où la conductivité hydraulique et l'emmagasinement spécifique de l'aquifère sont considérés uniformes. D'après l'analyse de corrélation bivariée et l'analyse de redondance, la dispersion des valeurs observées et simulées pour le Dun et l'Austreberthe est associée au contexte

géomorphologique (caractérisé par l'indice de position topographique TPI, l'altitude moyenne Hmean, la pente slp et l'éloignement aux cours d'eau DFR) et pourrait également dépendre de l'occupation des sols (crop) et de la pédologie (Luv et Rend ; figure 6.35 A et B). L'effet mémoire (EM) et les coefficients spectraux (B1 et Bm) plus faibles des spectres observés et simulés pour les piézomètres PZ_Fontaine1 et PZ_Fontaine2 que pour les piézomètres PZ_Tocqueville et PZ_Blacqueville est liée à leur localisation en vallée (TPI et Hmean faibles), à proximité du cours d'eau principal (éloignement à la rivière DFR faible), là où les gradients hydrauliques sont les plus forts (pente slp élevée) (figure 6.35A et B).

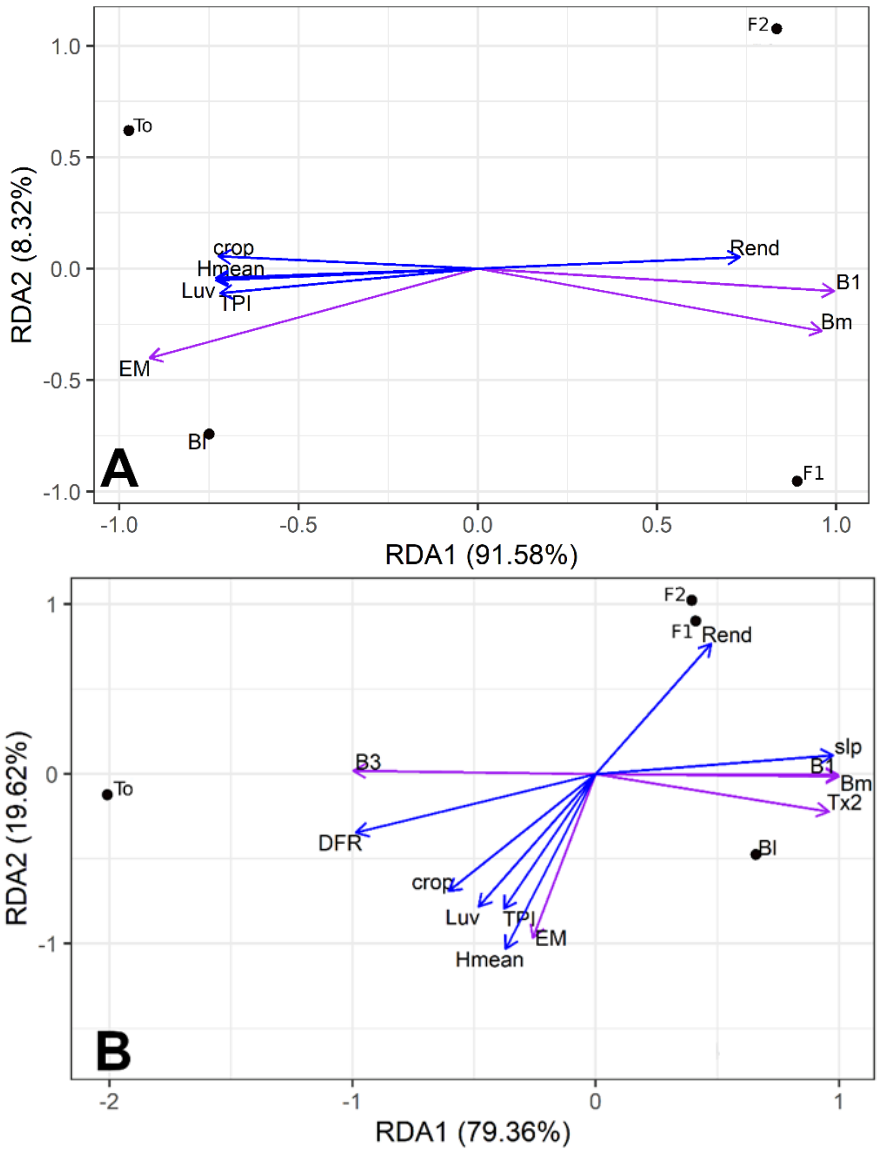
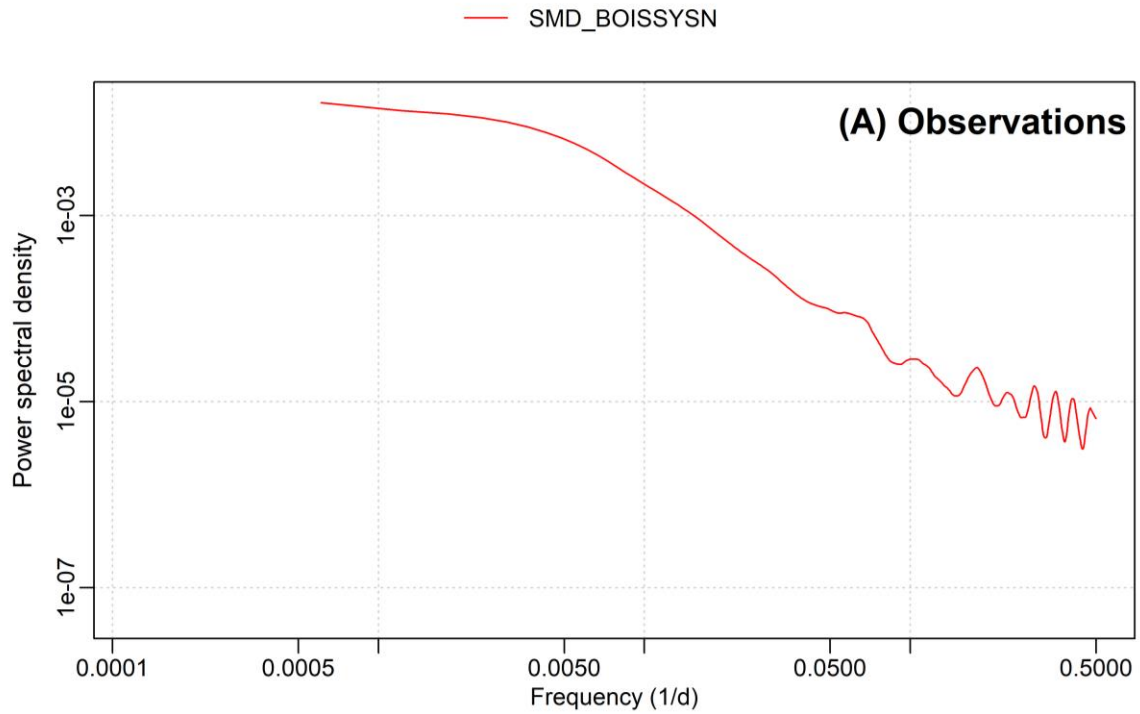


Figure 6.35. Triplot de corrélation (plan I-II de la RDA) décrivant l'influence des caractéristiques physiques des bassins versants de l'Austreberthe et du Dun (variables explicatives, flèches bleues) sur les propriétés corrélatoires (EM) et spectrales (Bm, B1, B3 et Tx2) de leurs niveaux piézométriques (A) observés et (B) simulés (variables réponses, flèches violettes). Les paramètres TPI (Indice de Position Topographique), Hmean (altitude moyenne du terrain), DFR (distance au cours d'eau le plus proche), slp (pente du terrain), luv (fraction en luvisol), crop (fraction cultivée) et Rend (fraction en rendzine) ont été calculés en considérant un rayon de 100 mètres autour de chaque piézomètre. Bl : Blacqueville ; To : PZ_Tocqueville ; F1 : PZ_Fontaine1 ; F2 : PZ_Fontaine2.

Des taux de recharge plus élevés des sols au voisinage des piézomètres PZ_Tocqueville et PZ_Blacqueville (luv et crop : luvisols cultivés) pourraient également induire une plus grande persistance des niveaux piézométriques dans ce secteur (figure 6.35 ; Duvert et al., 2015). Cependant, cette relation entre la persistance des niveaux piézométriques et la pédologie et l'occupation des sols est très fragile puisque pour l'Orgeval, aucune corrélation significative n'a été trouvée entre ces facteurs. D'ailleurs, pour l'Orgeval, les liens entre les propriétés statistiques des niveaux piézométriques et les caractéristiques physiques du milieu sont rares. Des recherches supplémentaires incluant un plus grand nombre de forages sont donc nécessaires pour mieux cerner les caractéristiques physiques contrôlant la persistance des niveaux piézométriques pour ce bassins.

Pour l'humidité des sols, le modèle est capable de reproduire certains pics spectraux remarquables identifiés dans les données in-situ de l'Orgeval, en particulier les maximas annuels (non visible ici en raison du lissage loess). Les spectres observé et simulé sont tous deux horizontaux dans leur partie basses fréquences puis commencent à décroitre à partir d'un point de rupture situé à environ 1 an (figure 6.36). La décroissance du spectre simulé est plus marquée avec une surestimation de la pente du spectre atteignant 26 % sur sa partie haute fréquence (< 1 an) (tableau 6.9).



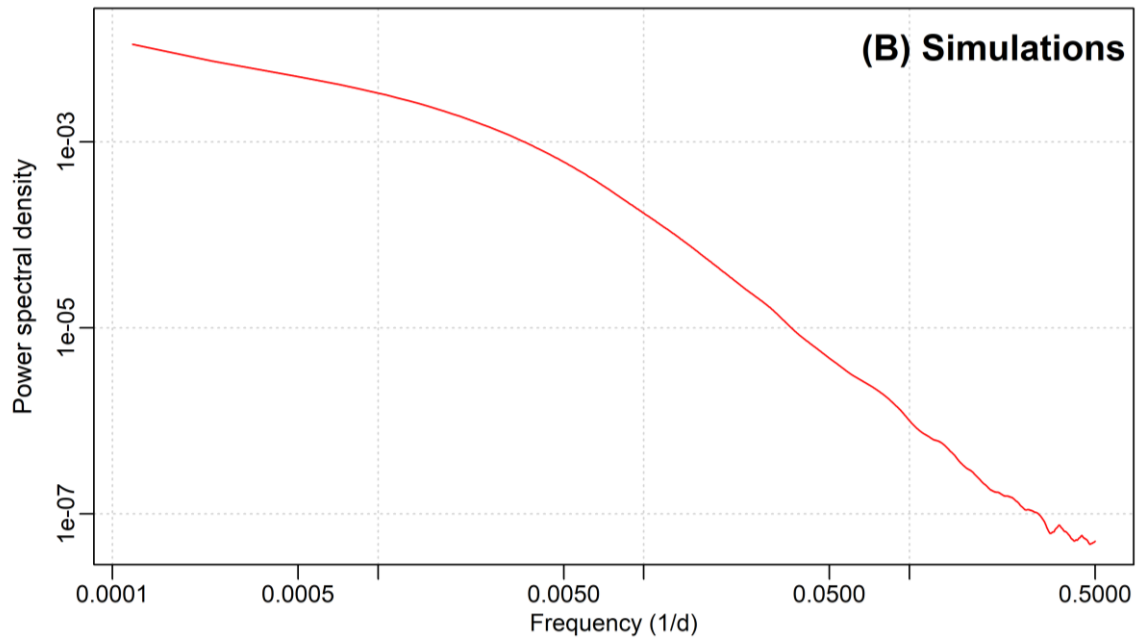
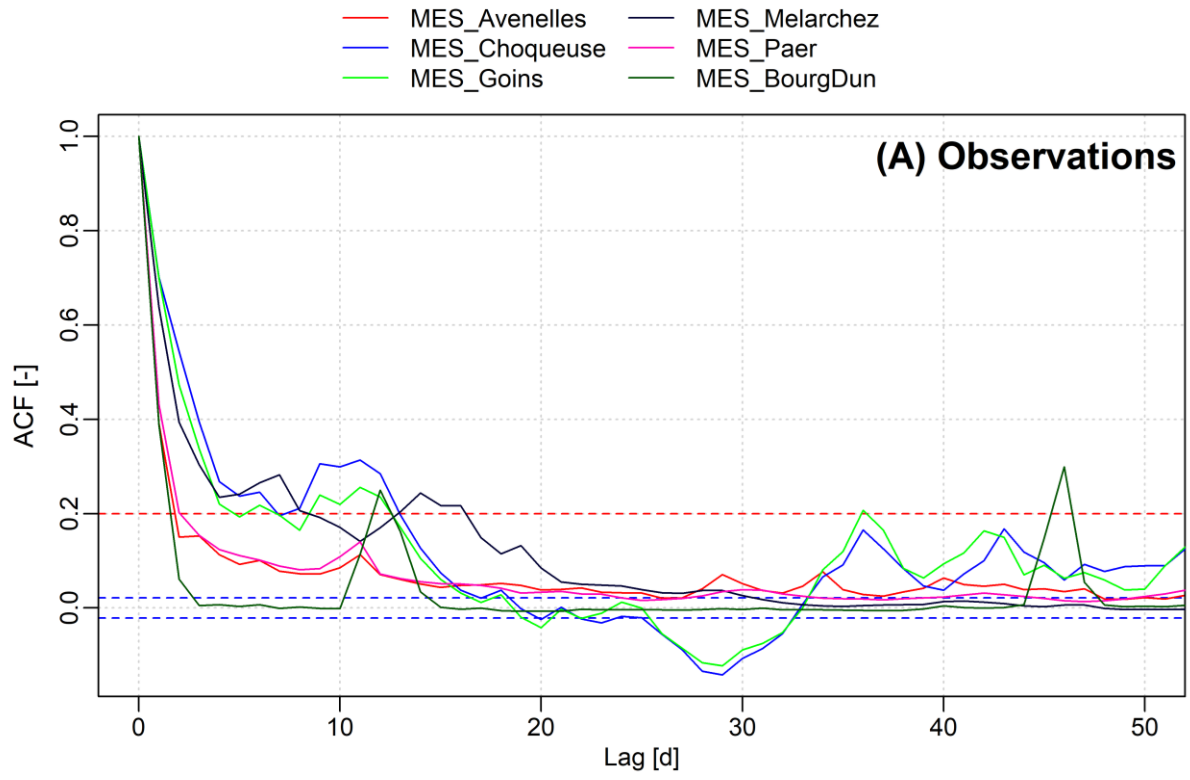


Figure 6.36. Spectres de Fourier lissés des séries observées (A) et simulés (B) d'humidité des sols. Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites.

Cette surestimation du lissage résulte des difficultés du modèle à reproduire les hausses d'humidité associées aux événements pluvieux (voir section 4.2.1.1).

4.3.1.3. Flux de MES

Les fonctions d'autocorrélation des flux de MES sont présentés en figure 6.37.



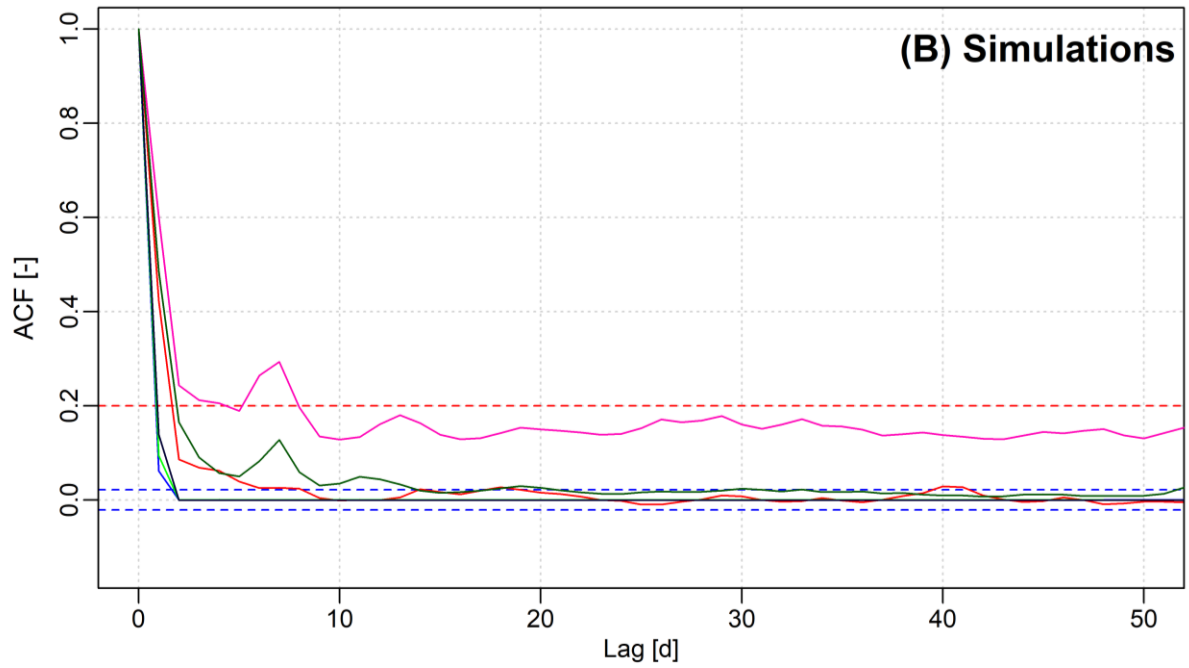


Figure 6.37. Fonctions d'autocorrélation des séries observées (A) et simulés (B) de flux de MES. La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984). Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 %.

Les valeurs d'effet mémoire sont bien reproduites pour le Bourg-Dun et les Avenelles (2 jours) alors qu'elles sont sous-estimées pour Mélarchez, Goins et Choqueuse (1 jour contre 5 à 9 jours en réalité) et surestimées pour Saint-Paër (5 jours contre 3 jours en réalité) (tableau 6.10).

Concernant les spectres de puissance (figure 6.38), les séries observées et simulées contiennent le même nombre de régimes fractals pour Choqueuse (1), Mélarchez (2), Bourg-Dun (2) et Saint-Paër (3) (tableau 6.10). En revanche, il y a un régime spectral en trop dans le spectre simulé pour les Avenelles (2) et Goins (1). Les fréquences de rupture Tx2 sont très proches pour les spectres observés (comprises entre 3 et 8 jours) et simulés (comprises entre 4 et 6 jours) (tableau 6.10). Les coefficients spectraux B1 et B3 observés et simulés sont similaires pour le Bourg-Dun (écart relatif de -6 et +24 %) et les Avenelles (-94 et -1 %), sous-estimées pour Mélarchez (-90 et -68 %), Goins (-98 et -81 %) et Choqueuse (-100 %) et surestimées pour Saint-Paër (+394 et +139%). Pour Mélarchez, Goins et Choqueuse, la sous-estimation des valeurs absolues de l'effet mémoire et des coefficients spectraux est liée à la trop grande intermittence des flux de MES simulés par le modèle pour ces bassins (voir section 4.2.1.2). Celle-ci s'explique par l'insuffisance trop fréquente des contraintes de cisaillement exercées par les écoulements sur les particules sédimentaires. Pour Saint-Paër, la surestimation de l'effet mémoire et des coefficients spectraux hautes et basses fréquences suggère une trop grande persistance du transport de MES simulé sur le court et le long terme. Elle peut provenir d'une sous-estimation de la taille des particules transportées en suspension

dans le chenal (gs_1 = 6.8 µm) qui implique un abaissement trop important du seuil d'érosion (tableau 6.6).

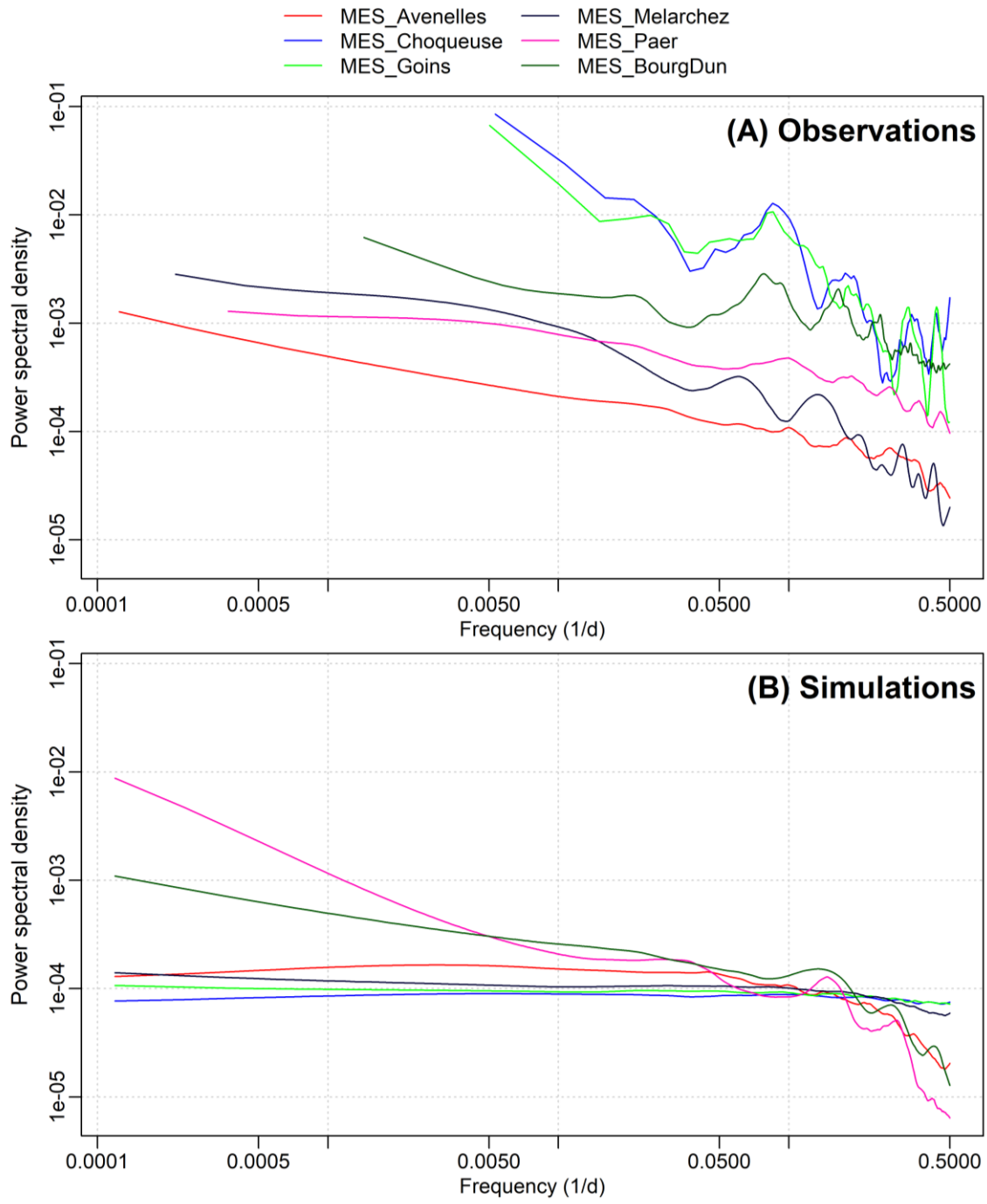


Figure 6.38. Spectres de Fourier lissés des séries observées (A) et simulés (B) de flux de MES. Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites.

Tableau 6.10. Variables corrélatoires (EM) et spectrales (B1, B2, B3, Bm, Tx1 et Tx2) extraites des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier des séries observées et simulés de flux de MES

	Observations							Simulations						
	B1	B2	B3	Bm	Tx1	Tx2	EM	B1	B2	B3	Bm	Tx1	Tx2	EM
MES_Avenelles	-0.36	-	-1.92	-0.38	-	3.1	2	0.02	-0.44	-1.9	-0.11	26.94	4.13	2
MES_Choqueuse	-1.06	-	-	-1.06	-	-	7	0	-	-	0	-	-	1
MES_Goins	-0.98	-	-	-0.98	-	-	5	-0.02	-	-0.19	-0.02	-	5.78	1
MES_Melarchez	-0.42	-	-1.72	-0.52	-	7.64	9	-0.04	-	-0.55	-0.06	-	5.07	1
MES_Paer	-0.18	-0.31	-0.97	-0.27	57.06	5.26	3	-0.89	-0.3	-2.32	-0.7	123.52	5.81	5
MES_BourgDun	-0.32	-	-1.33	-0.36	-	4.18	2	-0.3	-	-1.65	-0.35	-	5.61	2

Comme le montre les fonctions d'autocorrélation des flux observés de MES (figure 6.37), les Avenelles, le Bourg-Dun et Saint-Paër ont une réaction sédimentaire globalement plus rapide (EM compris entre 2 et 3 jours) que le Mélarchez, Goins et Choqueuse (EM compris entre 5 et 9 jours) (tableau 6.10). Les résultats produits par les spectres de puissance rejoignent et complètent ceux de l'autocorrélation : les spectres des Avenelles (Bm = -0.38 et B1 = -0.36), du Bourg-Dun (Bm = -0.36 et B1 = -0.32) et de Saint-Paër (Bm = -0.27 et B1 = -0.18) sont globalement moins inclinés que les spectres du Mélarchez (Bm = -0.52 et B1 = -0.42), de Goins (Bm = -0.98 et B1 = -0.98) et de Choqueuse (Bm = -1.06 et B1 = -1.06), traduisant ainsi une plus grande intermittence du transport de MES (tableau 6.10). Les spectres (observés) peuvent être divisés en deux régimes fractals avec une fréquence de rupture située entre 3 et 8 jours, excepté pour les séries de Goins et Choqueuse qui sont monofractales (structure corrélationnelle homogène au travers des échelles) et Saint-Paër qui est trifractal (tableau 6.10). A basses fréquences, les spectres des Avenelles, du Bourg-Dun, de Saint-Paër et de Mélarchez sont relativement plats (B1 compris entre -0.18 et -0.42, typique d'un comportement intermittent), alors qu'à haute fréquence, ils sont linéairement décroissants (B3 compris entre -0.97 et -1.92), ce qui indique une plus grande persistence du transport de MES à cette échelle. La nature multifractale de ces spectres reflète donc un transfert plus complexe des MES pour les bassins avec une aire drainée importante. Le stockage des MES sur les berges des cours d'eau et/ou les échanges nappe-rivière plus importants pour ces bassins pourraient en être l'origine (Delmas et al., 2012 ; Liang et al., 2021).

L'analyse de corrélation et de redondance réalisée sur les valeurs observées montre qu'aucune des caractéristiques physiques des bassins n'est significativement corrélée à EM, B3 et Tx2 (< 0.05), bien que des coefficients de corrélation relativement élevés soient obtenus entre A et EM (0.66) et B3 (0.90). En revanche, les coefficients spectraux Bm et B1 sont significativement corrélés à Grass (fraction du bassin enherbée ; +0.91) et HI (intégrale hypsométrique ; +0.84), MSC (pente moyenne du chenal principal ; +0.81) (figure 6.39A). Bien qu'ils ne soient pas significatifs (donc absents du triplot de corrélation en figure 6.39A), des coefficients de corrélation élevés sont également obtenus entre A et Bm (+0.76) et B1 (+0.75). La corrélation négative de A avec EM et la corrélation positive de A avec Bm, B1 et B3 indiquent la plus grande persistance du transport sédimentaire, sur le court et sur le long terme, dans les bassins de tête (Goins, Choqueuse et Mélarchez). Selon Delmas et al. (2012), la plus grande intermittence du transport sédimentaire à l'exutoire des bassins principaux (Avenelles, Bourg-Dun et Saint-Paër) s'expliquerait par la plus faible connectivité sédimentaire structurelle à cette échelle spatiale. En effet, la majorité des sédiments mobilisés et exportés par le réseau de drainage enterré des parcelles cultivées pourraient être déposés dans la

plaine d'inondation et le chenal principal avant d'atteindre l'exutoire des bassins fluviaux (Delmas et al., 2012).

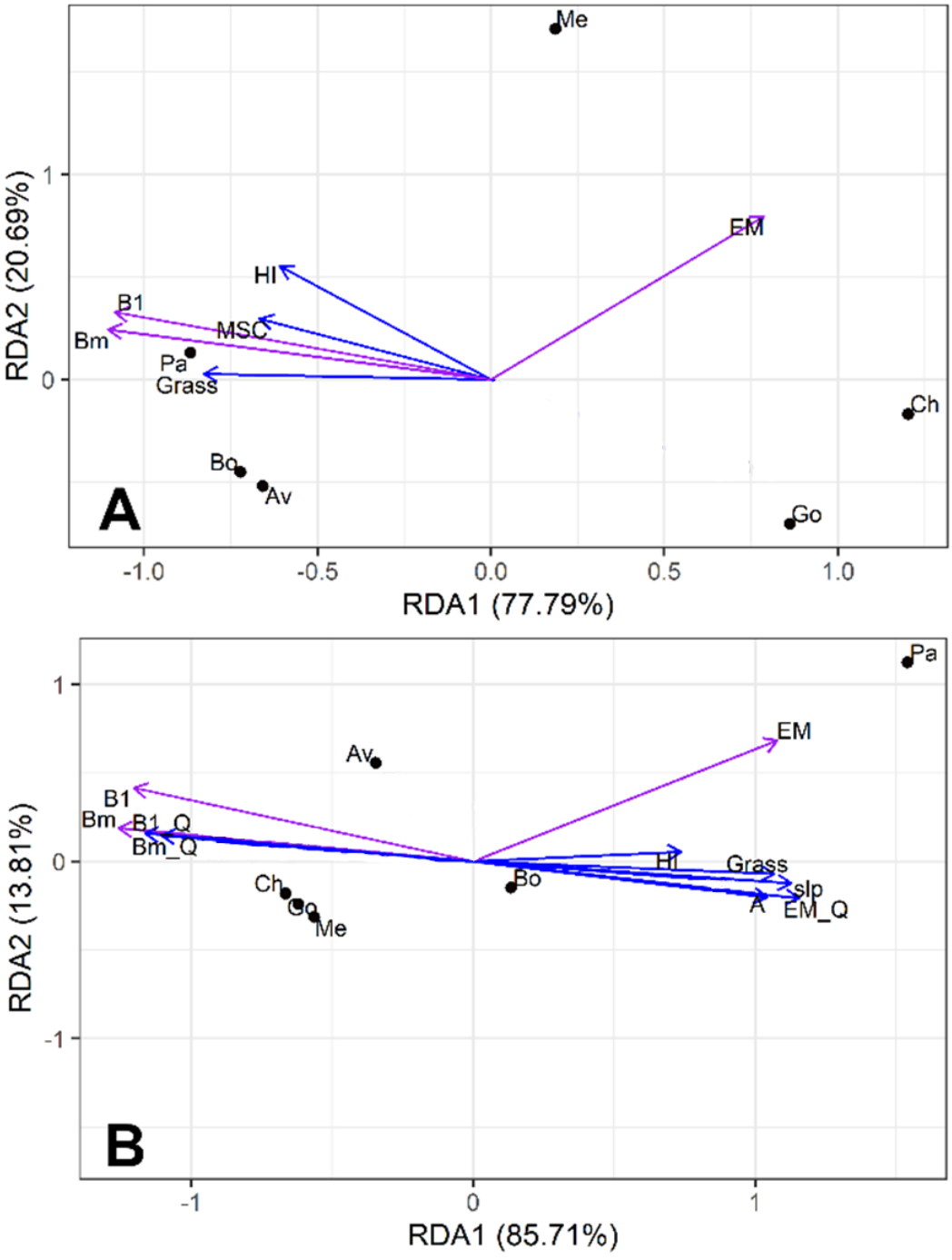


Figure 6.39. Triplot de corrélation (plan I-II de la RDA) décrivant l'influence des caractéristiques physiques des bassins versants de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe (variables explicatives, flèches bleues) sur les propriétés corrélatoires (EM) et spectrales (Bm, B1, B3 et Tx2) de leurs flux de MES (A) observés et (B) simulés (variables réponses, flèches violettes). Grass : fraction enherbée ; HI : intégrale hypsométrique ; A : Aire drainée ; slp : pente moyenne du bassin versant ; Av : Avenelles ; Me : Mélarchez ; Go : Goins ; Ch : Choqueuse ; Bo : Bourg-Dun ; Pa : Saint-Paër

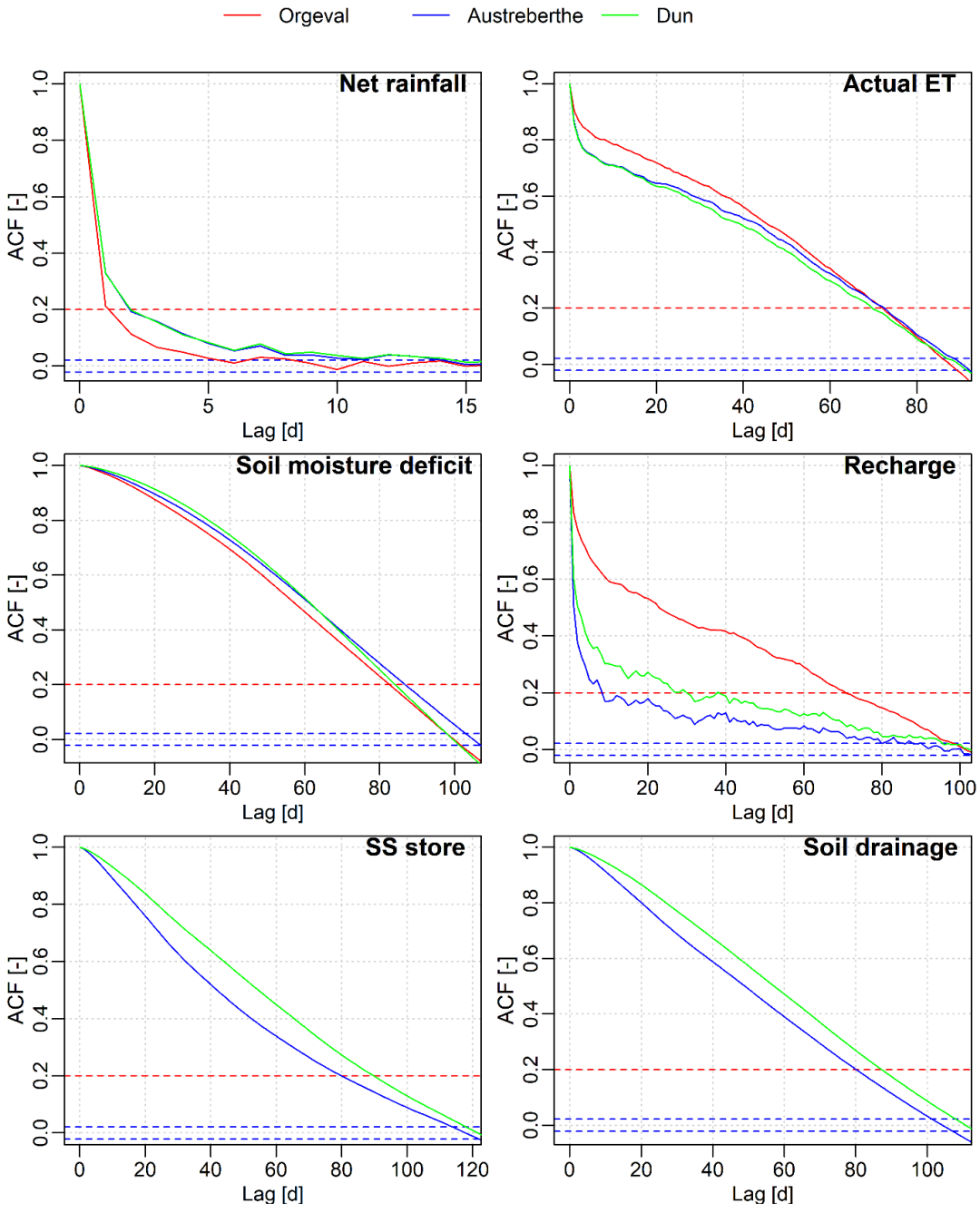
Comme l'indique l'analyse de corrélation et de redondance, l'apport des sédiments aux exutoires des bassins versants principaux pourrait aussi dépendre de l'occupation des sols et de son organisation spatiale (figure 6.39A). En effet, la rugosité des surfaces enherbées (Grass), présentes en aval le long des grands chemins d'écoulement, pourraient favoriser le dépôt des MES en provenance des terres agricoles drainées (figure 6.2F). La combinaison de ces deux facteurs pourrait donc entraver le transport des MES jusqu'à l'exutoire des bassins principaux, même si leur pente moyenne de chenal principal (MSC) et leur intégrale hypsométrique (HI) sont plus élevées (figure 6.39 A). En effet, des pentes élevées en vallée tendent généralement à augmenter la persistance des flux en permettant le transport des sédiments même lorsque les écoulements sont de faible intensité (cf. chapitre 4). D'autre part, bien que les écoulements déterminent le détachement et transport des sédiments, aucune corrélation significative n'a été trouvée entre les propriétés statistiques du débit et les propriétés statistiques du flux de MES. L'absence de relation souligne la complexité et la non-linéarité du transport sédimentaire qui semble ici davantage contrôlé par les caractéristiques physiques des bassins (aire drainée et occupation des sols) que par leur comportement hydrologique.

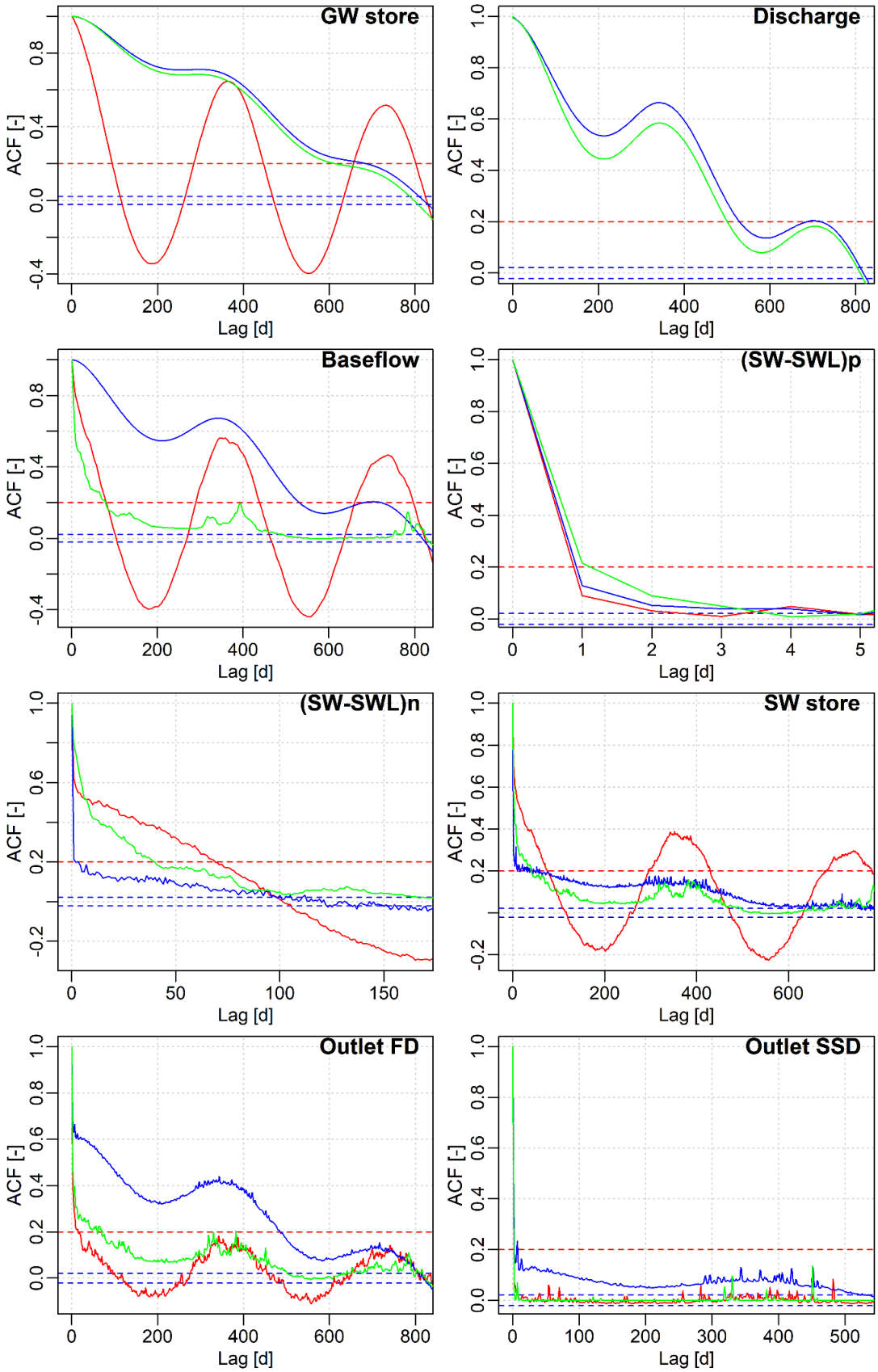
En revanche, l'analyse des valeurs simulées indique que les propriétés statistiques des débits exercent une influence significative sur les propriétés statistiques des flux de MES (figure 6.39B). En effet, l'analyse de corrélation et de redondance indique une corrélation statistiquement positive entre EM et EM_Q (+0.72), Bm et Bm_Q (+0.915), B1 et B1_Q (+0.967) et B3 et B1_Q (+0.771) (figure 6.39 B). La persistance élevée du flux de MES sur le court et sur le long terme pour les bassins de Bourg-Dun, du Dun, de Saint-Paër et de l'Austreberthe serait donc le résultat de l'écoulement de subsurface qui domine pour ces bassins fluviaux (valeur absolue de B1_Q élevée). L'effet d'échelle spatiale, selon lequel la persistance du flux de MES diminue avec la hausse de l'aire drainée A, n'est donc pas reproduit par le modèle. Dans le modèle, l'érosion et le transport sédimentaire se fait essentiellement dans les chenaux principaux, là où l'aire drainée et donc l'énergie des écoulements de surface est maximale. Des apports de sédiment en provenance des berges et des flancs de vallées sont également susceptible de se produire pour le Dun, Bourg-Dun, Saint-Paer, et l'Austreberthe en raison de l'encaissement important du réseau de drainage (slp et HI élevés). Cette source de MES éloignée du chenal pourrait accentuer la persistance des flux sédimentaires sur le long terme (B1 élevé) (Liang et al., 2021). Ces transferts continus de MES depuis ces zones pourrait donc se produire malgré la présence de végétation en surface (Grass). La plus grande intermittence des flux de MES observée pour les bassins avec une proportion importante de prairie n'est donc pas reproduite par le modèle. Dans cette étude, la

non prise en compte par le modèle des effets de la végétation sur la rugosité et la résistance des surfaces peut en être la cause.

4.3.2. Propagation de l'information dans le modèle

Les figures 6.40 et 6.41 présentent respectivement les corrélogrammes et les spectres de puissance des flux et des stocks d'eau simulés journalièrement par le modèle pour les bassins de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun. Ces figures montrent la manière dont le signal de précipitation nette se propage dans le modèle. Le tableau 6.11 présente les fréquences de rupture des spectres, les coefficients spectraux pour chaque segment de fréquence identifié ainsi que les effets mémoires tirés des corrélogrammes.




GW store
Discharge
Baseflow
(SW-SWL)p
(SW-SWL)n
SW store
Outlet FD
Outlet SSD
ACF [-]
Lag [d]

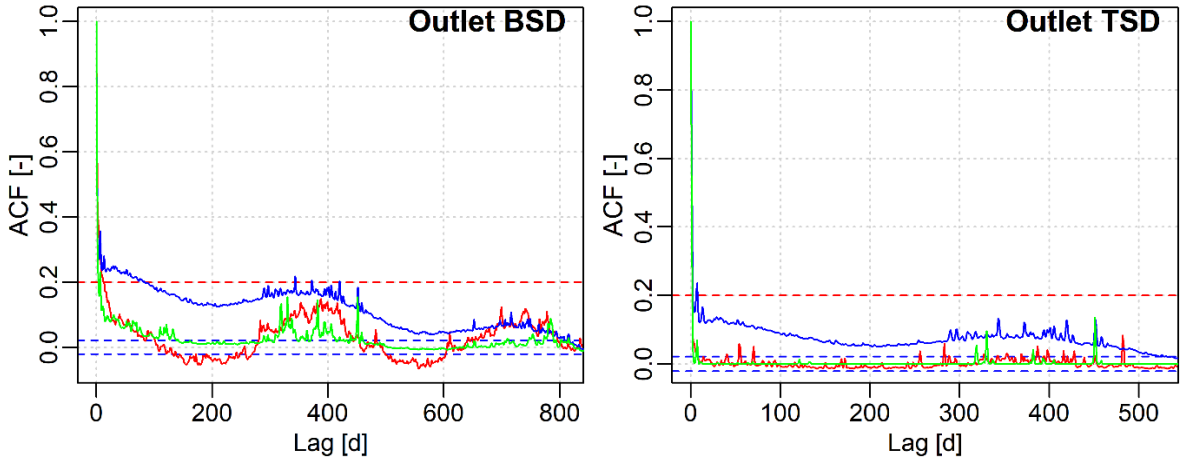
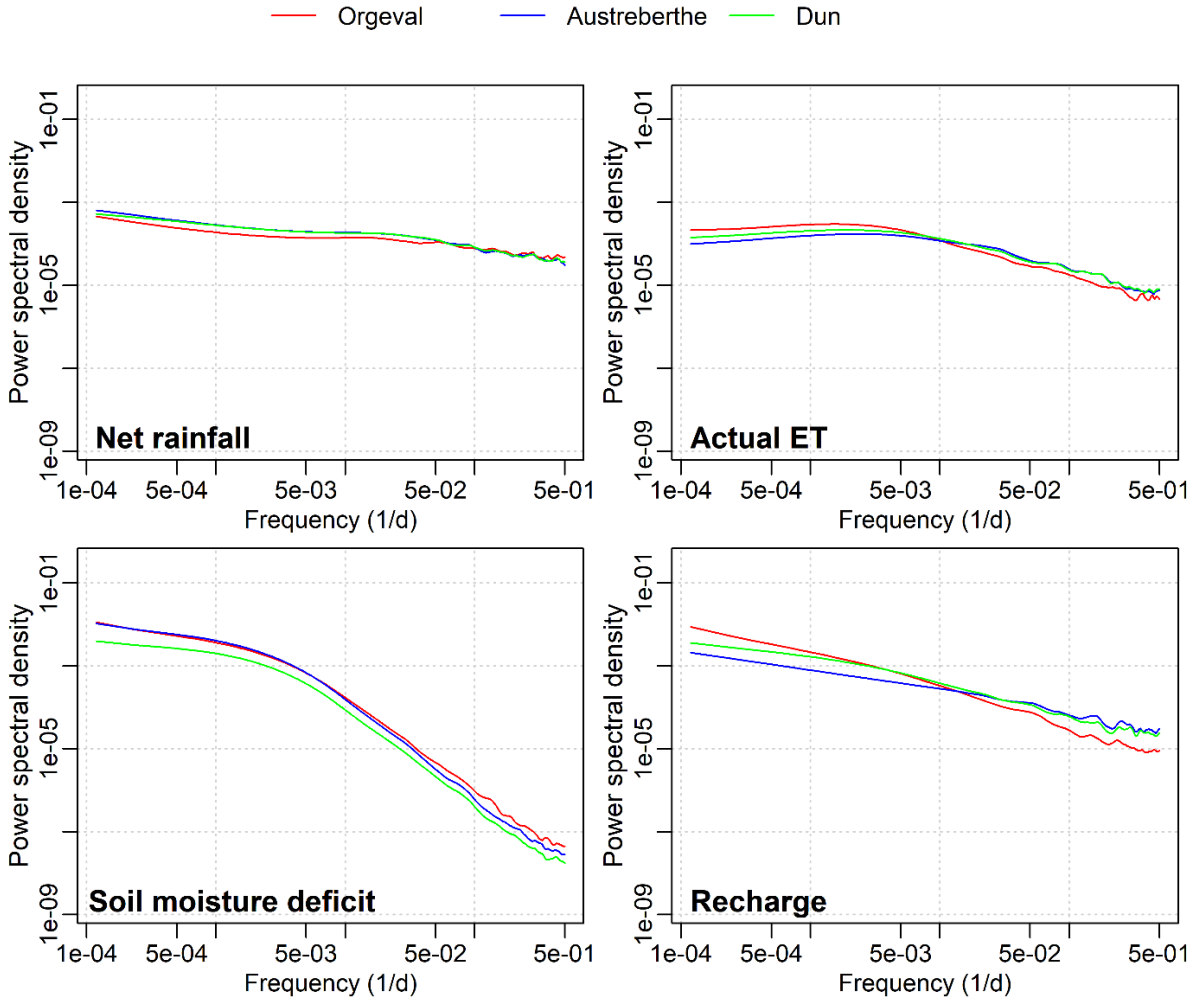
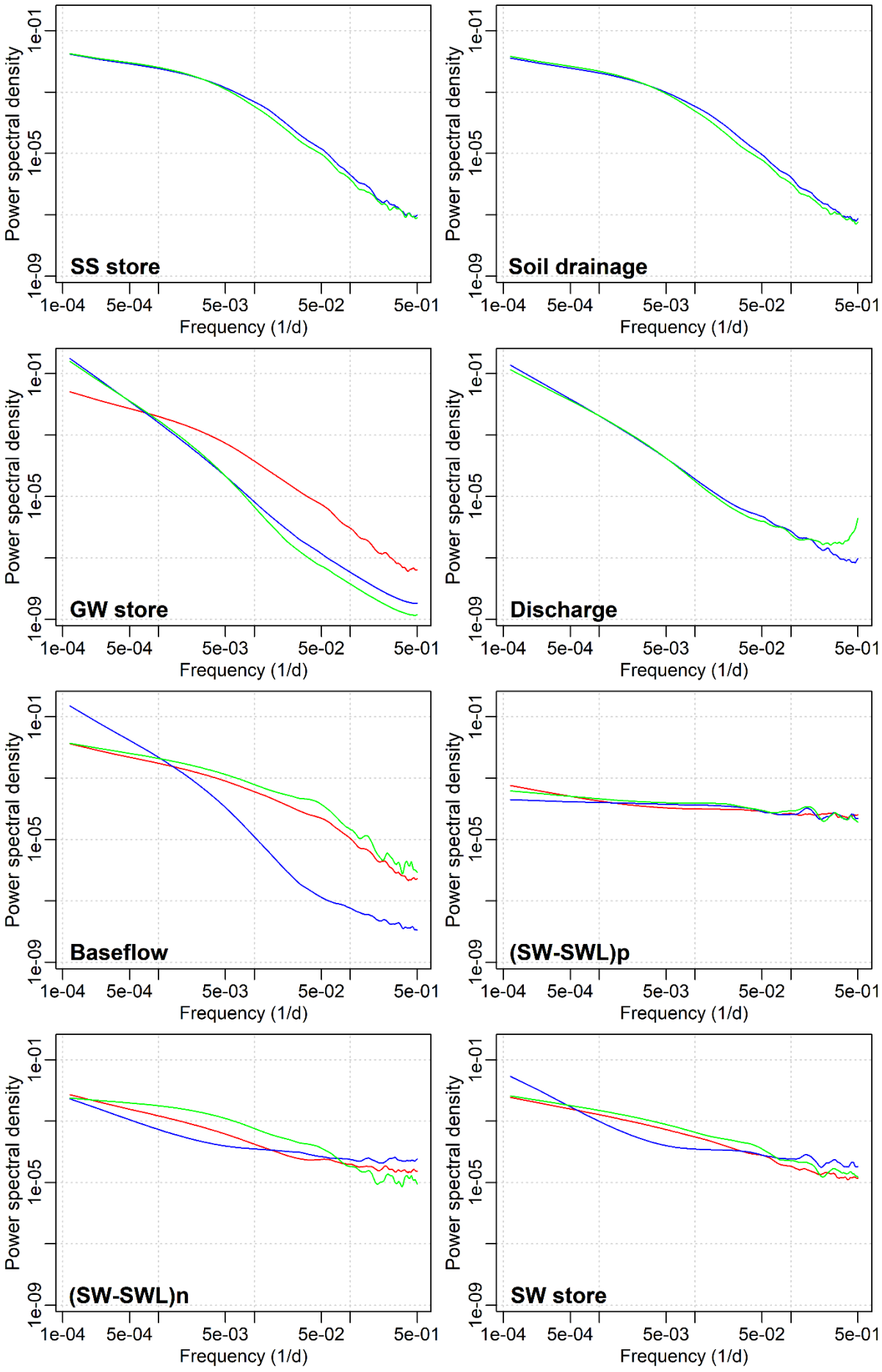


Figure 6.40. Fonctions d'autocorrélation de la pluie nette (Net Rainfall), de l'évapotranspiration réelle (Actual ET), du déficit en eau des sols (Soil moisture deficit), de la recharge (Recharge), du volume d'eau dans les formations superficielles (SS store), de la drainance descendante (Soil drainage), du volume d'eau dans le substratum (GW store), de la drainance ascendante (Discharge), du débit de base (Baseflow), du ruissellement ((SW-SWL)p), du ruissellement réinfiltrée ((SW-SWL)n), du volume d'eau en surface (SW store), du débit (Outlet FD), du flux de MES (Outlet SSD), du flux par charriage (Outlet BSD) et du flux sédimentaire total (Outlet TSD) pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun. SS store, soil drainage et discharge sont absents pour l'Orgeval en raison de la désaction du compartiment « Saturated Soil » (cf section 3.2.3). La ligne en tirets rouge intervient dans le calcul de l'effet mémoire (Mangin, 1984). Les lignes en tirets bleues définissent les limites de confiance à 95 %.




Power spectral density
1e-01
1e-05
1e-09
SS store
1e-04
5e-04
5e-03
5e-02
5e-01
Frequency (1/d)
Soil drainage
GW store
Discharge
Baseflow
(SW-SWL)p
(SW-SWL)n
SW store

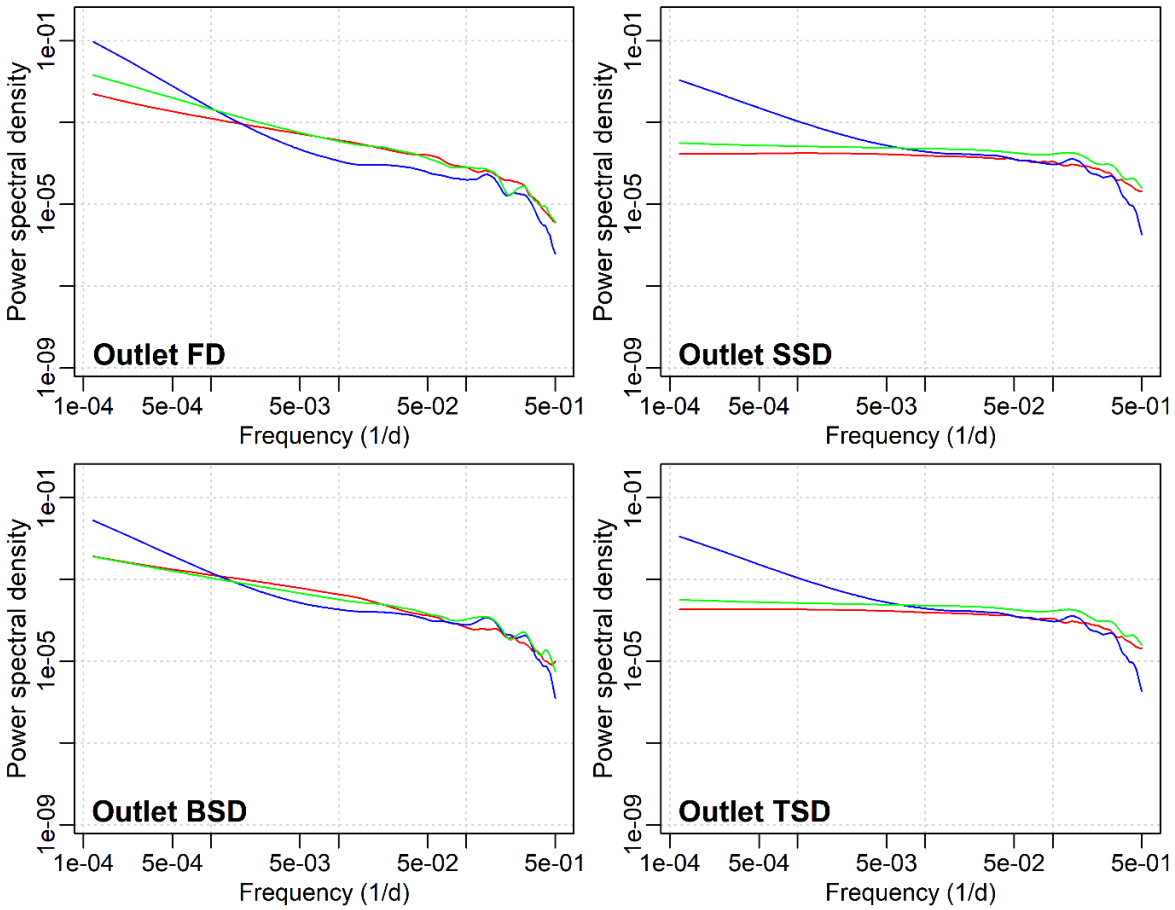


Figure 6.41. Spectres de Fourier de la pluie nette (Net Rainfall), de l'évapotranspiration réelle (Actual ET), du déficit en eau des sols (Soil moisture deficit), de la recharge (Recharge), du volume d'eau dans les formations superficielles (SS store), de la drainance descendante (Soil drainage), du volume d'eau dans le substratum (GW store), de la drainance ascendante (Discharge), du débit de base (Baseflow), du ruissellement ((SW-SWL)p), du ruissellement réinfiltrée ((SW-SWL)n), du volume d'eau en surface (SW store), du débit (Outlet FD), du flux de MES (Outlet SSD), du flux par charriage (Outlet BSD) et du flux sédimentaire total (Outlet TSD) pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun. SS store, soil drainage et discharge sont absents pour l'Orgeval en raison de la désaction du compartiment « Saturated Soil » (cf section 3.2.3). Pour faciliter la comparaison de la pente des spectres, les séries ont été préalablement centrées réduites.

Au fur et à mesure que l'eau se propage dans le système hydrologique, depuis l'humidité des sols, vers le débit, et enfin le stockage souterrain, le signal gagne en structure et les composantes hautes fréquences sont itérativement amorties ou supprimées (figures 6.40 et 6.41). Les spectres lissés de la pluie nette journalière fluctuent globalement autour d'une ligne horizontale (Bm respectivement égal à -0.22, -0.3 et -0.29 pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun) avec des pics spectraux à 1 an et 5-7 ans (tableau 6.11 ; figure 6.41). En d'autres termes, les signaux de précipitations contiennent approximativement la même part de variance dans la gamme des hautes fréquences que dans la gamme des basses fréquences. Le signal de précipitation correspond donc à un signal aléatoire gaussien (coefficients B1 > -1). Ce comportement aléatoire est confirmé par le corrélogramme qui indique la faible corrélation du signal (ACF < 0.2) pour des durées supérieures à deux jours (figure 6.40 ; tableau 6.11).

Tableau 6.11. Variables corrélatoires (EM) et spectrales (B1, B2, B3, Bm, Tx1 et Tx2) extraites des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier de la pluie nette (Net Rainfall), de l'évapotranspiration réelle (Actual ET), du déficit en eau des sols (Soil moisture deficit), de la recharge (Recharge), du volume d'eau dans les formations superficielles (SS store), de la drainance descendante (Soil drainage), du volume d'eau dans le substratum (GW store), de la drainance ascendante (Discharge), du débit de base (Baseflow), du ruissellement ((SW-SWL)p), du ruissellement réinfiltrée ((SW-SWL)n), du volume d'eau en surface (SW store), du débit (Outlet FD), du flux de MES (Outlet SSD), du flux par charriage (Outlet BSD) et du flux sédimentaire total (Outlet TSD) pour l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun.

	Orgeval							Austreberthe							Dun						
	B1	B2	B3	Bm	Tx1	Tx2	EM	B1	B2	B3	Bm	Tx1	Tx2	EM	B1	B2	B3	Bm	Tx1	Tx2	EM
Net Rainfall	-0.22	-	-	-0.22	-	-	2	-0.26	-	-0.51	-0.3	-	18.79	2	-0.23	-	-0.53	-0.29	-	28.01	2
Actual ET	0.08	-	-0.85	-0.46	-	240	73	0.2	-	-0.75	-0.3	-	177.24	73	0.15	-	-0.79	-0.36	-	182.61	70
Soil moisture deficit	-0.47	-	-2.2	-1.54	-	293.32	83	-0.23	-	-2.37	-1.63	-	365.23	87	0.55	-	-2.23	-1.57	-	730.04	85
Recharge	-0.85	-	-	-0.85	-	-	71	-0.52	-	-	-0.52	-	-	9	-0.66	-	-	-0.66	-	-	30
SS store	-	-	-	-	-	-	-	-0.6	-	-2.41	-1.49	-	139.96	80	-0.3	-	-2.24	-1.56	-	345.02	90
Soil drainage	-	-	-	-	-	-	-	-0.58	-	-2.36	-1.49	-	155.13	81	-0.37	-	-2.25	-1.57	-	332.83	88
GW store	-0.95	-	-2.23	-1.64	-	182.55	95	-2.46	-	-1.58	-2.36	-	11.31	685	-2.58	-	-1.5	-2.49	-	8.86	613
Discharge	-	-	-	-	-	-	-	-1.95	-	-1.56	-1.86	-	30.33	529	-1.92	-0.32	5.16	-1.76	9.4	2.72	501
Baseflow	-0.8	-	-1.96	-1.17	-	48.95	81	-2.39	-	-1.03	-2.25	-	11.49	532	-0.73	-	-2.31	-1.09	-	27.97	79
(SW-SWL)p	-0.25	-	-	-0.25	-	-	1	-0.15	-	-	-0.15	-	-	1	-0.23	-	-	-0.23	-	-	2
(SW-SWL)n	-0.86	-	-0.38	-0.74	-	30.21	69	-1.4	-	-0.26	-0.56	-	599.99	2	-0.09	-	-1.16	-0.82	-	442.76	40
SW store	-0.77	-	-	-0.77	-	-	76	-1.62	-	-0.28	-0.78	-	300.06	10	-0.4	-	-0.91	-0.75	-	440.94	41
Outlet FD	-0.58	-	-3.39	-0.64	-	4.29	15	-1.69	-0.33	-3.17	-1.11	152.95	5.48	485	-0.78	-	-3.29	-0.82	-	3.67	59
Outlet SSD	-0.01	-0.25	-1.71	-0.14	77.54	4.61	2	-1.11	-0.25	-4.02	-0.69	240	4.28	2	-0.08	-	-1.51	-0.15	-	6.11	2
Outlet BSD	-0.49	-0.76	-2.17	-0.61	59.08	4.23	13	-1.45	-0.32	-5.23	-0.82	286.11	3.71	84	-0.51	-	-1.84	-0.57	-	5.88	4
Outlet TSD	-0.03	-0.25	-1.72	-0.15	69.3	4.6	2	-1.12	-0.25	-4.03	-0.69	240.02	4.28	2	-0.08	-	-1.51	-0.15	-	6.11	2

La pente des spectres de puissance de l'Austreberthe et du Dun a tout de même tendance à s'accentuer pour des périodes inférieures à 19 et 28 jours (Tx2) (B3 respectivement égal à -0.51 et -0.53). Tessier et al. (1996) attribue cette rupture d'échelle Tx2 à la fréquence de récurrence et à la durée de vie maximales des régimes météorologiques synoptiques (« maximum synoptique »). Les spectres d'humidité du sol se décalent vers les basses fréquences (figure 6.41) et le déclin des fonctions d'autocorrélation est plus lent (figure 6.40), ce qui signifie une plus forte dépendance des valeurs dans le temps. En effet, les autocorrélogrammes de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe atteignent la valeur 0.2 après 85 jours environ (tableau 6.11).

Les trois spectres de puissance peuvent être divisés en deux régimes d'invariance séparés par une fréquence de rupture Tx2 à 293-730 jours (tableau 6.11). A la différence du régime hautes fréquences, le régime basse fréquences, se caractérise par un coefficient B1 faible (compris entre -0.23 et 0.55) proche des coefficients B1 et B3 de la pluie (tableau 6.11). En revanche, le lissage du signal de pluie par le sol se produit pour des échelles de temps inférieures à 293-730 jours, comme en témoigne les valeurs absolues élevées de B3 (tableau 6.11). Le sol est donc un milieu relativement inertiel capable d'amortir ou de filtrer l'énergie hautes fréquences des précipitations (Tx < ~1 an) (Entin et al., 2000 ; Polcher et al., 2016). D'autre part, en agissant sur le sol, l'évapotranspiration, dont la variabilité temporelle est lente, pourrait accentuer l'énergie basses fréquences de l'humidité des sols (Polcher, 2016). La pente B3 du spectre de l'humidité du sol semble d'ailleurs s'accentuer lorsque l'évapotranspiration augmente puisque c'est pour les bassins de l'Austreberthe et du Dun (profondeurs racinaires Z_r et coefficients culturaux K_c les plus forts – Tableau 6.6) que sont obtenues les valeurs absolues les plus élevées (-2.37 et -2.23 contre -2.20 pour l'Orgeval ; tableau 6.11) (Wu et al., 2002). L'assèchement plus important des sols pour ces deux bassins permet d'augmenter leur capacité de stockage, ce qui permet de lisser davantage l'énergie haute-fréquence des pluies (Polcher et al., 2016).

Les spectres de puissance de la recharge sont tous monofractals puisqu'ils ne contiennent aucune rupture d'échelle (figure 6.41 ; tableau 6.11). Ils sont nettement moins inclinés que les spectres de l'humidité du sol et légèrement plus inclinés que ceux des précipitations (B1 compris entre -0.52 et -0.85 ; tableau 6.11). Étant donné le lien étroit entre l'humidité du sol et la recharge dans le modèle, l'inclinaison très faible des spectres de recharge par rapport aux spectres de l'humidité du sol peut sembler surprenante à première vue. En fait, la persistance de l'humidité du sol dans le modèle est associée au printemps et à l'été, saisons durant lesquelles le sol n'est pas saturé en raison d'un excès d'évapotranspiration par rapport aux précipitations. Dans le modèle, la recharge se produit sous l'influence des pluies, seulement

durant l'automne et l'hiver, lorsque le sol est saturé en eau (SMD = 0). Ce déphasage induit à juste titre par le fonctionnement du modèle implique donc une influence réduite de la variabilité de l'humidité du sol sur la variabilité de la recharge qui est alors directement liée à celle de la pluie (Milly et Wetherald, 2002). L'inclinaison plus forte des spectres de recharge que des spectres de précipitation est lié à la capacité d'infiltration des sols qui freine, plus ou moins fortement, la pénétration des eaux de pluie (Imagawa et al., 2013 ; Yang et al., 2018). La plus grande persistance du processus de recharge pour l'Orgeval (B1 = -0.85 contre -0.66 et -0.52 pour le Dun et l'Austreberthe respectivement) est d'ailleurs très probablement liée à la capacité d'infiltration plus faible des sols de ce bassin versant qui permet une libération plus lente et plus continue des eaux (0.25 mm/h contre 0.70 et 1.25 mm/h pour le Dun et l'Austreberthe respectivement ; Tableau 6.6). Ce facteur influence également la forme de la fonction ACF qui décroit plus lentement pour l'Orgeval (EM = 71 jours) que pour le Dun (EM = 30 jours) et l'Austreberthe (EM = 9 jours) (figure 6.40 ; Tableau 6.11).

Les spectres sont globalement plus inclinés pour le débit de base (Baseflow ; Bm compris entre -1.09 et -2.25) que pour la recharge car l'eau restituée en surface traverse d'abord la zone saturée (SS store + GW store) qui amortit ses variations (Zhang et Schilling, 2004 ; Yang et al., 2018 ; Farley, 2021 ; Lischeid et al., 2021) (tableau 6.11). De manière générale, on remarque que les coefficients spectraux moyens et les temps de décorrélation sont assez faibles (Bm > -1 et EM < 100 jours) pour les flux qui ne sont pas associés à la zone saturée (recharge et ruissellement (SW-SWL)p) tandis qu'ils sont relativement élevés (Bm < -1 et EM > 100 jours) pour les flux étroitement liés à la zone saturée (« Soil drainage », « Discharge » et « Baseflow ») (tableau 6.11). Les spectres « SS store » et « Soil drainage » du Dun et de l'Austreberthe et « GW store » et « Baseflow » de l'Orgeval possèdent un coefficient spectral proche de celui de la recharge pour des périodes supérieures à 6-12 mois (B1 compris entre -0.3 et -0.95) mais un coefficient spectral nettement plus élevé (compris entre -1.96 et -2.41) pour des périodes inférieures à 6-12 mois (Tx2, B3) (tableau 6.11). « SS store » et « GW store » se comporte donc comme des filtres dans la mesure où ils amortissent la variabilité infra-saisonnière du signal de recharge.

Pour le Dun et l'Austreberthe, une diminution des spectres « GW store », « Discharge » et « Baseflow » se produit jusque pour le régime d'invariance basses fréquences, excepté pour « Baseflow » au Dun. En effet, B1 vaut respectivement -0.73 et -0.62 pour ces deux exceptions alors qu'il est compris entre -1.92 et -2.58 dans les autres situations (tableau 6.11). Il y a donc un effet de lissage très fort de GW store pour ces deux bassins puisque ce compartiment est capable d'amortir les fluctuations saisonnières de « Soil drainage » au profit des fluctuations interannuelles. Le comportement asymptotique sur la partie hautes

fréquences de ces spectres (B3 inférieur à B1), dénote malgré tout, la contribution d'un écoulement rapide dans ces flux (figure 6.41 ; tableau 6.11). Comme cela a déjà été mentionné, il pourrait s'expliquer par une conductivité hydraulique moyenne relativement élevée du substrat (20.74 et 7.50 m/j pour l'Austreberthe et le Dun respectivement ; Tableau 6.6).

Pour le Dun et dans une moindre mesure pour l'Orgeval, le temps de décorrélation et les coefficients spectraux basses fréquences du débit de base sont étonnements moins élevés que ceux du niveau piézométrique moyen (figures 6.40 et 6.41 et tableau 6.11). En effet, pour le Dun, les paramètres EM et B1 sont respectivement égales à 79 jours et -0.73 pour le débit de base alors qu'ils valent 613 jours et -2.58 pour le niveau piézométrique moyen (tableau 6.11). Ces écarts pourraient provenir de la capacité de stockage assez faible du substratum et des formations superficielles qui maintiendrait le niveau de la nappe profonde et/ou de la nappe perchée, lorsqu'elle existe, proche de la surface. Le sous-sol ne peut donc plus contenir d'eau et les volumes d'eau arrivant par recharge sont aussitôt expulsés en surface (Milly et Wetherald, 2002 ; Mayaud et al., 2014).

La forme du spectre de puissance et de la fonction d'autocorrélation du débit à l'exutoire (Outlet FD) se situe entre celle du débit de base (Baseflow) et celle du ruissellement de surface ((SW-SWL)p), car le débit est constituée du débit de base et du ruissellement et constitue donc le produit de ces processus (Zhang et al., 2018) (figures 6.40 et 6.41). Le corrélogramme du débit à l'exutoire se caractérise dans un premier temps (3 à 5 premiers jours) par une diminution rapide de la fonction d'autocorrélation puis par une diminution plus lente de la fonction (figure 6.40). La première partie de la courbe décrit l'action causée par le ruissellement ((SW-SWL)p) tandis que la seconde partie de la courbe, moins inclinée, est contrôlée par le débit de basse. Le spectre du ruissellement ((SW-SWL)p) contient, pour les trois bassins, un seul régime avec un coefficient spectral variant entre -0.15 et -0.25 (bruit gaussien) (tableau 6.11). Les coefficients B des spectres des débit simulés à l'exutoire s'écartent de ces valeurs, notamment dans la gamme des hautes fréquences (< 3 à 6 jours ; Tx2) où ils varient entre -3.17 et -3.39 (B3 ; bruit noir) (tableau 6.11). Pour les basses fréquences (> 3 à 6 jours ; Tx2), la valeur absolue du coefficient B1 du spectre du débit simulé est inférieur à celui du débit de base qui peut atteindre -0.8, -0.73 et -2.39 pour l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe respectivement (tableau 6.11). Les ruptures présentes dans les spectres du débit à l'exutoire ne semblent pas correspondre aux ruptures présentes dans les spectres du débit de base. En effet, le point de rupture Tx2 du débit se place à des périodes plus longues dans le spectre du débit de base (11 à 49 jours ; tableau 6.11). La pente du régime d'invariance hautes fréquences B3 du débit simulé est systématiquement plus élevée que

celles du ruissellement et du débit de base (tableau 6.11). Le routage des écoulements pourrait donc introduire la majorité de l'autocorrélation sur le court terme en moyennant la variabilité du ruissellement (Weedon et al., 2014). La valeur plus élevée de Tx2 pour le bassin de l'Austreberthe pourrait d'ailleurs s'expliquer par sa plus grande taille qui entraine des temps de séjour des eaux plus longs en surface.

Il est intéressant de noter que les deux (Orgeval et Dun) ou trois (Austeberthe) régimes d'écoulement présents dans les spectres du débit se retrouvent assez bien dans les spectres des flux sédimentaires, qu'il s'agisse des flux en suspension, des flux par charriage ou des flux sédimentaires totaux (cf. section 4.3.1) (figure 6.41 ; tableau 6.11). En effet, comme pour les spectres des débits, les spectres des flux sédimentaires sont très inclinés dans les hautes fréquences avec une période de rupture Tx2 identique de cinq jours environ pour les trois bassins. Il est clairement visible sur la figure 6.41 que le régime d'invariance hautes fréquences des spectres des flux sédimentaires (SSD, BSD ou TSD) est plus incliné pour l'Austreberthe que pour le Dun et l'Orgeval, ce qui est le cas aussi des spectres des débits. Ce sont donc les événements ruisselants qui génèrent la majeure partie du transport sédimentaire sur le court terme. Pour les échelles supérieures à cinq jours, tout comme pour les débits, les spectres des flux sédimentaires peuvent être divisés en un ou deux segments avec des pentes plus fortes pour l'Austreberthe (B1 = -1.12) que pour le Dun (B1 = -0.08) et l'Orgeval (B1 = -0.03) (tableau 6.11). Pour l'Austreberthe, comme cela a été mentionné précédemment, la plus grande persistance du flux sédimentaire sur le long terme est produite par l'écoulement lent des eaux souterraines particulièrement important pour ce bassin. L'inclinaison des régimes d'invariance B1, B2 et B3 a tout de même tendance à être moins marquée pour les flux sédimentaires que pour les débits traduisant, malgré tout, la plus grande intermittence du transport sédimentaire que des débits sur le long, le moyen et le court terme. Les propriétés statistiques du transport sédimentaire sont étroitement liées à celles du débit ce qui suggère tout de même une non linéarité et une complexité du transport sédimentaire simulé assez limitées pour les trois bassins. Malgré la faible énergie des écoulements (faible pente et faible intensité des pluies), la texture fine des sols (tableau 6.6), en abaissant le seuil d'entrainement des particules, pourrait favoriser le transfert de la mémoire hydrologique de court, moyen et long terme dans les flux sédimentaires.

5. Conclusion

Une analyse du fonctionnement hydrosédimentaire de trois bassins versants agricoles tempérés situés dans la ceinture lœssique ouest européenne (l'Orgeval, l'Austreberthe et le Dun) a été réalisée. Le comportement hydro-sédimentaire de ces bassins a été caractérisé par le biais de séries temporelles journalières de précipitations, de débit, de flux de MES, de

niveaux piézométriques et d'humidité des sols qui reflètent tout ce qui se produit dans le bassin. Des informations relatives à la structure temporelle interne de ces séries ont été extraites par l'utilisation de deux méthodes de traitement du signal, la fonction d'autocorrélation et le spectre de Fourier. La décroissance de la fonction d'autocorrélation (EM), les fréquences de rupture (Tx1 et Tx2) et les pentes (B1, B2 et B3) des spectres de Fourier ont permis de caractériser la persistance des écoulements et du transport sédimentaire sur le court et sur le long terme suite à une séquence d'évènements pluvieux. Il a donc été possible d'estimer, par le biais de ces indicateurs quantitatifs, la mémoire hydro-sédimentaire de court et de long terme de chaque bassin versant étudié. La mémoire hydro-sédimentaire d'un bassin versant dépend de son climat, de ses propriétés physiques qui agissent sur les processus hydrologiques de stockage de l'eau dans le sol, d'infiltration et de ruissellement. Le climat et les propriétés physiques des bassins versants étudiés ont donc été utilisés pour discriminer les régimes d'écoulements et de transport sédimentaire identifiés.

Cette approche a été combinée avec le modèle à base physique CLiDE pour simuler sur le long terme (~ 25 ans) le fonctionnement hydro-sédimentaire des bassins versants étudiés. La modélisation fournit des informations supplémentaires sur le comportement hydrologique et sédimentaire des bassins versants et permet une analyse des similitudes et des différences entre les bassins versants. Une procédure automatique de calibration a été appliquée à chaque bassin afin de contraindre les paramètres du modèle relatifs à la capacité d'infiltration des sols (F_c), la profondeur racinaire (Z_r), le coefficient cultural (K_c) et la capacité d'interception des précipitations (InM) du couvert végétal, la conductivité hydraulique et la capacité de stockage des formations superficielles (K_v^{ss} et S_y^{ss}) et du substratum (K_h^{gw} et S_y^{gw}), la granulométrie des sols (gs) et le pouvoir érosif des écoulements (C et D_{min}).

L'analyse de sensibilité a montré l'influence dominante de F_c, Z_r, K_c, InM et K_h^{gw} sur la qualité d'ajustement des débits, des niveaux piézométriques et de l'humidité des sols. Les valeurs obtenues pour ces paramètres reflètent les caractéristiques et le comportement hydrologique des trois bassins versants étudiés. Comparé à l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe se caractérise par une capacité d'infiltration moyenne de ses sols et une conductivité hydraulique de son substrat plus forte. Ces valeurs plus élevées reflètent la nature karstique de l'aquifère de la craie qui se manifeste par la présence de points d'engouffrement des eaux en surface (bétoires) et l'existence de fractures et de conduits dans le substratum. Comme l'a démontré l'analyse corrélatoire et spectrale des débits et des niveaux piézométriques, ces éléments ont un impact majeur sur la mémoire hydrologique hautes fréquences et basses fréquences des bassins versants. Celle-ci semble également dépendre de l'épaisseur et de la capacité de stockage des formations qui agissent sur le temps de résidence des masses

d'eau. En effet, les bassins de l'Austreberthe et du Dun, en raison d'une capacité de stockage élevé de leur aquifère et de la présence de formations superficielles, produisent des débits et des niveaux piézométriques qui varient lentement. Pour le Dun, la grande part de pluie interceptée par la végétation proviendrait d'un effet compensatoire s'interprétant comme l'évacuation, par un réseau de conduits karstiques, d'une partie des eaux souterraines (Equilbey, 2003). Les luvisols du Dun et l'Austreberthe sont beaucoup moins rédoxiques et dégradés que ceux de l'Orgeval (podzoluvisols) ce qui pourrait expliquer le meilleur développement racinaire et foliaire des cultures mis en évidence par le modèle (K_c et Z_r sont plus élevés). Les plantes disposent donc d'un volume d'eau utilisable beaucoup plus grand qu'elles sont susceptibles d'épuiser en raison de leur évapotranspiration élevée. La capacité de stockage des sols du Dun et de l'Austreberthe à la fin de l'été et au début de l'automne est donc potentiellement plus élevée ce qui retarde la réponse hydrologique de ces bassins à la pluie. De plus, la majeure partie des terres agricoles de l'Orgeval est drainée, ce qui accélère la reprise des écoulements et limite les infiltrations profondes. Par ailleurs, les résultats indiquent une sensibilité élevée des flux de MES à la granulométrie des sols et au pouvoir érosif des écoulements. Le drainage agricole assez répandu sur ce bassin favoriserait, par lessivage, l'appauvrissement du sol en particules fines (gs faible), ce qui rejoint les résultats de Sogon (1999) et Penven (2000). L'évacuation de ces particules se produit de manière continue comme en atteste la lente décroissance des fonctions d'autocorrélation et la forte inclinaison des spectres de Fourier pour Goins et Choqueuse. La valeur plus élevée du paramètre C pour le Dun et l'Austreberthe reflèterait la plus grande erosivité du ruissellement de surface que du lessivage. Dans le cadre de cette analyse de sensibilité, des interactions linéaires significatives entre paramètres ont également été mises en évidence.

D'un de point de vue de la capacité prédictive de CLiDE, le modèle fournit des résultats comparables pour les trois bassins avec une reproduction assez satisfaisante de l'humidité des sols, des débits, des niveaux piézométriques et des flux de MES, comme indiqué par les critères NSE, RSR et PBIAS (Moriasi et al., 2007). Le modèle permet une très bonne prédiction de la lame totale écoulée avec une marge d'erreur inférieure à 10% (PBIAS) pour les trois bassins. Les biais d'estimation moyens des flux de MES sont plus élevés et s'élèvent à +60% pour le Dun, -32% pour l'Austreberthe et -20.1% pour l'Orgeval. Pour la période de validation, la qualité de prédiction des flux de MES se dégrade pour l'Austreberthe (biais moyen d'estimation de +40%) alors qu'elle s'améliore pour le Dun (+2%) et l'Orgeval (-2%). La fonction d'autocorrélation et le spectre de Fourier ont été employés pour compléter ces diagnostics réalisés dans le domaine temporel. Ces méthodes ont permis d'identifier, pour chaque site et chaque série, les échelles fréquentielles pour lesquelles le modèle fonctionne le mieux. Alors que l'autocorrélation des signaux de débits est bien reproduite sur le long

terme, elle est exagérée sur le court terme probablement en raison d'un routage trop lent des écoulements (coefficient de rugosité n trop élevé ?). Pour les MES, CLiDE reproduit assez bien l'allure générale des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier sauf pour l'Austreberthe où la persistence du flux sur le long et le court terme est surestimée.

Pour finir, par l'utilisation combinée de CLiDE, de la fonction d'autocorrélation et du spectre de Fourier, nous avons illustré la manière dont l'information climatique se propage à travers la surface, les sols, les formations superficielles et le substratum des bassins de l'Orgeval, de l'Austreberthe et du Dun. La variabilité haute fréquence des pluies n'est que très légèrement atténuée par le sol puisque le signal de ruissellement peut également être assimilé à un bruit blanc. Néanmoins, le routage et le stockage du ruissellement de surface permet d'augmenter l'autocorrélation du signal sur le court terme. La recharge est légèrement plus corrélée, notamment pour l'Orgeval, où la capacité d'infiltration des sols est faible. L'analyse du débit de base indique que les formations superficielles et le substratum atténuent la variabilité hautes fréquences voire même basses fréquences du signal de recharge. L'autocorrélation des débits et des flux sédimentaires sur le court et le long terme provient respectivement des écoulements de surface et des écoulements de subsurface.

Chapitre 7 : Synthèse et comparaisons

Puisque les bassins versants synthétiques (chapitre 4), les bassins de Draix (Laval et Brusquet, chapitre 5) et les bassins de la Seine (Orgeval, Dun et Austreberthe, chapitre 6) sont analysés de façon indépendantes, ce chapitre de synthèse propose de mettre en relation les résultats. Dans ce chapitre, nous discutons de (i) la façon dont les paramètres de contrôle des modèles varient d'un site à un autre (section 1, analyse de sensibilité), (ii) la qualité de simulation des flux hydro-sédimentaires (section 2, capacité prédictive) et (iii) la dynamique hydro-sédimentaire des bassins au travers des autocorrélogrammes et des spectres de Fourier (section 3, autocorrélogrammes et spectres de Fourier)

1. Analyse de sensibilité

Le cadre de modélisation numérique employé pour l'analyse du fonctionnement hydro-sédimentaire du Laval, du Brusquet, de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe comprend les modèles d'évolution de paysage CAESAR-Lisflood et CLiDE. Les modèles CAESAR-Lisflood et CLiDE ne partagent pas les mêmes modules ni les mêmes paramètres. En effet, à la différence de CLiDE, CAESAR-Lisflood ne simule pas les écoulements souterrains et leur contribution aux écoulements de surface. C'est principalement pour cette raison que le modèle CLiDE a été utilisé pour simuler la dynamique hydro-sédimentaires de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe puisqu'à la différence du Laval et du Brusquet les apports d'eau souterraines sont importants pour ces bassins. Par ailleurs, CAESAR-Lisflood se base sur un module hydrologique différent de celui de CLiDE pour convertir les pluies en ruissellement. Ainsi, les seuls paramètres partagés par CAESAR-Lisflood et CLiDE sont ceux rattachés aux modules de routage des écoulements et d'érosion des sols.

La calibration automatique des modèles a été effectuée en considérant treize paramètres pour le Laval et le Brusquet (m, $q_{tot}M$, n, Q_{min}, C, gs_i, $prop_gs_i$, ΔZ_{max}, D_{min}, C_{rate}, E_r, p_1 et k_1) et dix/douze paramètres (F_c, Z_r, In, K_c, K_h^{gw}, S_y^{gw}, K_v^{ss}, S_y^{ss}, C, gs_i, ΔZ_{max} et D_{min}) pour l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe (cf. table de notation en début de manuscrit pour la signification de ces paramètres). Ces paramètres représentent les caractéristiques physiques de la végétation, du sol, du sous-sol, etc. agissant sur la dynamique hydro-sédimentaire des bassins. L'estimation de leur valeur permet donc de caractériser certaines des propriétés physiques des bassins. Une analyse de sensibilité des paramètres des modèles a été entreprise en utilisant les fonctions objectif développées pour évaluer la performance des modèles.

Les résultats ont montré que, parmi les paramètres qu'ils possèdent en commun, les deux modèles ne sont pas ou peu affectés par ΔZ_{max} et D_{min}, quel que soit le bassin versant considéré (figures 5.7 et 6.15). Ces paramètres se rapportent respectivement à l'érosion

maximale autorisée par pas de temps et à la lame d'eau nécessaire pour initier l'érosion. Ces paramètres peu influents pourraient donc être supprimés de la procédure afin de simplifier la calibration du modèle.

En revanche, la sensibilité des modèles aux paramètres C et gs_i, qui caractérisent respectivement la capacité de transport des écoulements et le diamètre des particules sédimentaires, diffèrent d'une région à l'autre. En effet, nous observons une moins grande influence du paramètre C pour les bassins de Draix que pour les bassins Seine-Normandie. L'effet de C diminue donc pour des bassins versants dont le transport sédimentaire est principalement limité par le disponible sédimentaire. En effet, la production sédimentaire des bassins versants de Draix n'est limité que par les quantités de sédiments produites et mobilisées sur les versants l'hiver par gélifraction (déterminé par p_1) et gélifluxion (déterminé par C_{rate}). Une modification de la capacité de transport des écoulements, déjà élevée pour ces bassins en raison des gradients de pente élevés, n'a donc pas ou peu d'incidence sur les flux sédimentaires simulés. En revanche, pour l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe dont les flux sont limités par le transport, une hausse de l'érosivité des écoulements aura un effet important sur les volumes de sédiments mobilisés.

D'après les résultats, la part du matériel transportée en suspension dans les bassins de Draix ($prop_gs_1$ inférieur à 70 %) est moins importante que celle renseignée pour les bassins Seine-Normandie ($prop_gs_1$ compris entre 80 et 90 %). La proportion de particules transportées en suspension augmente donc avec l'augmentation de la surface contributive et la diminution des gradients de pente, d'au moins 15 à 30 %. Des différences se remarquent également au niveau du diamètre des particules mobilisées. Bien que les bassins soient tous majoritairement composés de silt, d'argile et de sable, les analyses de sensibilité réalisées indiquent que les particules transportées en suspension et par charriage sont plus fines pour les bassins de la Seine (10-30 et 40-95 microns respectivement) que pour les bassins de Draix (40-80 microns et 1-2 mm respectivement). Ces résultats suggèrent donc assez logiquement que l'augmentation des gradients de pente, en plus de favoriser le transport par charriage des particules, permet de mobiliser des sédiments plus grossiers. Cela rejoint les observations réalisées par Turowski et al. (2010) et Rainato et al. (2017).

Concernant les paramètres calibrés liés à l'hydrologie, donc différents d'un modèle à l'autre, les analyse de sensibilité nous ont montré que les paramètres relatifs à l'occupation et à la nature des sols ont beaucoup d'influence sur la dynamique hydrologique des deux régions. Pour le Laval et le Brusquet, la qualité de la simulation des flux hydro-sédimentaires dépend majoritairement de m et $q_{tot}M$. Ces paramètres se rapportent respectivement à la capacité d'infiltration et de rétention des sols qui agit donc sur le ruissellement de surface. Pour

l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe, la qualité de simulation de CLiDE dépend principalement des paramètres F_c, Z_r, In et K_c qui représentent respectivement la capacité d'infiltration des sols, la profondeur racinaire de la végétation, la fraction de la pluie interceptée par la végétation, et le coefficient cultural. Ces paramètres ont de profondes implications sur le ruissellement et la recharge des nappes et sur les quantités d'eau reprises par évapotranspiration. Alors que le paramètre F_c est statique, il est possible de faire varier temporellement les paramètres Z_r, In et K_c en considérant le cycle de croissance de la végétation.

Les résultats ont également suggéré que les paramètres relatifs au module hydrogéologique de CLiDE jouent un rôle important dans la qualité de simulation des débits, des flux de MES, des niveaux piézométriques et de l'humidité des sols. Le paramètre le plus sensible pour les trois bassins est la conductivité hydraulique horizontale du substratum (K_h^{gw}), suivie par la capacité de stockage du substratum (S_y^{gw}). L'importance de ces paramètres dans la simulation du fonctionnement hydro-sédimentaire de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe, indique que pour les zones concernées par une altitude, des pentes et des gradients hydrauliques faibles, les apports d'eau en provenance du compartiment souterrain sont déterminants pour une bonne simulation des flux d'eau et de sédiments (Schmalz et Fohrer, 2009). En revanche, même si cela n'a pas été testé, l'influence de ces facteurs sur la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants de montagne ou de basse montagne tels que le Laval et le Brusquet, pourrait être limitée.

Les analyses de sensibilité mettent donc en évidence des différences majeures entre les bassins versants de plaine et ceux de montagne : les processus d'écoulement dans les bassins versants de montagne ou de basse montagne sont davantage dominés par un ruissellement de surface intense. Dans les zones de plaine avec une topographie faible et plate, il y a une infiltration importante des eaux de pluie et une contribution importante des eaux souterraines à l'écoulement des cours d'eau.

2. Capacité prédictive

Dans cette section, les performances de CAESAR-Lisflood pour les bassins du Laval et du Brusquet et celles du modèle CLiDE pour les bassins de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe sont comparées.

La démarche adoptée ici pour calibrer et évaluer la capacité des modèles CAESAR-Lisflood et CLiDE à simuler la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants n'a pas d'équivalent dans la littérature. En effet, dans le passé, les tentatives de calibration de

CAESAR-Lisflood et CLiDE ont souvent été de nature qualitative et limitées par la disponibilité des données de calage. Hancock et Coulthard (2012), par exemple, ont constaté que les taux d'érosion des sols modélisés à l'échelle décennale étaient "comparables" aux valeurs mesurées, quantifiées à l'aide de l'analyse du ^{137}Cs. Welsh et al. (2009) ont comparé visuellement les flux sédimentaires simulés à l'exutoire d'un bassin versant montagneux avec les taux de sédimentation dérivés de l'analyse d'enregistrements sédimentaires lacustres. Encore une fois, une "correspondance globale" entre les sorties modélisées et observées a été signalée. Bien qu'une correspondance des valeurs simulées et observées ait été obtenues dans ces deux exemples, les méthodologies employées ne représentent que des évaluations de base de la performance des modèles.

Dans ce contexte, une méthode rigoureuse d'évaluation de la capacité de prédiction de CAESAR-Lisflood et CLiDE, tenant compte des mesures disponibles pour les bassins versants réels étudiés, a été développée. Elle permet d'estimer précisément si les modèles CAESAR-Lisflood et CLiDE sont des outils appropriés pour reproduire le fonctionnement hydro-sédimentaire des cinq bassins étudiés. Elle se base sur l'utilisation d'un indice de performance multiple combinant les critères d'ajustement NSE, PBIAS et RSR. L'inspection visuelle et la comparaison des séries simulées et observées, dans les domaines temporelles et fréquentielles, a permis d'identifier les déficiences des modèles à travers les échelles temporelles. Une analyse complète de la manière dont les sorties des modèles diffèrent des observations a donc été possible.

2.1. **Simulation des débits**

Le chapitre 5 a montré, suite à la calibration des paramètres de CAESAR-Lisflood, une reproduction satisfaisante des débits observés à l'exutoire du Laval et du Brusquet. En effet, que ce soit pour la période de calibration ou de validation, les critères NSE, RSR et PBIAS sont respectivement supérieurs à 0.5, inférieurs à 0.7 et compris dans la gamme ±25 %, valeurs préconisées par Moriasi et al. (2007). Les écoulements annuels totaux mesurés et simulés sont presque identiques pour ces deux bassins. Une excellente correspondance des débits simulés et mesurés a été obtenue pour plusieurs événements de crue du Laval et du Brusquet (NSE compris entre 0.48 et 0.90 et PBIAS compris entre -20.5 et 32.6 %). L'agrégation sur différents intervalles de temps et l'analyse spectrale des débits a néanmoins révélé la sous-estimation par le modèle de la variabilité semi-horaire, saisonnière et interannuelle des valeurs pour les deux bassins. L'insertion, dans le modèle, de processus hydrologiques supplémentaires (e.g. évolution de la saturation en eau du sol sous l'effet de l'évapotranspiration ou ruissellement hortonien) pourrait permettre une meilleure simulation des extrêmes.

La qualité de reproduction des débits à l'exutoire de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe par CLiDE est moins bonne puisque les critères NSE, RSR et PBIAS sont respectivement compris entre -0.26 et 0.55, entre 0.67 et 1.12 et entre -6.2 et 26.5 %. La comparaison visuelle des débits observés et simulés a montré que ces écarts étaient liés en partie à une mauvaise estimation du débit de base qui, pour le Dun et l'Austreberthe, est sous-estimé en période humide et surestimé en période sèche. Pour l'Austreberthe, ces biais d'estimation sont probablement liés à la sous-estimation du battement interannuel de la nappe. En revanche, pour le Dun, la variabilité insuffisante du débit de base ne peut pas s'expliquer de cette façon puisque les valeurs extrêmes de niveaux piézométriques sont exagérées par le modèle. L'exagération ou l'insuffisance du ruissellement simulé explique également la qualité de simulation assez limitée des débits pour ces bassins.

Ces résultats suggèrent donc, à première vue, que la simulation des débits pour des bassins versants de plaine est une tâche plus difficile que pour des bassins versants montagneux. Cela peut s'expliquer par la moins grande linéarité de la relation entre les précipitations et le débit des cours d'eau pour les bassins versants de plaine que pour les bassins versants de montagne. En effet, la réactivité hydrologique des bassins versants montagneux à la pluie est forte en raison de sols imperméables et de pentes élevées favorisant le ruissellement alors que celle des bassins versants de plaine est faible puisque la nature perméable des sols et la faible inclinaison des surfaces favorisent l'infiltration et le stockage des eaux en profondeur.

La difficulté de CLiDE à simuler le fonctionnement hydrologique de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe provient probablement de la nature trop simpliste des composantes hydrologiques et hydrogéologiques du modèle pour ce type d'environnement (Rushton, 2006 ; Barkwith et al., 2015).

En effet, le Dun, l'Austreberthe et dans une moindre mesure l'Orgeval sont des systèmes complexes caractérisés par une très forte hétérogénéité verticale et latérale de leur sol et sous-sol. Les bassins versants crayeux karstiques du Dun et de l'Austreberthe se caractérisent par une très grande hétérogénéité spatiale de leur propriétés physiques (porosité et conductivité hydraulique). En plus de se caractériser par une double porosité et une double perméabilité, le substratum de ces bassins se caractérise par la présence de points d'engouffrement des eaux en surface (bétoires) et l'existence de fractures et de conduits. Il est donc difficile de modéliser avec précision les niveaux piézométriques et donc le débit de base dans ce type d'environnement. Un meilleur ajustement des valeurs pourrait malgré tout être obtenu en affinant la distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique et d'emmagasinement spécifique de l'aquifère.

D’autre part, CLiDE ne considère pas de réseau de drainage agricole qui a pourtant une influence considérable sur le fonctionnement hydrologique de l’Orgeval. Le réseau de drainage agricole permet le rabattement de la nappe de Brie et, par conséquent, augmente la capacité de stockage du sol et réduit le ruissellement de surface (Augeard et al., 2005). L’incorporation de cette fonctionnalité dans CLiDE pourrait donc permettre d’améliorer la simulation des débits et des niveaux piézométriques pour l’Orgeval.

2.2. **Simulation des flux de MES**

Une qualité de reproduction des flux sédimentaires similaire est obtenue pour les bassins de la Seine et pour les bassins de Draix. Les résultats de la période de calibration étaient dans l'ensemble meilleurs pour les bassins de la Seine que pour les bassins de Draix puisque les métriques NSE, RSR et PBIAS sont respectivement comprises entre 0.42 et 0.69, 0.56 et 0.76 et -32.4 et 59.9 % pour les premiers et entre -0.04 et 0.19, 0.9 et 1.02 et 71.4 et 138.4 % pour les derniers.

En revanche, les résultats de la période de validation sont dans l'ensemble moins bons pour les bassins de la Seine que pour les bassins de Draix, notamment lorsqu’il s’agit de reproduire la variabilité temporelle des flux. En effet, les critères NSE et RSR sont respectivement compris entre -2.15 et 0 et entre 1 et 1.77 pour l’Orgeval, le Dun et l’Austreberthe et entre 0 et 0.15 et entre 0.92 et 1 pour le Laval et le Brusquet. Néanmoins, de la même manière que pendant la période de calibration, le biais d’estimation moyen des volumes de sédiments exportés est plus faible pour les bassins de la Seine que pour les bassins de Draix.

Ce dernier point mis à part, il semble donc que la prédiction des flux de MES soit légèrement plus robuste pour les bassins de Draix que pour les bassins de la Seine. La moins bonne transférabilité des paramètres du modèle pour les bassins de la Seine pourrait refléter la nature plus complexe du transport sédimentaire pour ces bassins.

3. Autocorrélogrammes et spectres de Fourier

Dans ce travail, la relation précipitation-débit-flux sédimentaire a été caractérisée par l'utilisation du concept de dépendance temporelle ; ce terme est utilisé pour décrire la relation moyenne entre le flux hydro-sédimentaire d'un jour donné et le flux hydro-sédimentaire des jours précédents. D'un point de vue hydrologique, la dépendance temporelle caractérise la variabilité et la persistance des séries temporelles qui sont déterminées par les processus qui se produisent dans le bassin versant. Nous avons identifié par le biais de la fonction

d'autocorrélation et du spectre de Fourier le rôle que les caractéristiques du bassin versant ont sur la structure de dépendance temporelle des signaux hydro-sédimentaires.

La comparaison des fonctions d'autocorrélation et des spectres de Fourier des signaux de précipitations, de débits, de flux sédimentaires, de niveaux piézométriques et d'humidité des sols obtenus pour les bassins synthétiques et les bassins réels a permis de déterminer l'influence des conditions environnementales locales d'un bassin sur sa réactivité hydro-sédimentaire. Pour tenter de quantifier la variabilité des spectres de Fourier des séries simulées, des modèles linéaires par morceaux ont été construits afin de localiser les différentes ruptures de pente Tx et d'estimer les pentes des régimes scalaires B. L'allure des fonctions d'autocorrélation a été résumée par le paramètre EM qui est défini comme le temps nécessaire à la fonction d'autocorrélation pour atteindre un coefficient de 0.2

3.1. **Comparaison des bassins synthétiques et des bassins de Draix**

L'effet mémoire (EM) du flux sédimentaire total simulé du Laval (11 heures) et du Brusquet (7.5 heures) est inférieur à la valeur rapportée dans le chapitre 4 pour des bassins (synthétiques) à occupation des sols, granulométrie, pente, hypsométrie et densité de drainage similaires ou approchantes. En effet, pour les bassins synthétiques aux caractéristiques physiques les plus proches de celles du Laval (FA = 14.16 km² ; GS = 0.0904 mm ; MSC = 0.1-0.2 ; HI = 0.25-0.65 ; DD = 8.35 km/km²) et du Brusquet (FA = 24 km² ; GS = 0.0904 mm ; MSC = 0.1-0.2 ; HI = 0.25-0.65 ; DD = 8.35 km/km²), nous avons obtenu des effets mémoire de 5-10 jours et 9-20 jours respectivement. Les ruptures d'échelles Tx1 et Tx2 obtenus pour le Laval (80.22 et 8.05 h soit 3.34 et 0.34 j) et le Brusquet (170.01 et 17.69 h soit 7.08 et 0.74 j) sont également plus faibles que dans le chapitre 4 qui indiquent, pour des bassins représentatifs du Laval et du Brusquet, des valeurs égales à 25-30 jours et 3-4 jours respectivement. De même, les pentes spectrales obtenues pour Draix (B1, B2 et B3 respectivement égales à -0.2, -1.01 et -1.83 pour le Laval et -0.06, -0.51 et -2.01 pour le Brusquet) sont presque toujours moins fortes que celles obtenues dans le chapitre 4. En effet, ces derniers ont rapporté des pentes B1, B2 et B3 respectivement égales à [-0.22 ; -0.35], [-0.9 ; -1.3] et [-3.5 ; -4] pour un bassin représentatif du Laval et [-0.3 ; -0.45], [-1.1 ; -1.5] et [-5 ; -5.5] pour un bassin représentatif du Brusquet.

Ainsi, bien que le Laval et le Brusquet partagent les propriétés physiques des bassins synthétiques évoqués ci-dessus, la persistance de leur flux sédimentaires sur le court, moyen et long terme est moins forte. Le Laval et le Brusquet se caractérisent malgré tout par une densité de drainage plus élevée (34.40 et 26 km/km² respectivement contre 8.35 km/km²) et par une surface drainée faible (0.86 et 1.03 km² contre 35 km²), ce qui favorise une

concentration rapide du ruissellement de surface. La réponse hydrologique à l'exutoire de ces bassins sera donc plus courte en raison de cette connectivité structurelle plus forte.

Par ailleurs, le signal pluviométrique du Laval et du Brusquet, représentatif d'un climat méditerranéen montagnard, se distingue de celui employé pour les bassins versants synthétiques (climat océanique). Le climat méditerranéen montagnard se distingue par des systèmes convectifs et des fronts de méso-échelle, produisant des précipitations exceptionnellement intenses, concentrées sur des secteurs très restreints. Des événements pluvieux extrêmes se produisent en été et en automne sur des lapses de temps très court : les cumuls peuvent atteindre 100-250 mm en 24 h. En revanche, pour les bassins synthétiques, les événements pluvieux sont de moindre intensité mais plus fréquents et plus longs du fait de la persistance de la circulation atmosphérique en provenance de l'océan (l'Atlantique ici). Des événements pluvieux courts et intenses peuvent néanmoins se produire en été lors du passage de fronts froids mais ils sont rares. Le climat du Laval et du Brusquet se caractérise donc par des pluies moins fréquentes mais plus intenses. Cette plus grande variabilité et intermittence de la pluviométrie se remarque par l'absence de corrélation et la moins grande inclinaison des spectres de Fourier pour des périodes supérieures à quelques jours (B1 égal à [-0.12 ; -0.15] pour le Laval et le Brusquet contre -0.22 pour les bassins synthétiques). Pour le Laval et le Brusquet, la combinaison de ces facteurs morphométriques et climatiques favorise finalement l'intermittence des écoulements et des flux sédimentaires remarquée sur leur autocorrélogramme et leur spectre de Fourier.

Par ailleurs, la plus grande discontinuité des flux sédimentaires pour le Laval et le Brusquet pourrait également provenir du disponible sédimentaire limité de ces bassins et de possibles effets d'épuisement des stocks durant les événements se produisant en fin d'année. En effet, à la différence du Laval et du Brusquet, aucun substratum (non érodable) n'a été défini pour les bassins synthétiques. Ainsi, la continuité des flux sédimentaires pour ces bassins synthétiques n'est limitée que par la compétence et la continuité des écoulements.

3.2. **Comparaison des bassins synthétiques et des bassins de la Seine**

L'effet mémoire (EM) de 2 jours rapporté pour le flux sédimentaire total simulé de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe est identique à la valeur rapportée dans le chapitre 4 pour des bassins synthétiques à occupation des sols (FA = 0.13), granulométrie (Dmean = 0.0904 mm), pente (MSC = 0.005), hypsométrie (HI = 0.65) et densité de drainage (DD = 2.19 km/km²) similaires.

Néanmoins, dans le chapitre 4, deux points de rupture d'échelle situés à 4 jours (Tx2) et 28 jours (Tx1) ont été trouvés pour l'ensemble des spectres du flux sédimentaire total, ce qui n'est tout à fait le cas ici puisque le spectre du Dun contient un seul point de rupture (Tx2) et le point de rupture Tx1 de l'Austreberthe et de l'Orgeval se place à une période plus élevée (240 et 69 jours respectivement). Les pentes spectrales rapportées dans le chapitre 4 dans le régime basses fréquences (B1 = -0.13) sont très proches de 0. Elles sont donc similaires à celles de l'Orgeval et du Dun mais très nettement inférieures à celles de l'Austreberthe. D'autre part, les pentes spectrales obtenues dans les hautes fréquences sont plus élevées (B2 = -0.7 et B3 = -2.9) que pour l'Orgeval et le Dun mais moins élevées que pour l'Austreberthe, B2 mis à part.

Ces écarts peuvent s'expliquer de différentes façons. Premièrement, dans le chapitre 4, nous n'avons pas considéré les échanges d'eau entre la surface et le souterrain ce qui implique un temps de résidence de l'eau assez limité dans le bassin et donc une intermittence des flux sur le long terme. Nous supposons donc que l'absence d'un débit de base marqué pour les bassins synthétiques est la cause d'une moins grande persistance du flux sédimentaire sur le court et le long terme par rapport à l'Austreberthe. Pour le Dun et l'Orgeval, l'inclinaison moins importante du régime haute fréquence traduit une plus grande intermittence du transport sédimentaire. Ces bassins, du fait de leur plus grande taille (100 km² contre 35 km²), pourrait contenir un plus grand nombre d'irrégularités topographiques pouvant limiter, lors d'une crue, le transfert des particules sédimentaires. A la différence de l'Austreberthe, le débit de base de ces bassins est probablement trop faible pour contrebalancer cet effet d'échelle spatiale (Delmas et al., 2012 ; Pelacani et Schmitt, 2021).

3.3. **Comparaison des bassins versants de Draix et des bassins versants de la Seine**

En raison de l'incapacité du modèle à reproduire précisément la dynamique hydrologique des bassins de Draix (cf. chapitre 5) et des bassins de la Seine (cf.chapitre 6), il est préférable de considérer, dans les comparaisons, les propriétés corrélatoires et spectrales des signaux observés. Cela permet d'éliminer les incertitudes qui découlent de la calibration (imparfaite) de CAESAR-Lisflood et de CLiDE, d'autant, que les données récupérées pour ces bassins, sont de bonne qualité à la fois pour les débits et les flux de MES. Afin de faciliter les comparaisons, nous ne considérons pour l'Orgeval que les débits mesurés à la station du Theil et les flux de MES disponibles aux Avenelles.

L'effet mémoire (EM) de 7.5 et 29.5 heures pour les débits du Laval et du Brusquet respectivement est inférieur à la valeur rapportée dans le chapitre 6 pour les bassins de l'Orgeval, du Dun et de l'Austreberthe. En effet, pour ces derniers, EM vaut respectivement

24, 423 et 549 jours. De la même façon l'effet mémoire des flux de MES est plus faible pour le Laval et le Brusquet que pour l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe puisqu'il est égal à 1-1.5 heures pour les premiers et 2-3 jours pour les derniers. Ces résultats indiquent une persistance moyenne des flux hydro-sédimentaires plus élevée pour les bassins de la Seine que pour les bassins de Draix.

L'allure des spectres de Fourier des débits et des flux de MES varient d'une région à l'autre puisque les spectres des bassins de Draix contiennent deux ruptures d'échelle (Tx1 et Tx2) alors qu'il n'y en a qu'une (Tx2) pour les spectres des bassins régionaux (à l'exception des flux de MES de l'Austreberthe). Ce point de rupture supplémentaire pourrait s'expliquer par la résolution semi-horaire des données qui permettrait l'identification d'un régime hydro-sédimentaire très rapide, c'est-à-dire se produisant sur des périodes de quelques heures. En effet, nous avons respectivement trouvé pour le Laval et le Brusquet un point de rupture Tx2 de 54.03 et 2.86 heures pour les débits et 5.2 et 3.37 pour les flux sédimentaires. Pour l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe, la disponibilité plus limitée des données n'a pas permis une analyse des flux à une échelle infra-journalière. Il aurait malgré tout été intéressant, en raison de la dynamique karstique du Dun et de l'Austreberthe, de considérer des chroniques avec une résolution temporelle horaire. Une compréhension plus approfondie des composantes de l'écoulement rapide pour ces bassins aurait ainsi été obtenue.

La rupture d'échelle séparant le régime basses fréquences des autres régimes variefortement d'un bassin à un autre, quelle que soit la région dans laquelle il est situé. En effet, pour les débits (flux de MES), cette rupture se trouve à une période de 51 (358) et 2 (0.4) jours pour le Laval et le Brusquet respectivement et de 8 (3), 231 (4) et 103 (57) jours l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe respectivement. Le plus grand décalage de cette rupture d'échelle vers les basses fréquences pour le Dun et l'Austreberthe pourrait traduire le plus grand lissage des débits et des flux de MES pour ces bassins. Néanmoins, le placement de la rupture à des périodes aussi élevées pour le bassin dénudé du Laval et aussi faibles pour le bassin boisé du Brusquet indique que les mécanismes à l'origine de ces ruptures d'échelle ne sont pas bien compris et leur lien avec les propriétés physiques des bassins devra être étudiés plus en profondeur.

La décroissance des spectres de débits et de flux de MES, dans leur partie basses fréquences, est moins élevée pour le Laval et le Brusquet que pour les autres bassins. Pour les débits (flux de MES), B1 vaut -0.18 (0.73) et -0.47 (-0.08) pour le Laval et le Brusquet respectivement contre -0.65 (-0.42), -1.46 (-0.32) et -1.54 (-0.18) pour l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe respectivement. Sur le long terme, le débit et les flux de MES dans les bassins fluviaux de plaines est, naturellement, moins erratique et plus régulier que celui des bassins

versants montagneux en raison de l'influence plus importante des eaux souterraines. Autrement dit, les flux hydro-sédimentaires dans les bassins versants sans débit de base se caractérisent davantage par des impulsions de forte magnitude que les bassins versants ayant des cours d'eau pérennes, en particulier dans les zones au substrat facilement érodable comme c'est le cas des zones de badlands. Par ailleurs, pour le Laval, la continuité du transport sédimentaire est limitée par les volumes de sédiments présents dans le réseau de drainage.

En revanche, sur le court terme, la persistance des débits et des flux de MES n'est pas toujours plus forte pour les bassins de la Seine que pour les bassins de Draix. En effet, pour les débits (flux de MES), B3 est égal à -0.88 (-0.51) et -3.11 (-1.65) pour le Laval et le Brusquet et -1.59 (-1.92), -0.66 (-1.33) et -0.93 (-0.97) pour l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe. Ces valeurs révèlent donc un lissage qui serait davantage lié à l'occupation des sols et à l'hétérogénéité du substratum qu'à leur positionnement géographique et topographique.

Les aquifères karstiques du Dun et de l'Austreberthe se caractérisent par une connexion hydraulique localement forte entre les plateaux agricoles, sujets au ruissellement, et la vallée. Cela explique donc, pour ces bassins, le faible lissage des débits et des flux de MES dans le régime d'invariance hautes fréquences. Pour le Laval, l'absence de végétation favorise le déclenchement d'un ruissellement qui est naturellement intense et intermittent en raison du contexte climatique, lithologique et de la grande connectivité structurale de ce bassin.

A l'inverse, la réactivité hydrologique faible du Brusquet et de l'Orgeval est respectivement liée à la présence d'un couvert végétal dense et développée et à l'absence de voies d'écoulements karstiques. Pour le Brusquet, presque totalement reboisé, l'intermittence des débits et des flux de MES sur le court terme est considérablement réduite, dans un rapport d'environ 1/3. Le couvert végétal réduit la connectivité entre les zones érodées actives et les flux de ruissellement actifs. Il permet un stockage temporaire et une évacuation lente et différée des écoulements et, par extension, des matières en suspension.

Par ailleurs, dans le cas du bassin versant de l'Orgeval, le lessivage continu, par le réseau de drainage agricole, des sédiments fins (Sogon, 1999 ; Penven, 2000), pourrait favoriser la persistance des flux de MES sur le court et le long terme.

Il faut toutefois considérer cette comparaison des coefficients B3 avec prudence car ces derniers ont été extraits à partir de données dont la résolution temporelle varie.

Chapitre 8 : Réponse hydro-sédimentaire de deux bassins versants de l'ouest du bassin de Paris (Dun et Austreberthe) sous différents scénarios d'aménagements et de variation climatique.

1. Introduction

Dans la ceinture lœssique ouest européenne, incluant la Normandie, le ruissellement et l'érosion des sols ont considérablement augmenté depuis les années 1960 en raison du remembrement (Papy et Douyer, 1991 ; Souchère et al., 2005). Ces phénomènes entrainent la détérioration des propriétés physico-chimiques et biologiques des sols, la perte de nutriments, la réduction de la productivité agricole et la perte de terres arables (Durán Zuazo et Rodríguez Pleguezuelo, 2008). Il en résulte également des coulées boueuses, des inondations, une eutrophisation des cours d'eaux et des zones côtières, une dégradation de la qualité des nappes ou encore un comblement des retenues d'eau (réservoirs, étangs) qui entraînent des pertes économiques importantes (Evrard et al., 2007). Par ailleurs, l'évolution du climat liée aux émissions de gaz à effet de serre (hausses des températures, modification des régimes pluviométriques) pourrait avoir un impact important sur le ruissellement et l'érosion des sols et leurs conséquences dans le nord-ouest de l'Europe (Nearing et al., 2005 ; GIEC, 2014, 2021). Ainsi, il est essentiel de comprendre et de prévoir les effets du changement climatique et de l'évolution de l'occupation des sols sur le ruissellement et l'érosion des sols dans la région afin d'améliorer les stratégies d'aménagements (Evrard et al., 2010).

Plusieurs méthodes d'évaluation des effets des changements environnementaux sur le ruissellement et l'érosion des bassins versants existent. Parmi celles-ci, la modélisation est une méthode séduisante pour prédire l'évolution du ruissellement et de l'érosion des sols puisqu'elle permet d'isoler précisément les impacts relatifs du changement climatique et de l'occupation des sols (Li et Fang, 2016). Elle se base sur la construction de scénarios environnementaux qui représentent autant de futurs climatiques et de futurs d'occupation des sols plausibles.

Bien qu'il existe une large typologie de modèles pour produire des scénarios d'occupation des sols (e.g modèles multi-agents, modèles stochastiques et automates cellulaires), les modèles géostatistiques/empiriques sont les plus couramment employés (Aspinall, 2004). Ils se basent sur les conditions socio-économiques et environnementales locales d'un site pour expliquer l'évolution de l'occupation des sols dans le temps (Turner et al., 1993). Nous avons privilégié cette approche dans cette étude pour construire les scénarios d'occupation des sols.

Concernant les scénarios climatiques, ils correspondent généralement aux projections climatiques futures produites par les modèles de circulation générale (MCG) qui s'appuient sur les principes fondamentaux de la mécanique et de la thermodynamique des fluides pour simuler l'évolution future du climat. Les MCG sont cependant limités par la résolution spatiale grossière de leurs simulations (100 km x 100 km pour les modèles CMIP6 du GIEC) qui

empêchent la réalisation de projections climatiques à des échelles spatiales fines (Stainforth et al. 2007). Ces modèles ont d'autre part beaucoup de mal à reproduire la variabilité haute et basse fréquence du climat et leurs simulations sont entachées de nombreuses incertitudes concernant l'évolution de la variabilité climatique (Steinschneider et Brown, 2013). Diverses procédures de réduction d'échelle ont été proposées pour atténuer certains de ces problèmes (Whateley et al., 2016) mais leurs couts de calcul empêchent une exploration approfondie de l'évolution du climat. Des modèles complémentaires, basés sur une approche statistique et probabiliste du climat, ont donc été introduits pour générer efficacement des scénarios climatiques préservant les caractéristiques locales de la variabilité interne du climat (Jones et al. 2009). Ils s'appuient sur les informations fournies par les MCG pour modifier de manière totalement contrôlée les propriétés statistiques des signaux climatiques historiques. Les scénarios climatiques produits par ces générateurs stochastiques de temps permettent d'explorer un plus grand nombre de situation et donc d'avoir une vision plus complète de la vulnérabilité des ressources (Lempert et Groves, 2010).

Malgré leur gain de popularité au cours de ces dernières années, les générateurs stochastiques utilisées pour altérer les séquences climatiques historiques demeurent relativement simples. L'approche la plus commune consiste à altérer la valeur moyenne d'une chronique historique de pluie ou de température par le biais d'un facteur multiplicateur afin de tester la sensibilité d'un système aux changements climatiques moyens (Lempert et Groves, 2010 ; Caballero, 2015). Des études ont exploré des changements plus complexes, notamment dans la distribution intra-annuelle des cumuls de pluie et dans la variance des données climatiques annuelles (Prudhomme et al., 2010 ; Moody et Brown, 2013). Cependant, la capacité de ces modèles à modifier la variabilité des pluies et des températures à plusieurs échelles temporelles est limitée. Par exemple, aucun de ces modèles n'est capable d'agir à la fois sur la répartition interannuelle des précipitations et sur les quantités de précipitations quotidiennes extrêmes. Pourtant, ces deux changements sont possibles dans le cadre du changement climatique (Mearns et al., 2001 ; GIEC, 2021) et pourraient avoir une influence importante sur le ruissellement et l'érosion des sols. En effet, plusieurs études ont montré l'existence de fluctuations temporelles équivalentes entre les précipitations d'une part et les débits, flux sédimentaires et niveaux piézométriques d'autre part (Fritier et al. 2012; Massei and Fournier 2012; Pinto et Raible, 2012 ; Dieppois et al. 2016) impliquant parfois une part importante de la variance totale des signaux (Massei et al., 2010 ; Massei et al., 2020) (figure 8.1). Des changements dans la variabilité des pluies pourrait alors avoir un impact majeur sur le ruissellement et l'érosion des sols.

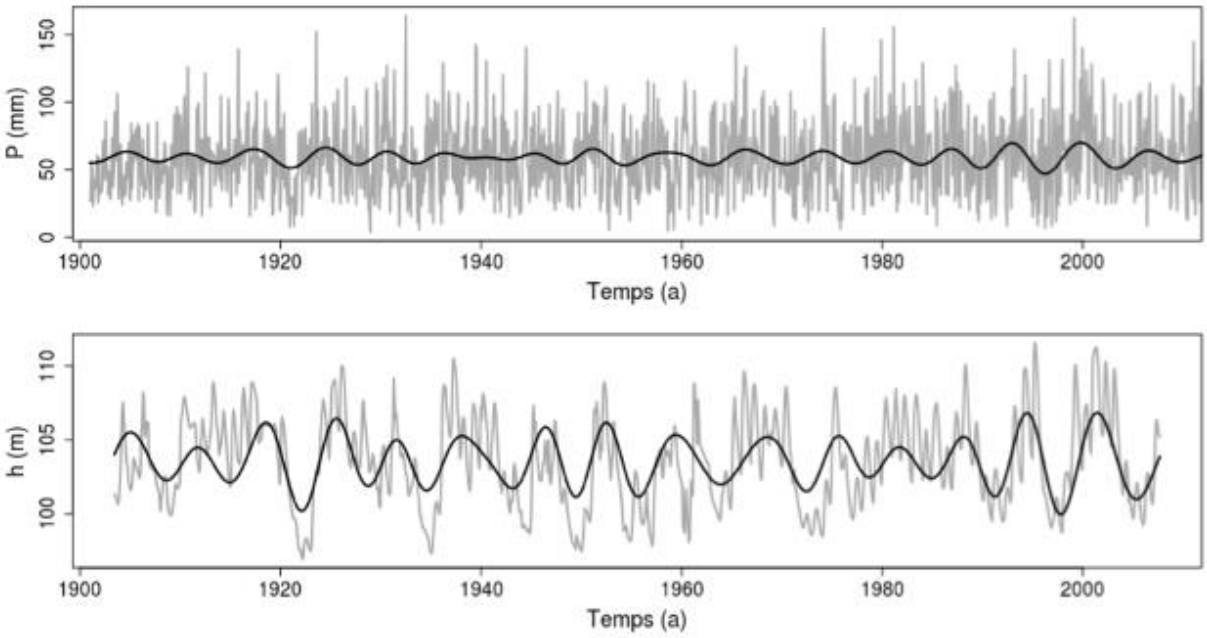


Figure 8.1. (En haut) comparaison de la variabilité interannuelle (en noir) des pluies (gris) avec (en bas) la variabilité interannuelle (en noir) des niveaux piézométriques (en gris) (Massei et al., 2020).

Afin d'explorer les effets d'une évolution de la variabilité climatique à diverses échelles temporelles, un nouveau générateur météorologique stochastique a été conçu dans cette étude. Il permet de générer, à partir d'enregistrements historiques (par exemple, de précipitations), plusieurs séries représentant divers changements dans la dynamique fréquentielle du climat. Ce nouveau générateur stochastique peut être utilisé pour augmenter l'intensité des précipitations journalières, renforcer la saisonnalité des pluies, ou encore modifier la variabilité interannuelle des pluies. En altérant seulement l'un de ces modes de variabilités à la fois, il est possible d'explorer précisément l'impact d'une évolution de la variabilité des pluies sur la réponse hydro-sédimentaire d'un bassin versant. Nous considérons que cette approche sera à même de fournir des informations pertinentes pour la prise de décision, utiles pour identifier des mesures d'adaptation robustes dans un contexte d'incertitude climatique future profonde (Steinschneider et Brown, 2013).

Si l'influence du changement climatique et du changement d'occupation des sols sur la dynamique hydrologique des bassins versants de la région Normandie a été examinée (Souchère et al., 2005 ; Ducharne et al., 2010 ; Ronfort et al., 2011 ; Chauveau et al., 2013), l'impact de ces phénomènes sur l'érosion des sols demeure trop peu exploré, notamment à l'échelle d'un bassin versant fluvial où la contribution des eaux souterraines à l'écoulement de surface est très importante. Dans ce travail, CLiDE, qui a déjà été utilisé pour étudier l'influence du climat et de l'occupation des sols sur les écoulements et le transport sédimentaire (e.g. Coulthard et al., 2012 ; Coulthard et Van De Wiel et al., 2017), a été appliqué sur les bassins

versants du Dun et de l'Austreberthe (NW, France ; cf. chapitre 6, section 2, pour une description détaillée de ces bassins), dont le fonctionnement hydrologique est très largement influencé par l'apport d'eau souterraine en provenance de l'aquifère de la craie. De par leur situation géographique (interface continent/océan) et leur forte sensibilité à l'érosion, ces bassins constituent des sites d'étude privilégiés pour estimer l'impact du changement de l'occupation des sols et du climat sur les apports de matières à la mer (Lequien, 2006).

L'objectif global de cette étude est d'examiner l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants du Dun et de l'Austreberthe en lien avec l'évolution attendue du climat et de l'occupation des sols. Nous présentons dans un premier temps les scénarios climatiques et d'occupation des sols utilisés dans ce chapitre ainsi que la méthodologie employée pour les créer. Dans un deuxième temps, les flux hydro-sédimentaires et les cartes d'érosion/dépôt simulés par CLiDE pour chaque scénario seront comparés à ceux obtenus pour la situation de référence, c'est-à-dire la situation qui ne considère aucune modification du climat et de l'occupation des sols.

2. Approche méthodologique

La méthode proposée peut être décomposée en quatre étapes décrites ci-après et est conçue pour être flexible (c'est-à-dire être utilisable avec d'autres données et modèles numériques).

2.1. Scénarios climatiques

Le climat du secteur d'étude présente une variabilité considérable sur une large gamme d'échelles de temps (synoptique à interannuelle). Comme indiqué dans le chapitre 6 (section 2.4), une part importante de cette variabilité est associée aux cycles synoptique (3-5 j), saisonnier (1 an) et interannuel (5-8 ans), ce dernier étant contrôlé par l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO). Afin de percevoir l'ensemble de ces périodes de fluctuation, nous considérons dans cette étude des chroniques de pluie journalière pluri-décennales (1990 à 2012 – 23 ans) (figure 8.2). L'utilisation de telles chroniques présente l'avantage d'intégrer à la fois les périodes de fluctuation interannuelle et les conditions pluviométriques et les événements journaliers extrêmes observés sur la zone d'étude. Par ailleurs, la répartition spatiale des pluies étant hétérogène entre et au sein du Dun et de l'Austerberthe, des précipitations quotidiennes spatialisées issues de la base de données SAFRAN ont été utilisées (cf. chapitre 6, section 3.2.1).

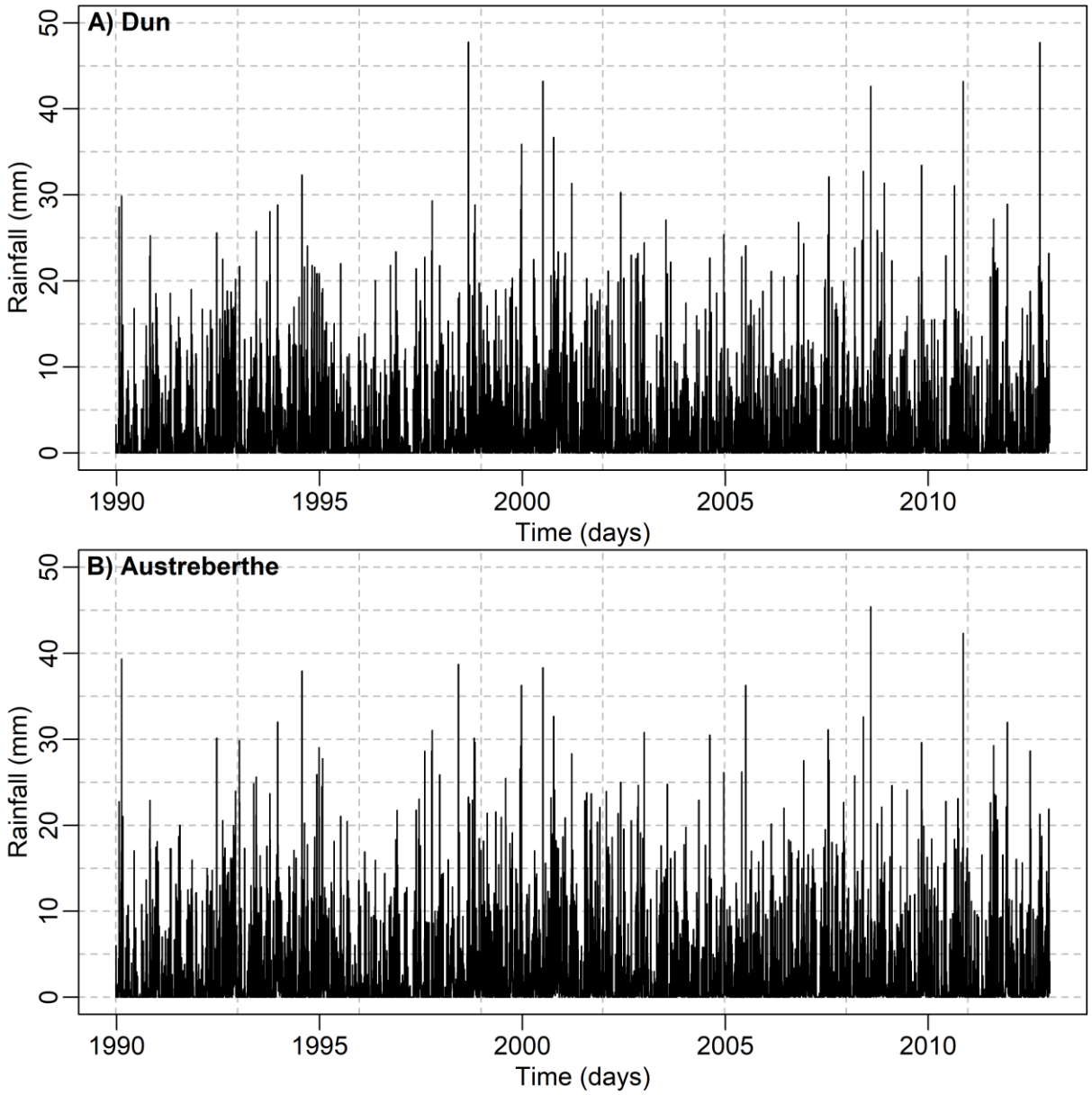


Figure 8.2. Pluie journalière moyenne sur la période 1990-2012 pour les bassins du Dun (A) et de l'Austreberthe (B)

Une méthodologie a été mise en œuvre pour permettre la modification des composantes spectrales des pluies. Cette méthode est basée sur la procédure de transformée en ondelettes discrète à chevauchement maximal (MODWT) qui permet de décomposer n'importe quel signal en un ensemble de composantes spectrales, non redondantes entre elles, allant des hautes aux basses fréquences (Percival and Walden, 2000). L'ondelette, élément de base à cette analyse, est une petite oscillation qui se caractérise par son positionnement en temps et son étalement temporel (échelle). Il existe de nombreuses "familles" d'ondelettes, et il n'y a pas de directives générales et objectives pour déterminer l'ondelette la plus appropriée pour la décomposition du signal (Percival and Walden, 2000). Le choix de l'une ou l'autre ondelette entraînera une décomposition du signal légèrement différente. Des ondelettes étalées (dans

le temps ; e.g. d20 et s20 par opposition à d2 et s2) ont une moins bonne résolution temporelle mais une meilleure résolution fréquentielle, ce qui permet une distinction plus nette entre les composantes du signal. Les transformées en ondelettes utilisant des ondelettes asymétriques (e.g. d20) introduisent un décalage temporel des composantes fréquentielles par rapport à la série temporelle dont elles sont dérivées. Les ondelettes symétriques, telles que s20 minimisent ce décalage (Percival and Walden, 2000).

Dans ce travail, quatre hypothèses exploratoires interrogeant les effets d'une modification de la variabilité temporelle des chroniques de pluie choisies ont été testées. Nous n'avons volontairement pas considéré de changements dans les valeurs moyennes afin d'isoler les effets de la variabilité des précipitations dans nos simulations.

La procédure de génération des scénarios selon cette approche implique trois étapes majeures :

- Sélection d'une ondelette et décomposition du signal : l'ondelette s8 a été utilisé en raison de sa nature homogène, sa largeur relativement faible et sa capacité à bien délimiter les composantes sans fuite de variance d'un niveau d'échelle à un autre (Van Engeland, 2010). La profondeur de décomposition J d'une série temporelle étant déterminée par sa longueur N ($J = \log_2(N)$), le nombre de niveaux d'échelle obtenu ici est égal à treize. Les précipitations sont clairement dominées par la variabilité à haute fréquence puisque les sept premières composantes (d1/~3 jours, d2/~6 jours, d3/~12 jours, d4/~20 jours, d5/~49 jours, d6/~104 jours, d7/~183 jours) expliquent plus de 95 % de l'énergie totale des précipitations (figure 8.3). Les composantes annuelles et de plus basse fréquence, c'est-à-dire entre d8 (cycle annuel) et d13 (25 ans) expliquent moins de 5 % de l'énergie totale des précipitations. Par exemple, dans le cas de nos données journalières, la variabilité synoptique se trouve dans la composante d1 (périodicité égale à 2.58 jours, 31.93 % de l'énergie totale des précipitations), la variabilité annuelle réside dans la composante d8 (périodicité égale à 365.248 jours, 1.96 % de l'énergie totale des précipitations) et la variabilité interannuelle 5-8 ans se trouve dans la composante d11 (périodicité égale à 2284.25 jours soit 6.25 ans, 0.6 % de l'énergie totale des précipitations) (figure 8.3).

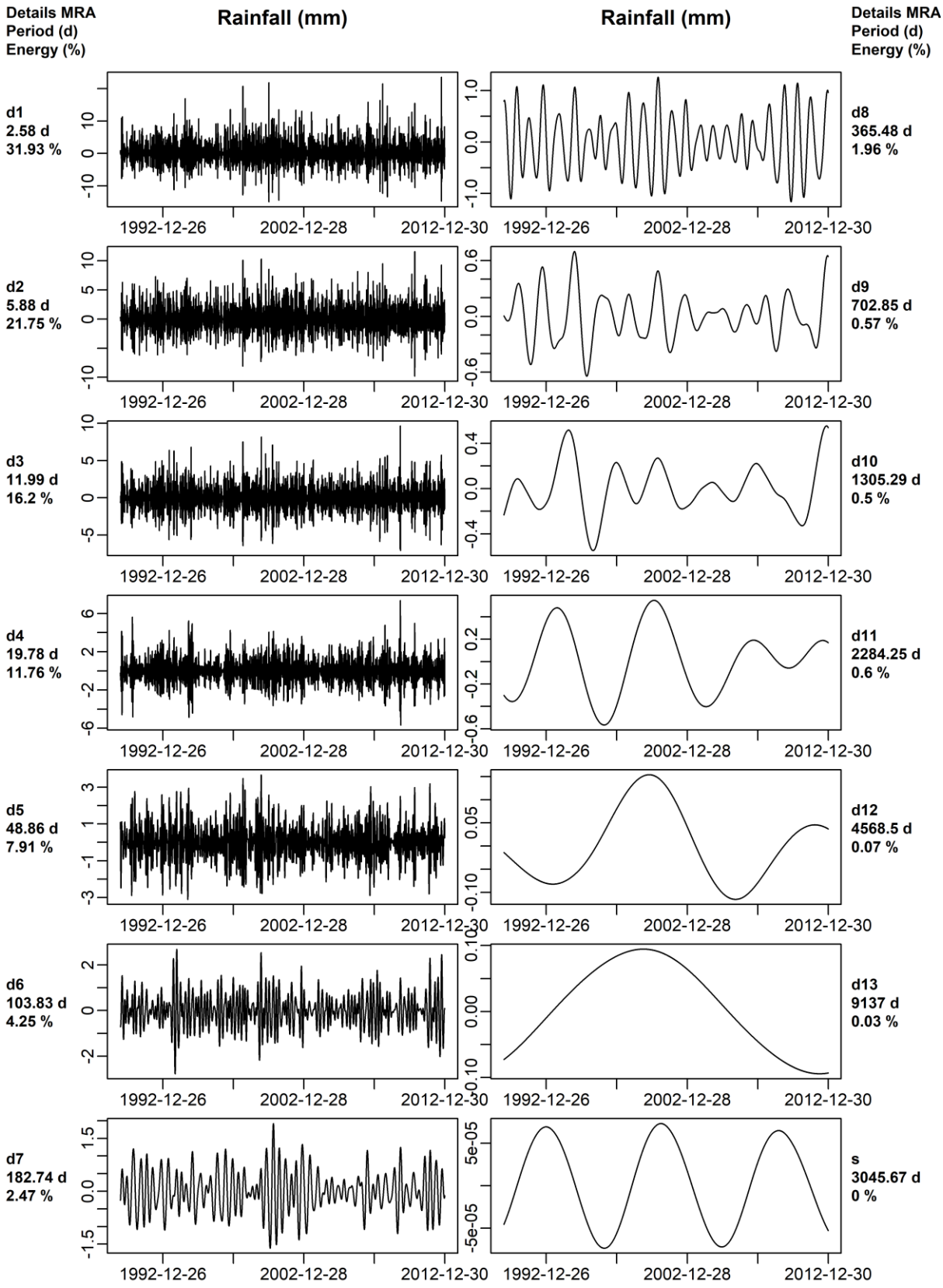


Figure 8.3. Décomposition par MODWT de la chronique de pluie moyenne journalière du Dun en treize détails – d1 à d13 – et un résidu – s – correspondant à des périodes de 2 à 9137 jours.

- Altération des composantes spectrales (e.g. annuelle ; composante d8 en figure 8.3 ; figure 8.4) : cette étape consiste à altérer la variabilité du signal pour la fréquence souhaitée tout en gardant inchangé les autres fréquences du signal. La modification de l'amplitude se fait en appliquant un coefficient de variation défini sur la base des simulations des modèles climatiques (Voir ci-dessous ; figure 8.4).

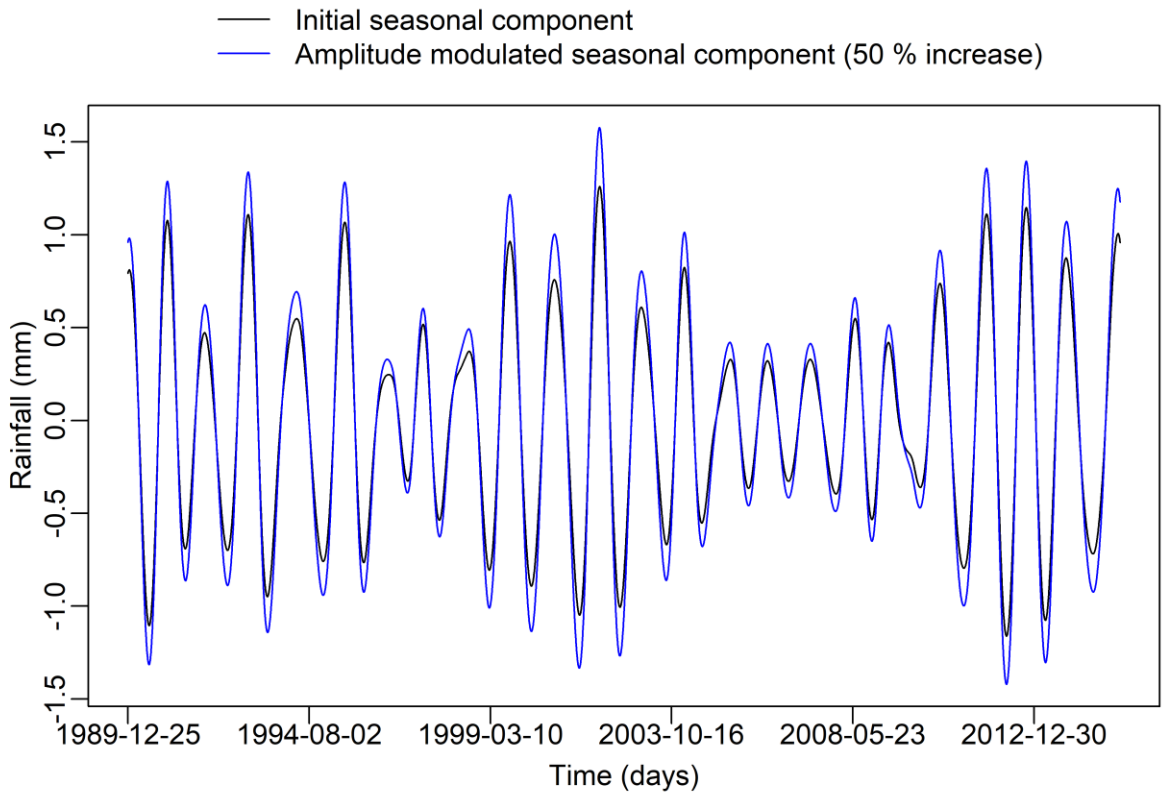


Figure 8.4. Modulation en amplitude de la composante saisonnière des pluies moyennes journalières du Dun (détail d8)

- Reconstruction du signal et correction des biais : comme la MODWT réalise une décomposition additive du signal initial, la reconstruction du signal est réalisée en prenant simplement la somme de l'ensemble des composantes. Il est donc possible par le biais de cette approche d'inclure les variations appliquées lors de l'étape précédente à un niveau d'échelle donné (figure 8.5). Cette approche peut parfois conduire à des caractéristiques irréalistes dans le signal reconstruit, telles que des précipitations négatives ou une structure auto-corrélative altérée. Ces éléments sont corrigés par post-traitement lors de la phase de correction des biais en remplaçant les valeurs négatives et les valeurs associées à des cumuls pluviométriques initialement nuls par zéro. Autrement dit, nous considérons que la modification d'une composante spectrale ne se produit que lorsqu'il pleut initialement. Cependant, ces corrections produisent une légère modification du contenu spectral du signal et peut conduire, dans une certaine mesure, à l'atténuation des contraintes préalablement imposées.

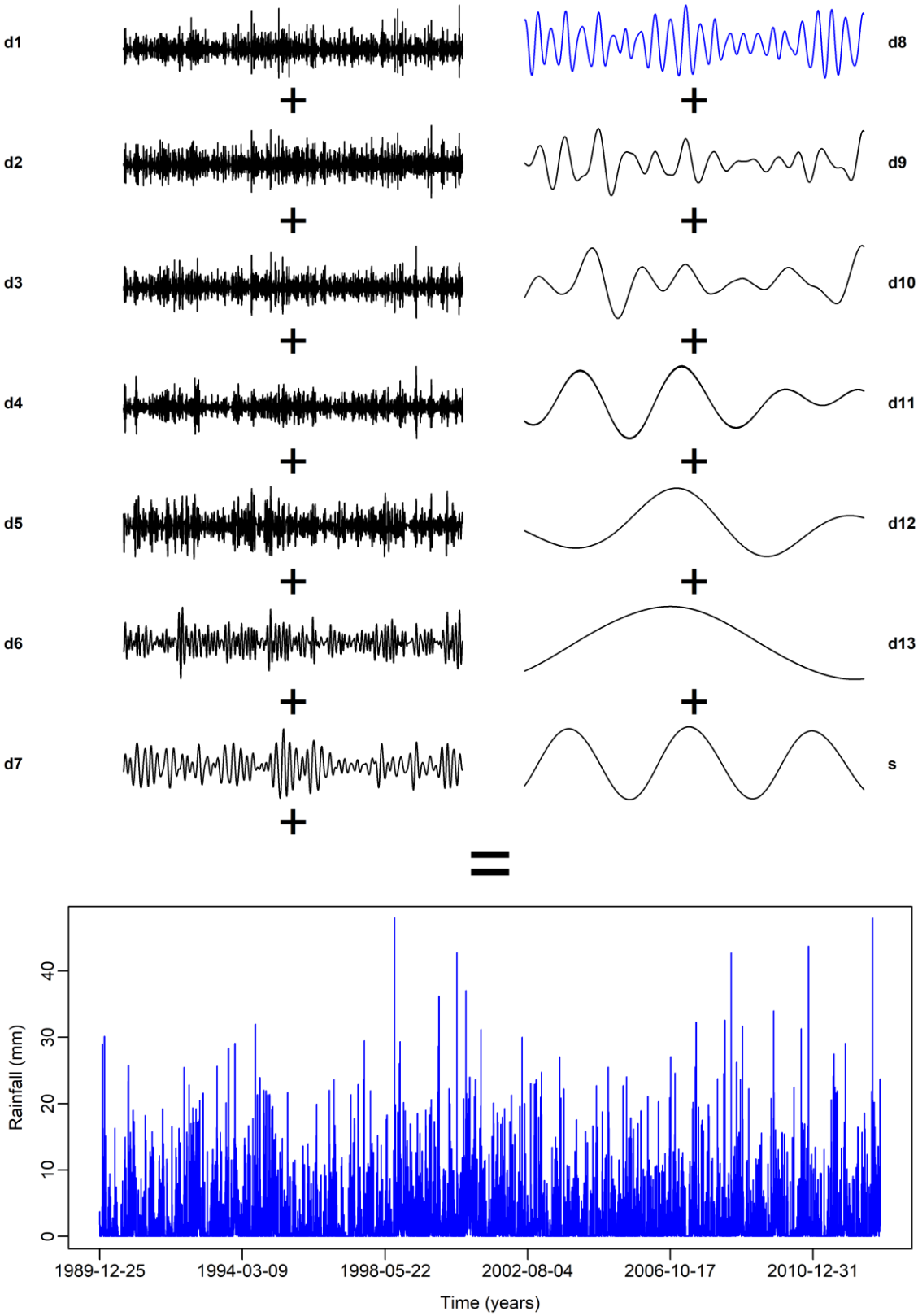


Figure 8.5. Construction du signal de pluie modifié en additionnant la composante altérée (d8 ici) avec les autres composantes du signal.

Chaque scénario correspond à la modification d'une période de variabilité spécifique du signal de pluie historique. Les modifications ont été appliquées par le biais de coefficients de variation définis sur la base des projections de plusieurs MCG réalisées sur le nord de l'Europe (Li et al., 2018). Afin de limiter la complexité des scénarios, nous avons choisi de ne tenir compte du changement climatique qu'en termes de précipitations. Ainsi, la chronique d'évapotranspiration potentielle renseignée en entrée du modèle (chronique journalière provenant de la station Météo-France de Rouen-Boos ; cf. chapitre 6, section 3.2.1) est identique pour tous les scénarios.

Nos scénarios sont basés sur des trajectoires d'évolution plausible (voir ci-dessous) de la variabilité des précipitations sur le nord-ouest de l'Europe dans le cadre du changement climatique à l'horizon 2100. Les scénarios 6yD et 6yA portent sur une évolution de la variabilité interannuelle des précipitations (5-8 ans) tandis que les scénarios 1yA et 3dA considèrent respectivement une évolution de la variabilité annuelle (1 an) et synoptique (~3-5 j) des précipitations.

- Scénario 6yD : Ce scénario prévoit pour la fin du siècle une diminution de 50% de la variabilité interannuelle des pluies en réponse à des changements dans les circulations atmosphériques à grande échelle (Rowell, 2005) (figure 8.6).

- Scénario 6yA : Ce scenario prévoit une augmentation de 100% de la variabilité interannuelle des pluies pour la fin de ce siècle (Visbeck et al., 2001, Robertson et al., 2000 et Giorgi et al., 2004). Selon ces auteurs, une augmentation de la variabilité interannuelle des précipitations est à attendre, principalement en été (jusqu'à +100% en France). Celle-ci serait liée à la modification de la distribution de la température des eaux de surface dans l'Atlantique Nord (figure 8.6).

- Scénario 1yA : Ce scénario prévoit une augmentation de 50% de la variabilité saisonnière des pluies (Déqué et al., 1998 ; Murphy, 2000 ; Giorgi et al., 2004 ; Christensen et al., 2007, Fowler & Kilsby, 2007, Laignel et al., 2010 ; Jacob et al., 2014 et Caloiero et al., 2018). Le réchauffement climatique induit une augmentation des précipitations mensuelles moyennes d'hiver (novembre à mars, jusqu'à +40%). Durant l'été (mai à septembre), le positionnement d'un centre d'action de haute pression sur le NE de l'Atlantique dévie les dépressions vers l'extrême nord de l'Europe provoquant une diminution substantielle et généralisée des précipitations (jusqu'à -50%). Très peu de changements sont observés pour les saisons intermédiaires (figure 8.6).

- Scénario 3dA : Ce scénario considère une augmentation de 50% des précipitations haute fréquence en raison de l'augmentation de la capacité de transport de l'humidité qu'apporte une atmosphère plus chaude (l'humidité de l'air et les cumuls pluviométriques moyens augmentent de 7% par degré). Il suit les conclusions du GIEC (2014) qui indiquent que la fréquence et l'intensité des précipitations associées aux événements extrêmes augmenteront encore en Europe d'ici la fin de ce siècle. Giorgi et al. (2004) prévoit une augmentation des précipitations journalières moyennes pouvant aller jusqu'à 30% en France (figure 8.6).

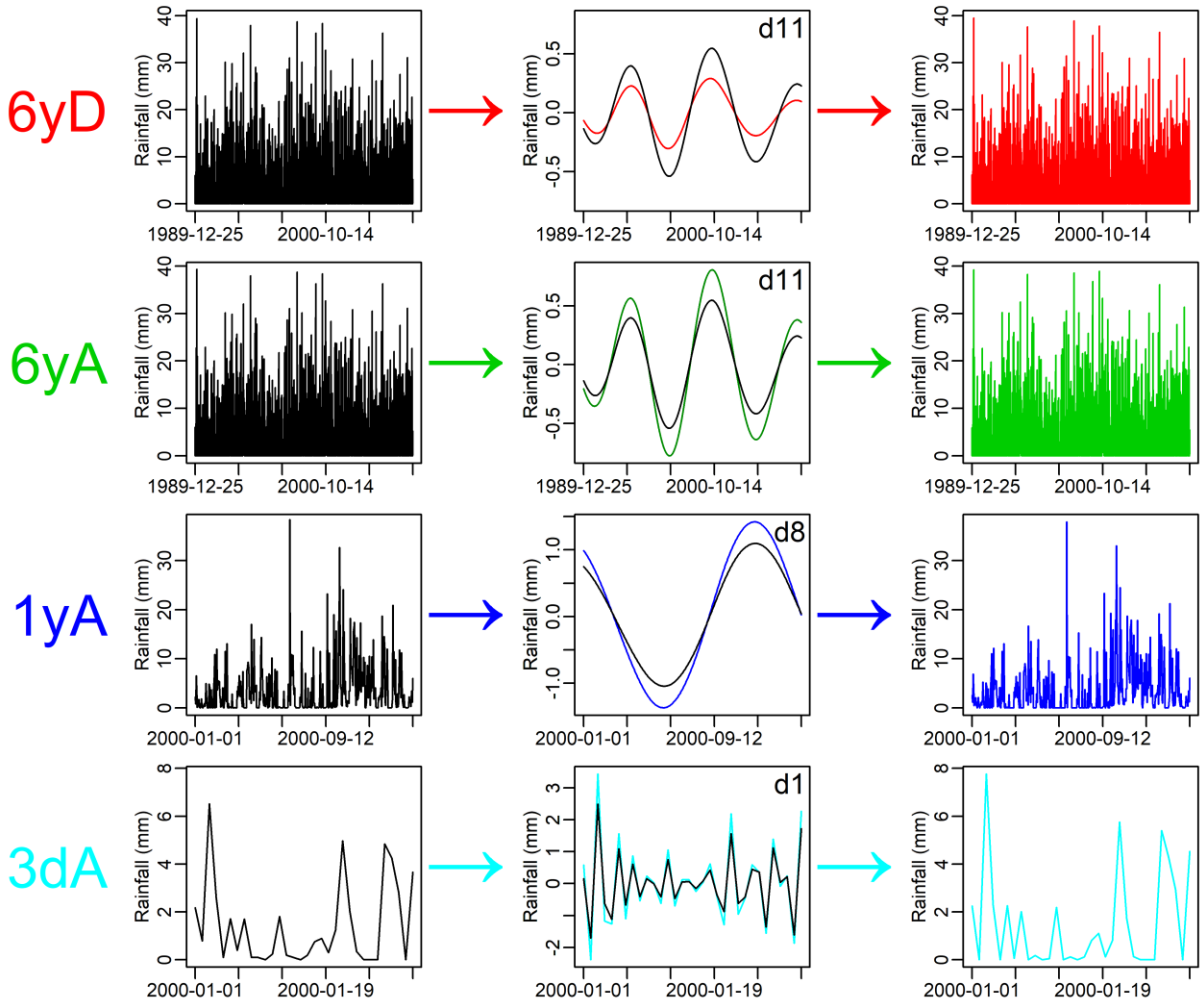


Figure 8.6. Construction des quatre scénarios climatiques (6yD, 6yA, 1yA et 3dA) à partir de la décomposition par ondelette du signal de pluie historique (représenté par une ligne noire) et de l'altération de ses composantes spectrales (d11, d8 ou d1). Pour une meilleure visualisation du cycle considéré dans chaque scénario, les pluies sont présentées selon différents niveaux de zoom (6yD et 6yA : du 25/12/1989 au 29/12/2007 ; 1yA : du 01/01/2000 au 01/03/2001 ; 3dA : du 01/01/2000 au 01/02/2000). Attention, les écarts entre les scénarios et la situation de référence ne sont pas à l'échelle.

A la différence du scénaro 3dA, l'évolution des pluies totales est faible pour les scénarios 6yD, 6yA et 1yA. Cela s'explique par la faible contribution des composantes spectrales altérées dans ces scénarios (annuelles et interannuelles) à l'énergie totale du signal de pluie

(figure 8.3). Néanmoins, ces scénarios pourraient produire une modification plus importante des débits et des flux sédimentaires que le scénario 3dA puisque, pour le Dun et l'Austreberthe, les fluctuations annuelles (d8) et interannuelles (d11) expliquent une part plus importante de la variabilité des signaux hydro-sédimentaires que les fluctuations synoptiques (respectivement 12, 25 et 3 % pour les débits de l'Austreberthe).

Les caractéristiques statistiques des précipitations brutes pour la situation de référence et les quatre scénarios climatiques sont résumées dans les tableaux 8.1 et 8.2 pour le Dun et l'Austreberthe respectivement.

Tableau 8.1. Statistiques descriptives des chroniques de précipitation brute pour la situation actuelle et les quatre scénarios climatiques futurs pour le bassin versant du Dun

		Ref	6yD	6yA	1yA	3dA
Module	Depth (mm)	892.23	891.408	898.06	902.065	947.059
	Change (%)	0	-0.092	0.653	1.102	6.145
Mean QMNA	Depth (mm)	19.292	20.015	19.157	17.811	21.161
	Change (%)	0	3.748	-0.697	-7.678	9.689
Mean CRUCAL	Depth (mm)	30.197	30.224	30.175	30.274	36.258
	Change (%)	0	0.091	-0.072	0.255	20.073
Note sur les descripteurs 'Module', 'Mean QMNA' et 'Mean CRUCAL'. 'Module' est défini comme la moyenne des valeurs annuelles. 'Mean QMNA' est défini comme la moyenne des valeurs mensuelles minimales de chaque année. 'Mean CRUCAL' est défini comme la moyenne des valeurs journalières maximales de chaque année.						

Tableau 8.2. Statistiques descriptives des chroniques de précipitation brute pour la situation actuelle et les quatre scénarios climatiques futurs pour le bassin versant de l'Austreberthe

		Ref	6yD	6yA	1yA	3dA
Module	Depth (mm)	981.911	978.42	991.446	993.96	1033.122
	Change (%)	0	-0.356	0.971	1.227	5.215
Mean QMNA	Depth (mm)	22.458	22.925	22.596	20.655	24.335
	Change (%)	0	2.079	0.616	-8.026	8.358
Mean CRUCAL	Depth (mm)	32.292	32.269	32.314	32.346	38.724
	Change (%)	0	-0.07	0.07	0.166	19.92
Note sur les descripteurs 'Module', 'Mean QMNA' et 'Mean CRUCAL'. 'Module' est défini comme la moyenne des valeurs annuelles. 'Mean QMNA' est défini comme la moyenne des valeurs mensuelles minimales de chaque année. 'Mean CRUCAL' est défini comme la moyenne des valeurs journalières maximales de chaque année.						

2.2. Scénarios d'occupation des sols

Les cartes d'occupation des sols (2011 et 2017) employées pour générer les scénarios d'occupation des sols ont été développées en combinant deux bases de données nationales : le registre parcellaire graphique (RPG) et le Corine Land Cover (CLC) (cf. chapitre 6, section 3.2.2). Ces cartes distinguent 5 classes d'occupation des sols : cultures d'hiver, cultures de printemps, prairies, forêts, zones urbaines et plans d'eau (figure 8.7).

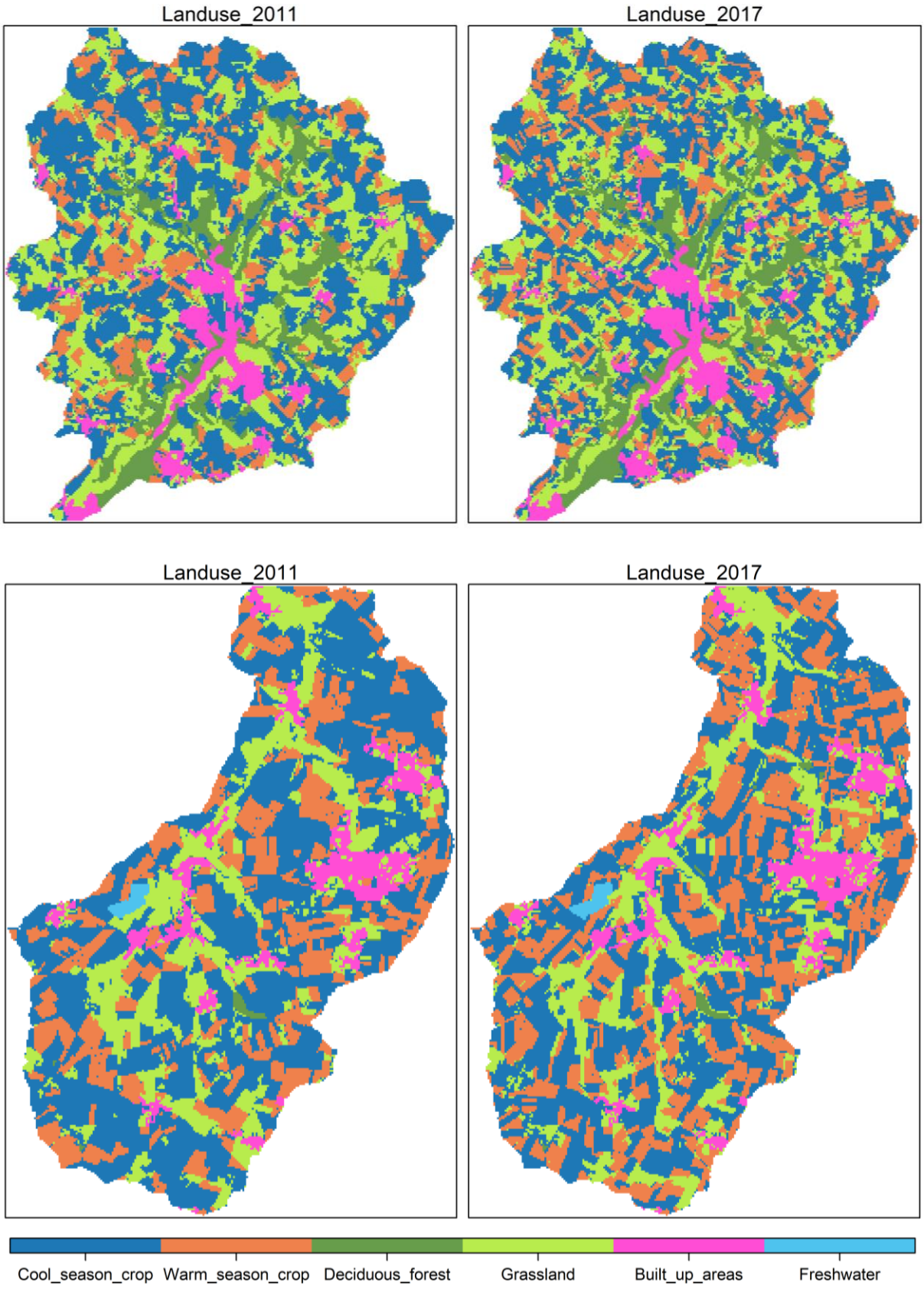


Figure 8.7. Occupation des sols observée pour les bassins de l'Austreberthe (en haut) et du Dun (en bas) en 2011 (à gauche) et 2017 (à droite)

2.2.1. CLUE-S

Sur la base de ces cartes d'occupation des sols, quatre scenarios d'utilisation des terres ont été élaborés à l'aide du modèle CLUE-S (Conversion of Land Use and its Effects at Small regional extent ; Verburg et al., 2002). CLUE-S est rattaché à la catégorie des modèles géostatistiques/empiriques-statistiques largement employés pour prédire l'évolution de l'occupation des sols (Perry et Millington, 2008 ; Maestripieri et Paegelow, 2013). Il simule l'occupation des sols future à partir de modèles de régression logistiques faisant intervenir plusieurs variables explicatives (variables économiques et environnementales) (Verburg et al., 2002). Dans cette étude, le modèle CLUE-S est couplé aux chaînes de Markov qui ont permis de prédire à moyen/long terme (2041), sur la base de la tendance d'évolution observée pour la période 2011-2017, l'évolution des surfaces (pixels) couvertes par chaque classe d'occupation des sols.

Ces chaînes ont produit, pour le Dun et l'Austreberthe, à partir des cartes d'occupation du sol de 2011 et 2017 (figures 8.7), une matrice de transition indiquant l'ensemble des transitions observées et leur probabilité (Maestripieri et Paegelow, 2013) (tableaux 8.3 et 8.4).

Tableau 8.3. Matrice de transition produite pour le Dun à partir des cartes d'occupation des sols de 2011 et 2017. Les valeurs indiquent les probabilités de transition de l'année 2011 vers l'année 2017 entre les types d'occupation des sols. Les valeurs en diagonales correspondent aux probabilités de maintien des types d'occupation des sols.

		2017					
		Cool s. crop	Warm s. crop	Decid. forest	Grassland	B.-up areas	Freshwater
2011	Cool s. crop	0.57	0.36	0.00	0.06	0.00	0.00
	W. s. crop	0.45	0.51	0.00	0.03	0.00	0.00
	Decid. Forest	0.07	0.00	0.88	0.05	0.00	0.00
	Grassland	0.14	0.10	0.01	0.75	0.01	0.00
	B.-up areas	0.00	0.00	0.00	0.01	0.98	0.00
	Freshwater	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99

Tableau 8.4. Matrice de transition produite pour l'Austreberthe à partir des cartes d'occupation des sols de 2011 et 2017. Les valeurs indiquent les probabilités de transition de l'année 2011 vers l'année 2017 entre les types d'occupation des sols.

		2017				
		Cool s. crop	Warm s. crop	Decid. Forest	Grassland	B.-up areas
2011	Cool s. crop	0.68	0.23	0.00	0.08	0.01
	W. s. crop	0.45	0.44	0.00	0.11	0.00
	Decid. Forest	0.01	0.00	0.97	0.02	0.00
	Grassland	0.14	0.10	0.01	0.75	0.01
	B.-up areas	0.00	0.00	0.00	0.01	0.99

De 2011 à 2017, que ce soit pour le Dun ou l'Austreberthe, les plans d'eau, les zones construites et les zones boisées sont les classes les plus stables puisque, pour le Dun par exemple, 99, 98 et 88 % de ces surfaces n'ont pas évolué entre 2011 et 2017. Les classes les plus dynamiques sont les prairies, les cultures de printemps et les cultures d'hiver car, entre 2011 et 2017, 25, 49 et 43 % de ces surfaces ont changé pour le Dun (75, 44 et 68 % pour l'Austreberthe). La disparition des prairies s'est principalement faite au profit des terres agricoles (probabilité de transition égale à 0.24 pour les deux bassins). Les pratiques de rotation culturale expliquent la conversion des cultures d'hiver en cultures de printemps et inversement.

Ces matrices de transition ont été appliquées aux cartes d'occupation des sols de 2017 pour prédire, pour les deux bassins, les surfaces couvertes par chaque classe d'occupation des sols à horizon 2041. Les résultats de la prévision montrent que le Dun et l'Austreberthe connaîtront, dans la poursuite de la tendance actuelle (Souchère, 2003), un recul de ses surfaces en prairie (-13.37 % pour le Dun et -12.31 % pour l'Austreberthe), au profit de terres cultivées et de zones urbaines qui progresseront respectivement de 0.89 % et 13.60 % pour le Dun et 3.21 % et 22.55 % pour l'Austreberthe (tableau 8.5).

Tableau 8.5. Fraction des bassins (%) couverte par chaque classe d'occupation des sols en 2017 et en 2041 (prédiction).

	2017		**2041**	
	Dun	Austreberthe	Dun	Austreberthe
Cool season crop	41.60	38.16	40.85	38.63
Warm season crop	31.52	18.47	32.92	19.82
Deciduous forest	0.58	9.84	1.40	9.69
Grassland	18.7	26.48	16.20	23.22
Built-up areas	7.13	7.05	8.10	8.64
Freshwater	0.47	-	0.53	-

L'allocation spatiale des changements de surface données par le modèle de Markov ont été simulés avec le modèle CLUE-S (Verburg et al., 2002). Ce dernier est basé sur des modèles de régression logistiques binomiales qui prédisent la probabilité, $P_{i,u}$, que la catégorie d'occupation des sols u appartiennent à la maille i du raster. Ces modèles font intervenir plusieurs variables spatiales prédictives définies en amont comme des facteurs de changements possibles. La classe d'occupation des sols ayant la probabilité d'allocation la plus élevée est attribuée à chaque pixel tant que les contraintes imposées en entrée sont respectées (e.g. superficie allouée à chaque classe ; tableau 8.5). Ce modèle prend également en compte des variables non spatiales comme les politiques environnementales, agricoles et les politiques de développement économique pour modifier certains schémas de transition et en déduire l'occupation des sols correspondante (Lesschen et al., 2007).

Des modèles de régression logistique ont été appliqués pour chaque classe d'occupation des sols de la carte de 2011 et validés à partir de la carte d'occupation des sols de 2017. Les covariables utilisées pour expliquer la localisation des classes d'occupation des sols sont : la pente (°), l'indice de position topographique (TPI), la lithologie, la densité de population (Pers./km²), la densité de routes (km/km²) et le degré de fragmentation spatiale de chaque classe d'occupation des sols par le biais de la dimension fractale et du rapport périmètre/surface (m^{-1}) (Lesschen et al., 2007 ; Liu et al., 2009 ; Lin et al., 2010 ; Han et al., 2015 ; Jia et al., 2018 ; Lei et al., 2019). La statistique ROC (fonction d'efficacité du récepteur) proposée par Pontius et Schneider (2001) est utilisée pour mesurer la capacité de chaque modèle à prédire la présence ou l'absence d'une classe d'occupation des sols donnée. Elle varie de 0,5 (séparation aléatoire) à 1 (discrimination parfaite) et une valeur supérieure à 0.7 est généralement considérée comme satisfaisante (Pontius et Schneider, 2001).

Comme l'indiquent les valeurs élevées du test ROC comprises entre 0.78 et 0.94 pour le Dun (tableau 8.6) et entre 0.67 et 0.92 pour l'Austreberthe (tableau 8.7), la distribution spatiale de l'ensemble des classes d'occupation des sols est bien expliquée par les variables explicatives sélectionnées.

Tableau 8.6. Variables explicatives et coefficients beta standardisés pour chaque classe d'occupation des sols du Dun.

Driver	Cool season crop		Warm season crop		Deciduous forest		Grassland		Buit-up areas		Freshwater	
	Beta	Exp(Beta)	Beta	Exp(Beta)	Beta	Exp(Beta)	Beta	Exp(Beta)	Beta	Exp(Beta)	Beta	Exp(Beta)
Constant	**-2.510e+01**	**1.251e-11**	1.636e+01	1.271e+07	1.296e+01	4.250e+05	**4.241e+00**	**6.946e+01**	**-3.782e+00**	**2.277e-02**	1.242e+03	Inf
Slope	**-1.019e-01**	**9.031e-01**	**-1.763e-01**	**8.384e-01**	2.735e-01	1.314e+00	**2.591e-01**	**1.296e+00**	-9.056e-02	9.134e-01	-3.785e+01	3.648e-17
TPI	**4.037e-01**	**1.497e+00**	-1.512e-01	8.597e-01	**-4.042e+00**	**1.756e-02**	**-2.594e-01**	**7.715e-01**	2.012e-02	1.020e+00	-1.973e+01	2.690e-09
Geology												
Colluviums	**2.015e+00**	**7.502e+00**	1.399e+01	1.195e+06	1.518e+00	4.563e+00	**-2.364e+00**	**9.407e-02**	-6.132e-01	5.416e-01	-8.673e+01	2.153e-38
Sands	**3.026e+00**	**2.062e+01**	1.456e+01	2.100e+06	3.296e+00	2.700e+01	**-2.392e+00**	**9.141e-02**	-1.406e+01	7.846e-07	9.756e+01	2.342e+42
Limestone	1.050e+00	2.859e+00	1.231e+01	2.216e+05	1.093e-01	1.116e+00	**-2.258e+00**	**1.046e-01**	7.087e-01	2.031e+00	2.187e+02	9.513e+94
Flint	**1.386e+00**	**4.000e+00**	1.418e+01	1.445e+06	1.880e+01	1.455e+08	**-1.909e+00**	**1.483e-01**	-1.196e-01	8.872e-01	-7.529e+01	1.998e-33
Loess	**2.152e+00**	**8.601e+00**	1.457e+01	2.130e+06	1.764e+01	4.583e+07	**-2.724e+00**	**6.563e-02**	-5.050e-01	6.035e-01	-1.208e+02	3.547e-53
Pop. Density	-6.865e-04	9.993e-01	1.026e-03	1.001e+00	**-3.873e-02**	**9.620e-01**	-6.234e-04	9.994e-01	**-2.834e-03**	**9.972e-01**	7.934e-01	2.211e+00
Roads density	**-3.250e-01**	**7.225e-01**	**-3.092e-01**	**7.340e-01**	**1.079e+00**	**2.941e+00**	**1.214e-01**	**1.129e+00**	**1.004e+00**	**2.729e+00**	-6.632e+01	1.569e-29
Perim./area ratio	5.838e+00	3.431e+02	**-6.844e+01**	**1.894e-30**	-6.663e+00	1.277e-03	**2.682e+01**	**4.455e+11**	1.280e+01	3.620e+05	-1.147e+04	0.000e+00
Fractal dimension	**2.059e+01**	**8.733e+08**	**-2.594e+01**	**5.449e-12**	**-3.636e+01**	**1.616e-16**	**-3.754e+00**	**2.342e-02**	-1.959e+00	1.410e-01	-8.737e+02	0.000e+00
ROC value	0.85		0.8825		0.8775		0.7834		0.889		0.9377	

Bold numbers indicate significant coefficients.

Exp(Beta) values indicate the change in odds upon a 1-unit change in the independent variable. When Exp(Beta) > 1 the probability increases upon an increase in the value of the independent variable, when Exp(Beta) < 1 the probability decreases

Tableau 8.7. Variables explicatives et coefficients beta standardisés pour chaque classe d'occupation des sols de l'Austreberthe.

Driver	Cool season crop		Warm season crop		Deciduous forest		Grassland		Buit-up areas	
	Beta	Exp(Beta)	Beta	Exp(Beta)	Beta	Exp(Beta)	Beta	Exp(Beta)	Beta	Exp(Beta)
Constant	**-6.645e+00**	**1.300e-03**	1.286e+01	3.856e+05	**-1.204e+01**	**5.912e-06**	**-7.377e+00**	**6.254e-04**	**4.987e+00**	**1.465e+02**
Slope	**-2.665e-01**	**7.661e-01**	**-3.056e-01**	**7.367e-01**	**4.159e-01**	**1.516e+00**	-1.076e-02	9.893e-01	**-1.563e-01**	**8.553e-01**
TPI	8.695e-02	1.091e+00	-8.694e-02	9.167e-01	-9.962e-02	9.052e-01	-9.457e-02	9.098e-01	**-2.985e-01**	**7.420e-01**
Geology										
Colluviums	**1.251e+00**	**3.494e+00**	1.392e+01	1.111e+06	1.312e+00	3.713e+00	2.076e-01	1.231e+00	**-9.839e-01**	**3.738e-01**
Limestone	-6.649e-01	5.143e-01	1.568e+00	4.796e+00	**2.757e+00**	**1.575e+01**	**-1.050e+00**	**3.501e-01**	**-1.327e+00**	**2.652e-01**
Flint	**1.149e+00**	**3.156e+00**	1.454e+01	2.074e+06	**2.517e+00**	**1.240e+01**	-8.161e-02	9.216e-01	**-2.422e+00**	**8.872e-02**
Loess	**1.516e+00**	**4.555e+00**	1.475e+01	2.553e+06	6.673e-01	1.949e+00	-3.778e-01	6.854e-01	**-2.229e+00**	**1.076e-01**
Pop. Density	-4.674e-04	9.995e-01	1.523e-04	1.000e+00	-1.998e-04	9.998e-01	5.704e-04	1.001e+00	-7.824e-04	9.992e-01
Roads density	**-7.780e-02**	**9.252e-01**	**-1.544e-01**	**8.569e-01**	**-1.266e-01**	**8.811e-01**	**-9.766e-02**	**9.070e-01**	**4.716e-01**	**1.602e+00**
Perim./area ratio	**-7.045e+01**	**2.523e-31**	**-4.613e+01**	**9.249e-21**	1.156e+01	1.046e+05	**7.554e+01**	**6.412e+32**	**-7.246e+01**	**3.384e-32**
Fractal dimension	**5.734e+00**	**3.093e+02**	**-2.413e+01**	**3.315e-11**	**5.822e+00**	**3.376e+02**	**5.263e+00**	**1.930e+02**	**-5.936e+00**	**2.642e-03**
ROC value	0.78		0.85		0.92		0.67		0.88	

Bold numbers indicate significant coefficients.

Exp(Beta) values indicate the change in odds upon a 1-unit change in the independent variable. When Exp(Beta) > 1 the probability increases upon an increase in the value of the independent variable, when Exp(Beta) < 1 the probability decreases

Les tableaux 8.6 et 8.7 montrent également les coefficients Beta de chaque modèle de régression logistique pour le Dun et l'Austreberthe respectivement. La valeur Exp(Beta) associée à une variable explicative donnée indique la variation de la probabilité d'allocation pour une augmentation d'une unité de cette variable. Les résultats indiquent que la pente, le positionnement topographique et la géologie ont un effet évident sur les modes d'utilisation des terres. Que ce soit pour le Dun ou l'Austreberthe, les terres labourées ont une plus grande probabilité de se développer sur les plateaux (valeurs élevées du TPI ; Exp(Beta) > 1) du fait des faibles pentes (Exp(Beta) < 1) et de la valeur agronomique des limons (Exp(Beta) > 1). Les secteurs « difficiles » à travailler (affleurements rocheux, sols argileux et caillouteux des versants et fonds de vallée, fortes pentes) sont globalement réservés aux prairies et aux forêts (Faure, 2009 ; Martin, 2009 ; Han et al., 2015 ; Cathala et al., 2017). La distribution spatiale des zones urbaines est en générale définie par la densité du réseau routier : les zones urbaines ont une plus grande probabilité de se développer le long des grands axes routiers. En effet, l'augmentation d'une unité de la densité du réseau routier entraine l'augmentation de la probabilité d'allocation des zones urbaines de 173% (exp(Beta) = 2.73) pour le Dun (tableau 8.6) et 60% (exp(Beta) = 1.60) pour l'Austreberthe (tableau 8.7). La distribution spatiale des classes d'occupation des sols est également influencée par la forme des patchs, principalement la dimension fractale. Que ce soit pour le Dun ou l'Austreberthe, les infrastructures urbaines ont plus de chances de se trouver sur des parcelles aux contours réguliers (dimension fractale faible ; Exp(Beta) < 1) tandis que les terres cultivées sont plus probables dans les zones aux contours irréguliers (dimension fractale élevée ; Exp(Beta) > 1) (tableaux 8.6 et 8.7).

La capacité du modèle CLUE-S à prédire l'occupation des sols future a été évaluée en simulant les cartes d'occupation des sols de 2017 à partir des cartes de 2011 (figure 8.8). L'indice de validation *Overall accurary* (OA) est calculé afin de mesurer quantitativement le degré de concordance entre les cartes simulées et les cartes observées. OA est calculé comme le pourcentage de pixels correctement prédits divisé par le nombre total de pixels. Une seconde métrique, dérivée de OA et s'affranchissant du pourcentage de bonnes classifications dû à l'aléatoire, a été calculée : Kappa. Le coefficient Kappa peut varier de -1 à 1. Une valeur de 0 indique que la classification est aussi bonne que celle produite par le hasard alors qu'une valeur inférieure (supérieure) à 0 indique que la classification est moins bonne (meilleure) que celle produite par le hasard. Les coefficients OA et Kappa valent respectivement 57.33 % et 0.38 pour le Dun et 64.77 % et 0.52 pour l'Austreberthe, indiquant une précision de prédiction modérée selon le référentiel de Landis et Koch (1977). Les meilleures prévisions sont obtenues dans l'ordre, Dun et Austreberthe confondus, pour les zones construites, les plans d'eau, les forêts, les prairies, les cultures d'hiver et les cultures de printemps. En effet, les taux

de bonne classification obtenus pour ces différentes classes sont respectivement de 94.80, 94.58, 92.18, 67.58, 59.18 et 41.77 %. Étant donné que les pratiques de rotation culturale n'ont pas été incluses dans cette analyse, il n'est pas étonnant d'obtenir une moins bonne prédiction de la distribution des prairies, des cultures d'hiver et des cultures de printemps pour le Dun et l'Austreberthe.

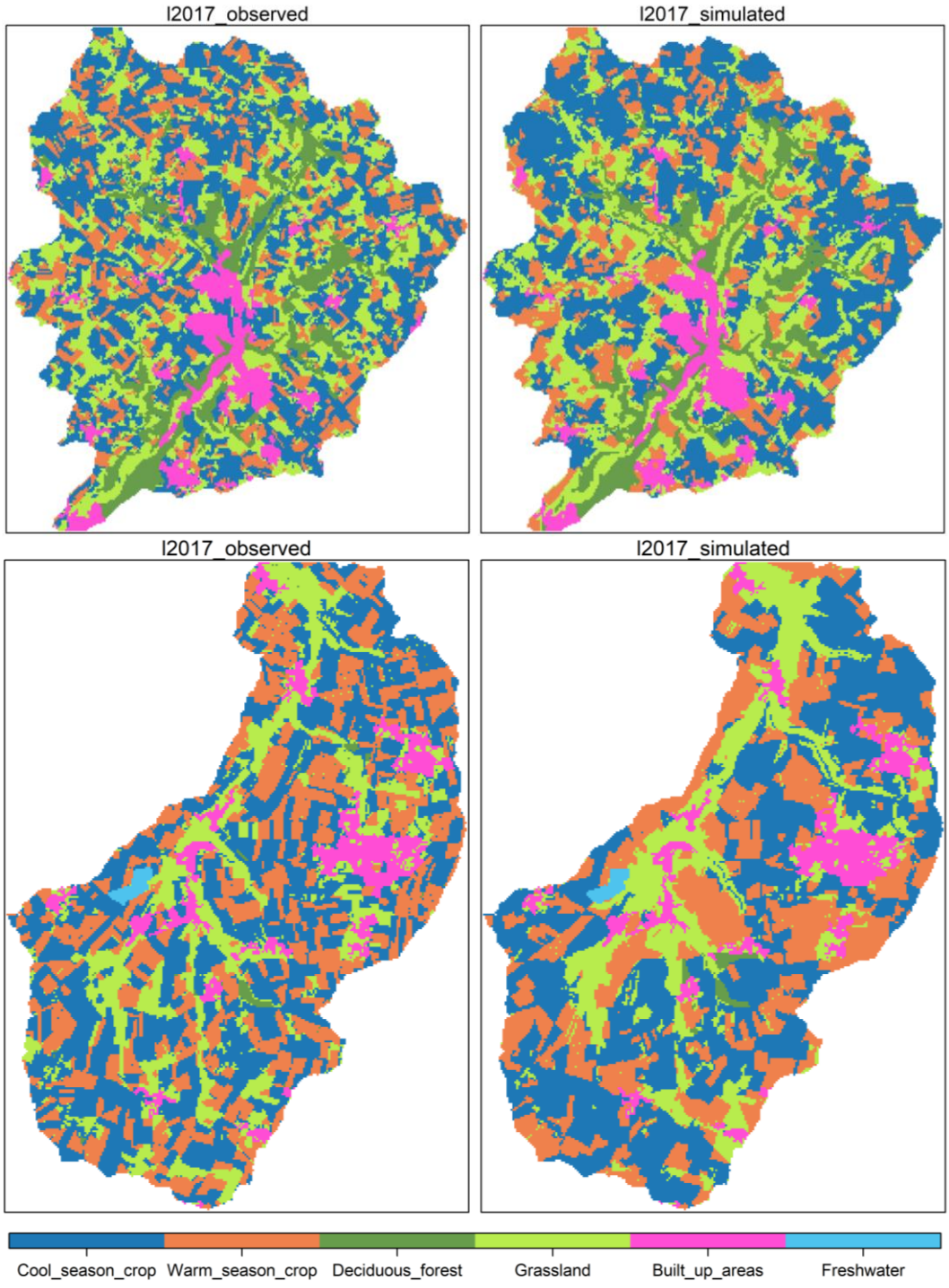


Figure 8.8. Comparaison entre la carte d'occupation des sols observée de 2017 (à gauche) et la carte d'occupation des sols simulée par CLUE-S (à droite) pour l'Austreberthe (en haut) et le Dun (en bas)

2.2.2. Scénarios

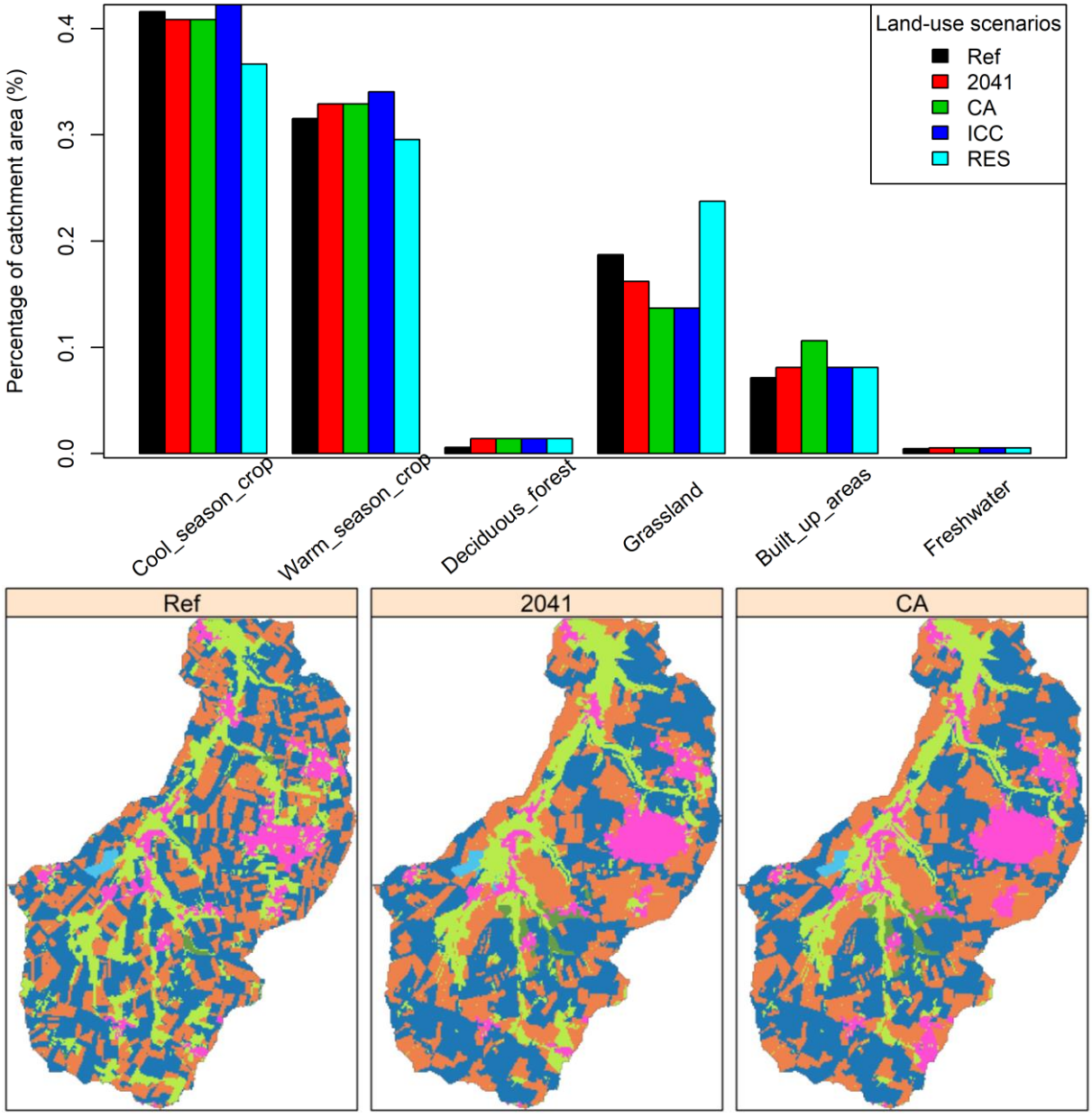
L'évolution des surfaces prédites par le modèle de Markov est renseignée en entrée du modèle CLUE-S calibré pour prédire l'occupation des sols future la plus vraisemblable (2041) pour le Dun et l'Austreberthe. Il s'agit du premier scénario d'occupation des sols considéré dans cette étude (Scénario « 2041 » ; Figures 8.9 et 8.10). Il prévoit le recul des prairies (13.46% pour le Dun et 12.32 % pour l'Austreberthe) au profit des surfaces cultivées (26.13% pour le Dun et 55.45% pour l'Austreberthe), des forêts (uniquement pour le Dun ; 32.49%) et des zones urbaines (38.76% pour le Dun et 48.95% pour l'Austreberthe).

Trois autres scénarios, définis à partir du scénario 2041, sont également créés à partir du modèle CLUE-S pour explorer plusieurs hypothèses de rupture tenant compte des considérations économiques et sociales locales. Ils ne font intervenir qu'un nombre limité de modifications, le but étant d'étudier des situations contrastées ne différant que par un nombre limité d'éléments afin de faire ressortir les effets en termes de ruissellement et d'érosion (figures 8.9 et 8.10)

Le scénario « Campagne Attractive » (CA) se focalise sur la transition prairies → zones urbanisées et propose un recul deux fois plus important des zones de prairies (26.92% pour le Dun et 24.64% pour l'Austreberthe) au profit des zones urbanisées. L'urbanisation de la campagne s'accélère en raison de la croissance de la population rurale et de la dévitalisation des grands centres-villes qui favorise l'extension des secteurs périurbains. Les crises économiques (hausse des prix de l'immobilier), sanitaires (pollutions, pandémies, etc.), etc. incitent davantage de personnes à quitter les grands centres urbains pour s'installer à la campagne. Les permis de construire sont principalement accordés sur des zones de prairies, d'une part parce qu'elles se trouvent à proximité des habitations et qu'elles sont non exploitables pour l'agriculture (Ronfort, 2010) (figures 8.9 et 8.10).

Le scénario « Intensification des Cultures Céréalières » (ICC) propose un recul deux fois plus important des pâturages (zones de prairie) au profit des cultures céréalières. La disparition des quotas laitiers en avril 2015 a entrainé une libéralisation des marchés agricoles. Elle a provoqué une chute des prix du lait qui oblige les exploitations laitières à abandonner l'élevage bovin traditionnel et à se réorienter vers la culture céréalière plus attractive (subventions accordées aux agriculteurs et prix de vente élevés). Des circonstances exceptionnelles (sècheresses, tensions géopolitiques) déstabilisent encore davantage les marchés agricoles et entrainent l'exploitation des surfaces en jachères pour la production de céréales (Souchère et al., 2005 ; Evrard et al., 2010 ; Ronfort, 2010 ; Ronfort, 2011 ; Martin et al., 2014 ; figures 8.9 et 8.10).

Le scenario « Réglementation Environnementale Stricte » (RES) fait progresser les zones de prairies au détriment des zones de cultures d'une quantité égale à celle perdue dans les scénarios CA et ICC. La réglementation environnementale est plus stricte concernant la lutte contre le ruissellement : il y a un maintien des prairies et une mise en place d'aménagements d'hydraulique douce, en particulier des bandes enherbées, en bordure de parcelle et dans le réseau de talwegs. Ce scénario permet par exemple d'évaluer si la mise en œuvre de ces mesures permet de contenir le renforcement du ruissellement généré par l'extension des surfaces agricoles (Richet et al., 2017 ; figures 8.9 et 8.10).



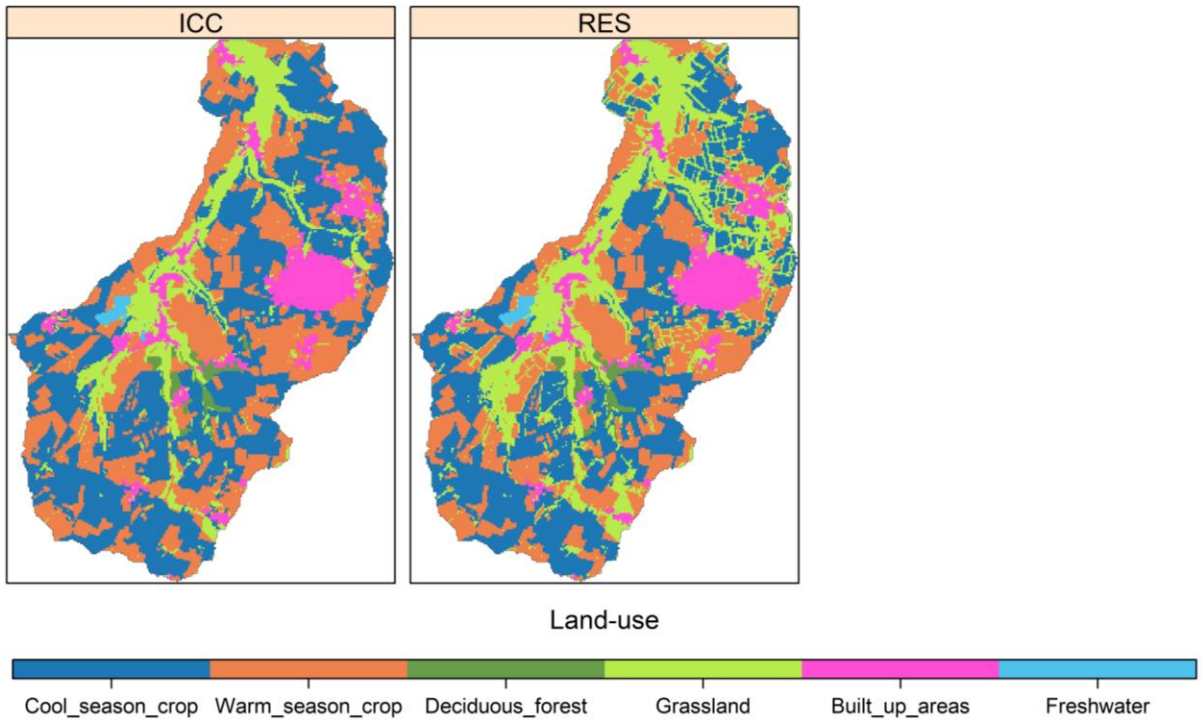
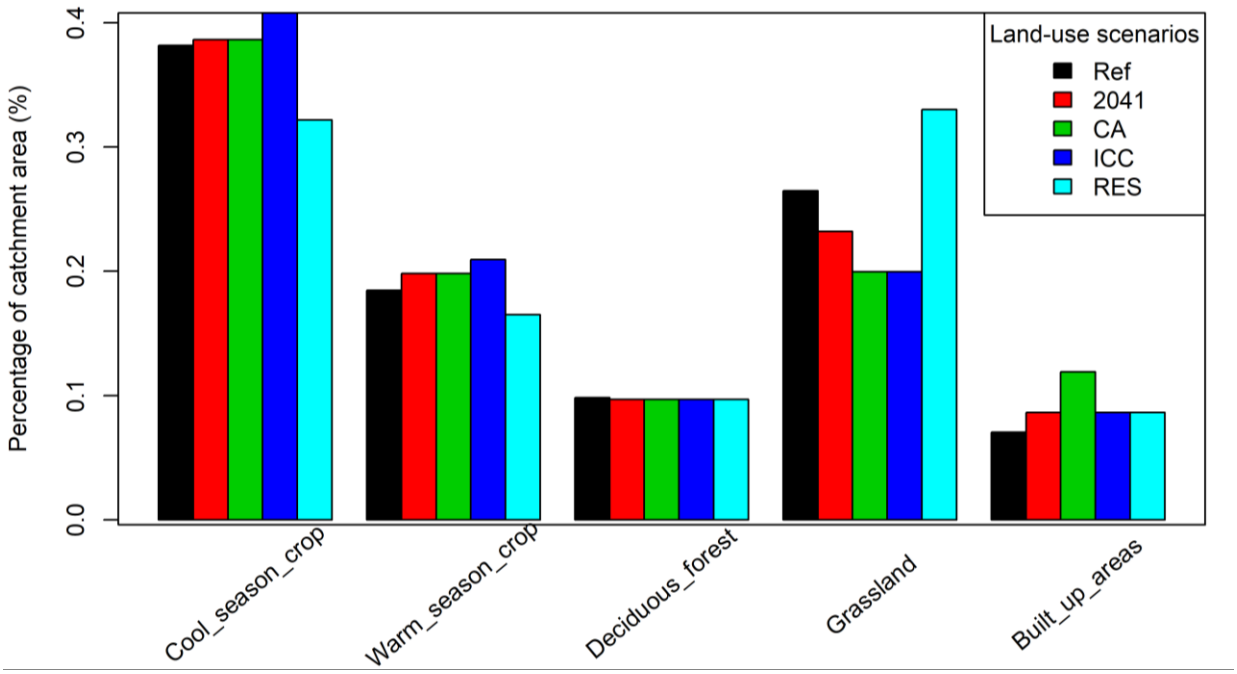


Figure 8.9 Surfaces couvertes par chaque classe d'occupation des sols et distribution spatiale de l'occupation des sols pour la situation de référence et les quatre scénarios simulés pour le Dun



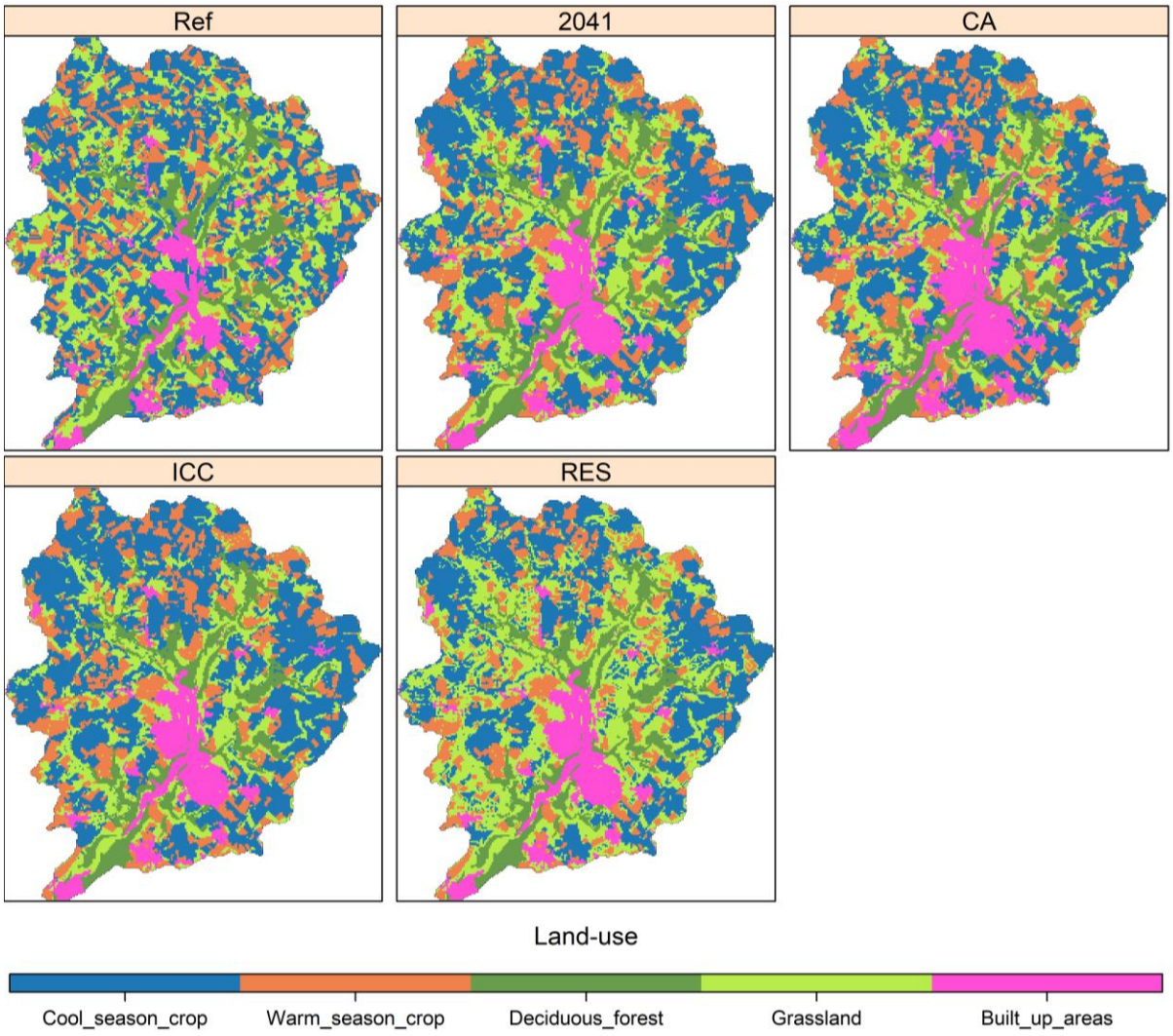


Figure 8.10 Surfaces couvertes par chaque classe d'occupation des sols et distribution spatiale de l'occupation des sols pour la situation de référence et les quatre scénarios simulés pour l'Austreberthe

Les restrictions décrites ci-dessus sont renseignée dans le modèle CLUE-S par l'intermédiaire d'une matrice de conversion et d'un filtre spatial qui indiquent respectivement les séquences de conversion autorisées et les zones de changements possibles.

Dans CLiDE, l'évolution de l'occupation des sols s'accompagnent naturellement d'une modification de la distribution des quatre paramètres physiques associées au couvert végétal (profondeur racinaire Z_r, coefficient cultural K_c, le coefficient d'extraction p et l'indice de surface foliaire LAI ; cf. chapitres 2 et 6). Par exemple, le scénario CA entraine, à l'échelle des deux bassins, une augmentation de la valeur journalière moyenne de Z_r, K_c et p mais une diminution de celle de LAI (tableaux 8.8 et 8.9). La modification de ces paramètres affectera les taux d'évapotranspiration réelles (AET ; Z_r, K_c et p) et les cumuls de pluie nette (P ; LAI) et donc indirectement chacune des composantes du cycle hydrologique (ruissellement, recharge, débit de base, etc.).

Tableau 8.8. Moyenne spatio-temporelle de la profondeur racinaire (Z_r), du coefficient cultural (K_c), de l'indice de surface foliaire (LAI) et du coefficient d'extraction (p) pour la situation de référence et les quatre scénarios d'occupation des sols du Dun.

		Ref	2041	CA	ICC	RES
Z_r	Value (m)	1.116	1.128	1.166	1.111	1.180
	Change (%)	-	1.082	4.458	-0.475	5.747
K_c	Value (-)	0.846	0.844	0.854	0.837	0.863
	Change (%)	-	-0.282	0.897	-1.038	1.984
LAI	Value (m²/m²)	1.327	1.305	1.269	1.304	1.306
	Change (%)	-	-1.702	-4.429	-1.737	-1.582
p	Value (-)	0.759	0.769	0.781	0.776	0.746
	Change (%)	-	1.265	2.917	2.264	-1.722

Tableau 8.9. Moyenne spatio-temporelle de la profondeur racinaire (Z_r), du coefficient cultural (K_c), de l'indice de surface foliaire (LAI) et du coefficient d'extraction (p) pour la situation de référence et les quatre scénarios d'occupation des sols de l'Austreberthe.

		Ref	2041	CA	ICC	RES
Z_r	Value (m)	1.283	1.292	1.341	1.271	1.357
	Change (%)	-	0.733	4.542	-0.944	5.767
K_c	Value (-)	0.85	0.852	0.865	0.844	0.875
	Change (%)	-	0.215	1.736	-0.717	3.014
LAI	Value (m²/m²)	1.407	1.379	1.332	1.381	1.372
	Change (%)	-	-2.014	-5.354	-1.854	-2.486
p	Value (-)	0.735	0.747	0.764	0.757	0.718
	Change (%)	-	1.763	3.976	3.096	-2.234

2.3. Simulation de la réponse hydro-sédimentaire des bassins pour chaque scénario et analyse des résultats

Les scénarios climatiques et d'occupation des sols présentés ci-dessus ont été appliqués dans la version calibrée et validée de CLiDE (cf. chapitre 6) afin de caractériser l'évolution de la réponse hydro-sédimentaire du Dun et de l'Austreberthe. Les débits et le flux sédimentaire total à l'exutoire des deux bassins sont simulés journalièrement pour chaque scénario et comparés aux valeurs produites pour la situation de référence (situation sans changements). Les scénarios climatiques et d'occupation des sols se déroulent sur une période de 23 ans (1990-2012). Dans cette étude, les scénarios sont appliqués de manière séparée ce qui signifie que nous n'examinons pas l'impact combiné d'une évolution du climat et de l'occupation des sols. Ainsi, les scénarios climatiques sont simulés en supposant que l'occupation des sols future est la même que l'occupation des sols actuelle (2017). De la même manière, les scénarios d'occupation des sols sont simulés en supposant que le climat futur est le même que le climat actuel (1990-2012).

Pour analyser le sens et l'ampleur du changement par rapport à la valeur de référence, les variations absolues (AC) et relatives (RC) sont estimées pour chaque scénario (Yoon et al., 2016 ; Chen et al., 2019b) :

$$AC = R(Y) - R(X)$$

$$RC\ (\%) = \frac{R(Y) - R(X)}{R(X)} * 100$$

où R(Y) et R(X) sont respectivement les valeurs obtenues pour le scénario Y et la situation de référence X.

Les séries temporelles ont été agrégées à différents pas de temps pour permettre une analyse pluriannuelle (année hydrologique), saisonnière et évènementielle des écarts. Les événements de crue ont été délimités sur la base d'un seuil de ruissellement (fixé à 0.02 $m^3.s^{-1}$ pour le Dun et 0.09 $m^3.s^{-1}$ pour l'Austreberthe) dont le franchissement signale l'occurrence d'une crue (Grangeon et al., 2017 ; Hopkins et al., 2019). La méthode de Lyne et Hollick (1979) a été utilisée pour extraire le ruissellement de l'écoulement total. Cette procédure, validée par une inspection visuelle des hydrogrammes, a permis d'individualiser le même nombre de crues pour chaque scénario (887 et 895 crues pour le Dun et l'Austreberthe respectivement). Trois indicateurs ont été utilisés pour comparer les événements de crue pour un même scénario et entre chaque scénario : le pic de débit (débit de pointe), le pic d'érosion calculé comme la valeur journalière maximale de flux sédimentaire total, le pic de pluie nette (P ; évolue selon le scénario climatique) ou efficace ($P - AET$; inclus l'effet de l'évapotranspiration réelle qui évolue selon le scénario d'occupation des sols) et la lame précipitée (nette ou efficace) entre le début de la crue et le pic de crue.

Trois descripteurs statistiques supplémentaires ont également été calculés afin de résumer le comportement hydro-sédimentaire du bassin pour chaque scénario considéré : le module (moyenne des valeurs annuelles), le QMNA moyen (moyenne des valeurs mensuelles minimales de chaque année) et le CRUCAL moyen (moyenne des valeurs journalières maximales de chaque année). Le premier permet de caractériser les flux hydro-sédimentaires d'une année moyenne, le second fournit une information sur la sévérité d'étiage et le troisième permet de caractériser la sévérité moyenne des crues d'une année.

Des modèles de régression linéaire à retards échelonnés ont été employés pour analyser la relation entre la variation relative des débits, la variation relative des flux sédimentaires, la variation relative des précipitations nettes (évolue selon le scénario climatique) et la variation relative du bilan hydrique climatique ($P - AET$; évolue selon le scénario d'occupation des sols). À la différence des modèles de régression linéaire classiques, ces modèles permettent de tenir compte du délai de réponse entre les conditions météorologiques et les flux simulés à l'exutoire du bassin. L'effet de ces variables sur les débits et les flux sédimentaires est

susceptible d'être modulé par plusieurs facteurs dont notamment l'état de saturation des sols et le niveau des nappes (Uriarte et al., 2011 ; Zhang et al., 2017 ; Sharma et al., 2018 ; Hettiarachchi et al., 2019 ; Rodriguez-Blanco et al., 2020). Ces interactions ont été explorés par le biais de fonctions d'intercorrélation dont ont été extraits les coefficients de corrélation maximum (négatifs ou positifs selon les variables). Afin de ne pas alourdir la structure de ce chapitre, cette approche n'a été menée que pour les écarts absolus événementiels. Les variables considérées dans cette étude sont listées dans le tableau 8.10.

Tableau 8.10. Liste des variables (et abréviations associées) utilisées pour expliquer la variation des écarts intra et inter-scénario dans les pics de débit et les pics d'érosion

Type of variable		Abbreviation	Description	Unit
Discharge-related variables	Current conditions	Peak FD AC	Absolute change in peak flow	mm
Sediment/ Discharge-related variables	Current conditions	Peak FD_R / Peak TSD_R	Water/sediment discharge at flood peak (reference situation)	mm
Rainfall-related variables	Current conditions	Peak NR/ER AC	Absolute change in peak net rainfall / effective rainfall	mm
	Prior conditions	ANR_p/AER_p	Total absolute differences in net rainfall / effective rainfall between the start and the peak of the flood	mm
Soil moisture-related variables	Prior conditions	SMD_{start}1d AC	Absolute change in average soil moisture deficit 1 day before the start of the flood	mm
Water table-related variables	Prior conditions	SSS_{start}1d AC	Absolute change of the average perched water table level 1 day before the peak of the flood ("Saturated soil store", figure 2.1)	mm water equivalent (WE)
		GWS_{start}1d AC	Absolute change of the average chalk water table level 1 day before the peak of the flood	mm water equivalent (WE)

Enfin, une analyse des cartes finales d'érosion et de dépôt, c'est-à-dire après 23 ans de simulation, a été réalisée afin d'examiner l'évolution spatiale du relief pour chaque scénario. Les surfaces et les volumes de sédiments érodés et déposés sont comparés ainsi que plusieurs coupes transversales des chenaux. L'érosion et dépôt ont été analysées aussi bien dans les zones du bassin soumises à un changement d'occupation des sols que dans les zones où l'occupation des sols est restée la même.

3. Résultats

3.1. Évolution des débits et des flux sédimentaires à différentes échelles temporelles

3.1.1. Long terme

Les valeurs du module, du QMNA moyen et du CRUCAL moyen sont présentées dans les tableaux 8.11 et 8.13 pour les scénarios climatiques et d'occupation des sols respectivement. Elles ont été calculées pour les débits (FD) et les flux sédimentaires (TSD) à l'exutoire du Dun et de l'Austreberthe. Nous les avons également calculées pour les pluies nettes (P) dans le cas des scénarios climatiques et pour le bilan hydrique climatique (P-AET) dans le cas des scénarios d'occupation des sols puisque, dans le modèle, le climat et l'occupation des sols agissent avant tout sur ces flux.

3.1.1.1. Scénarios climatiques

La variation des indicateurs est importante pour les scénarios climatiques avec des écarts en pourcentage pouvant aller jusqu'à ±39.8 % (Austreberthe) et ±64.8 % (Dun) pour les débits et ±128 % (Austreberthe) et ±214 % (Dun) pour les flux sédimentaires (tableau 8.11). Les scénarios 6yA (augmentation de la variabilité interannuelle), 1yA (augmentation de la variabilité saisonnière) et 3dA (augmentation de la variabilité synoptique) produisent une hausse des débits et des flux sédimentaires pour l'ensemble des descripteurs statistiques tandis que le scénario 6yD (diminution de la variabilité interannuelle) engendre leur baisse sauf pour les débits d'étiage qui sont, pour le Dun, légèrement supérieurs à ceux du scénario 6yA. Pour ce bassin, les extrêmes de débits semblent donc à première vue moins marqués pour le scénario 6yD que pour la situation actuelle et le scénario 6yA.

Tableau 8.11. Valeurs (mm) et évolution relative (%) du flux sédimentaire total (TSD), du débit (FD) et de la pluie nette (P) pour la situation de référence et les scénarios climatiques du Dun et de l'Austreberthe.

			Dun					Austreberthe				
			Ref	6yD	6yA	1yA	3dA	Ref	6yD	6yA	1yA	3dA
TSD	Module	Depth (mm)	1.80e-03	1.20e-03	2.99e-03	2.73e-03	5.65e-03	3.57e-03	3.37e-03	3.97e-03	3.90e-03	4.72e-03
		Change (%)	-	-3.31e+01	6.57e+01	5.15e+01	2.14e+02	-	-5.71e+00	1.10e+01	9.22e+00	3.20e+01
	Mean QMNA	Depth (mm)	1.26e-06	9.97e-07	1.62e-06	1.64e-06	2.20e-06	1.51e-04	1.51e-04	1.57e-04	1.61e-04	1.85e-04
		Change (%)	-	-2.07e+01	2.89e+01	3.05e+01	7.52e+01	-	3.05e-01	3.94e+00	6.77e+00	2.28e+01
	Mean CRUCAL	Depth (mm)	8.93e-04	6.61e-04	1.35e-03	1.24e-03	2.78e-03	1.39e-04	1.41e-04	1.48e-04	1.68e-04	3.16e-04
		Change (%)	-	-2.60e+01	5.07e+01	3.93e+01	2.11e+02	-	1.55e+00	6.58e+00	2.13e+01	1.28e+02
FD	Module	Depth (mm)	9.21e+01	8.88e+01	9.86e+01	9.93e+01	1.13e+02	3.46e+02	3.42e+02	3.57e+02	3.59e+02	3.83e+02
		Change (%)	-	-3.55e+00	7.08e+00	7.89e+00	2.25e+01	-	-1.17e+00	3.13e+00	3.75e+00	1.08e+01
	Mean QMNA	Depth (mm)	4.32e+00	4.40e+00	4.35e+00	4.50e+00	5.20e+00	2.38e+01	2.40e+01	2.41e+01	2.46e+01	2.62e+01
		Change (%)	-	1.74e+00	6.06e-01	4.14e+00	2.03e+01	-	5.21e-01	1.23e+00	3.16e+00	9.85e+00
	Mean CRUCAL	Depth (mm)	2.35e+00	2.14e+00	2.57e+00	2.75e+00	3.88e+00	2.36e+00	2.40e+00	2.38e+00	2.58e+00	3.30e+00
		Change (%)	-	-9.06e+00	9.01e+00	1.67e+01	6.48e+01	-	1.85e+00	6.96e-01	9.28e+00	3.98e+01
P	Module	Depth (mm)	7.12e+02	7.11e+02	7.16e+02	7.21e+02	7.58e+02	9.82e+02	9.78e+02	9.91e+02	9.94e+02	1.03e+03
		Change (%)	-	-9.37e-02	6.49e-01	1.31e+00	6.47e+00	-	-3.56e-01	9.71e-01	1.23e+00	5.22e+00
	Mean QMNA	Depth (mm)	1.46e+01	1.53e+01	1.45e+01	1.35e+01	1.61e+01	2.25e+01	2.29e+01	2.26e+01	2.07e+01	2.43e+01
		Change (%)	-	4.34e+00	-1.16e+00	-7.73e+00	1.03e+01	-	2.08e+00	6.16e-01	-8.03e+00	8.36e+00
	Mean CRUCAL	Depth (mm)	2.48e+01	2.48e+01	2.47e+01	2.48e+01	2.98e+01	3.23e+01	3.23e+01	3.23e+01	3.23e+01	3.87e+01
		Change (%)	-	6.31e-02	-6.29e-02	2.74e-01	2.03e+01	-	-6.96e-02	6.96e-02	1.66e-01	1.99e+01

Les pourcentages de hausse les plus forts sont obtenus pour le scénario 3dA tous descripteurs, variables et bassins confondus. En effet, la hausse du débit moyen annuel atteint 10.8 (Austreberthe) à 22.5 % (Dun) pour ce scénario alors qu'elle n'excède pas 3.75 (Austreberthe) à 7.89 (Dun) % pour les autres scénarios. C'est également pour ce scénario que la hausse de la production sédimentaire annuelle et des descripteurs QMNA et CRUCAL est la plus forte. Par exemple, la hausse du taux d'ablation annuel moyen du Dun (Austreberthe) est de 210% (32%). En revanche, la valeur augmente de 66% (11%) et 52% (9%) pour les scénarios 6yA et 1yA respectivement et diminue de 33% (6%) pour le scénario 6yD. Le tableau 8.12 indique que les écarts de flux sédimentaire sont étroitement corrélés aux écarts de débits, indépendamment du descripteur statistique considéré (corrélation de Pearson comprise entre 0.83 et 0.99 pour le Dun et entre 0.99 et 1 pour l'Austreberthe). Il y a également une bonne corrélation entre les écarts de pluie nette, imposés lors de la phase de création des scénarios, et les écarts de débit (tableau 8.12).

Tableau 8.12. Coefficient de corrélation de Pearson entre les statistiques descriptives « Module », « Mean QMNA » et « Mean CRUCAL » du débit et les valeurs annuelles moyennes de flux sédimentaire total (TSD) et de pluie nette (P).

Descripteur	TSD	P
	Dun	
Module	0.99	0.95
Mean QMNA	0.83	0.99
Mean CRUCAL	0.99	0.99
	Austreberthe	
Module	0.99	0.99
Mean QMNA	1	0.99
Mean CRUCAL	1	0.97

3.1.1.2. Scénarios d'occupation des sols

Concernant l'occupation des sols, les résultats indiquent pour le Dun une diminution quasi généralisée des débits quel que soit le scénario ou le descripteur considéré. En effet, pour ce bassin, l'écoulement annuel moyen diminue de 1.64, 3.98, 0.56 et 5.42 % pour les scenarios d'occupation des sols 2041, CA, ICC et RES respectivement (tableau 8.13). La plus forte baisse des débits d'étiage (QMNA moyen) et de crue (CRUCAL moyen) est observée pour les scénarios CA et RES (-3.27 à -7.07 %). Elle est légèrement moins marquée pour les scénarios 2041 et ICC (-0.43 à -2.70 %). Pour l'Austreberthe, les scénarios 2041, CA et RES produisent également une baisse de l'écoulement annuel moyen (-0.81, -2.87 et -4.07 %) et une baisse des débits d'étiage et de crue (-1.43 à -7.28 %) (tableau 8.13). Cependant, à la différence du

Dun, ICC, entraine pour l'Austreberthe une légère hausse du débit annuel moyen (+0.27 %) et des débits d'étiage (+1.24 %) mais produit encore une baisse des débits de crue (-1.53 %).

Pour les deux bassins, les écarts de débits annuels moyens, de débits d'étiage et de débits de crue entre les scénarios sont logiquement corrélés aux écarts de bilan hydrique climatique annuel moyen (P-AET) (corrélation de Pearson compris entre 0.82 et 0.97 pour le Dun et entre 0.78 et 1 pour l'Austreberthe ; tableau 8.14) puisque la pluie nette (varie selon LAI en raison de l'interception) et l'évapotranspiration, variables d'un scénario à un autre en raison d'une occupation des sols différente, agissent sur l'état de saturation des sols et donc sur les processus de ruissellement et de recharge des nappes. Parmi les paramètres représentant les propriétés physiologiques de la végétation, les écarts sont très bien expliqués par les écarts annuels moyens de profondeur racinaire (Z_r ; r entre -0.83 et -0.99) et de coefficient cultural (K_c ; r compris entre -0.68 et -0.99). En revanche, la corrélation positive observé avec LAI et p n'a pas de sens physique puisqu'elle sous-entend une augmentation des débits avec l'augmentation de l'interception (proportionnelle à LAI) et de l'évapotranspiration (proportionnelle à p). Ainsi, la diminution relativement forte du débit annuel moyen constatée pour les scénarios CA et RES provient de la présence d'un couvert végétal qui se caractérise par un coefficient cultural et une profondeur racinaire plus élevés (ce que confirme les tableaux 8.8 et 8.9), permettant ainsi de générer de plus grandes pertes d'eau par évapotranspiration et donc des pluies efficaces P-AET plus faibles (tableau 8.14)

Tableau 8.13. Valeurs (mm) et évolution relative (%) du flux sédimentaire total (TSD), du débit (FD) et de la pluie efficace (P-AET)) pour chaque scénario d'occupation des sols pour les bassins versants du Dun et de l'Austreberthe.

			Dun					Austreberthe				
			Ref	2041	CA	ICC	RES	Ref	2041	CA	ICC	RES
TSD	Module	Depth (mm)	1.80e-03	1.83e-03	1.63e-03	1.88e-03	1.76e-03	3.57e-03	3.48e-03	3.30e-03	3.58e-03	3.25e-03
		Change (%)	-	1.51e+00	-9.77e+00	4.48e+00	-2.34e+00	-	-2.55e+00	-7.57e+00	1.85e-01	-9.00e+00
	Mean QMNA	Depth (mm)	1.26e-06	1.20e-06	1.08e-06	1.26e-06	1.06e-06	1.51e-04	1.51e-04	1.47e-04	1.56e-04	1.40e-04
		Change (%)	-	-4.32e+00	-1.39e+01	1.50e-01	-1.58e+01	-	-1.03e-01	-2.60e+00	3.52e+00	-6.91e+00
	Mean CRUCAL	Depth (mm)	8.93e-04	8.93e-04	8.04e-04	9.21e-04	8.79e-04	1.39e-04	1.34e-04	1.20e-04	1.35e-04	1.30e-04
		Change (%)	-	-3.71e-02	-9.99e+00	3.10e+00	-1.59e+00	-	-3.71e+00	-1.33e+01	-2.97e+00	-6.35e+00
FD	Module	Depth (mm)	9.21e+01	9.06e+01	8.84e+01	9.15e+01	8.71e+01	3.46e+02	3.43e+02	3.36e+02	3.47e+02	3.32e+02
		Change (%)	-	-1.64e+00	-3.98e+00	-5.58e-01	-5.42e+00	-	-8.07e-01	-2.87e+00	2.73e-01	-4.07e+00
	Mean QMNA	Depth (mm)	4.32e+00	4.20e+00	4.12e+00	4.26e+00	4.02e+00	2.38e+01	2.39e+01	2.35e+01	2.41e+01	2.31e+01
		Change (%)	-	-2.70e+00	-4.73e+00	-1.35e+00	-7.07e+00	-	1.28e-01	-1.43e+00	1.24e+00	-3.17e+00
	Mean CRUCAL	Depth (mm)	2.35e+00	2.33e+00	2.22e+00	2.34e+00	2.28e+00	2.36e+00	2.31e+00	2.19e+00	2.32e+00	2.25e+00
		Change (%)	-	-1.08e+00	-5.76e+00	-4.28e-01	-3.27e+00	-	-2.28e+00	-7.28e+00	-1.53e+00	-4.56e+00
P-AET	Module	Depth (mm)	1.80e+02	1.79e+02	1.75e+02	1.81e+02	1.74e+02	3.66e+02	3.64e+02	3.56e+02	3.68e+02	3.51e+02
		Change (%)	-	-3.49e-01	-2.40e+00	7.13e-01	-3.32e+00	-	-5.79e-01	-2.71e+00	6.04e-01	-4.13e+00
	Mean QMNA	Depth (mm)	-7.80e+01	-7.81e+01	-7.87e+01	-7.83e+01	-7.76e+01	-7.76e+01	-7.82e+01	-7.94e+01	-7.81e+01	-7.86e+01
		Change (%)	-	-1.71e-01	-8.86e-01	-3.59e-01	5.20e-01	-	-8.10e-01	-2.38e+00	-6.70e-01	-1.29e+00
	Mean CRUCAL	Depth (mm)	2.38e+01	2.38e+01	2.38e+01	2.38e+01	2.38e+01	3.09e+01	3.08e+01	3.08e+01	3.09e+01	3.08e+01
		Change (%)	-	-7.77e-03	9.87e-03	-1.63e-03	-2.58e-02	-	-2.35e-02	-8.31e-02	1.95e-02	-1.50e-01

Tableau 8.14. Coefficient de corrélation de Pearson entre les statistiques descriptives « Long term average », « Mean QMNA » et « Mean CRUCAL » du débit et les valeurs annuelles moyennes de flux sédimentaire total (TSD), de bilan hydrique (P-AET), de profondeur racinaire moyenne (Z_r), de coefficient cultural (K_c), d'indice de surface foliaire (LAI) et de coefficient d'extraction (p).

Descripteur	TSD	P-AET	Z_r	K_c	LAI	p
	Dun					
Long term average	0.65	0.97	-0.99	-0.90	0.55	0.31
Mean QMNA	0.96	0.93	-0.96	-0.86	0.51	0.33
Mean CRUCAL	0.92	0.82	-0.85	-0.68	0.87	-0.20
	Austreberthe					
Long term average	0.99	1	-0.99	-0.99	0.62	0.37
Mean QMNA	0.99	0.98	-0.96	-0.99	0.41	0.58
Mean CRUCAL	0.99	0.78	-0.83	-0.73	0.96	-0.24

Bien qu'il existe une bonne corrélation entre les écarts de débit et les écarts de flux sédimentaires (comprise entre 0.65 et 0.99 ; tableau 8.14), la baisse (hausse) des débits ne s'accompagne pas toujours d'une baisse (hausse) des flux sédimentaires, puisque l'on constate une hausse d'une partie ou de l'ensemble des descripteurs pour les scénarios 2041 et ICC, notamment pour le Dun. En effet, pour ce bassin, alors que le scénario ICC entraine une diminution des débits annuels moyens et des débits d'étiage et de crue, la production sédimentaire associée augmente d'un pourcentage compris entre 0.15 à 4.48 %. En revanche, les scénarios 2041, CA et RES produisent logiquement, pour les flux sédimentaires, une diminution du module, du QMNA moyen et du CRUCAL moyen, plus forte pour CA et RES que pour 2041, que ce soit pour le Dun ou l'Austreberthe. En effet, pour ces deux premiers scénarios, la baisse des valeurs est comprise, pour les deux bassins, entre 1.59 et 15.8 % alors qu'elle varie entre 0.04 et 3.71 % pour le scénario 2041. Enfin, bien qu'elle soit plus faible que pour le Dun, le scénario ICC produit pour l'Austreberthe une hausse du flux sédimentaire annuel moyen (+0.19 %) qui peut être associée ici, à la différence du Dun, à une augmentation du débit annuel moyen.

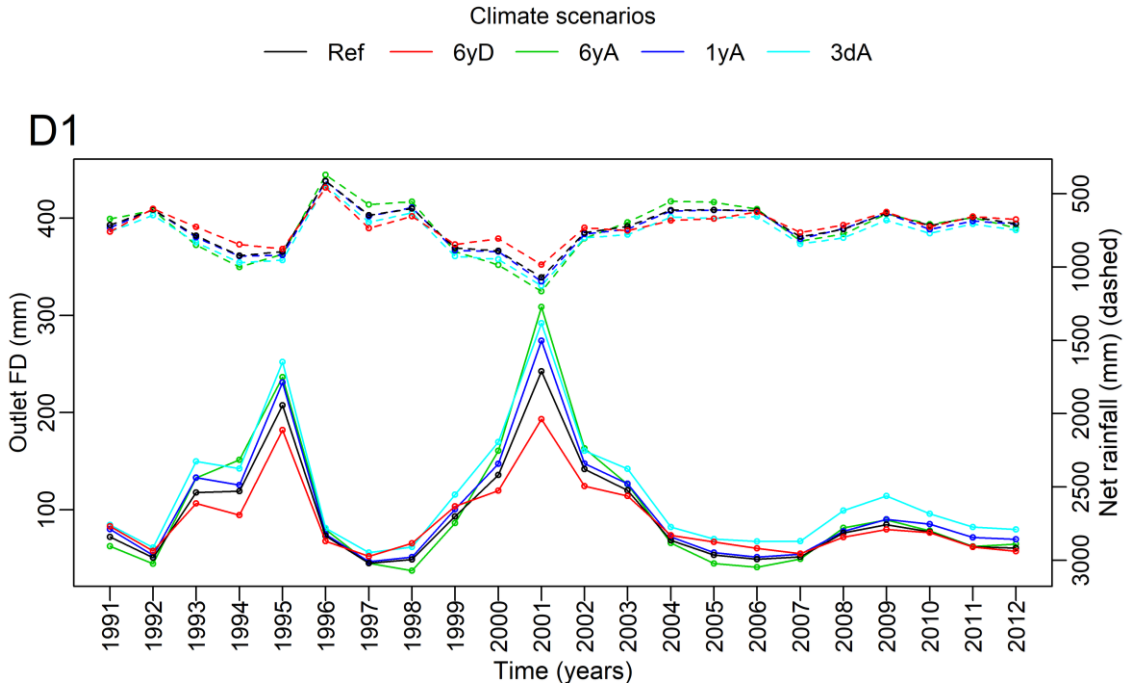
3.1.2. Échelle pluriannuelle

Les figures 8.11, 8.12, 8.13 et 8.14 présentent l'évolution des débits et des flux sédimentaires annuels entre la situation de référence et les scénarios climatiques (figures 8.11 et 8.12) et d'occupation des sols (figures 8.13 et 8.14) futures pour le Dun (figures 8.11 et 8.13) et l'Austreberthe (figures 8.12 et 8.14).

Les résultats montrent une relation entre la fluctuation interannuelle des précipitations (nettes pour les scénarios climatiques et efficaces pour les scénarios d'occupation des sols), des débits et des flux sédimentaires pour la situation de référence et l'ensemble des scénarios du Dun et de l'Austreberthe : l'augmentation des précipitations annuelles produit une augmentation des débits et des flux sédimentaires (figures 8.11 D1, 8.11 D3, 8.12 A1, 8.12 A3, 8.13 D1, 8.13 D3, 8.14 A1, 8.14 A3). Que ce soit pour le Dun ou l'Austreberthe, la majorité des écoulements et du transfert sédimentaire se produit lors des maximas interannuels de pluie (de 1993 à 1995 et de 2000 à 2001).

3.1.2.1. Scénarios climatiques

Le scénario climatique 3dA, et dans une moindre mesure le scénario climatique 1yA, engendrent une augmentation de l'ensemble des écoulements et des flux sédimentaires annuels. Pour les débits, cette hausse est comprise entre 0 et 40 % pour le Dun (figure 8.11 D2) et entre 0 et 20 % pour l'Austreberthe (figure 8.12 A2). Pour les flux sédimentaires, elle varie entre 10 et 5000 % pour le Dun (figure 8.11 D4) et entre 0 et 200 % pour l'Austreberthe (figure 8.12 A4).



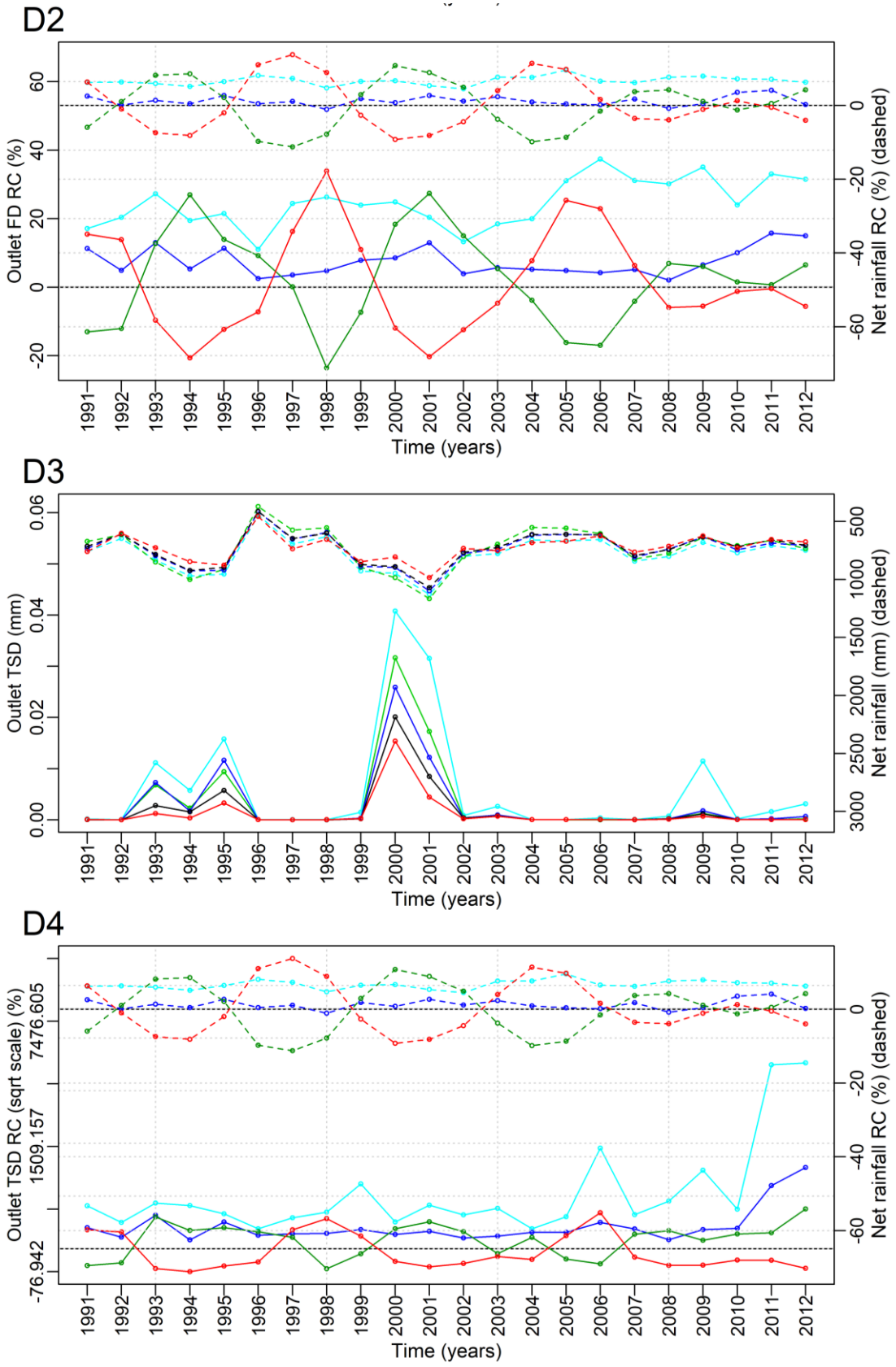
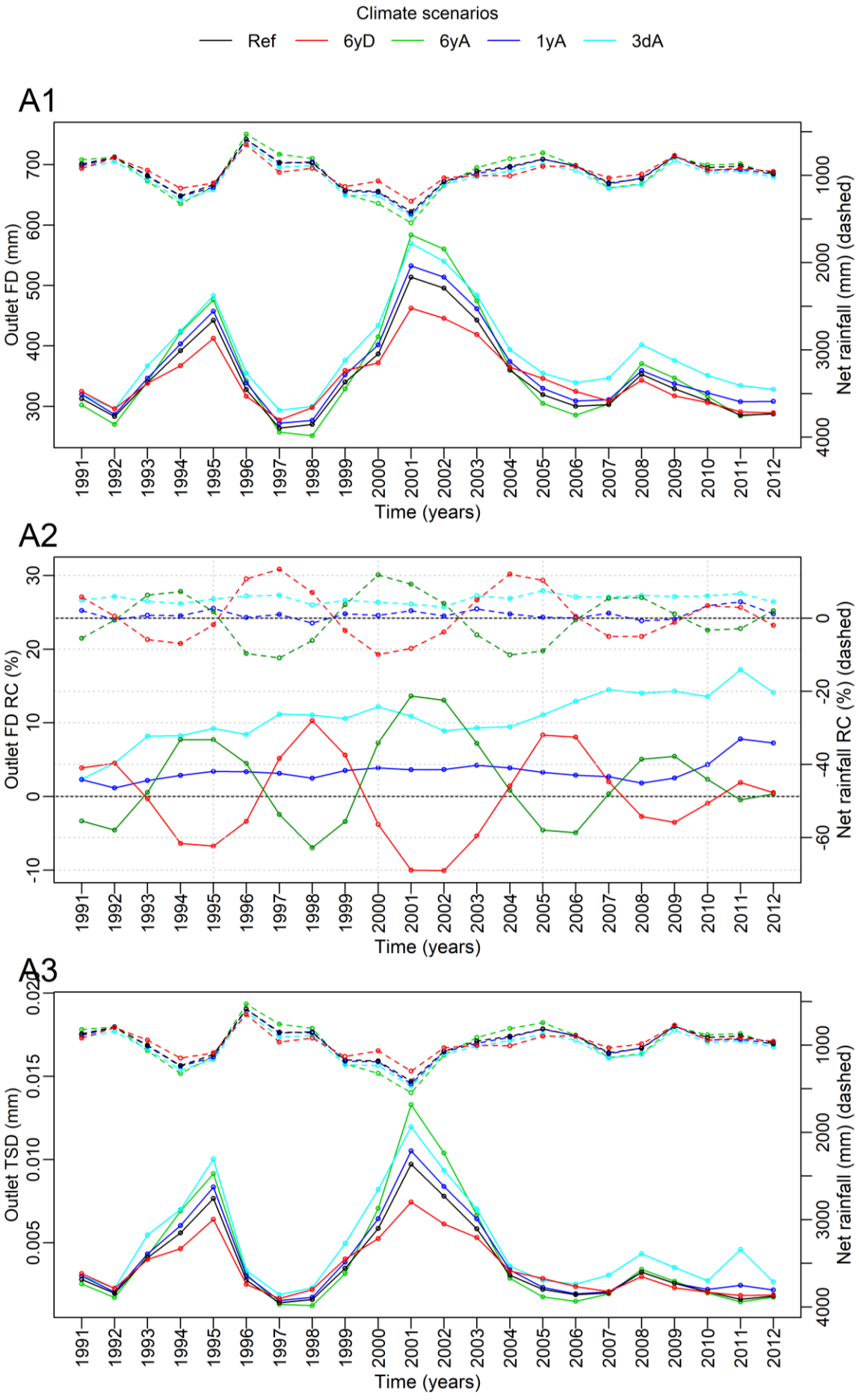


Figure 8.11. Pluie nette (Net rainfall ; tirets), débit (Outlet FD ; D1 ; trait plein) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3 ; trait plein) à l'exutoire du Dun agrégés au pas de temps annuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs annuels de pluies nettes, de débits (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios climatiques.


Climate scenarios
Ref
6yD
6yA
1yA
3dA
A1
Outlet FD (mm)
Net rainfall (mm) (dashed)
Time (years)
A2
Outlet FD RC (%)
Net rainfall RC (%) (dashed)
Time (years)
A3
Outlet TSD (mm)
Net rainfall (mm) (dashed)
Time (years)

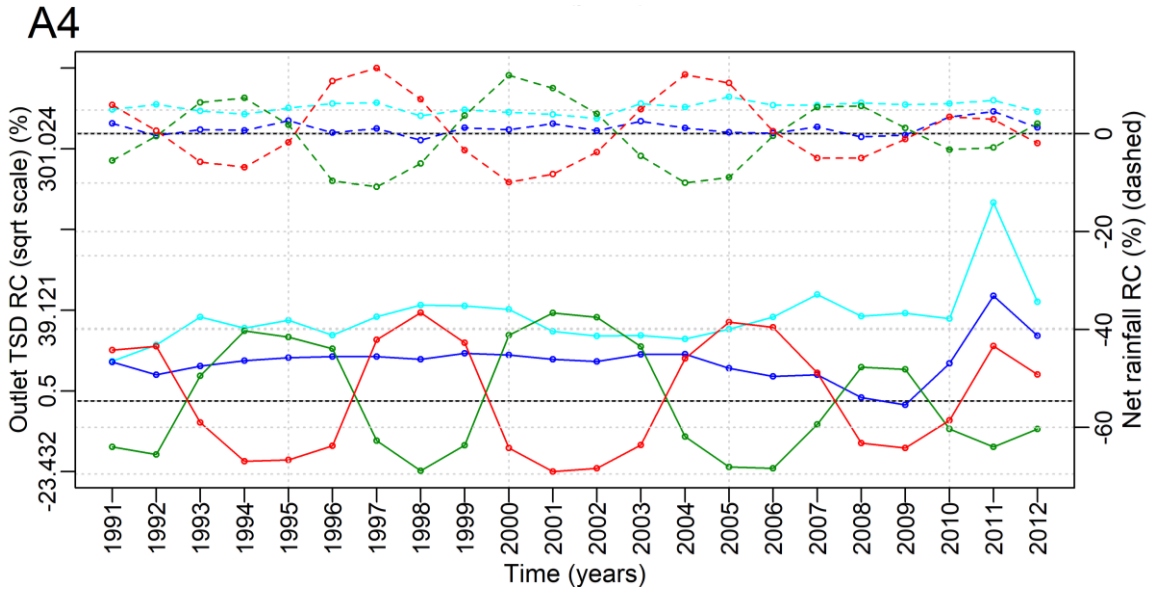


Figure 8.12. Pluie nette (Net rainfall ; tirets), débit (Outlet FD ; D1 ; trait plein) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3 ; trait plein) à l'exutoire de l'Austreberthe agrégés au pas de temps annuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs annuels de pluies nettes, de débits (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios climatiques.

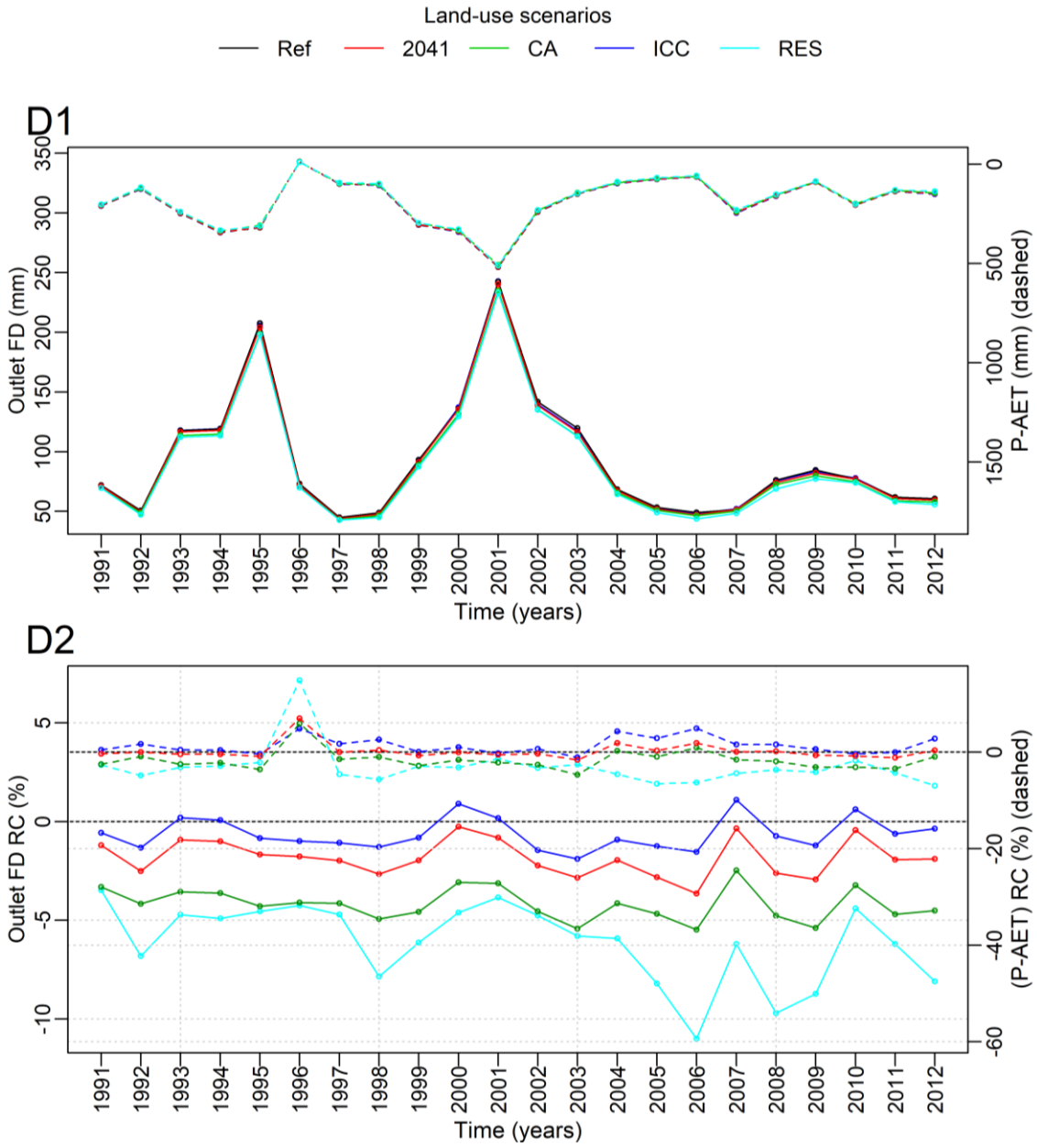
La comparaison de la situation de référence avec les scénarios climatiques 6yD et 6yA montrent que les écarts imposés dans les cumuls annuels de pluie se répercutent de façon très proche dans les écarts de débits du Dun et de l'Austreberthe. En effet, l'ajustement de modèles à retards échelonnés sur les écarts relatifs de pluie et de débits permet d'expliquer 82 (6yA) et 92 % (6yD) de la variance des valeurs pour le Dun (Annexe A, figure A.1 D1) et 92 (6yA) et 95 % (6yD) de la variance des valeurs pour l'Austreberthe (Annexe A, figure A.1 A1).

En effet, le renforcement (la diminution) de la variabilité interannuelle de la pluie pour le scénario 6yA (scénario 6yD) engendre un renforcement (une diminution) de la variabilité interannuelle des débits. Une sensibilité similaire des flux sédimentaires à la pluie est supposée pour les scénarios 6yA et 6yD, les écarts de flux sédimentaires étant étroitement liés aux écarts de débits (coefficient de détermination respectivement égal à 0.64 et 0.83 pour le Dun et à 0.90 et 0.92 pour l'Austreberthe ; Annexe A, figure A.1 D2 et A2). Les pourcentages d'écart pour ces deux scénarios oscillent en opposition de phase avec, pour le Dun (Austreberthe), des variations comprises entre -20 et 30 % (-10 et 15 %) pour les débits et entre -75 et +200 % (-25 et 40 %) pour les flux sédimentaires (figures 8.11 D4 et 8.12 A4). Cependant, les conséquences en matière d'export total de sédiment sont très différentes (tableaux 8.11 et 8.13) puisqu'à l'inverse du scénario 6yD, le scénario 6yA accentue les flux des années initialement très érosives (figures 8.11 D3 et 8.12 A3). Par exemple, l'année 2001 répertoriée comme l'année simulée la plus érosive (environ 30 et 12 % du transfert total pour

le Dun et l'Austreberthe respectivement) se voit augmenter sa production sédimentaire de 40 (Austreberthe) à 100 % (Dun) dans le cas du scénario 6yA. En revanche, concernant le scénario 6yD, la production sédimentaire pour cette même année est réduite de 50 % pour le Dun et de 25 % pour l'Austreberthe.

3.1.2.2. Scénarios d'occupation des sols

A l'image de ce qui a été montré dans la section 3.1.1, les écarts entre la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols sont beaucoup plus faibles : concernant le Dun, ils n'excédent jamais ± 10% pour les débits (figures 8.13 D2) et ± 60% pour les taux d'érosion annuels (figure 8.13 D4). Pour l'Austreberthe, ces taux de variations sont un peu moins élevés puisqu'ils sont systématiquement inférieurs à ± 5 % pour les débits (figure 8.14 A2) et ± 15 % pour les taux d'érosion annuels (figure 8.14 A4).



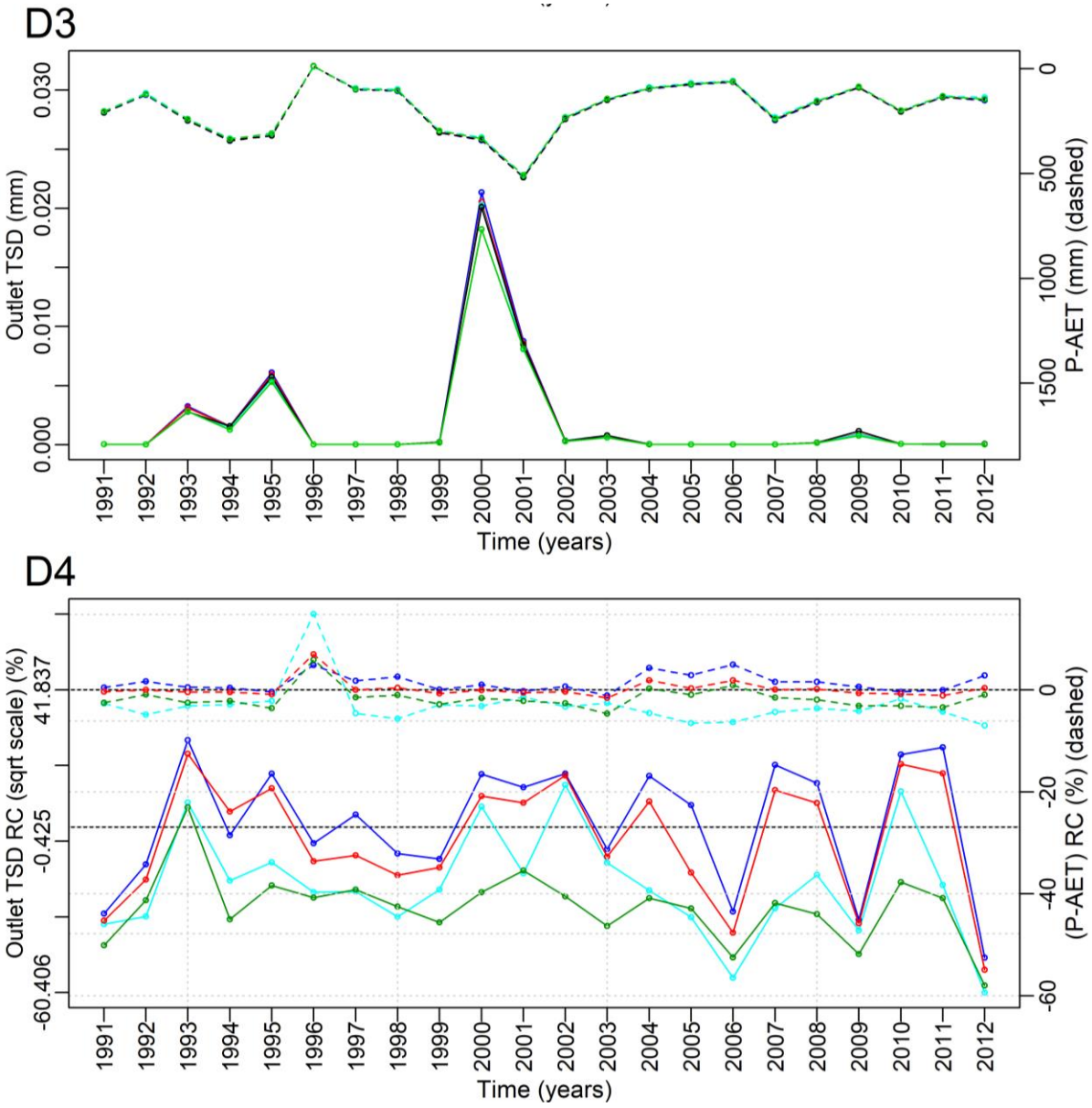
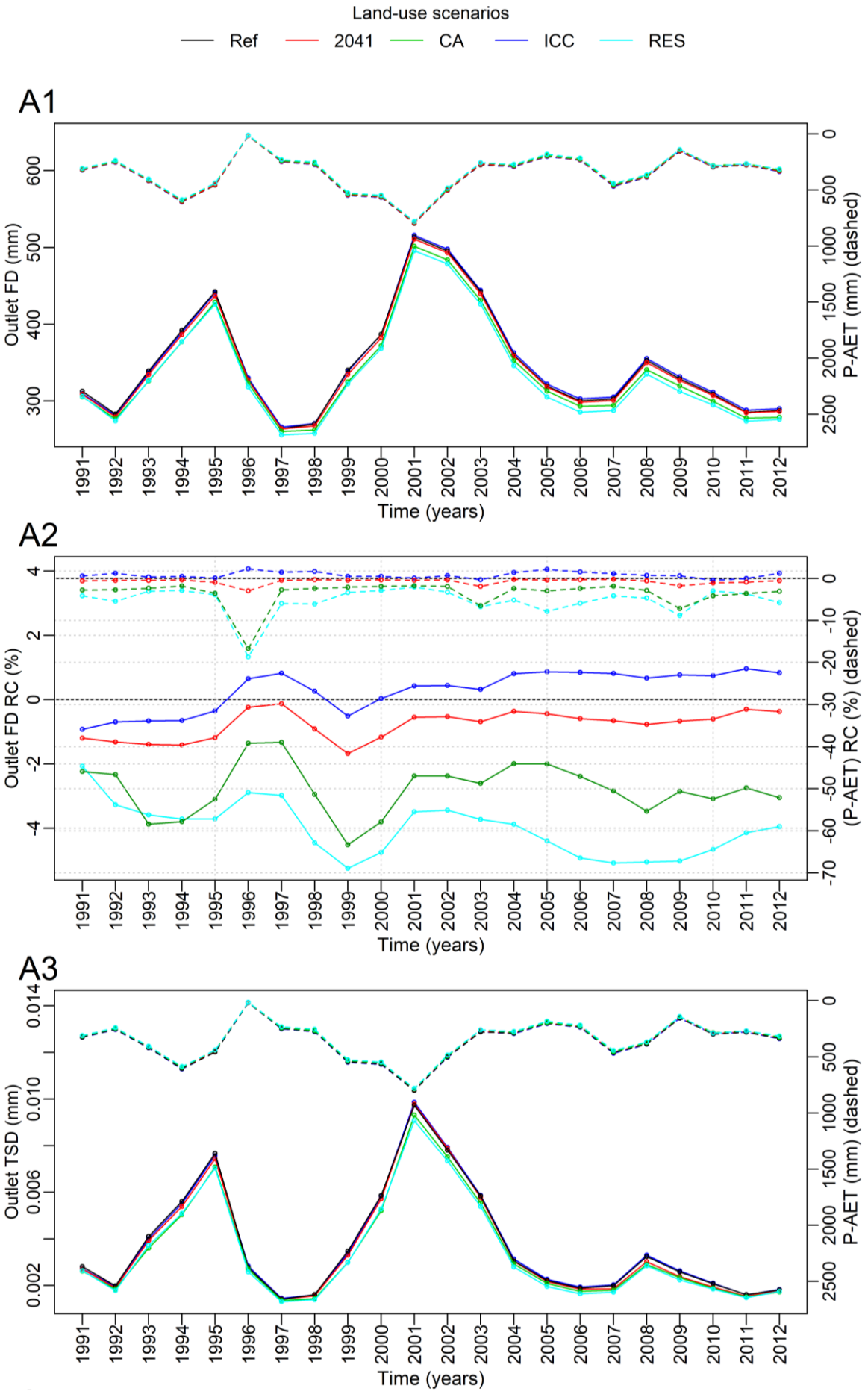


Figure 8.13. Bilan hydrique climatique (P-AET ; tirets), débit (Outlet FD ; D1 ; trait plein) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3 ; trait plein) à l'exutoire du Dun agrégés au pas de temps annuel pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols. Ecarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique (P-AET), de débit (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols.

Les scénarios d'occupation des sols engendrent presque toujours une baisse des débits annuels sauf pour le scénario ICC pour lequel on observe une légère progression des débits, plus fréquente mais moins forte pour l'Austreberthe (jusqu'à +1%) que pour le Dun (jusqu'à +1.5%). En effet, pour le Dun, la hausse des débits ne semble se limiter qu'aux années les plus humides (années 1993, 1994, 2000, 2001, 2007 et 2010) (figure 8.13 D1 et D2). Que ce soit pour le Dun ou l'Austreberthe, la diminution la plus marquée des débits s'observent pour le scénario RES puis pour les scénarios CA et 2041.


Land-use scenarios
Ref
2041
CA
ICC
RES
A1
Outlet FD (mm)
P-AET (mm) (dashed)
Time (years)
A2
Outlet FD RC (%)
(P-AET) RC (%) (dashed)
Time (years)
A3
Outlet TSD (mm)
P-AET (mm) (dashed)
Time (years)

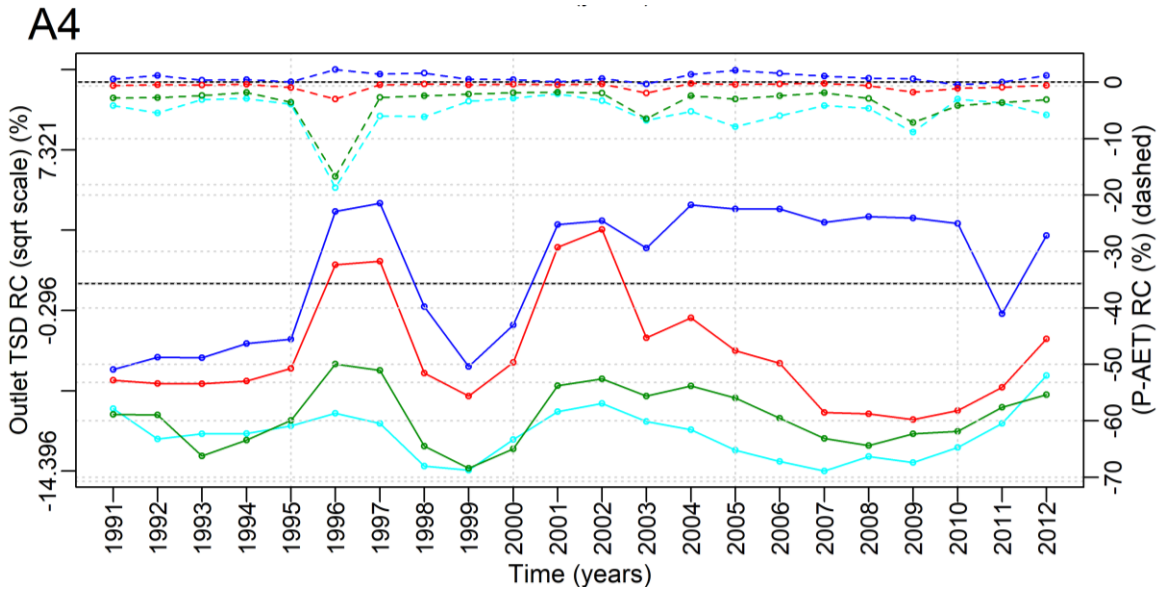


Figure 8.14. Bilan hydrique climatique (P—AET ; tirets), débit (Outlet FD ; A1 ; traits pleins) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; A3 ; traits pleins) à l'exutoire de l'Austreberthe agrégés au pas de temps annuel pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols. Ecarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique (P-AET), de débit (A2) et de flux sédimentaires (A4) entre la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols.

Une baisse des débits par rapport à la situation de référence n'induit pas nécessairement une baisse des flux sédimentaires comme le souligne, pour le Dun par exemple, les scénarios 2041 et ICC lors des années hydrologiques 1995 et 2002 (figure 8.13 D2 et D4). Ces scénarios produisent des hausses des taux d'érosion pouvant aller jusqu'à 3 (Austreberthe) ou 16 % (Dun) pour le scénario ICC et jusqu'à 1 (Austreberthe) ou 10 (Dun) % pour le scénario 2041. En revanche, les scénarios CA et RES conduisent globalement à un maintien ou une baisse des taux d'érosion, plus forte pour le scénario CA que pour le scénario RES concernant le Dun (figure 8.13 D4) mais plus forte pour RES que pour CA pour l'Austreberthe (figure 8.14 A4). La relation linéaire entre les écarts relatifs de débits et les écarts relatifs de flux sédimentaire est faible (r^2 compris entre 0.18 et 0.78) mais statistiquement significative pour l'ensemble des scénarios des deux bassins : la diminution des flux sédimentaires est d'autant plus importante que la diminution des débits est forte (Annexe A, figures A.2 D6 et A.3 A6).

Par ailleurs, la relation entre les écarts relatifs de débits et les écarts relatifs de bilan hydrique climatique est très faible bien que l'ajustement d'un modèle linéaire, tous scénarios confondus, suggère, logiquement, l'augmentation des écarts de débit avec l'augmentation des écarts de bilan hydrique climatique (r^2 égal à 0.33 et 0.36 pour le Dun et l'Austreberthe respectivement ; Annexe A, figures A.2 D1 et A.3 A1) et indirectement avec la diminution des écarts de profondeur racinaire (r^2 égal à 0.3 et 0.51 pour le Dun et l'Austreberthe respectivement ; Annexe A, figures A.2 D2 et A.3 A2) et de coefficient cultural (r^2 égal à 0.32 et 0.50 pour le Dun et l'Austreberthe respectivement ; Annexe A, figures A.2 D3 et A.3 A3). Il

n'y a en revanche pas de relation physique entre les écarts de bilan hydrique climatique et les écarts d'indice de surface foliaire et de coefficient d'extraction, ce qui rejoint les résultats de la section 3.1.2 (Annexe A, figures A.2 D4, A.2 D5, A.3 A4 et A.3 A5).

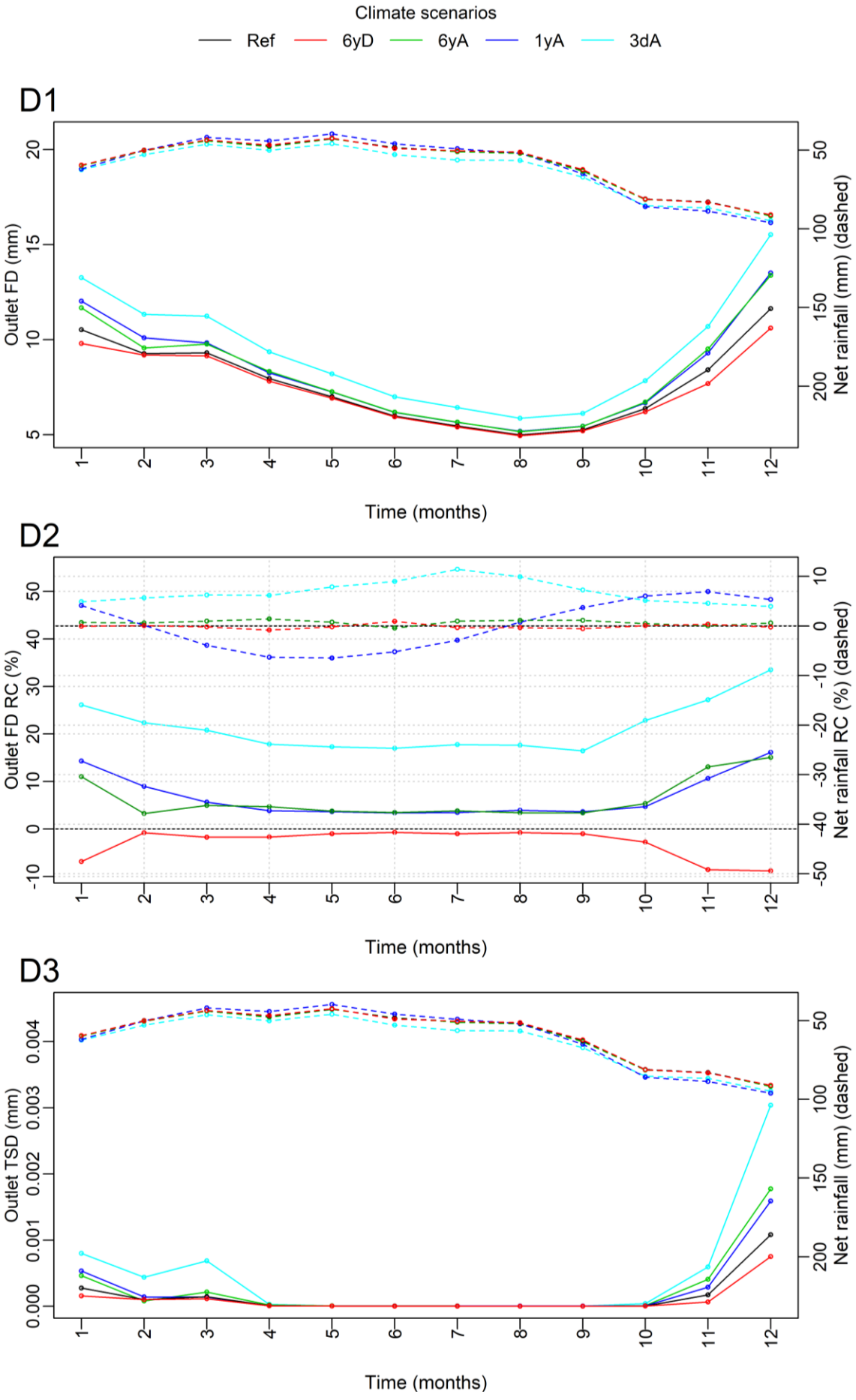
3.1.3. Echelle saisonnière

A la différence des figures 8.11, 8.12, 8.13 et 8.14, les figures 8.15 et 8.16 (scénarios climatiques pour le Dun et l'Austreberthe respectivement) et 8.17 et 8.18 (scénarios d'occupation des sols pour le Dun et l'Austreberthe respectivement) présentent les résultats à une échelle saisonnière.

Les résultats montrent qu'il existe une relation entre l'évolution mensuelle des précipitations (nettes ou efficaces), des débits et des flux sédimentaires, quel que soit le bassin et la situation considérée (figures 8.15 A, 8.15 C, 8.16 A, 8.16 C, 8.17 A, 8.17 C, 8.18 A, 8.18 C). En effet, bien que cela se fasse avec un déphasage de 2 à 3 mois, l'augmentation des précipitations mensuelles de juin à décembre produit une augmentation des débits et des flux sédimentaires et la diminution des précipitations mensuelles de décembre à juin provoque une diminution des débits et des flux sédimentaires. Les rendements sédimentaires mensuels les plus élevés sont obtenus durant les mois d'hiver pour l'ensemble des scénarios et des bassins. Les mois de novembre, décembre, janvier, février et mars représentent ainsi près de 98 et 52 % de l'érosion nette totale pour le Dun et l'Austreberthe respectivement.

3.1.3.1. Scénarios climatiques

Les débits et les flux sédimentaires mensuels varient considérablement d'un scénario climatique à un autre. Ils sont, à une exception près, plus forts pour les scénarios 6yA, 1yA et 3dA que pour la situation actuelle tandis qu'ils sont plus faibles pour le scénario 6yD (figures 8.15 A, 8.15 C, 8.16 A et 8.16 C). Pour l'ensemble des scénarios du Dun, les écarts les plus marqués se produisent durant l'automne et l'hiver avec une variation comprise entre -10 et +35% pour les débits et entre -30 et +800% pour les flux sédimentaires (figures 8.15 D2 et 8.15 D4). Pour l'Austreberthe, l'évolution des valeurs est moins forte (entre -2 et +15% pour les débits et entre -7 et +80% pour les flux sédimentaires) et ne se limite pas autant à l'automne et l'hiver (figures 8.16 A2 et 8.16 A4). Pour les deux bassins, l'évolution du régime saisonnier des pluies prévue par le scénario 1yA se traduit par une évolution voisine du régime saisonnier des débits puisqu'une montée des écarts relatifs de pluie est suivi, avec un retard de 1 à 2 mois, par une montée des écarts relatifs de débit et inversement (r^2 égal à 0.67 et 0.92 pour les modèles de régression à retard échelonné du Dun et de l'Austreberthe respectivement ; Annexe A, figures A.4 D1 et A1).


Climate scenarios
Ref
6yD
6yA
1yA
3dA
D1
Outlet FD (mm)
Net rainfall (mm) (dashed)
Time (months)
D2
Outlet FD RC (%)
Net rainfall RC (%) (dashed)
Time (months)
D3
Outlet TSD (mm)
Net rainfall (mm) (dashed)
Time (months)

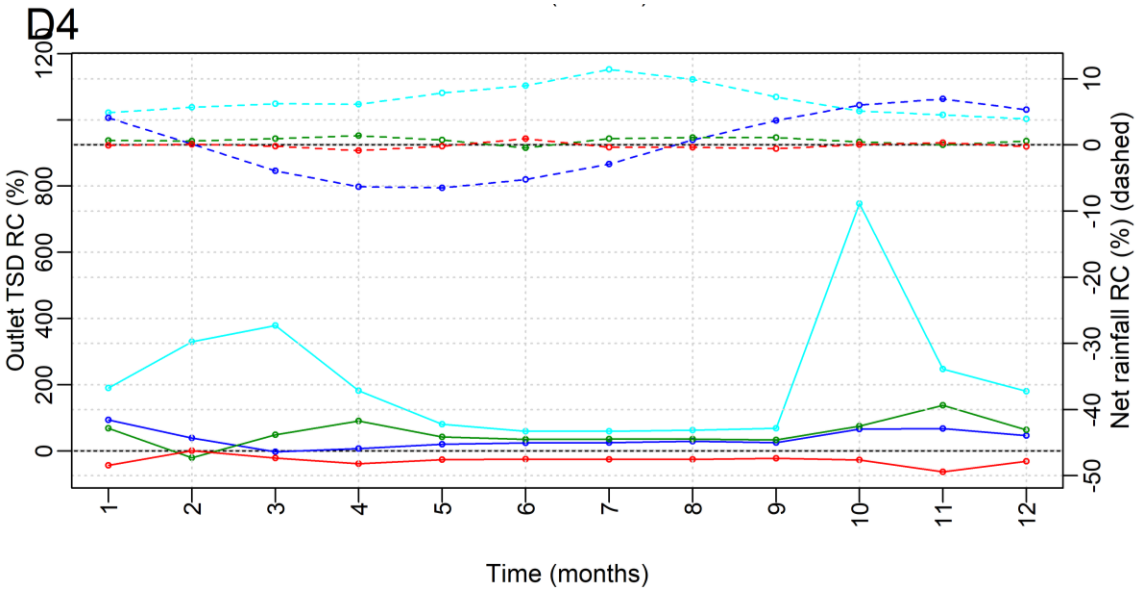
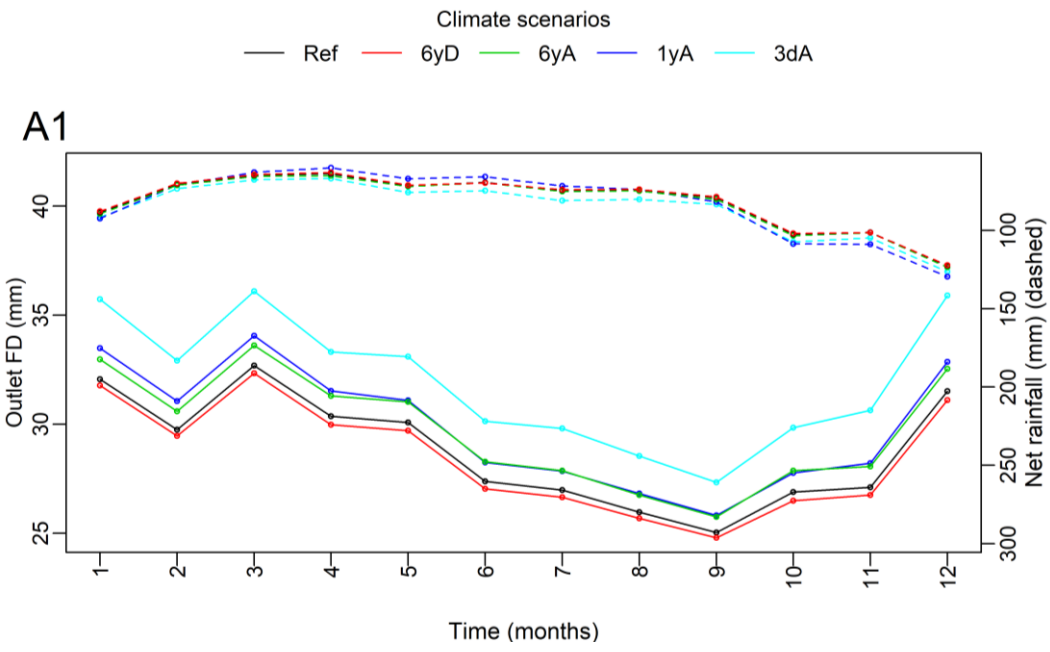


Figure 8.15. Pluie nette (Net rainfall ; tirets), débit (Outlet FD ; D1 ; traits pleins) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3 ; traits pleins) à l'exutoire du Dun agrégés au pas de temps mensuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs mensuels de pluies nettes, de débits (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios climatiques.

L'augmentation de la pluie nette durant l'automne et l'hiver (+7 %) entraine une augmentation des débits d'environ 15 et 5 % pour le Dun (figure 8.15 D2) et l'Austreberthe (figure 8.16 A2) respectivement mais ces derniers restent pratiquement inchangés durant le printemps et l'été avec, pour les deux bassins, une hausse de 3 % des valeurs malgré la diminution de la pluie nette (-7 %). Les flux sédimentaires sont raisonnablement bien corrélés aux débits suggérant que ces variables réagissent de manière similaire à l'intensification du régime pluviométrique saisonnier (r^2 égal à 0.43 et 0.37 pour le Dun et l'Austreberthe respectivement ; Annexe A, figure A.4 D2 et A2).



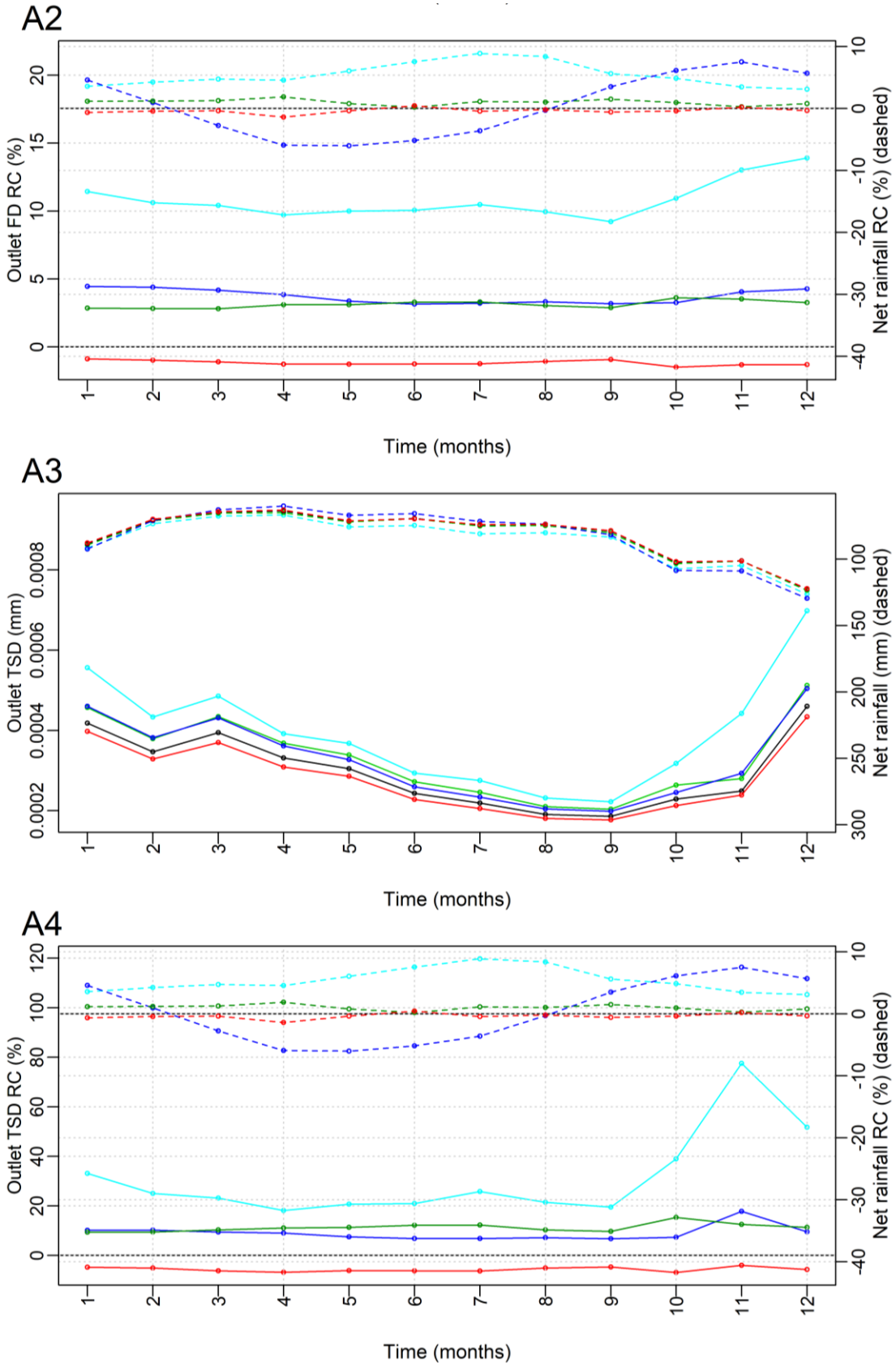
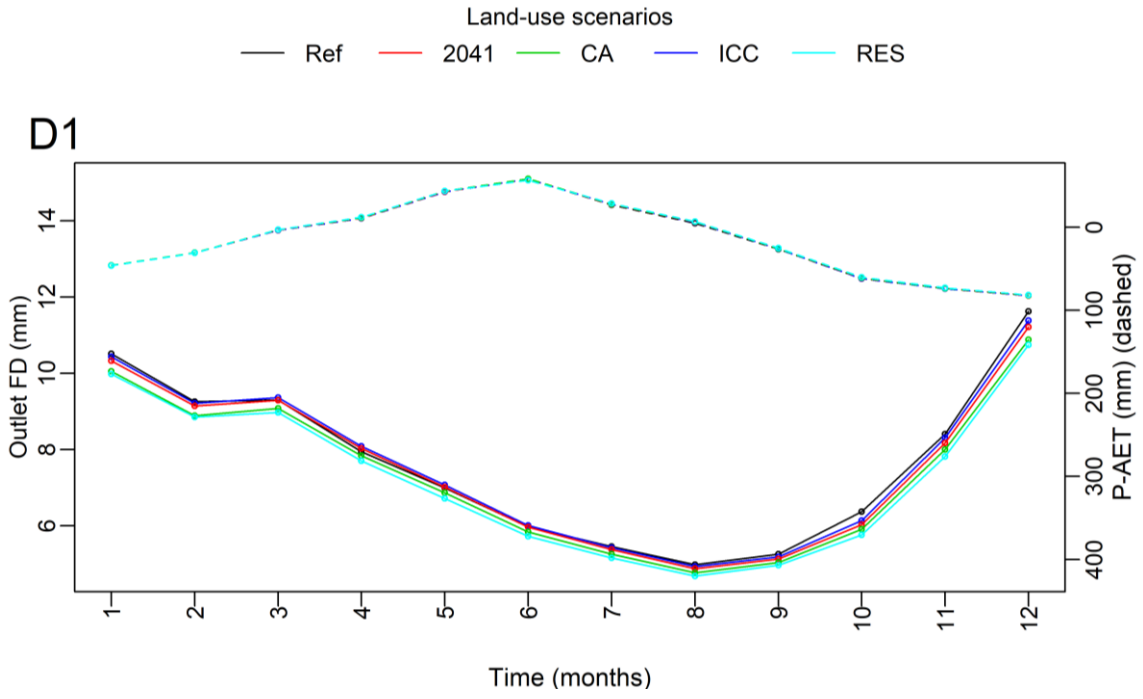


Figure 8.16. Pluie nette (Net rainfall ; tirets), débit (Outlet FD ; A1 ; traits pleins) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; A3 ; traits pleins) à l'exutoire de l'Austreberthe agrégés au pas de temps mensuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs mensuels de pluies nettes, de débits (A2) et de flux sédimentaires (A4) entre la situation de référence et les scénarios climatiques.

Le scénario 3dA produit les hausses de débits et de flux sédimentaires les plus marquées. Concernant les débits (flux sédimentaires), elles sont comprises entre 15 et 35 % (30 et 800 %) pour le Dun (figures 8.15 D2 et D4) et entre 9 et 14 % (20 et 80 %) pour l'Austreberthe (figures 8.16 A2 et A4). La hausse est nettement moins forte pour les scénarios 6yA et 1yA avec une augmentation comprise entre 3 et 16 % (0 et 125 %) pour les débits (flux sédimentaires) du Dun et entre 3 et 5 % (6 et 20 %) pour les débits (flux sédimentaires) de l'Austreberthe. Le scénario 6yD produit quant à lui une diminution des débits et des flux sédimentaires pouvant aller jusqu'à 10 et 65 % pour le Dun et jusqu'à 2 et 7 % pour l'Austreberthe. Ces chiffres indiquent, par ailleurs, que même si les contraintes imposées dans les pluies sont identiques, l'évolution relative des débits et des flux sédimentaires est toujours plus importante pour le Dun que pour l'Austreberthe. Cela rejoint donc les résultats obtenus sur le long terme (section 3.1.1) et à l'échelle pluriannuelle (section 3.1.2).

3.1.3.2. Scénarios d'occupation des sols

Encore une fois, les écarts obtenus pour les scénarios d'occupation des sols sont beaucoup plus faibles que ceux obtenus pour les scénarios climatiques. Ils sont compris entre -10 et +2 % et entre -40 et +40 % pour les débits et flux sédimentaires du Dun respectivement (figures 8.17 D2 et D4). Pour l'Austreberthe, ils varient entre -6 et +2 % pour les débits et entre -12 et +5 % pour les flux sédimentaires (figure 8.18 A2 et A4). Les résultats montrent que les pourcentages d'écart évoluent à la fois selon le scénario et le mois considérés.



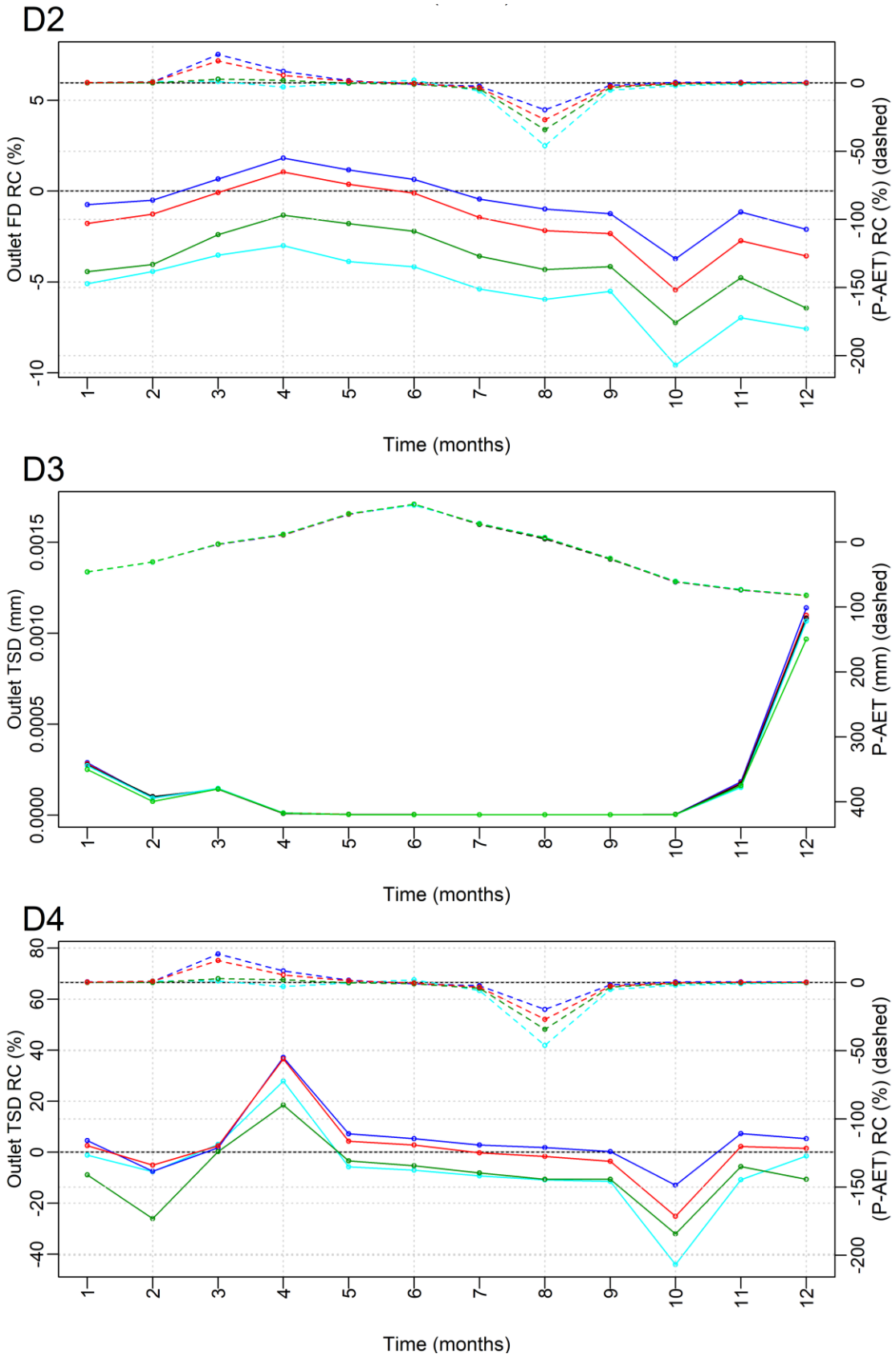
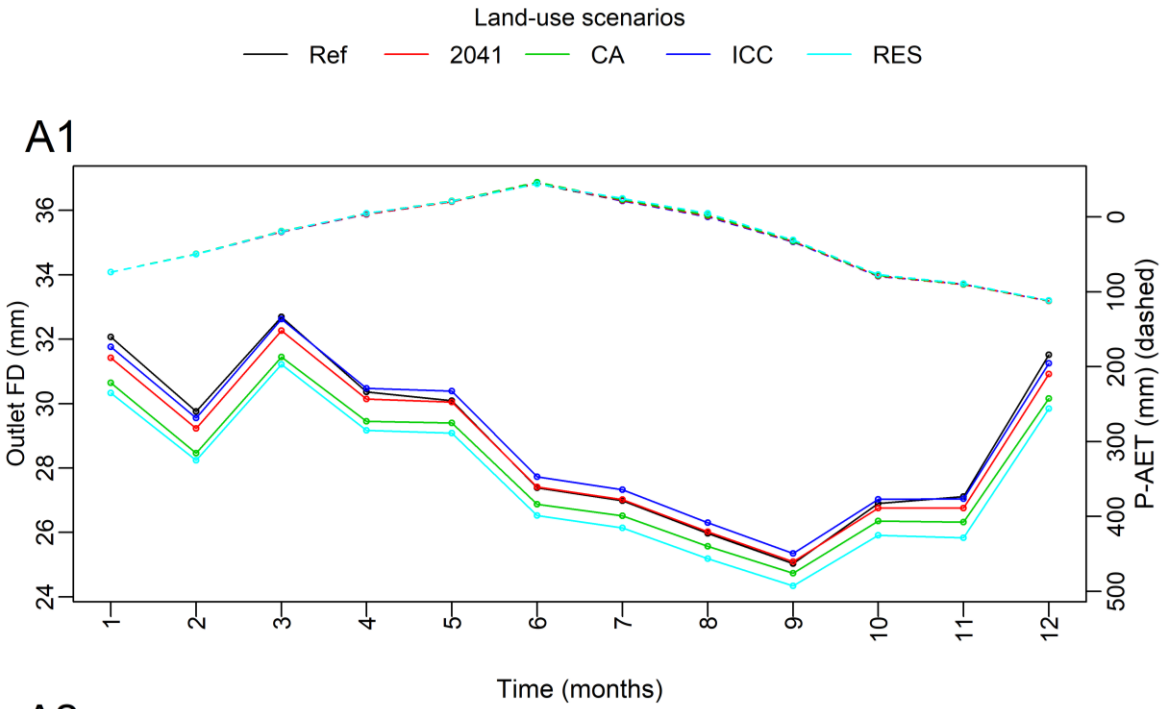
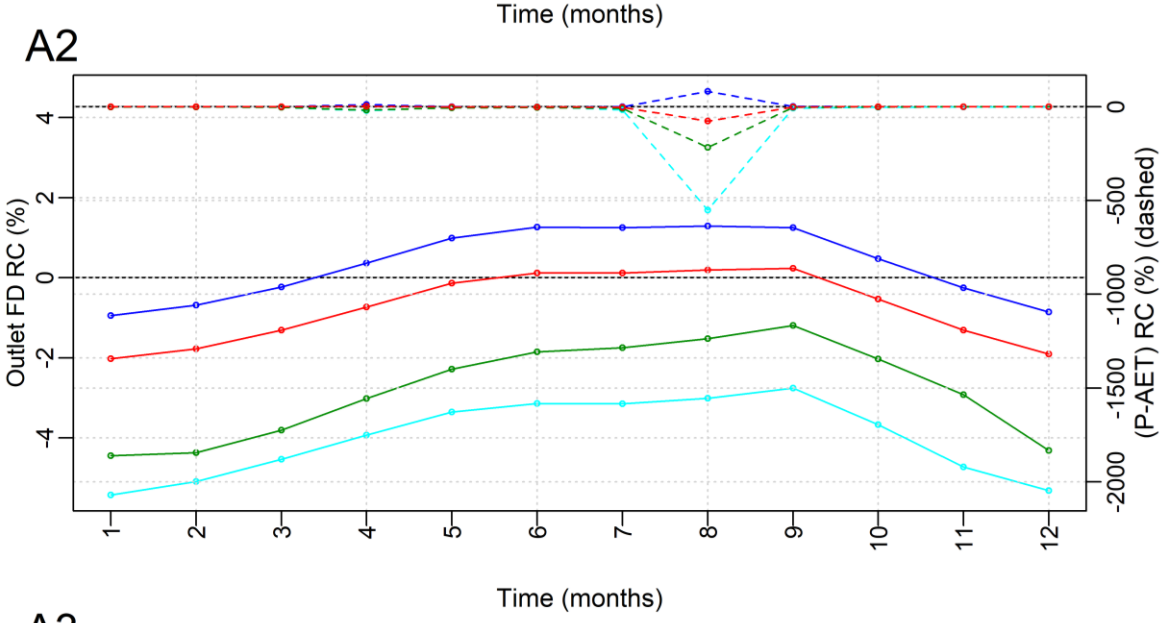
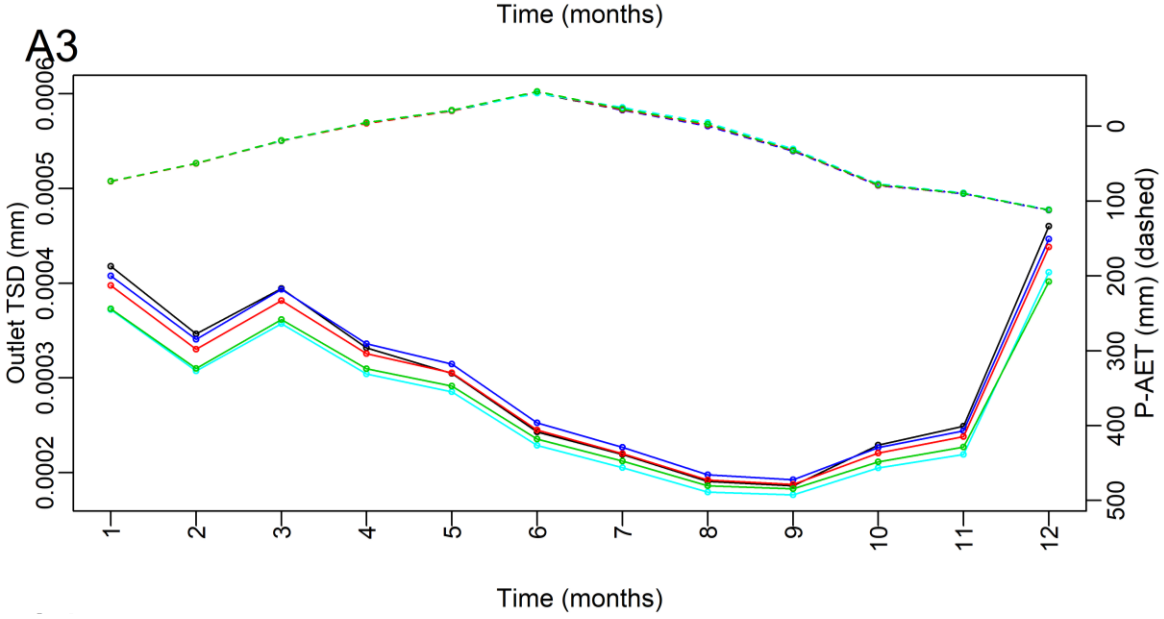


Figure 8.17. Bilan hydrique climatique (P-AET ; tirets), débit (Outlet FD ; D1 ; traits pleins) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; D3 ; traits pleins) à l'exutoire du Dun agrégés au pas de temps mensuel pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols. Ecarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique (P-AET), de débit (D2) et de flux sédimentaires (D4) entre la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols.


Land-use scenarios
Ref
2041
CA
ICC
RES
A1
Outlet FD (mm)
P-AET (mm) (dashed)
Time (months)


A2
Outlet FD RC (%)
(P-AET) RC (%) (dashed)
Time (months)


A3
Outlet TSD (mm)
P-AET (mm) (dashed)
Time (months)

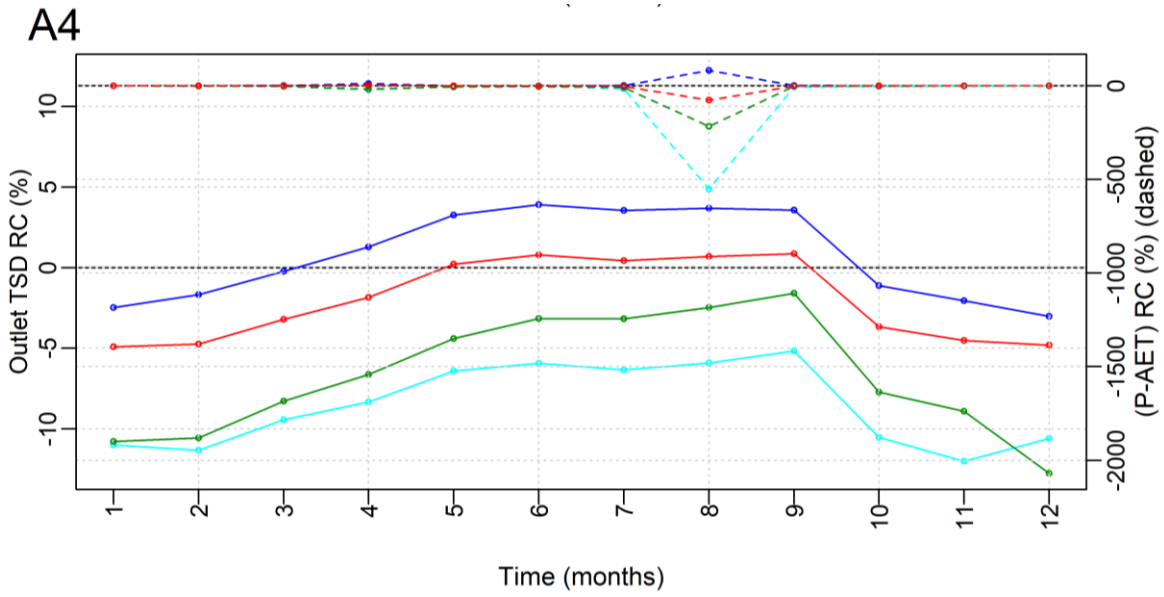


Figure 8.18. Pluie nette (P-AET ; tirets), débit (Outlet FD ; A1 ; traits pleins) et flux sédimentaires (Outlet TSD ; A3 ; traits pleins) à l'exutoire de l'Austreberthe agrégés au pas de temps mensuel pour la situation de référence et les scénarios climatiques. Ecarts relatifs mensuels de pluies nettes, de débits (A2) et de flux sédimentaires (A4) entre la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols.

Que ce soit pour le Dun ou l'Austreberthe, le scénario RES, et dans une moindre mesure le scénario CA, produisent une baisse de l'ensemble des débits mensuels, plus forte durant l'automne et l'hiver (hautes eaux) que durant le printemps et l'été (basses eaux) (figures 8.17 D2 et 8.18 A2). Le pourcentage de diminution est à nouveau plus marqué pour le Dun que pour l'Austreberthe puisqu'il peut atteindre 5 à 10 % pour le premier (figure 8.17 D2) contre seulement 4 à 6 % pour le second (figure 8.18 A2).

Pour les scénarios ICC et 2041, une hausse des débits, plus franche pour ICC que pour 2041, est possible entre mars et juin pour le Dun (jusqu'à +2%) et entre avril et octobre pour l'Austreberthe (jusqu'à +1%). Elle s'explique par la hausse des précipitations efficaces (P-AET) un peu avant et durant cette période, avec des pourcentages d'augmentation atteignant +20 % en mars pour le Dun (scénario ICC ; figure 8.17 D2) et +80 % en août pour l'Austreberthe (scénario ICC ; figure 8.18 A2). De la même façon, la baisse des débits observées en automne et en hiver pour l'ensemble des scénarios du Dun et de l'Austreberthe est associée à la baisse du bilan hydrique climatique quelques mois auparavant (juillet à octobre). Cette baisse, maximale en août, atteint -50 % pour le Dun (figure 8.17 D2) et -500 % pour l'Austreberthe (figure 8.18 A2). Elle est liée pour ce mois à la hausse de Z_r et K_c qui atteint par exemple, pour le scénario RES, +7 et +4 % pour le Dun et +3 et +5 % pour l'Austreberthe (Annexe A, figure A.5 D2 et D3 et figure A.6 A2 et A3). Tout comme pour l'analyse des données annuelles, la sensibilité du bilan hydrique climatique à la modification de p et LAI semble moins importante puisque, les régressions linéaires impliquant ces

variables sont de moins grande qualité (r^2 moins élevés) et n'ont pas de sens physique (Annexe A, figure A.5 D4 et D5 et figure A.6 A4 et A5).

La relation linéaire entre les écarts relatifs de débits et les écarts relatifs de flux sédimentaires est modérée pour le Dun (r^2 compris entre 0.47 et 0.6 ; Annexe A, figure A.5 D6) et forte pour l'Austreberthe (r^2 compris entre 0.8 et 0.86 ; Annexe A, figure A.6 A6). Ainsi, les disparités au niveau du sens et de l'amplitude des écarts sont moins fortes pour l'Austreberthe, ce qui signifie que l'évolution de la dynamique hydrologique de ce bassin sous l'effet d'une modification de l'occupation des sols se traduit par une évolution très proche de la dynamique sédimentaire. En revanche, pour le Dun, quel que soit le scénario retenu, les flux sédimentaires changent dans des proportions assez différentes de celles des débits. En effet, (i) la hausse des flux sédimentaires est plus fréquente et peut concerner l'ensemble des scénarios (avril) (ii) et les pourcentages de variation présentes des amplitudes plus importantes comprises entre -40 et +40 % (contre -10 à +2 % pour les débits), soulignant la non-linéarité du transport sédimentaire du Dun (Annexe A, figure A.5 D6). Si l'on examine les résultats fournis par les modèles de régression globaux du Dun et de l'Austreberthe respectivement (Annexe A, figures A.5 D6 et A.6 A6), une baisse de 5 % des débits provoquent une baisse de 10 % des flux sédimentaires, une baisse de 2 % des débits provoque une hausse 2 % et une baisse de 5 % des flux sédimentaires et une hausse de 1 % des débits provoque une hausse de 10 et 2 % des flux sédimentaires.

3.1.4. Échelle événementielle

Les figures 8.19, 8.20, 8.21 et 8.22 permettent d'évaluer, à une échelle événementielle, l'impact des scénarios climatiques (figures 8.19 et 8.20) et d'occupation des sols (figures 8.21 et 8.22) sur les débits (A) et les flux sédimentaires (B) du Dun (figures 8.19 et 8.21) et de l'Austreberthe (figures 8.20 et 8.22). Pour chaque scénario (couleur), elles montrent l'évolution absolue (axe des ordonnées) et relative (lignes grises en fond) de chacun des pics de crue (887 pour le Dun et 895 pour l'Austreberthe ; cf. section 2.3 pour la méthode d'identification des pics de crue) en fonction de leur amplitude (axe principal) et de leur contribution au flux total (axe secondaire) pour la situation de référence. Les axes des abscisses et des ordonnées sont tracés selon une échelle racine carrée afin de faciliter la visualisation des valeurs qui sont très différentes pour les petites et les grandes crues.

Les pics de débit et d'érosion sont donc classés horizontalement selon leur intensité initiale (les pics les moins intenses étant situés à gauche et les plus intenses à droite) et il est possible de déterminer, pour une crue d'intensité donnée, à l'aide de l'axe verticale, la variation absolue du pic produite par un scénario (couleur). Les scénarios générant une hausse du pic

(> 0) se placent sur la partie supérieure du graphique tandis que ceux produisant une baisse (< 0) apparaissent sur sa partie inférieure. Il est également possible, à partir de ces deux informations (variation absolue et valeur initiale du pic de crue) d'estimer, pour chaque scénario, l'évolution en pourcentage du pic de crue. Cette information supplémentaire apparait en fond sous la forme de lignes continues grises auxquelles sont associées des valeurs correspondant aux pourcentages d'évolution. Les crues faisant l'objet de discussions spécifiques lors de la comparaison des scénarios, sont signalées par un numéro d'identification (e.g. 5 et 409 en figure 8.19). Les figures associées aux pics de débit indiquent également, par le biais de lignes verticales en tirets noirs, les intensités correspondant à des événements théoriques de période de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans, estimés à partir de la loi de Gumbel et annotés Q2, Q5, Q10, Q20, Q50, Q100, Q200 et Q500. Cette information supplémentaire permet de mieux caractériser la sévérité des différents pics de débits.

Ces figures synthétiques permettent d'avoir une image complète de la façon dont les pics de débit et d'érosion évoluent d'un scénario à un autre. Par exemple, la figure 8.19 D1 indique que le pic de débit le plus fort du Dun, initialement égal à 11 mm (axe horizontal principal ; période de retour supérieure à 500 ans) soit 0.47 % de la lame total écoulée sur la période 1990-2012 (axe horizontale secondaire), augmente respectivement de 1.63, 0.91 et 2.73 mm (axe vertical) pour les scénarios 6yA (vert), 1yA (bleu) et 3dA (cyan), soit une hausse en pourcentage de 15, 8 et 25 % (lignes grises en fond). A l'inverse, le scénario 6yD (rouge) entraine une diminution de ce pic de débit de 0.90 mm, ce qui équivaut à une baisse relative de 8 %. Les figures 8.19, 8.20, 8.21 et 8.22 indiquent également que, contrairement à l'Austreberthe, la majeure partie du transport sédimentaire au Dun se produit durant seulement quelques événements de pointe. Par exemple, pour le Dun, le pic d'érosion le plus intense (0.013 mm) génère 29.5 % du flux sédimentaire simulé sur la période 1990-2012 (figure 8.19 D2) alors que pour l'Austreberthe, la contribution du pic maximal (0.00084 mm) au flux sédimentaire totale n'est que de 0.93 % (figure 8.20 A2). Si l'on additionne la contribution des 10 événements de pointe journaliers, nous obtenons un pourcentage de 60% pour le Dun et de seulement 4 % pour l'Austreberthe.

3.1.4.1. Scénarios climatiques

Que ce soit pour le Dun (figure 8.19) ou l'Austreberthe (figure 8.20), les valeurs des pics de débit (1) et des pics d'érosion (2) sont très largement affectées par la nature du scénario climatique. Les scénarios 1yA et 3dA engendrent l'augmentation de la grande majorité d'entre eux.

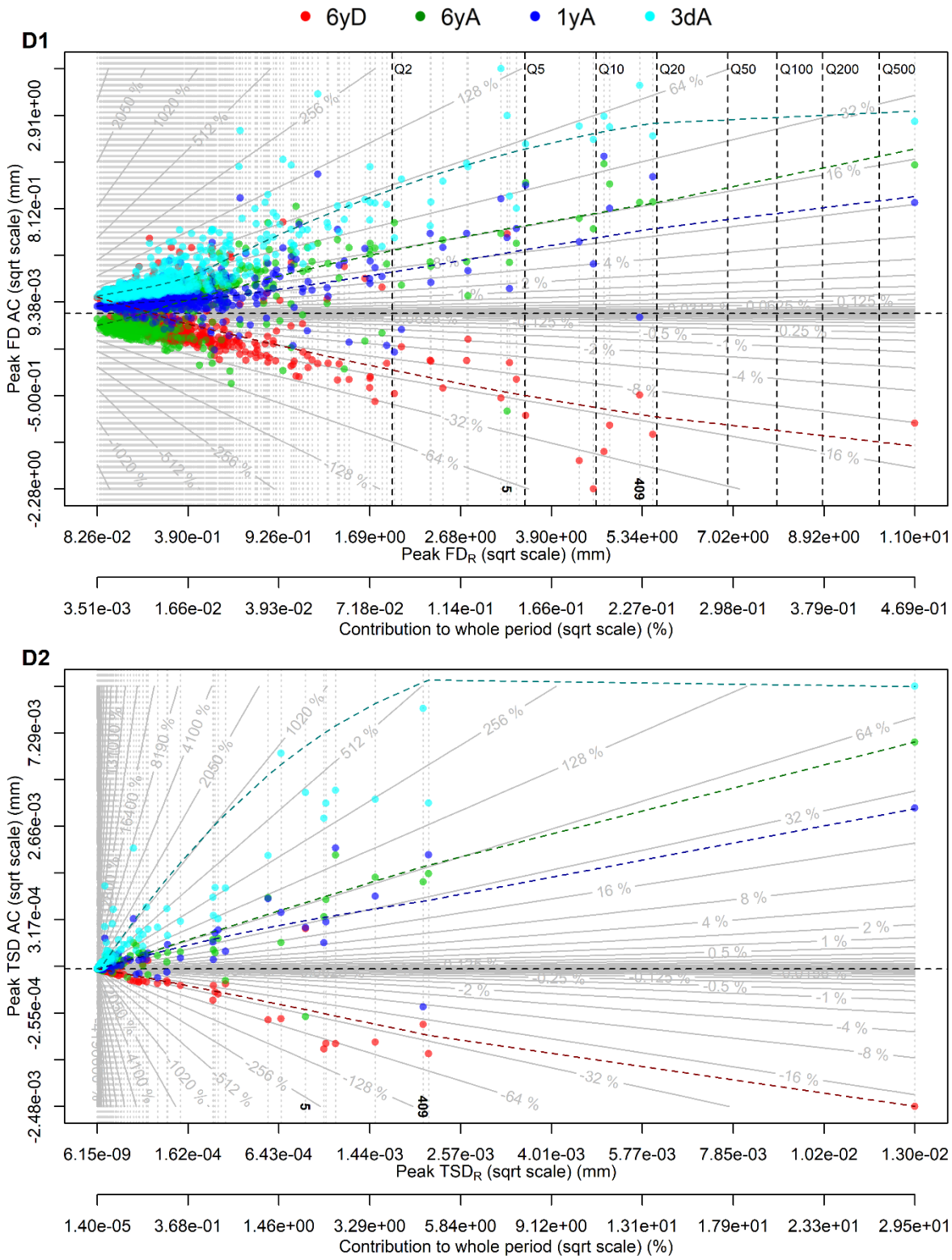


Figure 8.19. Impact des scénarios climatiques (couleur) sur la variation absolue (axe des ordonnées) et relative (lignes grises en fond) des pics de débits (D1) et des pics d'érosion (D2) du Dun. Les pics sont classés selon leur amplitude (axe des abscisses principal) et leur contribution au flux total (axe des abscisses secondaire). Les lignes en tirets correspondent à un lissage lœss des points. Pour les pics de débit, Q2, Q5, Q10, Q20, Q50, Q100, Q200 et Q500 représentent les événements théoriques de période de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans. Les crues faisant l'objet de discussions spécifiques lors de la comparaison des scénarios, sont signalées par un numéro d'identification.

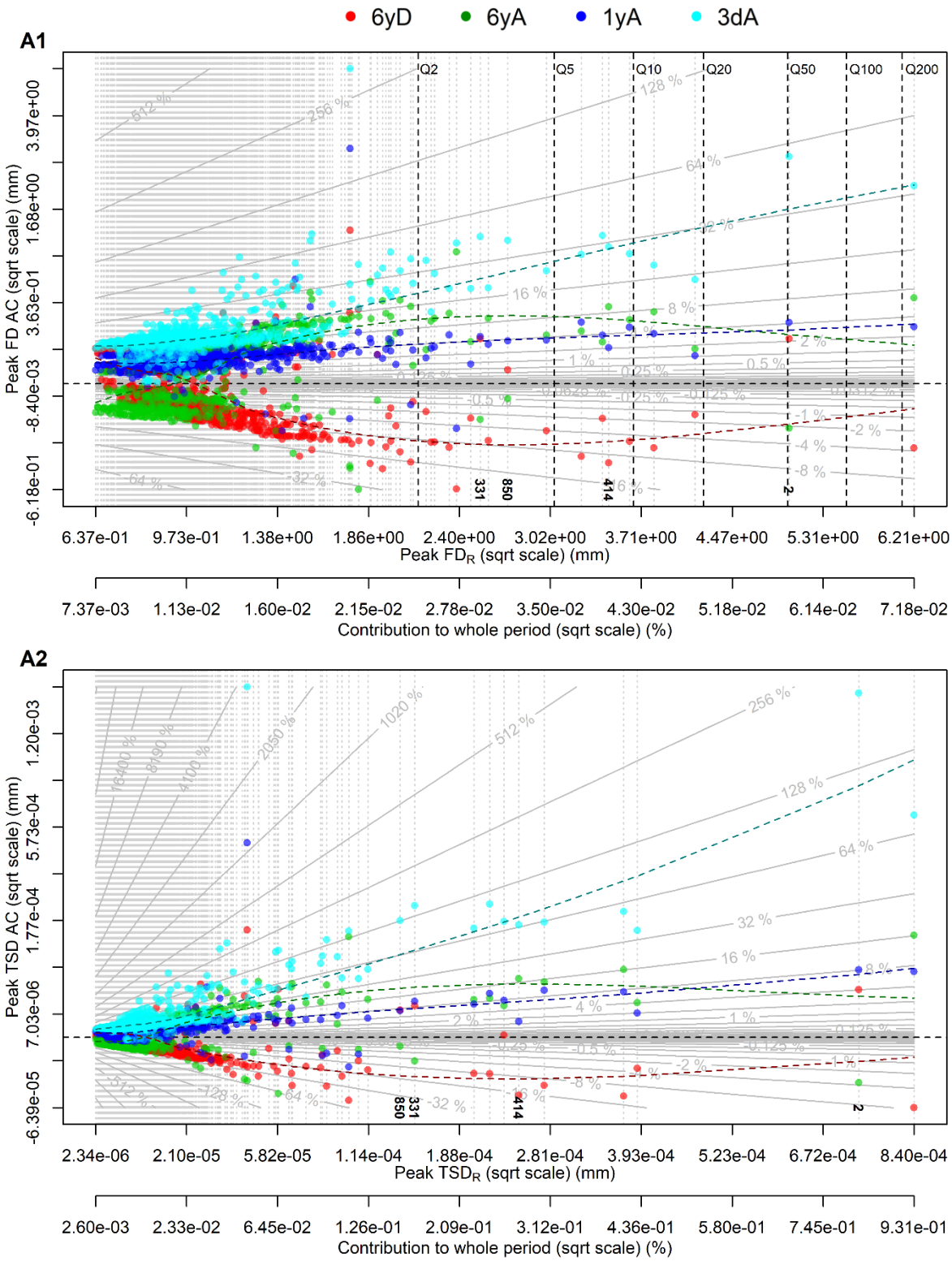


Figure 8.20. Impact des scénarios climatiques (couleur) sur la variation absolue (axe des ordonnées) et relative (lignes grises en fond) des pics de débits (A1) et des pics d'érosion (A2) de l'Austreberthe. Les pics sont classés selon leur amplitude (axe des abscisses principal) et leur contribution au flux total (axe des abscisses secondaire). Les lignes en tirets correspondent à un lissage lœss des points. Pour les pics de débit, Q2, Q5, Q10, Q20, Q50, Q100, Q200 et Q500 représentent les événements théoriques de période de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans. Les crues faisant l'objet de discussions spécifiques lors de la comparaison des scénarios, sont signalées par un numéro d'identification.

Concernant le scénario 3dA, il n'est pas rare que cette hausse dépasse les 30 (Austreberthe) à 50 % (Dun) pour les débits et 60 (Austreberthe) à 250 (Dun) % pour les flux sédimentaires, qu'il s'agisse d'événements remarquables ou non (figures 8.19 et 8.20).Cette hausse est moins forte pour le scénario 1yA avec des augmentations excédant rarement les 10 (Austreberthe) à 30 % (Dun) pour les débits et 30 (Austreberthe) à 50 % (Dun) pour les flux sédimentaires. Pour les scénarios 6yD et 6yA, à l'image des analyses menées à l'échelle annuelle, le sens et l'importance des écarts est variable et dépend de l'amplitude initiale du pic : pour les deux bassins, le scénario 6yD provoque une accentuation des petits événements de crue alors que le scénario 6yA engendre leur réduction. L'inverse a tendance à se produire pour les événements de crue forts. Pour le Dun, les courbes de lissage lœss indiquent une évolution des valeurs de débit (flux sédimentaires) passant, des événements faibles aux événements forts, de +30 à -15 % (+100 à -30 %) pour le scénario 6yD et de -15 à +20% (-30 à +60 %) pour le scénario 6yA. Ces gradients d'évolution s'observent également pour l'Austreberthe avec néanmoins une moins grande amplitude des écarts relatifs de débits (±10 % pour 6yD et 6yA) et de flux sédimentaires (±15 % pour 6yD et ±30 % pour 6yA). Plusieurs événements font cependant exceptions à cette distribution générale à l'image des événements de crue majeur 5 (Dun), 2, 331 et 850 (Austreberthe) pour lesquels on enregistre respectivement une hausse et une baisse des pics de débit et d'érosion pour les scénarios 6yD et 6yA (figures 8.19 et 8.20).

La déviation de ces points est liée, sans surprise, à la nature (positive ou négative) et à l'amplitude de la perturbation dans l'intensité du pic de pluie (Peak NR AC) et dans les quantités d'eau précipitées entre le début et le pic de crue (ANRp AC) (Tableaux 8.15). En effet, il y a une bonne corrélation linéaire entre ces variables et les écarts absolus de débit (FD AC) pour les scénarios 6yD et 6yA puisque les coefficients de Pearson varient entre 0.35 et 0.56 pour le Dun et entre 0.62 et 0.74 pour l'Austreberthe.

Les résultats indiquent également, pour les scénarios 1yA et 3dA du Dun et de l'Austreberthe, une bonne corrélation linéaire entre FD AC et Peak NR AC (r compris entre 0.18 et 0.46) et ANRp AC (r compris entre 0.23 et 0.51). Ces variables permettent donc d'expliquer la dispersion des écarts absolus de débits pour des crues d'intensité voisine. L'analyse de corrélation révèle également pour les deux bassins un lien entre les écarts de débit et l'évolution des conditions de surface (SMD_{start}1d AC) et de subsurface (SSS_{start}1d AC et GWS_{start}1d AC), plus marqué pour les scénarios 6yD et 6yA (r compris entre ±0.3 et ±0.72) que pour les scénarios 1yA et 3dA (r compris entre ±0.11 et ±0.25). Le signe des coefficients r suggère notamment une augmentation des pics de débit avec la diminution du déficit hydrique du sol et l'augmentation du niveau piézométrique pour l'ensemble des scénarios. En

effet, la réduction du déficit en eau du sol à l'échelle du bassin versant se traduit par une extension des zones saturées favorables au ruissellement de surface et la hausse du niveau piézométrique entraine la libération en vallée d'une plus grande quantité d'eau souterraine. Ainsi une hausse de la pluie combinée à une augmentation du niveau piézométrique et à une réduction du déficit hydrique du sol est susceptible d'accentuer la sévérité des pics de crue.

Tableau 8.15. Corrélation de Pearson entre les variables pluviométriques, hydrogéologiques, hydrologiques et sédimentaires du bassin versant du Dun (voir le tableau 8.10 pour la signification des abréviations). Les corrélations sont significatives au niveau 0.05 pour les nombres avec un astérisque.

	FD AC				**TSD AC**			
	Dun							
	6yD	6yA	1yA	3dA	6yD	6yA	1yA	3dA
abs(Peak FD_R / Peak TSD_R)	-0.76*	0.84*	0.67*	0.8*	-0.92*	0.98*	0.88*	0.78*
Peak FD AC	-	-	-	-	0.66*	0.64*	0.69*	0.79*
Peak NR AC	0.35*	0.37*	0.26*	0.46*	0.13*	0.1*	0.12*	0.23*
ANRp AC	0.5*	0.56*	0.51*	0.42*	0.26*	0.18*	0.28*	0.23*
SMD_{start}1d AC	-0.4*	-0.41*	-0.22*	-0.2*	-0.14*	-0.09*	-0.1*	-0.12*
SSS_{start}1d AC	0.41*	0.48*	0.25*	0.24*	0.19*	0.2*	0.18*	0.14*
GWS_{start}1d AC	0.3*	0.32*	0.17*	0.11*	0.04	0.02	0.06*	0.04
	Austreberthe							
	6yD	6yA	1yA	3dA	6yD	6yA	1yA	3dA
abs(Peak FD_R / Peak TSD_R)	0.5*	0.62*	0.2*	0.58*	0.53*	0.74*	0.21*	0.49*
Peak FD AC					0.85*	0.78*	0.97*	0.92*
Peak NR AC	0.71*	0.74*	0.18*	0.45*	0.36*	0.38*	0.14*	0.27*
ANRp AC	0.62*	0.65*	0.23*	0.28*	0.37*	0.37*	0.19*	0.17*
SMD_{start}1d AC	-0.55*	-0.55*	-0.15*	-0.15*	-0.29*	-0.28*	-0.13*	-0.08*
SSS_{start}1d AC	0.56*	0.6*	0.12*	0.2*	0.31*	0.39*	0.05	0.08*
GWS_{start}1d AC	0.67*	0.72*	0.16*	0.17*	0.3*	0.34*	0.02	0.03

3.1.4.2. Scénarios d'occupation des sols

A l'image des conclusions déduites aux échelles annuelles (section 3.1.2) et mensuelles (section 3.1.3), les écarts entre les pics sont nettement moins évidents lorsque l'on considère les scénarios d'occupation des sols. Pour le Dun, ils sont, de manière générale, compris entre -50 et +20 % pour les débits (figure 8.21 D1) et entre -100 et +100 % pour les flux sédimentaires (figure 8.21 D2). Ces écarts relatifs sont moins forts pour l'Austreberthe (-30 à +10 % pour les débits et -50 à +20 % pour les flux sédimenaires ; figure 8.22 A1 et A2), rejoignant ainsi les observations réalisées aux échelles pluriannuelle et mensuelle. Globalement, que ce soit pour le Dun ou l'Austreberthe, les pics de débit et d'érosion sont plus faibles pour les scénarios CA et RES alors qu'ils ont tendance à se stabiliser ou à légèrement augmenter ou diminuer pour les scénarios 2041 et ICC.

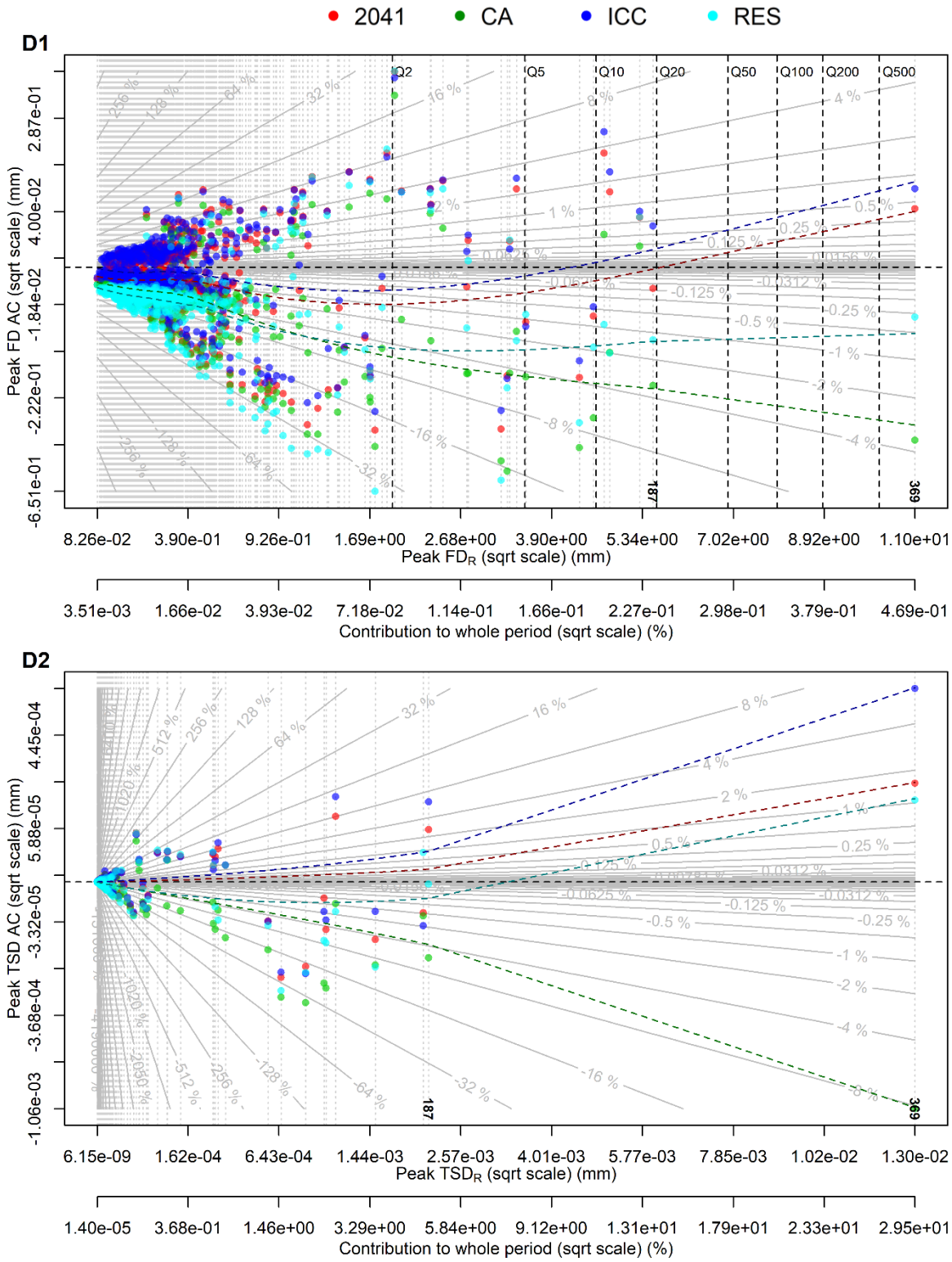


Figure 8.21. Impact des scénarios d'occupation des sols sur la variation absolue (axe des ordonnées) et relative (lignes grises en fond) des pics de débits (D1) et des pics d'érosion (D2) du Dun. Les pics sont classés selon leur amplitude (axe des abscisses principal) et leur contribution au flux total (axe des abscisses secondaire). Les lignes en tirets correspondent à un lissage lœss des points. Pour les pics de débit, Q2, Q5, Q10, Q20, Q50, Q100, Q200 et Q500 représentent les événements théoriques de période de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans. Les crues faisant l'objet de discussions spécifiques lors de la comparaison des scénarios, sont signalées par un numéro d'identification.

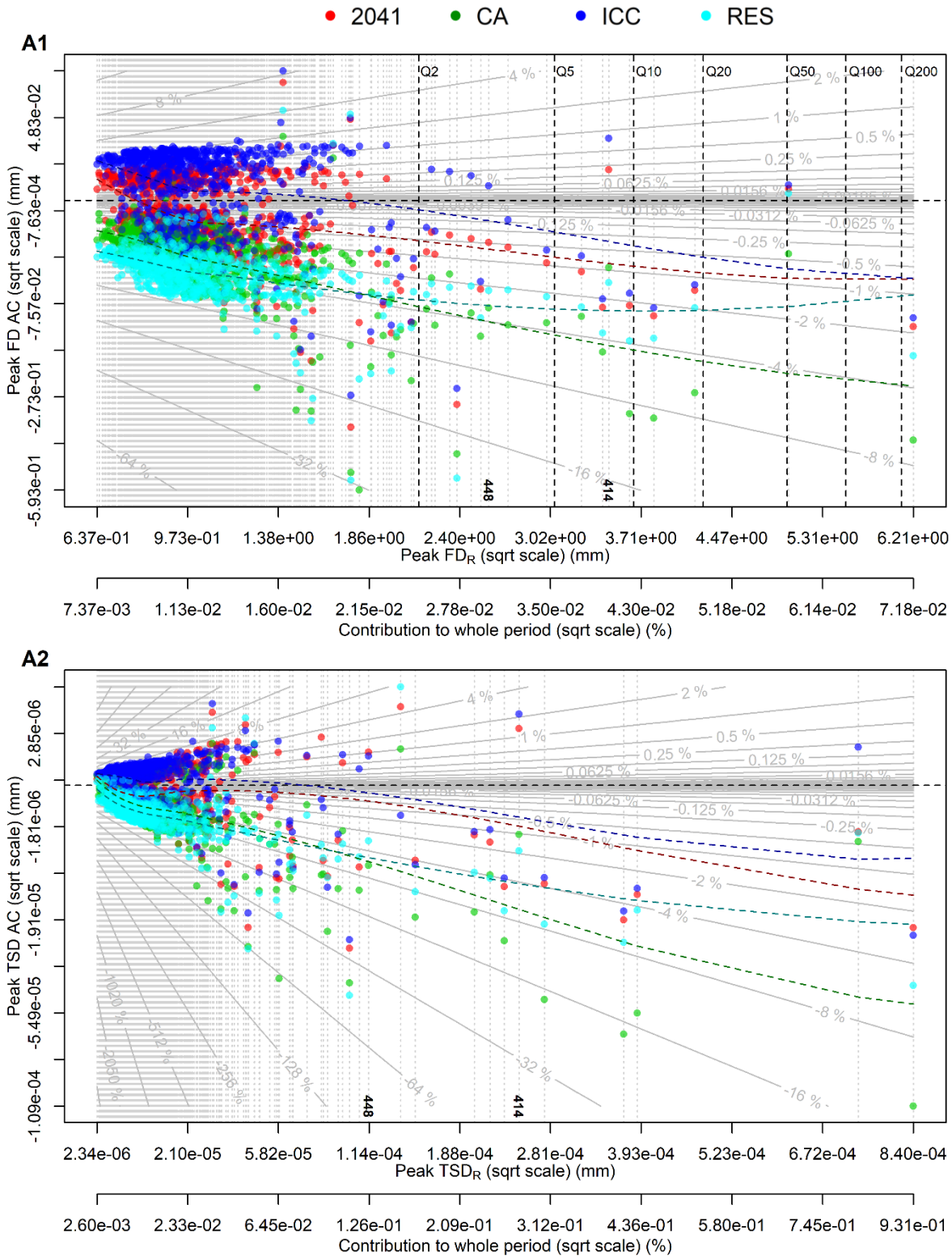


Figure 8.22. Impact des scénarios d'occupation des sols sur la variation absolue (axe des ordonnées) et relative (en fond) des pics de débits (A1) et des pics d'érosion (A2) de l'Austreberthe. Les pics sont classés selon leur amplitude (axe des abscisses principal) et leur contribution au flux total (axe des abscisses secondaire). Les lignes en tirets correspondent à un lissage lœss des points. Pour les pics de débit, Q2, Q5, Q10, Q20, Q50, Q100, Q200 et Q500 représentent les événements théoriques de période de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200 et 500 ans. Les crues faisant l'objet de discussions spécifiques lors de la comparaison des scénarios, sont signalées par un numéro d'identification.

Un lissage lœss des écarts absolus indique que l'effet de la mise en place d'aménagements d'hydraulique douce (scénario RES) sur la régulation des pics de crues est plus évident pour les petits événements que pour les grands événements. Par exemple, pour le Dun, la réduction des pics de débits (flux sédimentaires) peut atteindre les 30 % (150 %) pour les petites crues et seulement 7 % (40 %) pour les grandes crues (figure 8.21 D1). Un comportement similaire se remarque pour l'Austreberthe mais avec encore une fois des pourcentages de variation moins élevés. En effet, les pics de débits (flux sédimentaires) sont réduits de 10 % (20 %) pour les petits événements et seulement 4 % (5 %) pour les grands événements (figure 8.22 A1). L'atténuation des événements de crue majeurs est plus prononcée pour le scénario CA avec, pour le Dun, par exemple, un pourcentage de baisse compris entre 2 et 15% pour les débits et entre 1 et 45% pour les flux sédimentaires. La réduction de ces événements de crue par le biais du scénario CA est moins forte pour l'Austreberthe puisque les pourcentages de diminution varient entre 0.5 et 10 % pour les débits et entre 0.5 et 20 % pour les flux sédimentaires.

A la différence des scénarios CA et RES, les scénarios 2041 et ICC provoquent, pour le Dun et l'Austreberthe, la hausse d'une part importante des pics de débits et d'érosion. En effet, pour le Dun, 22 et 37 % (46 et 66 %) des pics de débit (érosion) sont accentués par les scénarios 2041 et ICC respectivement contre seulement 4 et 5 % (4 %) par les scénarios RES et CA respectivement. Concernant l'Austreberthe, la hausse des pics de débits (érosion) concerne, pour les scénarios 2041 et ICC respectivement, 38 et 68 % (35 et 68 %) des événements contre à peine 0.5 % (10 et 2 %) des événements pour les scénarios CA et RES. Par ailleurs, pour le Dun, les scénarios 2041 et ICC, sont les seuls à accentuer l'intensité des événements de crues historiques 187 et 369, déclarés catastrophes naturelles dans la base de recensement CATNAT. Le scénario ICC provoque pour ces deux événements une augmentation de +0.5 à +1% des débits et une augmentation +6 à +7% pour les flux sédimentaires. L'accentuation des valeurs est légèrement moins importante pour le scénario 2041 (+0.5% pour les débits et +3% pour les flux sédimentaires). Pour l'Austreberthe, les scénarios 2041 et ICC entrainent la hausse des événements de crue 414 et 448 qui sont des événements de période de retour 5-10 ans et 2-5 ans respectivement. En effet, pour ces crues respectivement, le scénario ICC fait progresser le pic de débit de 0.8 et 0.1 % et le pic d'érosion de 2.2 et 0.8 %. Cette hausse est moins marquée pour le scénario 2041 puisque, par exemple, pour l'événement 414, elle n'excède pas 0.2 % pour les débits et 1.4 % pour les flux sédimentaires.

Bien que les relations soient faibles, les résultats statistiques indiquent que les variations absolues dans les précipitations efficaces (Peak ER AC et AERp AC) et le déficit hydrique du

sol (SMD_{start}1d AC) déterminent principalement l'évolution des pics de débit (FD AC ; Tableau 8.16). En effet, les coefficients de corrélation associés à ces variables varient, à l'exception du scénario ICC, entre ±0.17 et ±0.35 pour le Dun et entre ±0.19 et ±0.31 pour l'Austreberthe.

Tableau 8.16. Corrélation de Pearson entre les variables pluviométriques, hydrogéologiques, hydrologiques et sédimentaires pour les scénarios d'occupation des sols du Dun et de l'Austreberthe (voir le tableau 8.10 pour la signification des abréviations). Les corrélations sont significatives au niveau 0.05 pour les chiffres avec un astérisque.

	FD AC				**TSD AC**			
	Dun							
	2041	CA	ICC	RES	2041	CA	ICC	RES
abs(Peak FD_R / Peak TSD_R)	0.41*	0.61*	0.48*	0.36*	0.69*	0.94*	0.96*	0.49*
Peak FD AC	-	-	-	-	0.37*	0.48*	0.23*	0.41*
Peak ER AC	0.24*	0.17*	0.08*	0.28*	0.02	0.11*	0.06	0.09*
AERp AC	0.25*	0.29*	0.19*	0.34*	0.01	0.26*	0.05	0.23*
SMD_{start}1d AC	-0.29*	-0.19*	-0.2*	-0.35*	-0.07*	-0.06	0	-0.1*
SSS_{start}1d AC	-0.09*	0.17*	-0.05	0.16*	-0.04	0.1*	0.01	0.08*
GWS_{start}1d AC	0.02	0.07*	0.04	0.05	-0.01	0	0.02	0.01
	Austreberthe							
	2041	CA	ICC	RES	2041	CA	ICC	RES
abs(Peak FD_R / Peak TSD_R)	0.44*	0.63*	0.39*	0.46*	0.68*	0.89*	0.7*	0.73*
Peak FD AC	-	-	-	-	0.85*	0.8*	0.86*	0.81*
Peak ER AC	0.3*	0.26*	0.08*	0.29*	0.14*	0.19*	0.12*	0.18*
AERp AC	0.27*	0.31*	0.06	0.27*	0.2*	0.21*	0.12*	0.27*
SMD_{start}1d AC	-0.21*	-0.19*	-0.09*	-0.2*	-0.18*	-0.11*	-0.11*	-0.09*
SSS_{start}1d AC	0.22*	0.23*	0.22*	0.4*	0.22*	0.16*	0.16*	0.24*
GWS_{start}1d AC	0.05	0.06	0.19*	0.33*	0.01	0.12*	0.08*	0.13*

En revanche, la corrélation linéaire avec les niveaux piézométriques (SSS_{start}1d AC et GWS_{start}1d AC) est significativement plus faible, notamment pour le Dun ($r < +0.17$), ce qui indique que l'évolution des niveaux piézométriques n'intervient pas dans les variations des pics de débit. Tout comme pour les scénarios climatiques, l'amplitude initiale du pic de débit (Peak FD_R) joue également un rôle important sur la grandeur de l'écart absolu puisque les coefficients de corrélation associés à cette variable sont compris entre +0.36 et +0.61 pour le Dun et entre +0.39 et +0.63 pour l'Austreberthe. En effet, comme le suggère le signe de ces coefficients, les écarts absolus les plus importants sont obtenus pour les plus gros événements de crue.

Comme l'indique les tableaux 8.15 et 8.16, l'évolution de la réponse hydrologique des bassins du Dun et de l'Austreberthe se reflète très largement dans l'évolution des pics d'érosion que ce soit pour les scénarios climatiques ($r > 0.64$ et 0.78 respectivement) ou les scénarios d'occupation des sols ($r > 0.23$ et 0.8 respectivement). Ainsi, nous pouvons dire qu'une hausse (baisse) du pic de débit entraine une hausse (baisse) du pic d'érosion.

3.2. Changements dans la distribution des taux d'érosion

Les figures 8.23, 8.24, 8.26 et 8.27 montrent la distribution spatiale des taux d'érosion et de dépôt calculés à la fin des 23 ans de simulation pour la situation de référence, les scénarios climatiques (8.23 et 8.24) et les scénarios d'occupation des sols (8.26 et 8.27) pour le bassin du Dun (8.23 et 8.26) et de l'Austreberthe (8.24 et 8.27). En outre, plusieurs sections transversales correspondant aux emplacements marqués sur ces figures sont présentées dans les figures 8.25 (scénarios climatiques du Dun et de l'Austreberthe) et 8.28 (scénarios d'occupation des sols du Dun et de l'Austreberthe). Elles permettent d'apprécier précisément l'influence des processus d'érosion verticaux et latéraux dans l'évolution morphologique du chenal. Les écarts absolus de taux d'érosion et de dépôt des scénarios par rapport à la situation de référence sont également présentés au niveau de ces sections transversales. Les valeurs positives et négatives indiquent les zones où les scénarios ont des altitudes respectivement plus et moins élevées que la situation de référence.

Les figures 8.23, 8.24, 8.26 et 8.27 montrent que, pour la situation de référence et l'ensemble des scénarios du Dun et de l'Austreberthe, la majorité du remaniement sédimentaire s'effectue dans la partie aval du bassin, dans le réseau de drainage. En effet, les zones de plateau et de versant présentent des taux d'érosion et de dépôt généralement faibles (< 0.5 mm/an), tandis qu'ils sont beaucoup plus élevés dans le chenal (> 0.5 mm/an). Les cartes indiquent également une distribution spatiale similaire des zones d'érosion et de dépôt pour les scénarios et la situation de référence. En effet, pour l'ensemble des scénarios, l'érosion a tendance à se poursuivre dans les zones initialement incisées alors que le dépôt continue de se produire dans les zones de dépôt (figures 8.23, 8.24, 8.26 et 8.27). Par exemple, pour le Dun, une surface importante de dépôt est présente à proximité de l'exutoire pour la situation de référence et l'ensemble des scénarios climatiques et d'occupation des sols, vraisemblablement liée à une diminution du gradient de pente du chenal dans cette zone (figures 8.23 et 8.26, zoom I2).

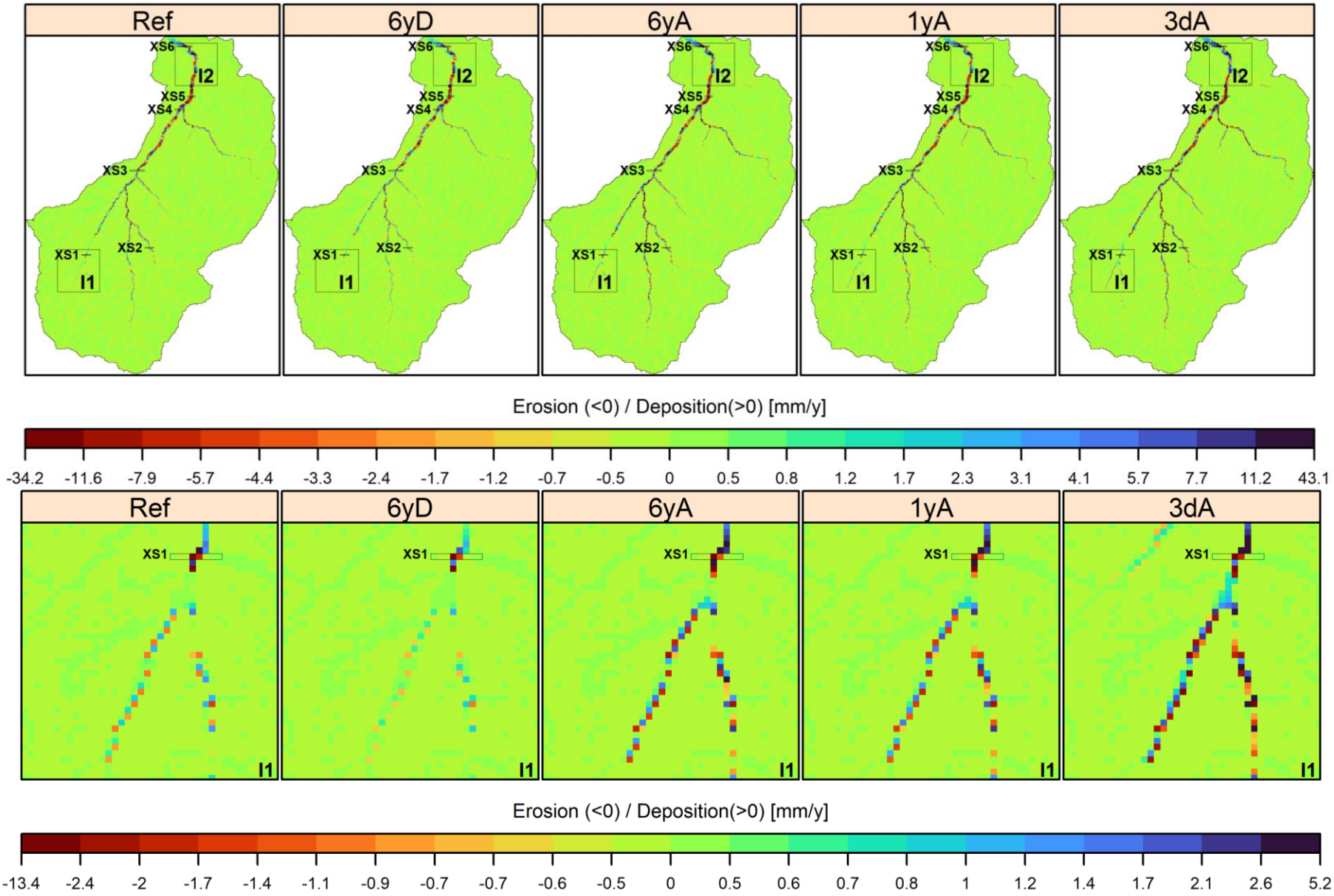
3.2.1. Scénarios climatiques

Les écarts dans les volumes et les surfaces érodés et déposés sont importants pour l'ensemble des scénarios climatiques du Dun et de l'Austreberthe (tableau 8.17). Quel que soit le bassin, une augmentation des surfaces et des volumes érodés et déposés est observée pour les scénarios 6yA et 1yA et plus encore pour le scénario 3dA, tandis que l'inverse est constaté pour le scénario 1yD. Pour le Dun, le volume total érodé pour la situation de référence est de 171367 m^3 alors qu'il est respectivement de 136507 (-20 %), 218719 (+28 %), 215828 (+26 %) et 259065 (+51 %) m^3 pour les scénarios 6yD, 6yA, 1yA et 3dA (tableau 8.17).

Concernant l'Austreberthe, les pourcentages d'écarts obtenus sont moins importants sauf pour le scénario 3dA qui génère une augmentation du volume total érodé de 54 % (tableau 8.17).

Tableau 8.17. Statistiques descriptives de l'érosion et du dépôt pour l'ensemble des scénarios climatiques et d'occupation des sols, après 25 ans de simulation pour le bassin versant du Dun.

	Dun					**Austreberthe**				
	Ref	6yD	6yA	1yA	3dA	Ref	6yD	6yA	1yA	3dA
Total erosion (m^3)	171366.663	136507.174	218719.054	215827.55	259065.324	169528.879	161751.246	198919.869	182763.39	260953.852
Change (%)	0	-20.342	27.632	25.945	51.176	0	-4.588	17.337	7.807	53.929
Total deposition (m^3)	166656.54	133352.854	210923.89	208684.512	244314.081	150408.976	143646.429	177805.487	161911.782	235384.831
Change (%)	0	-19.983	26.562	25.218	46.597	0	-4.496	18.215	7.648	56.497
Net erosion (m^3)	4710.124	3154.321	7795.164	7143.038	14751.244	19119.903	18104.817	21114.382	20851.607	25569.021
Change (%)	0	-33.031	65.498	51.653	213.182	0	-5.309	10.431	9.057	33.73
SDR (%)	2.749	2.311	3.564	3.31	5.694	11.278	11.193	10.615	11.409	9.798
Change (%)	0	-15.929	29.668	20.412	107.164	0	-0.756	-5.885	1.16	-13.122
Area with > 0.5 mm/y erosion (km^2)	1.438	1.315	1.59	1.565	1.8	1.583	1.509	1.69	1.627	1.921
Change (%)	0	-8.522	10.609	8.87	25.217	0	-4.644	6.811	2.786	21.362
Area with > 0.5 mm/y deposition (km^2)	1.478	1.383	1.605	1.607	1.812	1.23	1.25	1.259	1.274	1.779
Change (%)	0	-6.43	8.629	8.799	22.673	0	1.594	2.39	3.586	44.622
Average erosion (m)	0.002	0.002	0.003	0.003	0.004	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002
Change (%)	0	-19.87	26.669	25.103	48.608	0	-4.58	17.238	7.543	52.247
Average deposition (m)	0.005	0.004	0.006	0.006	0.007	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003
Change (%)	0	-20.886	28.454	26.872	51.673	0	-4.507	18.364	8.043	59.118


Ref
6yD
6yA
1yA
3dA
XS6
XS5
XS4
XS3
XS2
XS1
I2
I1
Erosion (<0) / Deposition(>0) [mm/y]
-34.2 -11.6 -7.9 -5.7 -4.4 -3.3 -2.4 -1.7 -1.2 -0.7 -0.5 0 0.5 0.8 1.2 1.7 2.3 3.1 4.1 5.7 7.7 11.2 43.1
Erosion (<0) / Deposition(>0) [mm/y]
-13.4 -2.4 -2 -1.7 -1.4 -1.1 -0.9 -0.7 -0.7 -0.6 -0.5 0 0.5 0.6 0.7 0.8 1 1.2 1.4 1.7 2.1 2.6 5.2

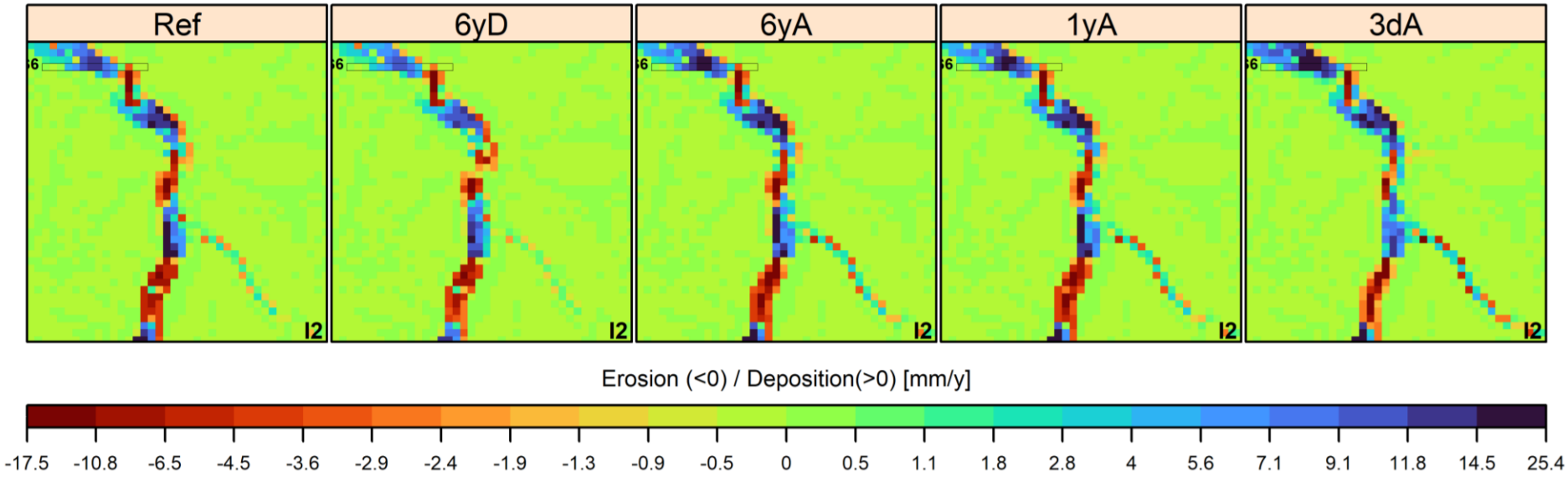
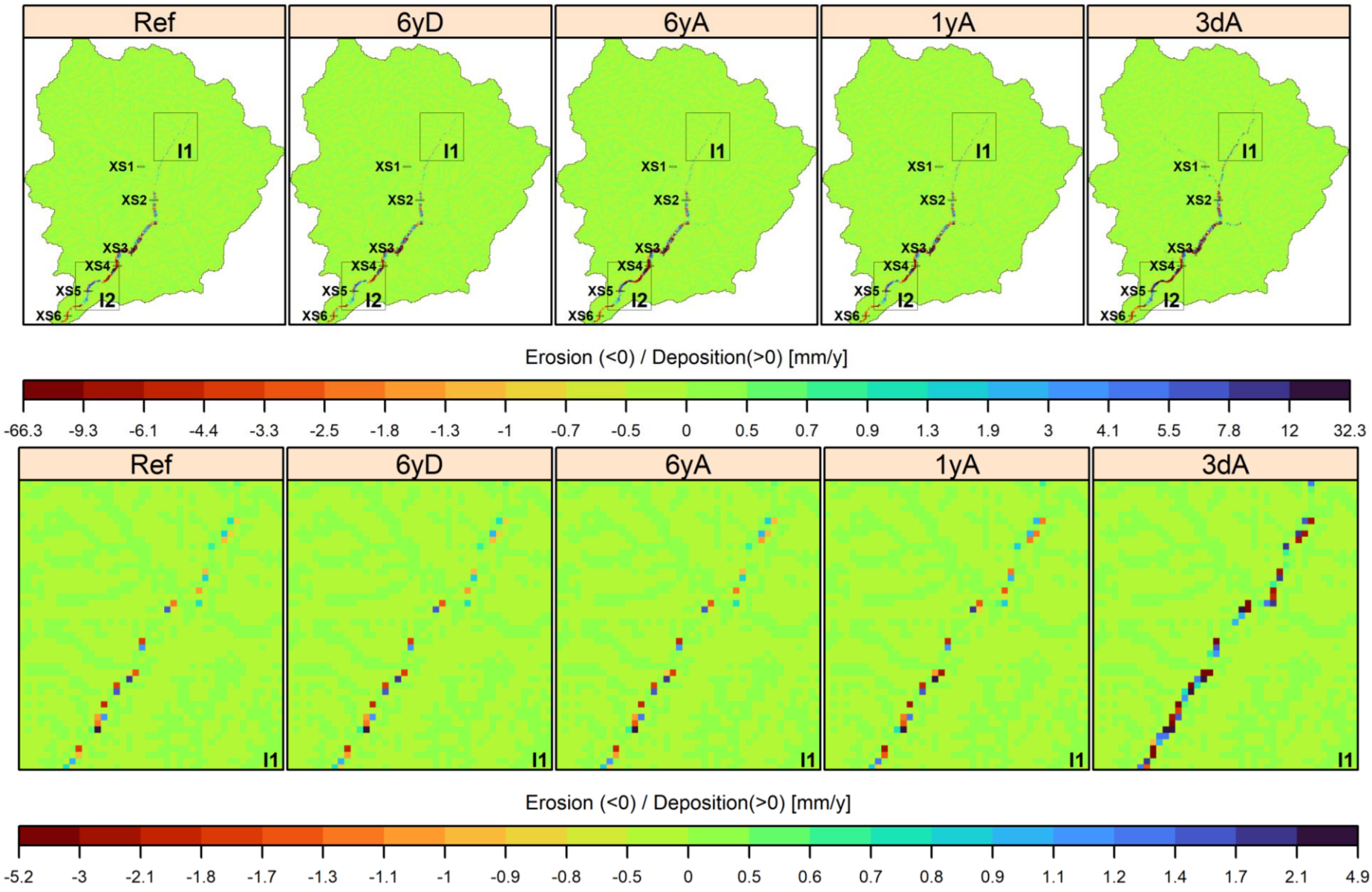


Figure 8.23. Distribution des taux d'érosion (rouge) et de dépôt (bleu) calculés à la fin des 23 ans de simulation pour la situation de référence et les scénarios climatiques du Dun. Les annotations XS1, XS2, XS3, XS4, XS5 et XS6 correspondent à six sections transversales présentées dans la figure 8.25.


Ref
6yD
6yA
1yA
3dA
I1
I2
XS1
XS2
XS3
XS4
XS5
XS6
Erosion (<0) / Deposition(>0) [mm/y]
-66.3 -9.3 -6.1 -4.4 -3.3 -2.5 -1.8 -1.3 -1 -0.7 -0.5 0 0.5 0.7 0.9 1.3 1.9 3 4.1 5.5 7.8 12 32.3
Ref
6yD
6yA
1yA
3dA
I1
Erosion (<0) / Deposition(>0) [mm/y]
-5.2 -3 -2.1 -1.8 -1.7 -1.3 -1.1 -1 -0.9 -0.8 -0.5 0 0.5 0.6 0.7 0.8 0.9 1.1 1.2 1.4 1.7 2.1 4.9

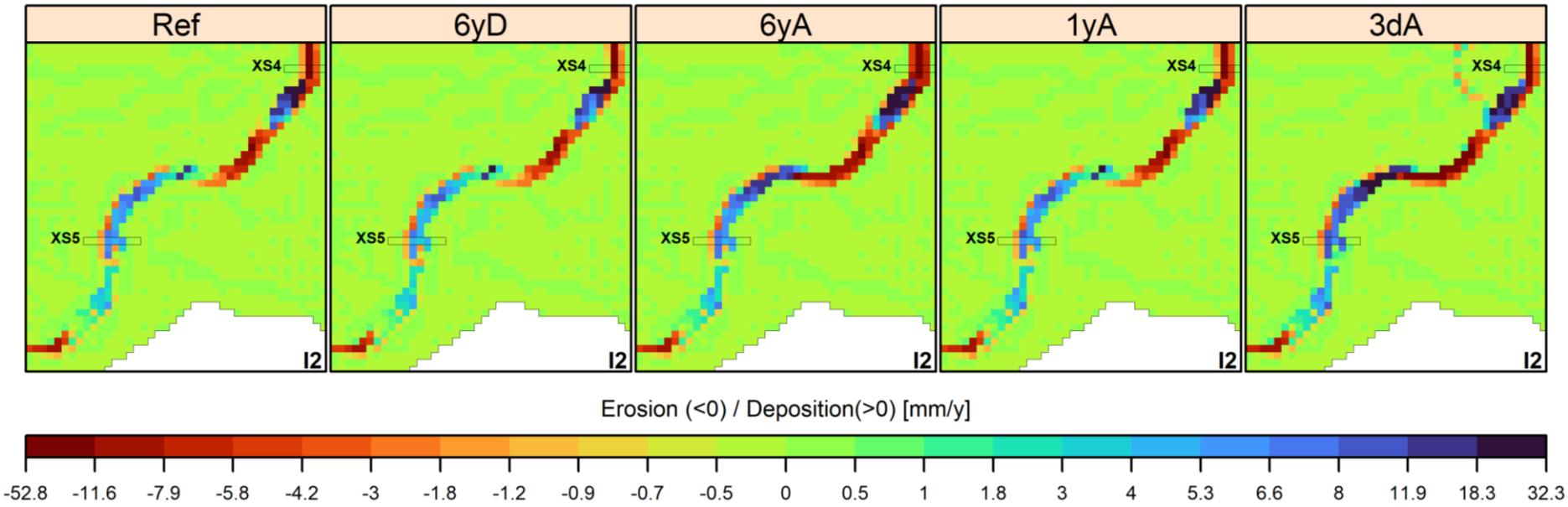


Figure 8.24. Distribution des taux d'érosion (rouge) et de dépôt (bleu) calculés à la fin des 23 ans de simulation pour la situation de référence et les scénarios climatiques de l'Austreberthe. Les annotations XS1, XS2, XS3, XS4, XS5 et XS6 correspondent à six sections transversales présentées dans la figure 8.25.

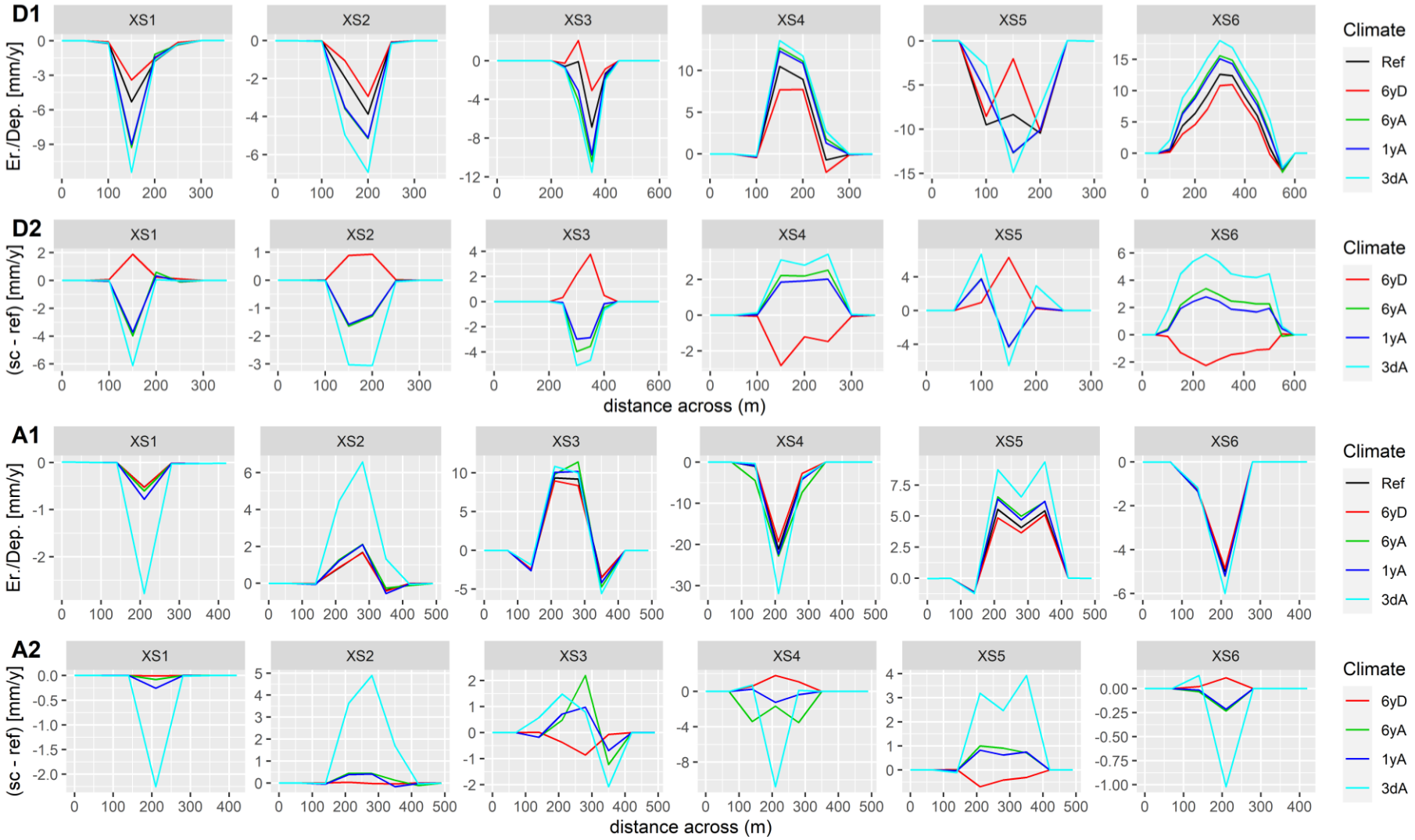


Figure 8.25. D1 et A1 : taux d'érosion et de dépôt au niveau de six sections transversales (XS1 à XS6) pour les scénarios climatiques du Dun (D1) et de l'Austreberthe (A1). D2 et A2 : variation absolue des taux d'érosion et de dépôt au niveau des six sections transversales par rapport à la situation de référence pour les scénarios climatiques du Dun (D2) et de l'Austreberthe (A2). Les valeurs positives et négatives indiquent les zones où les scénarios ont des altitudes respectivement plus et moins élevées que la situation de référence

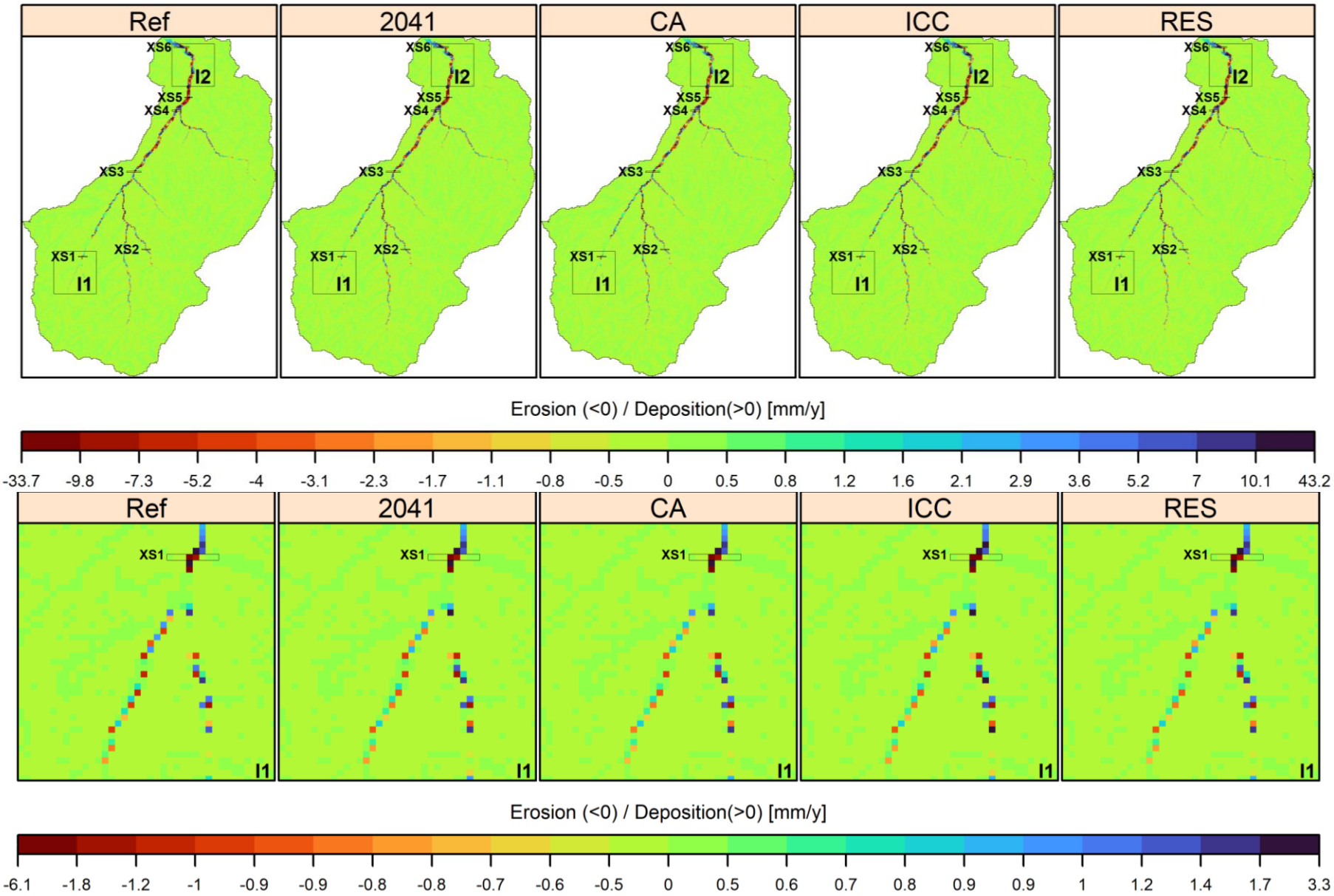
L'accentuation du ruissellement pour les scénarios 6yA, 1yA et 3dA provoque l'extension des surfaces avec une érosion supérieure à 0.5 mm/an (jusqu'à 25 et 21 % pour les scénarios 3dA du Dun et de l'Austreberthe respectivement ; tableau 8.17) et l'augmentation du remaniement sédimentaire dans les cours supérieurs des bassins (figures 8.23 et 8.24, zoom I1). Ces zones sont nettement moins touchées par le ruissellement dans le cas du scénario 6yD, ce qui explique que l'érosion et le dépôt y soient plus faible. Les scénarios 6yA, 1yA et 3dA génèrent une érosion plus marquée des sols dans les zones initialement très incisées traduisant l'augmentation de l'énergie des écoulements dans ces secteurs (figures 8.23 et 8.24). Il y a un stockage important de ce matériel érodé dans les fonds de vallée à faible gradient de pente produisant ainsi des zones de dépôt plus volumineuses (figures 8.23 et 8.24, zoom I2). Ceci est encore plus visible au niveau des coupes transversales (figure 8.25), notamment l'extension du réseau de drainage au niveau des sections XS1 et XS2 du Dun et XS1 de l'Austreberthe, l'érosion plus marquée des zones déjà très incisées pour les sections XS3 et XS5 du Dun et XS4 et XS6 de l'Austreberthe et le dépôt plus conséquent pour les sections XS4 et XS6 du Dun et XS2 et XS5 de l'Austreberthe. La coupe transversale XS3 du Dun indique également une érosion latérale du cours d'eau, plus forte pour les scénarios 6yA, 1yA et 3dA que pour la situation de référence, conduisant à l'introduction immédiate de sédiments fins provenant de la berge. Ce phénomène s'observe également au niveau de la coupe transversale XS4 de l'Austreberthe mais seulement pour le scénario 6yA.

3.2.2. Scénarios d'occupation des sols

A l'image des résultats précédents, les écarts provoqués par les changements d'occupation des sols sont beaucoup moins importants, notamment au niveau des surfaces concernées par le remaniement sédimentaire (Tableau 8.18). En effet, pour le Dun, la hausse des surfaces touchées par une érosion (un dépôt) supérieur à 0.5 mm/an est limitée à 1.4 % (2.2 %) pour le scenario 2041, 0.5 % (0.3 %) pour le scénario CA, 2.1 % (1.4 %) pour le scénario ICC et 1.6 % (1.2 %) pour le scénario RES. Les pourcentages d'évolution sont également très faibles pour l'Austreberthe puisque les scénarios entrainent une variation des surfaces érodées et déposées inférieur à ± 2.2 %. L'évolution des volumes de sédiments érodés et déposés pour le Dun et l'Austreberhe est donc principalement liée à une évolution de l'érosion et du dépôt moyen en chaque point. Pour le Dun, les écarts les plus importants s'observent pour le scénario ICC avec notamment une augmentation de 3.5 % des volumes totaux et moyens érodés et déposés. L'augmentation de l'érosion et du dépôt est légèrement moins importante pour les scénarios 2041 et RES qui génèrent une augmentation des valeurs totales et des valeurs moyennes de 2.5 % et 0.5 % environ. Seul le scénario CA produit une diminution des volumes de sédiments érodés (-1.44 %) et déposés (-1.209 %).

Tableau 8.18. Statistiques descriptives de l'érosion et du dépôt pour l'ensemble des scénarios d'occupation des sols du Dun et de l'Austreberthe, après 23 ans de simulation.

	Dun					**Austreberthe**				
	Ref	2041	CA	ICC	RES	Ref	2041	CA	ICC	RES
Total erosion (m^3)	171366.663	175592.697	168899.141	177410.019	172176.869	169528.879	166499.793	162665.112	169793.162	161919.884
Change (%)	0	2.466	-1.44	3.527	0.473	0	-1.787	-4.049	0.156	-4.488
Total deposition (m^3)	166656.54	170807.367	164642.161	172486.17	167570.888	150408.976	147848.449	144939.233	150640.115	144450.092
Change (%)	0	2.491	-1.209	3.498	0.549	0	-1.702	-3.637	0.154	-3.962
Net erosion (m^3)	4710.124	4785.33	4256.981	4923.85	4605.981	19119.903	18651.344	17725.879	19153.048	17469.792
Change (%)	0	1.597	-9.621	4.538	-2.211	0	-2.451	-7.291	0.173	-8.63
SDR (%)	2.749	2.725	2.52	2.775	2.675	11.278	11.202	10.897	11.28	10.789
Change (%)	0	-0.848	-8.3	0.977	-2.671	0	-0.676	-3.379	0.017	-4.337
Area with > 0.5 mm/y erosion (km^2)	1.438	1.458	1.445	1.468	1.46	1.583	1.588	1.548	1.607	1.548
Change (%)	0	1.391	0.522	2.087	1.565	0	0.31	-2.167	1.548	-2.167
Area with > 0.5 mm/y deposition (km^2)	1.478	1.51	1.482	1.498	1.495	1.23	1.215	1.22	1.225	1.22
Change (%)	0	2.2	0.338	1.354	1.184	0	-1.195	-0.797	-0.398	-0.797
Average erosion (m)	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Change (%)	0	2.498	-1.322	3.53	0.48	0	-1.798	-4.041	0.114	-4.466
Average deposition (m)	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Change (%)	0	2.428	-1.436	3.491	0.535	0	-1.686	-3.648	0.217	-3.995


Ref
2041
CA
ICC
RES
XS6
I2
XS5
XS4
XS3
XS2
XS1
I1
Erosion (<0) / Deposition(>0) [mm/y]
-33.7 -9.8 -7.3 -5.2 -4 -3.1 -2.3 -1.7 -1.1 -0.8 -0.5 0 0.5 0.8 1.2 1.6 2.1 2.9 3.6 5.2 7 10.1 43.2
Erosion (<0) / Deposition(>0) [mm/y]
-6.1 -1.8 -1.2 -1 -0.9 -0.9 -0.8 -0.8 -0.7 -0.6 -0.5 0 0.5 0.6 0.7 0.8 0.9 0.9 1 1.2 1.4 1.7 3.3

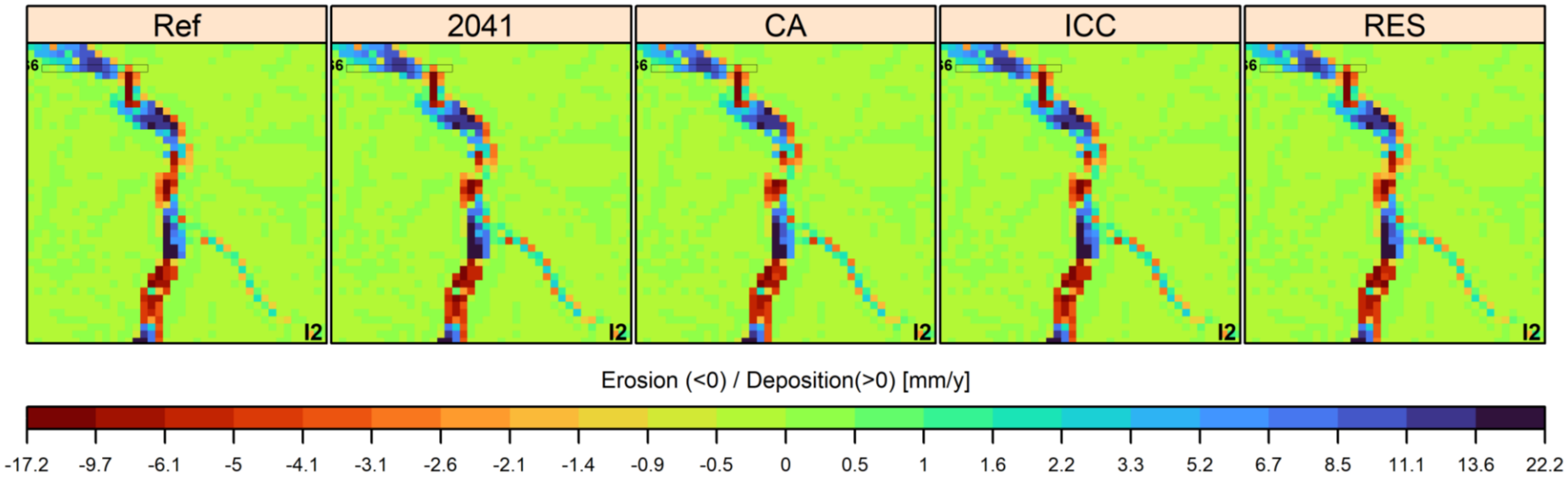
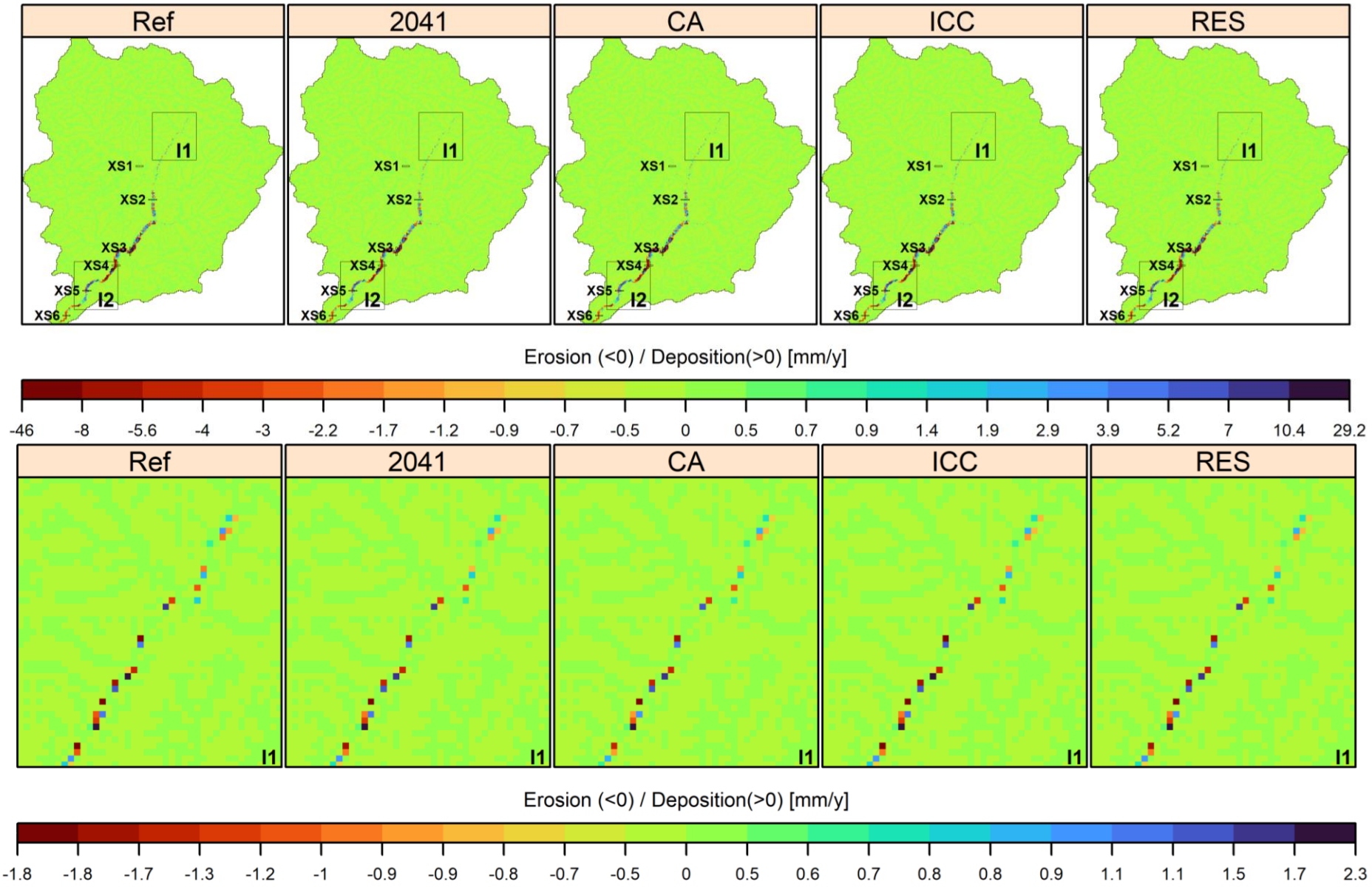


Figure 8.26. Distribution des taux d'érosion (rouge) et de dépôt (bleu) calculés à la fin des 23 ans de simulation pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols du Dun. Les annotations XS1, XS2, XS3, XS4, XS5 et XS6 correspondent à six sections transversales présentées dans la figure 8.28.


Ref
2041
CA
ICC
RES
I1
I2
XS1
XS2
XS3
XS4
XS5
XS6
Erosion (<0) / Deposition(>0) [mm/y]
-46 -8 -5.6 -4 -3 -2.2 -1.7 -1.2 -0.9 -0.7 -0.5 0 0.5 0.7 0.9 1.4 1.9 2.9 3.9 5.2 7 10.4 29.2
Ref
2041
CA
ICC
RES
I1
Erosion (<0) / Deposition(>0) [mm/y]
-1.8 -1.8 -1.7 -1.3 -1.2 -1 -0.9 -0.9 -0.8 -0.7 -0.5 0 0.5 0.6 0.7 0.8 0.8 0.9 1.1 1.1 1.5 1.7 2.3

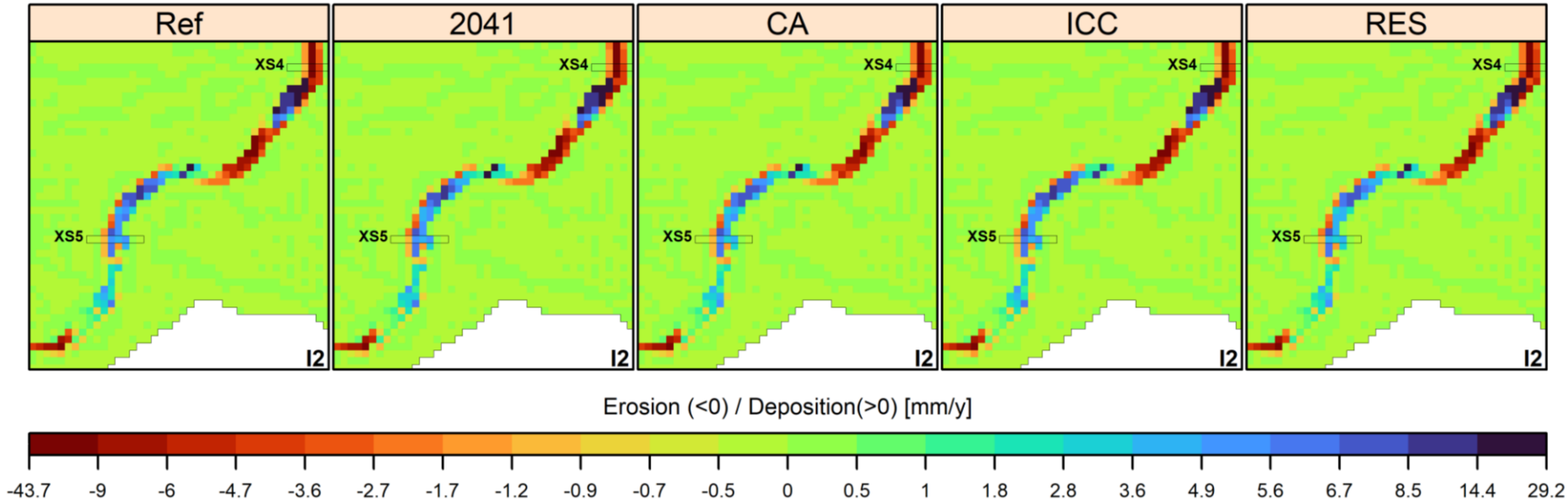


Figure 8.27. Distribution des taux d'érosion (rouge) et de dépôt (bleu) calculés à la fin des 23 ans de simulation pour la situation de référence et les scénarios d'occupation des sols de l'Austreberthe. Les annotations XS1, XS2, XS3, XS4, XS5 et XS6 correspondent à six sections transversales présentées dans la figure 8.28.

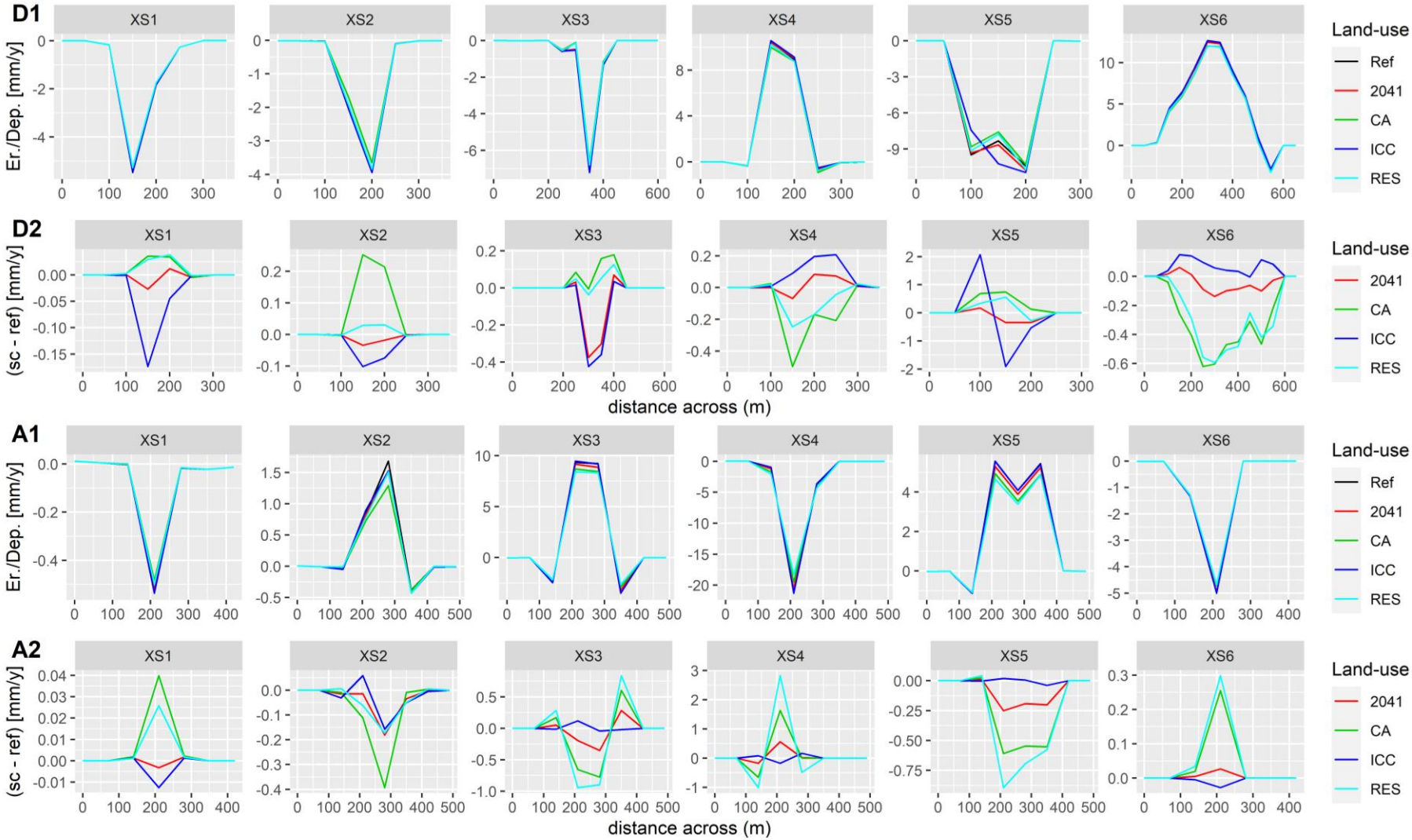


Figure 8.28. D1 et A1 : taux d'érosion et de dépôt au niveau de six sections transversales (XS1 à XS6) pour les scénarios d'occupation des sols du Dun (D1) et de l'Austreberthe (A1). D2 et A2 : variation absolue des taux d'érosion et de dépôt au niveau des six sections transversales par rapport à la situation de référence pour les scénarios climatiques du Dun (D2) et de l'Austreberthe (A2). Les valeurs positives et négatives indiquent les zones où les scénarios ont des altitudes respectivement plus et moins élevées que la situation de référence.

Pour l'Austreberthe, le scénario ICC induit également une hausse de l'érosion et du dépôt total et moyen mais celle-ci est plus faible que pour le Dun puisqu'elle n'excède pas 0.22 %. Le scénario CA permet, comme pour le Dun, une baisse des volumes totaux et moyens érodés et déposés atteignant -4 %. En revanche, à la différence du Dun, les scénarios 2041 et RES produisent, pour l'Austreberthe, une baisse des valeurs, plus fortes pour RES (4.5 %) que pour 2041 (1.8 %).

Si l'on observe la distribution spatiale de l'érosion et du dépôt pour le Dun (figures 8.26 et 8.28) et l'Austreberthe (figures 8.27 et 8.28), les résultats reflètent largement ceux indiqués dans le tableau 8.18. L'incision dans les cours supérieurs du chenal (Zoom I1 ; XS1 et XS2 pour le Dun et XS1 pour l'Austreberthe) et dans le fond de vallée (Zoom I2 ; XS3 et XS5 pour le Dun et XS4 et XS6 pour l'Austreberthe) est plus importante pour les scénarios ICC et 2041 avec des écarts, en fond de vallée, proches de 2 mm/an pour le Dun et de 0.2 mm/an pour l'Austreberthe. Les zones d'alluvionnement sont également plus conséquentes pour ICC (et 2041 mais seulement pour le Dun) avec notamment une accentuation du dépôt de 0.2 mm/an pour les sections XS4 et XS6 du Dun et de 0.02 à 0.13 mm/an pour les sections XS3 et XS5 de l'Austreberthe. D'autre part, comme l'indiquent les figures 8.26 et 8.27, l'évolution de l'érosion et du dépôt dans les bassins n'est pas nécessairement plus forte aux endroits où les changements d'occupation des sols se sont produits. En effet, les modifications se produisent dans le chenal, aussi bien dans les sections où l'occupation des sols a changé que dans des sections restées inchangées.

4. Discussions

4.1. Scénarios d'occupation des sols

La mise en place d'aménagements d'hydraulique douce en bordure de parcelle et fond de talweg (scénario RES) permet la réduction des taux d'érosion moyens de 2.2% pour le Dun et 8.6% pour l'Austreberthe. Autrement dit, dans ce cas de figure, l'extension des prairies permet sur 23 ans d'éviter l'export à la mer de 104 et 1650 m^3 de sédiments pour le Dun et l'Austreberthe, soit 276 et 4373 tonnes de sédiments pour une densité particulaire de 2.650 t/m^3. Cela peut sembler faible, cependant lorsqu'il est exporté, ce volume de sédiments entraîne une accentuation des problèmes en aval, notamment une aggravation de la pollution marine générée par le transfert à la mer des polluants d'origine agricole, urbaine et industrielle. Dans le détail, ce scénario engendre pour le Dun la réduction de huit des dix événements de crue majeurs qui représentent à eux seuls 60% de l'exportation de sédiments sur la période simulée (baisse comprise entre 0.25 et 8 % pour les débits et entre 0 et 35 % pour les flux sédimentaires). Pour l'Austreberthe, ce scénario permet de réduire les pics de débit et

d'érosion de neuf des dix événements de crue majeurs répertoriés sur la période 1990-2012 (baisse comprise entre 1 et 4 % pour les débits et entre 0.25 et 8 % pour les flux sédimentaires).

D'autre part, que ce soit pour le Dun ou l'Austreberthe, l'efficacité des prairies (scénario RES) dans la réduction des événements de pointe semble dépendre des caractéristiques de la crue (cf. partie 3.1.4.2.). Il serait possible de réduire substantiellement les écoulements hydro-sédimentaires lors d'événements de crue modérés mais les bénéfices retirés s'estompent voire s'effacent complètement lors d'événements de crue "catastrophiques" tels que l'événement 369 du Dun. Souchère et al. (2005), Ronfort (2011), Ye et al. (2011) soulèvent également cet aspect et montrent que la fonction de régulation des surfaces enherbées est plus forte lors les crues modérées. On peut tout à fait imaginer que pour les événements de crue importants, un excès de saturation se produit même pour les surfaces enherbées qui participent alors à la formation du ruissellement et à la hausse du pic de crue (Sharma et al., 2018). Dans de telles conditions, les aménagements d'hydraulique douce ne suffisent plus et la mise en place de bassins de rétention devient nécessaire (Ronfort, 2010).

Naturellement, compte tenu des éléments précédents, l'expansion des surfaces agricoles au dépend des surfaces en herbe (scénario ICC) a tendance à générer une hausse des débits et flux sédimentaires qui atteint 2 et 40 % pour le Dun au printemps et 2 et 5 % pour l'Austreberthe en été. Cette augmentation des flux s'explique par la plus faible évapotranspiration des surfaces 1 ou 2 mois auparavant. Les cultures, notamment les cultures annuelles, possèdent des systèmes racinaires (Z_r) se développant moins que ceux des prairies et ont un cycle phénologique plus court (K_c), limitant l'évapotranspiration de l'eau du sol en hiver et au printemps (Granier, 2007). Ceci est conforme aux conclusions de Li et al. (2019) et de Bruijnzeel (2004) qui remarquent que l'expansion des terres cultivées entraîne durant le printemps une réduction de l'évapotranspiration et une hausse des débits. L'évolution des valeurs moyennes du LAI et de p, déterminant respectivement l'interception des pluies et la capacité d'extraction de l'eau du sol, ne semblent pas être des termes quantitativement importants pour expliquer les écarts entre les scénarios. L'analyse de sensibilité réalisée par Eilers et al. (2007) confirme ces résultats en montrant que les sorties du modèle sont principalement sensibles au coefficient cultural K_c et à la profondeur racinaire Z_r.

Nos résultats sont globalement en accord avec les travaux de modélisation de Souchère et al. (2005), Evrard et al. (2010) et Ronfort et al. (2011) réalisés dans la région à l'aide du modèle STREAM. Pour des événements de crue décennaux, Souchère et al. (2005) ont montré que la conversion d'une partie des terres cultivées en prairies (+1% de prairies réparties en fond de talweg), permettrait une réduction du ruissellement jusqu'à plus de 80%

alors que la conversion de 20% des prairies en terres cultivées entrainerait une hausse du ruissellement pouvant aller jusqu'à 110%. Ronfort et al. (2011) constatent également, sur des événements d'intensité voisine, une diminution du ruissellement pouvant aller jusqu'à 60% pour une suppression de 60% des prairies. Concernant l'érosion, Evrard et al. (2010) estiment que la diminution des surfaces en prairie suite au remembrement des parcelles agricoles dans les années 1960 (-160%) aurait généré une augmentation de 168% du taux d'érosion moyen annuel.

De manière générale, les pourcentages de variation indiqués par ces études sont plus importants que ceux indiqués dans la présente étude. La plus grande sensibilité de leur prédiction à la modification de l'occupation des sols peut être expliquée de plusieurs façons.

Premièrement, ces études portent sur des bassin versants élémentaires (surface inférieure à 10km²) et selon Bloschl et al. (2007), Delmas et al. (2012), Landemaine (2016) Rogger et al. (2017), Marhaento et al. (2017), l'impact de l'évolution de l'occupation des sols diminue avec l'augmentation de la taille du bassin versant. En effet, l'augmentation des échelles spatiales et des distances de déplacement implique plus d'opportunités de stockage de l'eau et de piégeage des sédiments (diminution de la connectivité ; Rodriguez-Blanco et al., 2020), rendant les effets de l'occupation des sols moins importants à l'échelle globale. À l'échelle de la parcelle, Landemaine (2016) indique que le Sediment Delivery Ratio (SDR ; égal à l'érosion nette divisée par l'érosion totale), qui est un marqueur de la connectivité sédimentaire, varie entre 30% et 60% alors qu'à l'échelle du bassin versant, il est rarement supérieur à 1%. Ces remarques sont en accord avec les valeurs calculées dans cette étude, notamment pour Dun (2 et 3 % contre 10 à 12 % pour l'Austreberthe ; Tableau 8.18). Dans ce travail, une légère diminution du SDR avec l'augmentation des surfaces arables (scénario ICC) et une légère augmentation du SDR avec l'augmentation des surfaces en prairie (scénario RES) sont observées (tableau 8.18). En effet, le SDR passe de 2.775 à 2.675 pour le Dun et de 11.28 à 10.789 % pour l'Austreberthe. Ces changements sont conformes à ce que l'on pourrait attendre dans le sens où ils reflètent la diminution de la connectivité sédimentaire avec le développement des prairies.

Deuxièmement, les modèles CLiDE et STREAM diffèrent dans la manière dont ils intègrent le rôle de l'occupation des sols dans la simulation des écoulements et de l'érosion. Dans CLiDE, l'occupation des sols intervient sur la dynamique des écoulements en agissant sur la pluie, l'évapotranspiration et l'humidité des sols par le biais des paramètres Zr, K_c, LAI et p. La modification de l'occupation des sols provoque donc une modification de la distribution spatiale des paramètres p (statique), Zr (dynamique), K_c (dynamique) et LAI (dynamique), ce qui entraîne par conséquent une variation des écoulements. Cela affecte en retour l'érosion et

le dépôt se produisant dans le bassin mais, en revanche, l'occupation des sols n'agit pas sur la résistance du sol à l'érosion. De même, l'influence de la végétation sur la rugosité et la capacité d'infiltration des sols n'est pas incluse. En revanche, dans STREAM, l'occupation des sols agit à la fois sur la capacité d'inifiltration et la rugosité des sols et ainsi que sur les propriétés érosives du sol par le biais d'un coefficient d'érodibilité et d'une concentration maximale en MES dans les eaux de ruissellement (Landemaine, 2016). La représentation moins complète des effets de la végétation sur le ruissellement et l'érosion des sols dans CLiDE pourrait donc provoquer une réponse moins importante du bassin à une évolution de l'occupation des sols.

Dans notre étude, les bienfaits du couvert végétal généralement constatés en matière de conservation des ressources en sols et en eau (Zhao et al., 2019) ne sont pas toujours visibles. En effet, la progression importante des zones urbaines prévue dans le cadre du scénario CA permet la réduction des débits et des taux d'érosion annuels moyens de 4.0 et 9.8 % pour le Dun et 2.9 et 7.6 % pour l'Austreberthe. Cela s'explique par le fait que les valeurs les plus élevées des coefficients Z_r (3 m) et K_c (1.4) ont été affectées à ces zones, induisant pour ces surfaces les taux d'évapotranspiration les plus importants. Nous voulions montrer par ce choix que l'urbanisation n'accentue pas nécessairement le risque de ruissellement lorsqu'elle est bien gérée. En effet, en milieu urbain, les dispositifs de gestion des eaux pluviales (espaces paysagers et bassins de rétention) peuvent être très efficaces dans la limitation des flux et l'évapotranspiration peut représenter une proportion importante du bilan hydrique sur ces surfaces. En effet, Hopkins et al. (2019) ont comparé un bassin versant forestier et un bassin versant urbanisé doté de systèmes de gestion de l'eau et ont montré l'absence de différences significatives dans les lames ruisselées produites lors de plusieurs événements de crue. L'extension des surface urbanisées prévue par le scénario 2041 permettrait ainsi de compenser les effets négatifs liés au recul des prairies et à la progression des surfaces agricoles.

L'analyse des cartes d'érosion et de dépôt du Dun et de l'Austreberthe a montré que la perte en sol augmente principalement avec la longueur d'écoulement. En effet, les lignes de crêtes et les versants sont moins érodés que les fonds de vallée et des phénomènes de dépôt se produisent dans les sections à faible pente. L'évolution des taux d'érosion et de dépôt se produit au-delà des zones où l'occupation des sols change, mettant en évidence une connectivité hydro-sédimentaire entre les zones impactées et les zones non impactées par une évolution de l'occupation des sols (Coulthard et Van De Wiel, 2017).

Dans le cadre de cette étude, nous montrons que l'importance des débits et des taux d'érosion est principalement liée à la proportion de chaque classe d'occupation des sols dans

le Dun et l'Austreberthe. Cependant, comme l'ont montré Ronfort et al. (2010) et Shi et al. (2013), la manière dont se distribuent les classes d'occupation des sols à l'intérieur des bassins versant peut avoir une influence sur les débits et les taux d'érosion, en agissant notamment sur la répartition des zones contributives. Nous remarquons d'ailleurs plusieurs différences dans la distribution intra-annuelle des écoulements entre la situation de référence d'une part et les scénarios d'occupation des sols d'autre part (figures 8.17 et 8.18). Ces écarts pourraient s'expliquer par une organisation spatiale différente de l'occupation des sols qui se manifeste notamment par un degré d'agglomération et d'agrégation plus important des classes d'occupation des sols pour les quatre scénarios et par une plus grande concentration des prairies en fond de vallée (vraisemblablement liée au fonctionnement de CLUE-S) (figures 8.9 et 8.10). Par conséquent, dans le cadre de travaux futurs, il sera intéressant de quantifier, pour chaque scénario, les effets de la distribution de l'occupation des sols sur les écoulements et la production sédimentaire dans le but de disposer efficacement les dispositifs de gestion des ressources en eau et en sol. Il pourra également être intéressant de simuler le fonctionnement du bassin versant avec des cartes d'occupation des sols pour lesquelles seule la distribution spatiale de l'occupation des sols change (la proportion des classes n'étant pas modifiée). Ce type d'analyse exploratoire permettrait alors une compréhension plus approfondie des processus en question.

4.2. Scénarios climatiques

Alors qu'un ensemble de travaux antérieurs ont montré que l'impact du changement d'occupation des sols peut être plus important que l'impact du changement climatique (Paroissien et al., 2015 ; Serpa et al., 2015 ; Simonneaux et al., 2015), les résultats pour les scénarios et les bassins versants considérés montrent que ce n'est pas toujours le cas, ce qui est en accord avec les travaux de Choukri et al. (2020) et Kim et al. (2013). En effet, les scénarios climatiques génèrent des écarts jusqu'à 10 fois plus importants pour les débits et jusqu'à 100 fois plus importants pour les flux sédimentaires. Cependant, les effets d'une augmentation des pluies sur les débits et les flux sédimentaires pourraient être surestimés car on ne tient pas compte de l'augmentation de la température avec le changement climatique. En effet, il est probable que l'augmentation des températures produisent une diminution des débits et des flux sédimentaires moyens en raison d'une augmentation de l'évapotranspiration, d'un assèchement des sols et d'une baisse du niveau des eaux souterraines. Cependant, comme le soulignent Pijl et al. (2018) et les résultats de la présente étude concernant les scénarios d'occupation des sols, l'impact des changements d'évapotranspiration sur les extrêmes hydrologiques et sédimentaires est susceptible d'être moins direct et moins sévère que celui des précipitations dans les zones où l'évapotranspiration est limitée par l'eau

contenue dans le sol (comme c'est le cas pour les bassins étudiés). Cependant, pour des exercices prospectifs plus complets, une évolution de la température et donc de l'évapotranspiration, tant en termes de variabilté que de valeurs moyennes, devra être pris en compte. Par ailleurs, des changements dans les cumuls pluviométriques moyens devront être considérés puisque cet aspect constitue une signature importante du changement climatique attendu.

Traditionnellement, l'impact du changement climatique est évalué au travers de la seule modification du cumul de pluie moyen (Arnell, 2003). A notre connaissance, très peu d'études a formellement évalué les effets du changement climatique sur la variabilité climatique naturelle et ses impacts sur le régime hydro-sédimentaire des bassins versants. La présente étude contribue à combler cette lacune en explorant les effets d'une modification de la variabilité des précipitations sur les phénomènes de crue et d'érosion. Les résultats montrent l'impact conséquent du changement de la variabilité climatique sur le régime hydro-sédimentaire des bassins versants du Dun et de l'Austreberthe et révèlent que l'évolution des flux liquides et solides dépend fortement du scénario climatique considéré.

La modification des modes de variabilité des précipitations donne lieu à des lames d'eau écoulées et des flux sédimentaires annuels moyens très différents même si les précipitations annuelles moyennes sont égales. Ceci rejoint les conclusions de Hancock et Coulthard (2012) et Baartman et al. (2013b) qui ont montré, à l'aide des modèles CAESAR et LAPSUS, qu'une hausse des précipitations moyennes annuelles ne génère pas obligatoirement une hausse de la production sédimentaire moyenne annuelle. Ainsi, au-delà des volumes d'eau précipités, c'est la manière dont se succèdent les événements pluvieux qui agit sur l'importance de la production sédimentaire.

Les débits et la production sédimentaire annuels du Dun et de l'Austreberthe devraient considérablement augmenter pour trois des scénarios, la hausse la plus forte étant produite dans l'ordre croissant par le scénario 1yA (augmentation de 100% de la variabilité saisonnière des pluies), le scénario 6yA (augmentation de 50 % de la variabilité interannuelle des pluie) et le scénario 3dA (augmentation de 50% de la variabilité synoptique des pluies). Le scénario 3dA produit notamment une hausse des débits de pointe pouvant dépasser 50 et 25 % sur des événements de crue décennaux du Dun et de l'Austreberthe. Cette tendance est conforme aux travaux de modélisation de Souchère et al. (2005) qui prévoit un renforcement des débits de pointe de plus de 375% avec une hausse des précipitations extrêmes de 180%. L'altération plus importante des pluies et la petite taille du bassin versant employée dans cette étude pourrait expliquer la plus grande réactivité des débits. Une sous-estimation de la hausse des débits de pointe et des taux d'érosion est probable pour ce scénario en raison de l'incapacité

du modèle à représenter le processus de ruissellement par refus d'infiltration. En effet, on peut émettre l'hypothèse qu'une hausse des précipitations occasionnelles et intenses prévue dans le cadre du scénario 3dA provoquerait une hausse importante des écoulements et de l'érosion, sans pour autant que cela passe par une saturation en eau du sol (Herrera-Pantoja et Hiscock, 2008).

Sans surprise, les analyses de corrélation ont montré que les variations dans les cumuls et les intensités de pluie sont des facteurs d'influence importants dans l'évolution des débits et des flux sédimentaires (Zhou et al., 2017 ; Peleg et al., 2020). Nous montrons notamment que l'augmentation de l'intensité des précipitations se traduit par une augmentation des débits moyens et des débits de pointe, par un renforcement des taux d'érosion, par une extension du réseau de drainage (jusqu'à 25% pour le Dun et 21 % pour l'Austreberthe) et par une augmentation de la connectivité sédimentaire.

Les résultats de notre modélisation indiquent que l'augmentation de la variabilité saisonnière des pluies (scénario 1yA) pourrait jouer un rôle important sur la sévérité des crues. L'augmentation des précipitations l'hiver et la diminution des précipitations l'été s'accompagneront d'une hausse généralisée des écoulements et des flux sédimentaires à l'exutoire, logiquement plus marquée en hiver lorsque le potentiel de ruissellement est élevé. Une augmentation des débits d'été malgré la diminution des pluies durant cette période pourrait vraisemblablement résulter de la restitution retardée de l'eau accumulée dans les nappes durant l'hiver (Champagne et al., 2020). Selon Hellwig et Stachl (2018), les bassins versants avec des temps de réponse longs tel que ceux étudiés ici (jusqu'à 6 mois selon El Janyani (2013)) sont peu sensibles aux diminutions des précipitations l'été et permettent le maintien des débits de base à un niveau élevé. En revanche, des bassins versants dominés par une porosité de fracture pourraient être plus sensible à une diminution des précipitations estivales (Hellwig et Stachl, 2018).

La modification de la variabilité interannuelle des précipitations (scénarios 6yD et 6yA) agit considérablement sur les extrêmes de débits et d'érosion. Sa hausse accentue notamment la sévérité des crues qui se produisent lorsque le niveau des eaux souterraines est élevé. On peut notamment citer les inondations par remontée de nappe qui ont concerné le nord de la France et le sud de l'Angleterre durant le printemps 2001 (crues #409 et #414 pour le Dun et l'Austreberthe respectivement ; figures 8.19 et 8.20). Lors de cette crue, la légère hausse du cumul de pluie (d'à peine 2mm entre le début de la crue et le pic de crue) combinée à des niveaux piézométriques antérieurs supérieurs, en raison de pluies efficaces plus abondants lors des deux hivers précédents, engendrerait un renforcement respectif des pics de débit et d'érosion de 20 et 50 % pour le Dun et de 10 et 20 % pour l'Austreberthe. Le

scénario 6yA pourrait donc substantiellement accentuer les conséquences économiques de ce genre d'événement (extension des zones inondées).

Les scénarios 6yD et 6yA montrent également la manière dont la modification interannuelle des pluies peut affecter la variabilité intra-annuelle des écoulements et des taux d'érosion. En effet, pour le Dun, même en l'absence de changements dans la dynamique saisonnière des pluies (scénario 6yD et 6yA), une modification de la variabilité intra-annuelle des débits et des taux d'érosion est constatée. Une baisse des écoulements d'hiver est obtenue lorsque la baisse des précipitations coïncide avec la succession d'hivers humides favorables au ruissellement et à la recharge des nappes (scénario 6yD). En revanche, une hausse des précipitations durant ces hivers provoque une hausse des écoulements d'hiver (scénario 6yA). Cela corrobore les conclusions de Stölzle et al. (2014) selon lesquelles l'impact du changement climatique sur la réponse du bassin versant est modulé par l'état de saturation du sol (qui dépend lui-même du climat).

Les résultats indiquent également que les impacts d'une hausse des précipitations sont plus importants sur la production sédimentaire que sur les écoulements. Cela s'explique par la très grande non-linéarité du transport sédimentaire qui l'amène à répondre de manière disproportionnée à un changement du régime hydrologique lors du franchissement de certains seuils de débits. Coulthard et al. (2012), Coulthard et Skinner (2016) et Peleg et al. (2020) ont déjà discuté du rôle de l'intensité des précipitations dans le renforcement de l'érosion et de l'évolution du paysage. Les résultats obtenus dans cette étude s'ajoutent à leurs conclusions en montrant clairement que la réponse sédimentaire du Dun et de l'Austreberthe est très sensible au renforcement des précipitations. Ceci est lié à la notion de multiplicateur géomorphologique introduite par Coulthard et al. (2012) qui reflète la réponse disproportionnée du transport sédimentaire face à un changement du régime hydrologique.

En outre, la réponse hydro-sédimentaire du Dun est systématiquement plus sensible à la modification du climat et de l'occupation des sols que celle de l'Austreberthe. Cette plus grande sensibilité du Dun peut être attribuée à la plus faible capacité de stockage de son sol, de ses formations superficielles et de son substratum (cf. chapitre 6). En effet, dans le chapitre 6, nous avons remarqué que le stockage de l'eau dans le bassin permet d'amortir la variabilité temporelle des débits ; par conséquent, on peut s'attendre à ce qu'une capacité de stockage d'eau plus faible pour le Dun augmente sa sensibilité à une modification du climat et de l'occupation des sols. Cela peut d'ailleurs expliquer la plus grande modification des flux sédimentaires pour le Dun, puisque les écarts dans les débits se propagent aux flux sédimentaires. D'autre part, la plus grande sensibilité et non-linéarité de la réponse sédimentaire du Dun à une évolution du climat ou de l'occupation des sols pourrait s'expliquer

par une évolution assez marquée de la connectivité sédimentaire pour ce bassin (représentée par le ratio de fourniture sédimentaire SDR ; cf. section 3.2). En effet, pour le Dun, la variation assez forte, d'un scénario à un autre, des débits et donc de la capacité de transport des écoulements affecte considérablement la part du matériel dépôsé dans le réseau hydrographique. Par ailleurs, la moins grande connectivité sédimentaire pour le Dun pourrait expliquer la plus grande non-linéarité de la relation écoulement/transport sédimentaire de ce bassin.

4.3. Modèle utilisé

Plusieurs éléments font du modèle CLiDE un modèle approprié pour les besoins de l'étude.

D'une part, le stockage et les échanges d'eau entre la surface, les sols, les formations superficielles et l'aquifère de la craie sont pris en compte par CLiDE ce qui permet une représentation globale et réaliste du transfert d'eau à l'échelle des bassins versant du Dun et de l'Austreberthe. A la différence de beaucoup de modèles d'évolution du paysage, CLiDE permet de tenir compte du transport des eaux souterraines et de l'influence qu'il a sur l'hydrologie de surface et sur le transport sédimentaire. Il intègre également la capacité de stockage en eau des formations superficielles ce qui évite l'application directe de la recharge issue du module de bilan hydrique à la nappe de la craie et permet la prise en compte des effets de retard.

D'autre part, CLiDE, en tant que modèle d'évolution du paysage, permet de simuler le fonctionnement hydro-sédimentaire d'un bassin versant de manière continue sur de longues échelles de temps. De cette manière, l'état de saturation du bassin versant (humidité des sols, niveaux piézométriques et volumes d'eau en surface du bassin versant) est implicitement représenté par le modèle lors de la simulation, ce qui évite à l'utilisateur d'avoir à le définir arbitrairement en amont pour un événement pluvieux donné. Le modèle permet donc de définir de façon objective les conditions de saturation du bassin qui agit directement sur les processus de ruissellement et d'infiltration. Actuellement, certaines études qui étudient les impacts du changement climatique et du changement de l'occupation des sols négligent ces aspects en se basant sur la modélisation discontinue de seulement quelques événements de pluie communément appelés « pluies de projet » (Fadhel et al., 2018). Les pluies de projet sont des événements de pluies de période de retour donnée (e.g. 10, 50 ou 100ans) construits à partir d'un événement de pluie historique et d'une courbe Hauteur-Durée-Fréquence. Bien que cette approche permette une réduction considérable des temps de calcul et facilite le

traitement statistique des résultats, elle fait l'hypothèse que l'évolution d'un pic de crue n'est expliquée que par la seule évolution de l'occupation des sols et/ou de la pluie lors de la crue.

Or, nous avons montré que, bien que l'on puisse s'attendre à une plus grande sévérité des crues avec l'augmentation des pluies ou des surfaces agricoles, la modification des conditions de saturation du bassin lié à l'évolution du climat ou à l'évolution de l'occupation des sols peut avoir un effet modulateur. Ces résultats rejoignent ceux de Wasko et Sharma (2017) qui ont montré lors des années chaudes une absence de corrélation entre la hausse des précipitations et la hausse des débits pour plusieurs bassin versants à travers le monde. Ils montrent qu'un assèchement accru des sols entraînerait une diminution ou du moins une augmentation moins importante des pics de crue. Lindstrom et Alexandersson (2004) et Hansson et al., (2010) ont également constaté une divergence importante et croissante entre les précipitations et le ruissellement fluvial au cours du 20e siècle pour plusieurs bassins versants situés en Suède en raison de l'assèchement des sols.

Lors d'un événement de pluie conséquent, la hausse du pic de crue générée par la hausse des précipitations pourra être renforcée par la diminution du déficit en eau du sol et par l'augmentation des niveaux piézométriques, accentuant ainsi les risques pour la sécurité publique et renforçant les impacts économiques déjà importants de cet événement (Hettiarachchi et al., 2019).

Il pourrait d'autre part être intéressant d'analyser l'impact du changement climatique et du changement de l'occupation des sols sur des échelles de temps plus longues (e.g. échelles centennales). Des simulations sur des échelles de temps centennales nécessiteraient en revanche l'activation du module de pédogénèse afin de tenir compte des processus d'altération météorique de la craie qui sont à l'origine de la formation de sol à l'interface substratum-formation superficielles. Sans l'activation de ce module, le substratum finirait par affleurer par endroit limitant ainsi la quantité de sédiments érodables dans les bassins du Dun et de l'Austreberthe.

5. Conclusions partielles

Nous avons constaté que CLiDE peut être très utile pour simuler les impacts du changement climatique et du changement de l'occupation des sols sur des échelles mésospatiales (~100km²) et mésotemporelles (multidécennales). En effet, la combinaison de ce modèle avec une série de scénarios concernant le climat et l'occupation des sols a permis d'explorer la réponse hydro-sédimentaire du Dun et de l'Austreberthe pour un large éventail de futurs possibles.

Notre étude montre que le changement climatique jouera un rôle très important sur l'évolution des débits et des flux sédimentaires produits à l'exutoire des bassins. Nos simulations suggèrent notamment que la hausse de la variabilité climatique naturelle, ce que soit à une échelle synoptique (scenario 3dA), saisonnière (scenario 1yA) ou interannuelle (scénario 6yA), représente une menace sérieuse pour le ruissellement et l'érosion des sols. La menace sera plus forte pour le scénario 3dA avec, selon le bassin, une hausse des valeurs moyennes annuelles de 11 à 23 % pour le ruissellement (contre 3 à 8 % pour les scénarios 6yA et 1yA) et 32 à 200 % pour l'érosion (contre 9 à 66% pour les scénarios 6yA et 1yA). Seule le scénario 6yD, qui prévoit une diminution de la variabilité interannuelle des précipitations, permet la diminution de ces valeurs (1 à 4 % pour le ruissellement et 6 à 33 % pour l'érosion) avec une diminution sensible des pics de débit et des pics d'érosion lors des événements de crue catastrophiques.

Les écarts générés par l'évolution de l'occupation des sols seront beaucoup moins importants notamment pour le scénario 2041 qui considèrent une évolution faible des surfaces occupées par chaque type de couvert. Le scénario privilégiant le développement de l'agriculture (scénario ICC) devrait accentuer le ruissellement (+1 à +2 %) et l'érosion des surfaces (+5 à +40%) durant le printemps et l'été. En revanche, les scénarios considérant une extension des zones urbaines (CA) et des prairies (RES) produisent une diminution globale du ruissellement et de taux d'érosion, plus forte durant l'automne et l'hiver (jusqu'à -10 % pour le ruissellement et -40 % pour l'érosion) que durant le printemps et l'été (jusqu'à -5 % pour le ruissellement et -10 % pour l'érosion).

A l'échelle événementielle, nous avons mis en évidence, pour le Dun et l'Austreberthe, une complexité des réponses hydro-sédimentaires à l'évolution du climat et de l'occupation des sols. Pour une crue donnée, l'évolution du pic de débit ou du pic d'érosion ne peut être expliquée par la seule modification des précipitations et des taux d'évapotranspiration lors de la crue. En effet, bien que l'on remarque une plus grande sévérité des crues avec l'augmentation des pluies et la diminution des taux d'évapotranspiration lors de la crue, la modification des conditions de saturation antérieures du bassin peut avoir un effet modulateur. Nous montrons notamment que l'effet d'une augmentation des précipitations sur l'intensité d'une crue peut être altéré par la modification de la saturation des sols ou encore la modification des niveaux des eaux souterraines avant la crue. La manière dont se distribue les classes d'occupation des sols dans le bassin pourrait également avoir un rôle important sur l'importance des pics de crue en agissant notamment sur la répartition des surfaces saturées connectées au réseau de drainage. Par conséquent, nous recommandons, pour une

meilleure caractérisation des impacts du changement climatique et de l'occupation des sols, que les simulations se fasse dans un cadre de modélisation continue et spatialisée.

Les scénarios explorés dans ce travail offrent un point de départ pour la prise de décision concernant la gestion des bassins versants du Dun et de l'Austreberthe et peut guider les actions et les recherches futures. Très peu d'études de modélisation sur les effets du changement climatique et du changement de l'occupation des sols sur le ruissellement et l'érosion ont été mené sur le site d'étude, notamment à l'échelle de bassins versants fluviaux. Ce travail favorise la prise de mesures de gestion (e.g., limiter l'expansion des surfaces agricoles et le recul des praires) pour améliorer la protection des sols. Nous avons utilisé une approche continue holistique qui rassemble différentes disciplines scientifiques (modélisation écologique, hydrologique, hydrogéologique et sédimentaire) pour fournir une base aux stratégies de gestion et de conservation de des eaux et des sols. Nous encourageons ce type d'approche qui permet de formuler des stratégies de gestion fondées sur une simulation et une analyse spatio-temporelle globale du système.

Chapitre 9 : Conclusion générale

Le ruissellement et l'érosion hydrique et gravitaire des sols sont des préoccupations environnementales entraînant le déclenchement d'une série de phénomènes : inondation, coulées de boue, glissements de terrain, baisse de la fertilité des sols, comblement des bassins de rétention, etc. Des progrès significatifs ont été réalisés dans l'identification et la compréhension des facteurs de contrôle du ruissellement et de l'érosion au cours des dernières décennies. Cependant, de grands défis restent à relever pour démêler les relations entre le climat, la topographie, l'occupation des sols, la lithologie, la pédologie et la réponse hydro-sédimentaire des bassins versants. La compréhension de ces relations vise à mieux anticiper, dans différents contextes et zones géographiques, les dynamiques de transfert sédimentaire et hydrique face à l'évolution future des précipitations. Ainsi, le principal objectif de ce travail a été de comprendre de quel manière le ruissellement et l'érosion, générés par le climat, sont modulés par les caractéristiques des surfaces continentales, à court et long terme.

Cette question a été abordée en considérant de nombreux bassins versants aux conditions climatiques et aux caractéristiques physiques diverses. Le fonctionnement hydro-sédimentaire de deux cents quarante-trois bassins versants synthétiques a commencé par être étudié à l'aide du modèle CAESAR-Lisflood et d'une analyse corrélatoire et spectrale des flux sédimentaires simulés (chapitre 4). Ces bassins versants, dont les caractéristiques physiques sont parfaitement contrôlées, permettent, à la différence des bassins réels, une analyse méthodique des résultats. Les bassins versants synthétiques ont été généré à l'aide d'une méthode spécialement développée pour ce travail (chapitre 3). Notre méthode peut être utilisée pour produire des bassins versants virtuels réalistes de manière efficace, simple et avec un haut degré de contrôle, contrairement aux approches standard qui produisent des bassins versants irréalistes de type V-tilt. Ainsi, la nature plus réaliste de nos bassins limite les erreurs potentielles de modélisation (par exemple, la production de flux inhabituels et de flux de sédiments) et facilite la généralisation et la comparaison des résultats.

Outre la taille et la forme du bassin versant, la méthode proposée a permis d'ajuster cinq paramètres clés de manière indépendante (c'est-à-dire que la modification de l'un des paramètres ne modifie pas la valeur des autres paramètres) : la densité de drainage, l'intégral hypsométrique, la pente moyenne du chenal principal, la granulométrie et l'occupation des sols. Finalement, dans le chapitre 4, l'influence séparée et combinée de ces facteurs sur la dynamique de transfert des sédiments a été déterminée sur une large gamme d'échelles temporelles.

En complément, les liens entre le climat, les caractéristiques physiques des surfaces et la temporalité des flux hydro-sédimentaires ont été étudiés sur cinq bassins réels. Les mesures

de pluviométrie, de débits, de flux sédimentaires, de niveaux piézométriques et d'humidité des sols réalisées sur ces bassins ont permis d'appréhender directement la sensibilité du ruissellement et de l'érosion aux différents forçages. Les bassins versants réels étudiés, situés en France, possèdent deux profils différents : deux d'entre eux, le Laval et le Brusquet (chapitre 5), se situent dans les Alpes du Sud, tandis que les trois autres sont localisés sur les plateaux cultivés du NNW de la France (chapitre 6). L'analyse, la simulation et la comparaison des flux hydro-sédimentaires du Laval et du Brusquet a permis d'améliorer la compréhension du rôle de la végétation sur les écoulements et l'érosion et d'identifier les différents leviers de contrôle.

L'analyse comparative des trois bassins de la Seine a permis de mettre à jour le rôle joué par le substrat et les voies d'écoulement sur le comportement hydro-sédimentaire des surfaces. L'application de CLiDE a permis de compléter les données de débit, de flux sédimentaires, niveaux piézométriques et humidité des sols par des variables difficilement mesurables telles que le débit de base, la recharge des nappes ou encore le flux sédimentaire par charriage. CLiDE a également permis de simuler le fonctionnement hydro-sédimentaire du Dun et de l'Austreberthe sous différents scénarios climatiques et d'occupation des sols (chapitre 8). Les scénarios d'occupation des sols simulés ont permis d'aborder les problèmes liés à une extension des surfaces agricoles et des surfaces urbanisées. Les scénarios climatiques ont permis d'appréhender l'influence d'un renforcement ou d'une atténuation des cycles climatiques sur le comportement hydro-sédimentaire des bassins.

1. Contributions principales

L'objectif principal de ce travail était de quantifier l'influence de différents facteurs de forçage sur la dynamique temporelle des écoulements et des flux sédimentaires.

La première contribution est la compréhension du rôle et de l'effet de l'occupation des sols, de la lithologie et de la pédologie sur la variabilité temporelle des flux hydro-sédimentaire

Le premier objectif était de simuler les effets de l'occupation des sols (forêts ou surface dénudées), de la lithologie et de la pédologie (i.e. granulométrie des sols) sur le ruissellement et les exportations de sédiments à l'échelle du bassin versant. La simulation des effets de l'occupation des sols sur des périodes de plusieurs décennies a montré que la présence d'un couvert végétal favorise la persistance des débits et du transport sédimentaire sur le court, moyen et long terme. En effet, nous avons montré, dans l'étude numérique portant sur les bassins versants synthétiques, une augmentation de l'effet mémoire, de la valeur absolue des exposants scalaires et des fréquences de rupture du transport sédimentaire avec l'extension

des surfaces végétalisées. L'analyse du Laval et du Brusquet a permis de confirmer ces observations puisqu'un plus grand lissage des débits et des flux sédimentaires se remarque pour le bassin boisé du Brusquet que pour le bassin dénudé du Laval. L'action du couvert végétal se produit principalement sur le court terme puisque l'inclinaison des spectres dans leur partie basses fréquences demeure faible d'une situation à une autre.

Concernant la pédologie (granulométrie des sols), les résultats sur les bassins versants synthétiques ont montré qu'un mélange de sédiments grossiers entraine une plus grande intermittence du transport sédimentaire, que ce soit sur le court, moyen et long terme. En effet, les particules grossières du lit sont plus résistantes à l'érosion que les particules fines et une contrainte de cisaillement plus élevée, donc susceptible d'être moins fréquemment franchie, est nécessaire pour permettre leur mise en mouvement et leur évacuation du bassin versant. A l'inverse, un bassin avec une granulométrie fine répond de manière plus continue et plus linéaire à la variabilité des écoulements.

Comme l'a démontré l'analyse corrélatoire et spectrale des débits et des niveaux piézométriques, la lithologie a un impact majeur sur la mémoire hydrologique hautes fréquences et basses fréquences des bassins versants en agissant sur le temps de résidence des masses d'eau. En effet, les bassins de l'Austreberthe et du Dun, en raison d'une capacité de stockage élevé de leur aquifère et de la présence de formations superficielles, produisent des débits et des niveaux piézométriques qui varient lentement. La capacité de stockage plus élevée des sols de ces bassins pourrait contribuer à leur plus grande mémoire hydrologique de long terme. Le lissage particulièrement faible du signal dans les hautes fréquences pour ces bassins reflète une composante rapide d'écoulement associée à la présence de conduits karstiques. En revanche, bien que les écoulements déterminent le détachement et transport des sédiments, une plus grande discontinuité des flux de MES, sur le long et le court terme, est obtenue pour le Dun et l'Austreberthe.

La deuxième contribution est la compréhension du rôle et de l'effet des paramètres de forme des bassins sur la variabilité temporelle des flux hydro-sédimentaires

Les analyses réalisées sur les bassins versants synthétiques mettent en évidence une influence importante de la morphologie des bassins versants sur les propriétés statistiques et spectrales du transport sédimentaire. La persistance des flux sédimentaires a tendance à augmenter avec la hausse de la pente moyenne du chenal principal puisque l'énergie des écoulements est très souvent suffisante pour générer du transport.

L'influence de l'hypsométrie sur les propriétés du signal suit la même logique et tient compte des forces exercées par les écoulements sur le lit. Le développement d'un profil de

pente convexe (intégrale hypsométrique élevée) entraine une augmentation des pentes dans la partie aval du bassin, autrement dit dans les zones où le débit est élevé (le débit augmentant naturellement avec l'aire drainée). La rencontre de ces deux conditions provoque donc, à l'échelle du bassin versant, une augmentation de la contrainte de cisaillement moyenne et donc un renforcement de la capacité érosive moyenne du réseau de drainage. En revanche, pour un bassin versant avec une intégrale hypsométrique faible (profil de pente concave), l'incision fluviale à l'échelle du bassin est nettement plus faible car le produit de la pente et du débit est inférieur. Il y a donc une plus grande discontinuité dans le transport sédimentaire, même avec une agrégation temporelle importante du signal.

L'autocorrélation des flux sédimentaires a donc tendance à augmenter avec l'intensité du transport sédimentaire.

L'influence de la densité de drainage est moins claire. Nous avons montré qu'une densité de drainage élevée couplée à une granulométrie hétérogène et grossière tend à renforcer l'intermittence des flux sur le moyen et le long terme (effet mémoire et pentes des régime d'invariance basses fréquences et fréquences intermédiaires plus faibles). Cette plus grande discontinuité des flux pourrait provenir de phénomènes de stockage/remobilisation de moyen et de long terme que favorisent les paysages hautement disséqués. En revanche, les bassins versants à densité de drainage élevée réduiraient l'instabilité des flux pour des sols homogènes composés de particules fines.

La troisième contribution est la simulation de la dynamique hydro-sédimentaire de plusieurs bassins versants issus de contextes environnementaux contrastés

Le troisième objectif était d'utiliser deux modèles distribués à base physique pour simuler les écoulements et l'érosion des sols dans les cinq bassins versants réels étudiés.

Nous avons soumis les modèles CAESAR-Lisflood et CLiDE à une évaluation rigoureuse et objective de leurs performances. Les deux modèles ont montré une performance raisonnable en matière de débit avec des valeurs de coefficient de Nash-Sutcliffe comprises entre 0.57 et 0.65 pour les bassins de Draix et entre -0.26 et 0.55 pour les bassins de la Seine. Les biais d'estimation sont toujours compris entre ± 25 % pour l'ensemble des bassins sur l'ensemble de la période d'analyse. Pour Draix, l'analyse des valeurs à différentes échelles a montré de meilleures prédictions des débits pour les événements de crue avec des pics de débit élevés. Néanmoins, les résultats ont montré une sous-estimation des débits de pointe et des pics de flux sédimentaire pour les deux bassins. Les biais d'estimation dans les quantités de sédiments exportées sont plus importants que dans les débits puisque les pourcentages d'écart peuvent atteindre 180 % au Laval et 71 % au Brusquet

Pour l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe, CLiDE a montré une prédiction relativement bonne du débit pour la période complète avec malgré tout une sous-estimation des valeurs pendant les périodes humides et une surestimation des valeurs pendant les périodes sèches. La prédiction des flux sédimentaires est relativement bonne puisque le modèle parvient à capturer la hausse des flux suite au passage d'une crue et à relativement bien reproduire l'amplitude des valeurs, avec une qualité de prédiction équivalente pour le Dun, l'Austreberthe et l'Orgeval. En résumé, CLiDE fournit des estimations fiables du bilan hydro-sédimentaire totale d'un bassin versant bien que la calibration du modèle soit perfectible à une échelle temporelle plus fine.

Les paramètres auxquels les modèles sont les plus sensibles ont pu être identifiés en utilisant une procédure quasi Monte-Carlo qui a permis le calculer les indices de Sobol de premier ordre et totaux à partir de différents critères d'ajustement multi-objectif. Les indices de Sobol, calculés pour les paramètres agissants sur l'importance et la distribution des écoulements de surface et de subsurface et sur les quantités de sédiments transportées dans le chenal ont montré que les débits était sensible à la capacité d'infiltration des sols la conductivité hydraulique du substratum et aux propriétés physiques de la végétation. La production sédimentaire est sensible à l'érosivité des écoulements de surface et à la texture des sols.

La quatrième contribution est la simulation des effets d'une évolution de l'occupation des sols et du climat sur la dynamique hydro-sédimentaire de deux bassins de l'Ouest du bassin de Paris.

Le quatrième objectif visait à explorer la sensibilité hydro-sédimentaire du Dun et de l'Austreberthe à une évolution du climat et de l'occupation des sols. Les scénarios considérés représentent tous des représentations plausibles du climat et de l'occupation des sols futures.

Nous utilisons ici une méthode simple de développement de scénarios climatiques basée sur une décomposition fréquentielle du signal de pluie actuelle. Des coefficients de variation, dérivés des prédictions, à l'horizon 2100, de plusieurs MCG, sont appliqués pour ajuster l'amplitude des composantes fréquentielles du signal de pluie historique. Cette procédure a permis d'altérer la variabilité synoptique, saisonnière et interannuelle de la pluie tout en conservant au maximum la moyenne de la série temporelle originale.

Les résultats montrent qu'une modification du climat joue un rôle très important sur l'évolution des débits et des flux sédimentaires produits à l'exutoire des bassins. La hausse de la variabilité climatique naturelle, ce que soit à une échelle synoptique, saisonnière ou interannuelle, représente une menace sérieuse pour le ruissellement et l'érosion des sols. En

effet, le renforcement de variabilité synoptique, saisonnière ou interannuelle des pluies entraine une hausse des valeurs moyennes annuelles de 3 à 23 % pour le ruissellement et de 9 à 200 % pour l'érosion. En revanche, une diminution de la variabilité interannuelle des précipitations, permet la diminution de ces valeurs (1 à 4 % pour le ruissellement et 6 à 33 % pour l'érosion) avec une diminution sensible des pics de débit et des pics d'érosion lors des événements de crue catastrophiques.

Les scénarios d'occupation des sols correspondent à des situations attendues à l'horizon 2041. Ils ont été définis en se basant sur la tendance d'évolution observée sur la période 2011-2017 et en considérant trois hypothèses de rupture ne faisant intervenir qu'un nombre limité de modifications, le but étant afin de faire ressortir les effets en termes de ruissellement et d'érosion. Le premier scénario (2041) considère, dans la poursuite de la tendance actuelle, un recul des surfaces en prairie au profit des zones urbaines et des terres arables. Le scénario CA (première hypothèse de rupture) considère un recul deux fois plus important des zones de prairies au profit des zones urbanisées seulement. Le scénario ICC (seconde hypothèse de rupture) propose un recul deux fois plus important des zones de prairie au profit des terres arables et le scénario RES (troisième hypothèse de rupture) fait progresser les zones de prairies au détriment des zones de cultures d'une quantité égale à celle perdue dans les scénarios CA et ICC.

Les simulations n'ont montré que des effets mineurs sur les débits des deux bassins pendant la période d'étude de 23 ans. En revanche, les flux sédimentaires ont augmenté avec l'augmentation des surfaces cultivées et diminué avec l'augmentation des surfaces en prairie et des zones urbanisées. Dans l'ensemble, il a été constaté que c'est l'étendue spatiale des différents modes d'occupation des sols plutôt que leur disposition dans les bassins qui détermine les débits et la production sédimentaire des bassins versants. L'analyse des pics de débit et d'érosion a montré une baisse des valeurs de débits et de flux sédimentaire pour la majorité des événements dans le cas du scénario RES, indiquant une moins grande susceptibilité des bassins au ruissellement et à l'érosion. Par ailleurs, les cartes d'érosion et de dépôt ont montré une réduction du remaniement sédimentaire aussi bien en tête de bassin qu'en vallée. En revanche, les flux hydro-sédimentaires générés par le scénario ICC lors de ces événements pluvieux sont plus élevés, notamment pour le bassin du Dun.

2. Perspectives

Les perspectives de travail se rapportent principalement à la méthodologie et aux modèles employés dans ce travail de thèse. D'abord, les méthodes employées dans ce travail sont facilement transférables et pourraient être testées à d'autres bassins versants montrant

d’autres caractéristiques internes et soumis à des contextes climatiques différents. Bien que cela dépasse le cadre de cette étude, nous reconnaissons que plusieurs améliorations sont nécessaires pour augmenter la capacité de prédiction des modèles et ainsi réduire les incertitudes dans la simulation des impacts du changement climatique et du changement d’occupation des sols pour le Dun et l’Austreberthe.

Pour CLiDE, la résolution temporelle journalière des pluies pourrait ne pas permettre une analyse précise des pics de débit et d’érosion en produisant une sous-estimation des valeurs lors de crue rapide. Le basculement du modèle vers un mode de fonctionnement horaire devrait permettre une meilleure prise en compte des événements pluvieux intenses et brefs et une analyse des changements hydro-sédimentaires à plus petite échelle. D’autre part, l'acquisition de mesures de flux de MES supplémentaires (pour le Dun et l’Austreberthe notamment), afin de couvrir une plus large gamme de conditions hydrologiques, permettrait une calibration et une validation plus robuste du module de transport sédimentaire.

CAESAR-Lisflood et CLiDE pourront également être modifiés pour mieux quantifier les effets de l'écoulement et du transport des sédiments associés aux caractéristiques du paysage (par exemple, le drainage agricole, le karst) à l'échelle du bassin versant. L’implémentation d’un module de drainage agricole, qui joue un rôle déterminant dans le fonctionnement hydro-sédimentaire de l’Orgeval, pourrait améliorer la capacité de prédiction de CLiDE. Les fonctionnalités des modèles pourront également être étendues afin de tenir compte dans les simulations des effets des pratiques de gestion sur le ruissellement et l’érosion des sols (mise en place de bassins de rétention, etc.)

Les impacts des changements climatiques ou de l'utilisation des terres sur le ruissellement et l'érosion ont été évalués séparément pour différencier les impacts distincts du changement climatique et du changement de l’occupation des sols. Il serait cependant intéressant de croiser les scénarios développés dans ce travail pour identifier les impacts combinés de ces changements sur les bassins versants étudiés. Les effets sur l'érosion du sol des différents scénarios d’occupation des sols dans le cadre du changement climatique pourraient ainsi être quantifiés. Dans le cadre de prochains travaux, nous pourrions également considérer les scénarios climatiques SSP produits par les modèles CMIP6 du GIEC (GIEC, 2021) qui tiennent compte de différentes trajectoires d’évolution socio-économiques. Ces scénarios permettent de comprendre dans quelle mesure les évolutions sociétales peuvent affecter les émissions de gaz à effet de serre, ce qui n'était pas possible avec l’ancienne génération de scénario du GIEC (RCP). Par ailleurs, en ce qui concerne les scénarios climatiques, il pourrait être intéressant de considérer l’impact de facteurs supplémentaires sur le ruissellement et l’érosion, tels que la température.

Bibliographie

A

Adnan, S., Aldefae, A.H., Humaish, W.H., 2021. Soil erosion and the influenced factors: A review article. IOP Conference Series: Materials Science and Engineering, 1058, 012041.

AgriAdapt, 2017. A1 : Etat des lieux pour les 4 principales régions à risque climatique de l'UE. In Vers une adaptation durable de l'agriculture européenne au changement climatique, LIFE15 CCA/DE/000072.

Ahnert, F., 1976. Brief description of a comprehensive process-response model for landform development. Zeitschrift f¨ur Geomorphologie Suppl., 25, 20–49.

Aït-Mesbah S., 2012. Analyse du comportement hydrologique du bassin versant de l'Orgeval : tendance sur les cinquante dernières années. Mémoire de Master, Université Pierre et Marie Curie, Ecole des Mines de Paris & Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts.

Åkesson, A., Wörman, A., Riml, J., Seibert, J., 2016. Change in streamflow response in unregulated catchments in Sweden over the last century. Water Resour. Res., 52, 5847-5867

Allen, D.J., Brewerton, L.J., Coleby, L.M., Gibbs, B.R., Lewis, M.A., MacDonald, A.M., Wagstaff, S.J., Williams, A.T., 1997. The physical properties of major aquifers in England and Wales (Technical Report No. WD/97/34). British Geological Survey.

Allen, R., Pereira, L.A., Raes, D., and Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO, Irrigation and Drainage Paper No. 56. FAO, Rome, Italy.

Anctil, F., Filion, M., & Tournebize, J., 2009. A neural network experiment on the simulation of daily nitrate-nitrogen and suspended sediment fluxes from a small agricultural catchment. Ecological Modelling, 220, 879–887.

Anderson, S.P., Blum, J., Brantley, S. L., Chadwick, O., Chorover, J., Derry, L. A., Drever, J. I., Hering, J.G., Kirchner, J.W., Kump, L.R., Richter, D., White, A.F., 2004. Proposed initiative would study Earth's weathering engine. EOS, Transactions of the American Geophysical Union, 85, 265–269.

Antoine, P., Giraud, D., Meunier, M., Van Ash, T., 1995. Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in southeastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. Engineering Geology, 40, 223-234

Antonelli, C., Provansal, M., Vella, C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaïc environment. The case of the Rhône River, France. Geomorphology, 57, 385–402.

Ariagno, C., Le Bouteiller, C., van der Beek, P., Klotz, S., 2022. Sediment export in marly badland catchments modulated by frost-cracking intensity, Draix-Bléone Critical Zone Observatory, SE France. Earth Surface Dynamics, 10, 81-96.

Armitage, J.J., Whittaker, R.A., and Allen, P.A., 2011, Transformation of tectonic and climatic signals from source to sedimentary archive: Nature Geoscience, v. 4, p. 231–235, doi:10.1038/ngeo1087.

Armstrong, A.C., 1976. A three-dimensional simulation of slope forms. Z. Geomorph. Suppl., 25, 20–28

Arnaud, L., Branellec, M., Hugot, V., Izac, J.L., et Jegou, J.P, 2006. Campagne de mesures piézométriques en période de basses eaux en Haute-Normandie – Rapport final. BRGM/RP-55028-FR, 36 p., 1 fig., 1 ann.

Arnaud, L., 2007. Etude des relations nappe-rivière en Haute-Normandie – Modélisations GARDENIA. Rapport BRGM/RP-55813-FR.

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, 19–213.

Aronica, G., Hankin, B., Beven, K.J., 1998. Uncertainty and equifinality in calibrating distributed roughness coefficients in a flood propagation model with limited data. Advances in Water Resources, 22, 349-365.

Asaadi, A., Arora, V. K., Melton, J. R., and Bartlett, P., 2018. An improved parameterization of leaf area index (LAI) seasonality in the Canadian Land Surface Scheme (CLASS) and Canadian Terrestrial Ecosystem Model (CTEM) modelling framework. Biogeosciences, 15, 6885–6907.

Aspinall, R., 2004. Modelling land use change with generalized linear models - a multi-model analysis of change between 1860 and 2000 in Gallatin Valley, Montana. Journal of Environmental Management, 72, 91-103.

Asquith, W.H., and Slade, R.M., Jr., 1997. Regional equations for estimation of peak-streamflow frequency for natural basins in Texas: U.S., Geological Survey Water-Resources Investigations Report, 96–4307, 68p.

Aston, A.R., 1979. Rainfall interception by eight small trees. Journal of Hydrology, 42, 383–396.

Atkinson, S.E., Woods, R.A., Sivapalan, M., 2002. Climate and landscape controls on water balance model complexity over changing timescales. Water Resour. Res., 39, 1314.

Augeard, B., Kao, C., Chaumont, C., Vauclin, M., 2005. Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drained soil affected by surface crusting: a field investigation. Phys. Chem. Earth, 30, 598-610

Azen, R., Budescu, D.V., 2003. The dominance analysis approach for comparing predictors in multiple regression, Psychol. Methods, 8, 129–148.

B

Baartman, J.E.M., Masselink, R., Keesstra, S.D., Temme, A.J.A.M., 2013. Linking Landscape Morphological Complexity and Sediment Connectivity. Earth Surf. Process. Landf., 38, 1457–1471.

Baartman, J.E.; Temme, A.J.; Veldkamp, T.; Jetten, V.G.; Schoorl, J.M., 2013b. Exploring the role of rainfall variability and extreme events in long-term landscape development, Catena, 109, 25–38.

Barkwith, A., Coulthard, T.J., 2014. CLiDE V1.0 User Guide: British Geological Survey Open Report OR/14/011, British Geological Survey, Nottingham, UK, p. 54.

Barkwith, A., Hurst, M.D., Jackson, C.R., Wang, L., Ellis, M.A., and Coulthard, T.J., 2015. Simulating the influences of groundwater on regional geomorphology using a distributed, dynamic, landscape evolution modelling platform. Environmental Modelling and Software, 74, 1–20.

Barraclough, D., Gardner, C.M.K., Wellings, S.R., Cooper, J.D., 1994. A tracer investigation into the importance of fissure flow in the unsaturated zone of the British Upper Chalk. Journal of Hydrology, 156, 459–469.

Barthurst, J.C., Lukey, B., Sheffield, J., Hiley, R.A., Mathys, N., 1998. Modelling badlands erosion with SHETRAN at Draix, southeast France. Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes IAHS Publ, Vienna, 129-136.

Bastola, S., Dialynas, Y.G., Bras, R.L., Noto, L.V., Istanbulluoglu, E., 2018. The role of vegetation on gully erosion stabilization at a severely degraded landscape: a case study from Calhoun Experimental Critical Zone Observatory. Geomorphology, 308, 25–39.

Bates, P.D., Horritt, M.S., and Fewtrell, T.J., 2010. A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. J. Hydrol., 387, 33–45.

Bear, J., 1979. Hydraulics of Groundwater. McGraw-Hill, New York, p. 567

Bechkit, M.-A., 2011. Sur la Détermination de la Teneur en eau et de L'infiltration à Partir de Mesures Passives de la Température du Sol. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.

Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically based variable contributing-area model of catchment hydrology. Hydrological Science Bulletin, 24, 43-69.

Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schofield, N., Tagg, A., 1984. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. J. Hydrology, 69, 119-143.

Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. Hydrol. Process, 6, 279–298.

Beven, K.J., Freer, J., 2001. Equifinality, Data Assilimilation, and Uncertainty Estimation in Mechanistic Modeling of Complex Environmental Systems Using the GLUE Methodology. Journal of Hydrology, 249, 11-29.

Billy, C., Birgand, F., Ansart, P., Peschard, J., Sebilo, M., Tournebize, J., 2013. Factors controlling nitrate concentrations in surface waters of an artificially drained agricultural watershed. Landsc. Ecol., 28, 665-684.

Bize, J., Dereal, Y., Rognon, P., 1963. Variation avec la marée de la nappe alluviale de la Seine à Tancarville, BURGEAP.

Blasone, R.S., Vrugt, J.A., Madsen, H., Rosbjerg, D., Robinson, B.A., Zyvoloski, G.A., 2008. Generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) using adaptive Markov Chain Monte Carlo sampling. Adv. Water. Resour., 31, 630–648.

Blöschl, G., Ardoin-Bardin, S., Bonell, M., Dorninger, M., Goodrich, D., Gutknecht, D., Matamoros, D., Merz, B., Shand, P., Szolgay, J, 2007. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows? Hydrol. Process., 21, 1241–1247.

Bloschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A., Savenije, H., 2013. Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis across Processes, Places and Scales. Cambridge, UK, Cambridge University Press.

Bonnard, M., 2005. Initiation d'une modélisation Pluie-Débit-Erosion sur un bassin versant expérimental des Alpes du Sud. DAA Spécialisation génie de l'environnement, option génie hydrologique, ENSAR Rennes Thesis, 76 pp.

Boorman, D.B., Hollis, J.M., Lilly, A. 1995. Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of the United Kingdom. Institute of Hydrology Report No.126. Institute of Hydrology, Wallingford.

Box, G.E.P., Jenkins, G.M., 1976. Time series analysis: forecasting and control. Holden-Day, San Francisco, USA, 575 p.

Brewer, P.A., Lewin, J., 1998. Planform cyclicity in an unstable reach: complex fluvial response to environmental change. Earth Surface Processes and Landforms, 23, 989–1008.

Bufalo M. 1989. L'érosion des terres noires dans la région du Buëch (Hautes-Alpes, France), Thèse de doctorat, Aix-Marseille III.

Bunel, R., Lecoq, N., Copard, Y., Guérin, E., Van De Wiel, M., Massei, N., 2021. Generation of realistic synthetic catchments to explore fine continental surface processes. Earth Surf. Process. Landforms, 46, 593-610.

Burnham K.P., Anderson, D.R., 2002. Model selection and multimodel inference: a practical information-theoretic approach, 2nd edn. Springer, New York.

Bruijnzeel, L., 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? Agric. Ecosyst., 104, 185–228.

Brut, A., Rüdiger, C., Lafont, S., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Jarlan, L., Gibelin, A.-L., Albergel, C., Le Moigne, P., Soussana, J.-F. et al, 2009. Modelling LAI at a regional scale with ISBA-A-gs: Comparison with satellite-derived LAI over southwestern France. Biogeosciences, 6, 1389–1404.

C

Caballero, Y., Ladouche, B., 2015. Impact of climate change on groundwater in a confined Mediterranean aquifer, Hydrology and Earth System Sciences, 12, 10109-10156.

Caloiero, T., Caloiero, P., Frustaci, F., 2018. Long-term precipitation trend analysis in Europe and in the Mediterranean basin. Water and Environment Journal, 32, 433-445.

Calvet, J.-C., Mahfouf, J.-F., Martin, E., Roujean, J.-L., Albergel, C., Carrer, D., Fritz, N., Hautecœur, O., Kaptue, A., Lafont, S., Meurey, C., Noilhan, J., 2010. Utilisation de données satellitaires en hydro-météorologie : la recherche à Météo-France. La Houille Blanche, Utilisation de l'imagerie satellite pour l'étude de l'eau dans le sol.

Campagnol, J., Radice, A., Ballio, F., 2012. Scale-based statistical analysis of sediment fluxes. Acta Geophys., 60, 1744–1777.

Campagnol, J., Radice, A., Ballio, F., Nikora, V., 2015. Particle motion and diffusion at weak bed load: accounting for unsteadiness effects of entrainment and disentrainment. J Hydraul Res. 53, 633–648.

Canipelle, A., 1964. Géologie du bassin versant de l'Orgeval (affluent du Grand-Morin, région de Coulommiers S. et M.). Thèse de doctorat, Paris.

Cantón, Y., Rodríguez-Caballero, E., Chamizo, S., Le Bouteiller, C., Solé-Benet, A., Calvo-Cases, A., 2018. Chapter 5—Runoff Generation in Badlands. Badlands Dynamics in a Context of Global Change. Nadal-Romero, E., Martínez-Murillo, J.F., Kuhn, N.J., Eds. Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 155–190.

Carson, M.A., Kirkby, M.J., 1972. Hillslope form and process. Cambridge University Press, Cambridge.

Carriere, A., Le Bouteiller, C., Tucker, G. E., Klotz, S., Naaim, M., 2020. Impact of vegetation on erosion: Insights from the calibration and test of a landscape evolution model in alpine badland catchments. Earth Surf. Proc. Land., 45, 1085–1099.

Carrillo, G., Troch, P. A., Sivapalan, M., Wagener, T., Harman, C., Sawicz, K., 2011. Catchment classification: hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient. Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 3411–3430.

Cathala, P., 2017. Diagnostique agraire dans la petite région agricole du Perche Ornais, Normandie, France. MSC thesis, AgroParisTech.

Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. Geomorphology, 188, 31–41.

Champagne, O., Arain, M.A., Leduc, M., Coulibaly, P., McKenzie, S., 2020. Future shift in winter streamflow modulated by the internal variability of climate in southern Ontario. Hydrol. Earth Syst. Sci., 24, 3077–3096.

Chauveau, M., Chazot, S., Perrin, C., Bourgin, P.Y., Sauquet, E., 2013. Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en France a l'horizon 2070 ? La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau, 5-15

Chen, C., Tian, Y., Zhang, Y.-K., He, X., Yang, X., Liang, X., Zheng, Y., Han, F., Zheng, C., Yang, C., 2019. Effects of agricultural activities on the temporal variations of streamflow: trends and long memory. Stoch. Environ. Res. Risk Assess., 33, 1553–1564.

Chen, Y., Xu, C.Y., Chen, X., Xu, Y., Yin, Y., Gao, L., Liu, M., 2019b. Uncertainty in simulation of land-use change impacts on catchment runoff with multi-timescales based on the comparison of the HSPF and SWAT models. J. Hydrol., 573, 486-500.

Chen, L., Yu, W.B., Han, F.L., Lu, Y., Zhang, T.Q., 2020. Effects of desertification on permafrost environment in Qinghai-Tibetan Plateau. J. Environ. Manage., 262, 110302.

Chen, S.-A., Michaelides, K., Singer, M.B., Richards, D.A., 2021. Global analysis of short- versus long-term drainage basin erosion rates, Earth Surface Dynamics Discussions.

Chiaudani, A., Di Curzio, D., Palmucci, W., Pasculli, A., Polemio, M., Rusi, S., 2017. Statistical and Fractal Approaches on Long Time-Series to Surface-Water/Groundwater Relationship Assessment: A Central Italy Alluvial Plain Case Study. Water, 9, 850.

Analysis of extreme precipitation during the mediterranean event associated with the Alex storm in the Alpes-Maritimes: atmospheric mechanisms and resulting rainfall

Choukri, F., Raclot, D., Naimi, M., Chikhaoui, M., Nunes, J.P., Huard, F., Hérivaux, C., Sabir, M., Pépin, Y., 2020. Distinct and combined impacts of climate and land use scenarios on water availability and sediment loads for a water supply reservoir in northern Morocco, Int. Soil Water Conserv. Res., 8, 141–153.

Chow, V.T., 1959. Open Channel Hydraulics. McGraw-Hill, New York.

Christensen, J.H., Carter, T.R., Rummukainen, M., Amanatidis, G., 2007. Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project, Climatic Change, 81, 1-6.

Clarke, M.L., Rendell, H.M., 2006. Process–form relationships in southern Italian badlands: erosion rates and implications for landform evolution. Earth Surface Processes and Landforms, 31, 15–29.

Clubb, F. J., Mudd, S. M., Attal, M., Milodowski, D. T., and Grieve, S. W., 2016. The relationship between drainage density, erosion rate, and hilltop curvature: Implications for sediment transport processes. J. Geophys. Res.-Earth, 121, 1724–1745.

Collins, D.B.G., Bras, R.L., Tucker, G.E., 2004. Modelling the effects of vegetation erosion coupling on landscape evolution. Journal of Geophysical Research – Earth Surface, 109, 1-11.

Collins, S.L., Christelis, V., C.R., Jackson b, Mansour, M.M., Macdonald, D.M.J., A.K.A.P. Barkwith, 2020. Towards integrated flood inundation modelling in groundwater-dominated catchments, Journal of Hydrology, 591, 125755.

Copard, Y., Eyrolle, F., Radakovitch, O., Poirel, A., Raimbault, P., Gairoard, S., Di-Giovanni, C., 2018. Badlands as a hot spot of petrogenic contribution to riverine particulate organic carbon to the Gulf of lion (NW Mediterranean Sea). Earth Surf. Process. Landf., 43, 2495-2509.

Corbari, C., Ravazzani, G., Galvagno, M., Cremonese, E., Mancini, M., 2017. Assessing Crop Coefficients for Natural Vegetated Areas Using Satellite Data and Eddy Covariance Stations. Sensors, 17, 2664.

Corona C, Robert Y, Rovera G. 2002. Suivi de l'érosion et modélisation des vitesses de déplacement des sédiments sur versants marneux très dégradés. Application sur les badlands de Draix grâce au topomicrometre laser photographique. In Proceedings of the Symposium 'Geomorphlogy: From Expert Opinion to Modelling', Delahaye D, Levoy F, Maquaire O (eds), CERG Editions, Strasbourg.

Corona, C., Saez, J.L., Rovera, G., Stoffel, M., Astrade, L., Berger, F., 2011. High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots at Draix, Alpes de Haute-Provence — critical review of existing approaches and independent quality control of results, Geomorphology, 125, 433-444.

Cosandey C., de Oliveira M., 1996. Surfaces saturées, surfaces contributives : localisation et extension dans l'espace du bassin versant. Journal des sciences hydrologiques, 41, 751-761.

Cosandey, C., Andréassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J.F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N., Richard, D., 2005. The hydrological impact of the Mediterranean forest: a review of French research. Journal of Hydrology, 301, 235-249.

Coulthard, T.J., Macklin, M.G., 2001. How sensitive are river systems to climate and land-use changes? A model-based evaluation. J. Quaternary Sci., 16, 347–351.

Coulthard, T.J., Macklin, M.G., Kirkby, M.J., 2002. A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution. Earth Surface Processes and Landforms, 27, 269-288.

Coulthard T.J., Van De Wiel, M.J., 2006. A cellular model of river meandering. Earth Surface Processes and Landforms, 31, 123–132.

Coulthard, T.J., Van De Wiel, M.J., 2007. Quantifying fluvial non linearity and finding self organized criticality? Insights from simulations of river basin evolution. Geomorphology, 91, 216–235.

Coulthard, T. J., Ramirez, J., Fowler, H. J., and Glenis, V., 2012. Using the UKCP09 probabilistic scenarios to model the amplified impact of climate change on drainage basin sediment yield, Hydrol. Earth Syst. Sci., 16, 4401–4416.

Coulthard, T.J., Neal, J.C., Bates, P.D., Ramirez, J., de Almeida, G.A.M., Hancock, G.R., 2013. Integrating the LISFLOOD-FP 2D hydrodynamic model with the CAESAR model: implications for modelling landscape evolution. Earth Surf. Process. Land., 38, 1897-1906.

Coulthard, T.J., Van de Wiel, M.J., 2013. Climate, tectonics or morphology: What signals can we see in drainage basin sediment yields? Earth Surface Dynamics, 1, 13–27.

Coulthard, T. J., Skinner, C. J., 2016. The sensitivity of landscape evolution models to spatial and temporal rainfall resolution, Earth Surf. Dynam., 4, 757–771.

Coulthard, T.J., Van De Wiel, M.J., 2017. Modelling Long Term Basin Scale Sediment Connectivity, Driven by Spatial Land Use Changes. Geomorphology, 277, 265–281

Courty L.G., Rico-Ramirez, M.A., Pedrozo-Acuna, A., 2018. The significance of the spatial variability of rainfall on the numerical simulation of urban floods, Water, 10, 1–17.

D

Delmas, M., Pak, L.T., Cerdan, O., Souchère, V., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Sorel, L., 2012. Erosion and sediment budget across scale: a case study in a catchment of the European loess belt. J. Hydrol., 420–421, 255–263.

Déqué, M., Marquet, P., Jones, R.G., 1998. Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model, Climate Dynamics, 14, 173-178.

Descroix L. 1994. L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud. Thèse de doctorat, Université Lumière Lyon II.

Descroix, L., Gautier, E., 2002. Water erosion in the southern French Alps: climatic and human mechanisms. Catena, 50, 53-85.

Descroix, L., Olivry, J.C., 2002. Spatial and temporal factors of hydric erosion in black marls badlands of the French southern Alps. Journal of Hydrological Sciences, 47, 227–242.

Descroix, L., Mathys, N., 2003. Processes, spatio-temporal factors and measurements of current erosion in the French southern Alps: a review. Earth Surface Processes and Landforms, 28, 993-1011.

Dieppois, B., Lawler, D.M., Slonosky, V., 2016. Multidecadal climate variability over northern France during the past 500 years and its relation to large-scale atmospheric circulation, Int. J. Climatol., 36, 4679-4696.

Di Lazzaro, M., Zarlenga, A., Volpi, E., 2014. A new approach to account for the spatial variability of drainage density in rainfall runoff modelling. Bol. Geol. Min., 125, 301–14.

Diodato, N., Bellocchi, G., 2013. Multiscale modelling of rainstorm-induced historical intermediate floods (June-November) in the Rhone River Basin. Natural Hazards, 65, 1465–1479.

D'Odorico, P., He, Y., Collins, S., De Wekker, S.F.J., Engel, V., Fuentes, J.D., 2013. Vegetation–microclimate feedbacks in woodland–grassland ecotones. Glob. Ecol. Biogeogr., 22, 364–379.

Donders, W.P., Huberts, W., van de Vosse, F.N., Delhaas, T., 2015. Personalization of models with many model parameters: an efficient sensitivity analysis approach. Int. J. Numer. Methods Biomed. Eng., e02727.

Duan, W., He, B., Nover, D., Fan, J., Yang, G., Chen, W., et al., 2016. Floods and associated socioeconomic damages in China over the last century. Natural Hazards, 82, 401–413.

Ducharne, A., Habets, F., Pagé, C., Sauquet, E., Viennot, P., Déqué, M., Gascoin, S., Hachour, A., Martin, E., Oudin, L., Terray, L., Thiéry D., 2010. Climate change impacts on water resources and hydrological extremes in northern France, Carrera J. ed., Proceedings of the XVIII International Conference on Computation Methods in Water Resources, Barcelona, 21–24.

Durán Zuazo, V.H., Rodríguez Pleguezuelo, C.R., 2008. Soil-erosion and runoff prevention by plant covers, A review. Agron. Sustain. Dev., 28, 65–86.

Duvert, C., Jourde, H., Raiber, M., Cox, M.E., 2015. Correlation and spectral analyses to assess the response of a shallow aquifer to low and high frequency rainfall fluctuations. J. Hydrol., 527, 894–907.

E

East, A.E., Sankey, J.B., 2020. Geomorphic and sedimentary effects of modern climate change: Current and anticipated future conditions in the western United States. Reviews of Geophysics, 58, e2019RG000692.

Eilers, V., Carter, R., Rushton, K., 2007. A single layer soil water balance model for estimating deep drainage potential recharge: an application to cropped land in semi-arid North–East Nigeria, Geoderma, 140, 119-131.

Einstein, H.A., 1950. The bed-load function for sediment transport in open channel flows. Technical Bulletin No. 1026. USDA Soil Conservation Service.

El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.P., Fournier, M., Dörfliger, N., 2012. Hydrological responses of the Chalk aquifer to the regional climatic signal. J. Hydrol., 464–465, 485–493.

El Janyani, S., 2013. Incidence des bétoires et de la karstogénèse des plateaux crayeux de la Haute-Normandie sur le fonctionnement hydrologique de l'équifère de la craie : Modélisation hydrogéologique des influences climatiques à différentes échelles spatio-temporelles. Thèse de doctorat, Université de Rouen.

El Janyani, S., Dupont, J.-P., Massei, N., Slimani, S., Dörfliger, N., 2014. Hydrological role of karst in the Chalk aquifer of Upper Normandy, France. Hydrogeol. J., 22, 663–677.

Equilbey E., Lebret, P., 2001. Mesures piézométriques (hautes eaux exceptionnelles) de l'aquifère crayeux en Haute-Normandie, printemps 2001. BRGM/RP-51153-FR.

Equilbey, E., 2003. Pilote de l'inventaire historique régional Haute-Normandie des bétoires, itinéraires souterrain des eaux (traçages) et des exutoires. Rapport BRGM/RP-52423-FR.

Entin, J.K., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Hollinger, S.E., Liu, S., Namkhai, A., 2000. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. J. Geophys. Res., 105, 11865-11877.

Esteves, M., Descroix, L., Mathys, N., Lapetite J.M., 2005. Soil hydraulic properties in a marly gully catchment (Draix, France). Catena, 63, 282-298

Evrard, O., Bielders, C.L., Vandaele, K., van Wesemael, B., 2007. Spatial and temporal variation of muddy floods in central Belgium, off-site impacts and potential control measures. Catena, 70, 443–454.

Evrard, O., Nord, G., Cerdan, O., Souchère, V., Le Bissonnais, Y., Bonté, P., 2010. Modelling the impact of land use change and rainfall seasonality on sediment export from an agricultural catchment of the northwestern European loess belt. Agriculture, Ecosystems & Environment, 138, 83–94.

F

Fadhel, S., Rico-Ramirez, M.A., Han, D., 2018. Sensitivity of peak flow to the change of rainfall temporal pattern due to warmer climate, Journal of Hydrology, 560, 546-559.

FAO, 2018. Aquacrop v6.0-6.1 : Chapter 2, Users guide.

Fagerlund, G., 2004. A Service Life Model for Internal Frost Damage in Concrete.

Farley, A., 2021. Exploring Connections Between Idealized Watershed Properties and Signal Filtering Using Spectral Analysis. Mémoire de master, Université de l'Arizona.

Faure, J., 2009. Dynamique d'évolution des exploitations d'élevage dans le Pays de Caux et conséquences sur l'environnement, MSC thesis, Agrocampus Ouest.

Flipo, N., Labarthe, B., Pryet, A., Baratelli, F., Goblet, P., 2016. Echanges nappe-rivière à l'échelle du bassin de la seine. Technical report, PIREN Seine. Dans Interfaces nappe-rivière, Rapport de synthèse 2011-2015.

Floury, P., Gaillardet, J., Tallec, G., Ansart, P., Bouchez, J., Louvat, P., Gorge, C., 2019. Chemical weathering and CO2 consumption rate in a multilayered-aquifer dominated watershed under intensive farming: the Orgeval Critical Zone Observatory, France. Hydrol. Process., 33, 195-213.

Foucher, A., Laceby, P.J., Salvador-Blanes, S., Evrard, O., Le Gall, M., Lefèvre, I., Cerdan, O., Rajkumar, V., Desmet, M., 2015. Quantifying the dominant sources of sediment in a drained lowland agricultural catchment: the application of a thorium-based particle size correction in sediment fingerprinting. Geomorphology, 250, 271-281

Fowler, H.J., Kilsby, C.G., 2007. Using regional climate model data to simulate historical and future river flows in northwest England, Climatic Change, 80, 337-367.

Fox, J., Weisberg, S., 2011. An R Companion to Applied Regression, 2nd edn. Sage, Thousand Oaks, California.

Francom, D., Sansó, B., 2020. BASS: An R Package for Fitting and Performing Sensitivity Analysis of Bayesian Adaptive Spline Surfaces. Journal of Statistical Software.

Fritier, N., Massei, N., Laignel, B., Durand, A., Dieppois, B., Deloffre, J., 2012. Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France), C.R. Geoscience, 344, 396–405.

Fryirs, K., Brierley, G.J., Preston, N.J., Kasai, M., 2007. Buffers, barriers and blankets: the (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. Catena, 70, 49-67.

G

Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., Dorfliger, N., de Dreuzy, J. R., Galle, S., Galy, C., Gogo, S., Gourcy, L., Habets, F., Laggoun, F., Longuevergne, L., le Borgne, T., Naaim-Bouvet, F., Nord, G., Simonneaux, V., Six, D., … Zitouna, R., 2018. OZCAR: The French network of critical zone observatories. Vadose Zone Journal, 17, 180067.

Gall, H., Park, J., Harman, C., Jawitz, J., Rao, P.S., 2013. Landscape filtering of hydrologic and biogeochemical responses in managed catchments. Landscape Ecology, 28, 651–664.

García-Ruiz, J.M., Beguería, S., Nadal-Romero, E., González-Hidalgo, J.C., Lana-Renault, N., Sanjuán, Y., 2015. A meta-analysis of soil erosion rates across the world Geomorphology, 239, 160-173.

Garnier, J., Vilain, G., Benoit, M., Mercier, B., Lugnot, M., Lassaletta, L., Billen, G., Ansart, P., Decuq, C., 2011. Emissions de N2O et lessivage de nitrate de sols en agriculture conventionnelle et biologique. Mise en place d'un dispositif de mesures. Programme PIREN Seine, rapport d'activités.

Garnier, J., Billen, G., Vilain, G., Benoit, M., Passy, P., Tallec, G., Tournebize, J., Anglade, J., Billy, C., Mercier, B., Ansart, P., Sebilo, M., Kao, C., 2014. Curative vs. preventive management of nitrogen transfers in rural areas: lessons from the case of the Orgeval watershed (Seine River basin, France). J. Environ. Manage.,144,125–134.

Gay, A., Cerdan, O., Mardhel, V., Desmet, M., 2016. Application of an index of sediment connectivity in a lowland area. J. Soils Sediments, 16, 280-293.

Génevaux, J.-D., Galin, E., Guérin, E., Peytavie, A., Benes, B., 2013. Terrain generation using procedural models based on hydrology. ACM Transactions on Graphics, 32, 1–13.

GIEC, 2014. Climate change 2014: Synthesis report. In R. K. Pachauri, & L. A. Meyer (Eds.), Contribution of working groups I, II and III to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Core Writing Team (p. 151). Geneva, Switzerland: IPCC.

GIEC, 2021. V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, B. Zhou (Eds.), Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press.

Gill, J., 2001. Generalized linear models: a unified approach. Paper Series on Quantitative Applications in the Social Sciences, Series no. 07-134, Sage University, Thousand Oaks (CA).

Giorgi, F., Bi, X., Pal, J., 2004. Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II: climate change scenarios (2071–2100), Climate Dynamics, 23, 839-858

Gis Sol, 2011. Rapport sur l'état des sols de France. Groupement d'Intérêt Scientifique sur les Sols.

Gomez, J.A., Giraldez J.V., Fereres, E., 2001. Rainfall interception by Olive trees in relation to leaf area. Applied Water Management, 49, 65–76.

Grangeon, T., Manière, L., Foucher, A., Vandromme, R., Cerdan, O., Evrard, O., Pene- Galland, I., Salvador-Blanes, S., 2017. Hydro-sedimentary dynamics of a drained agricultural headwater catchment: a nested monitoring approach, Vadose Zone J., 16, 12

Granier, A., 2007. Rôle des prairies dans le cycle de l'eau. Comparaison avec la forêt, Fourrages, 192, 399-408.

Grauso, S., Pagano, A., Fattoruso, G., De Bonis, P., Onori, F., Regina, P., Tebano, C., 2008. Relation between climatic-geomorphical parameters and sediment yield in a Mediterranean semi-arid area (Sicily, southern Italy). Environ. Geol., 54, 219–234

Grauso, S., Pasanisi, F., Tebano, C., Grillini, M., Peloso, A., 2018. Investigating the Sediment Yield Predictability in Some Italian Rivers by Means of Hydro-Geomorphometric Variables. Geosciences, 8, 249.

Griffiths, J., Keller, V., Morris, D., Young, A.R., 2008. Continuous Estimation of River Flows (CERF). Environment Agency Science Report SC030240, Bristol.

Guo, W., Liu, H., Anenkhonov, O.A., Shangguan, H., Sandanov, D.V., Korolyuk, A.Y., Hu, G., Wu, X., 2018. Vegetation can strongly regulate permafrost degradation at its southern edge through changing surface freeze-thaw processes. Agric. For. Meteorol., 252, 10-17.

Gupta, H. V., Sorooshian, S., Yapo, P. O., 1999. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. Journal of Hydrologic Engineering, 4, 135–143.

Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. Journal of Hydrology, 377, 80–91.

Guse, B., Pfannerstill, M., Kiesel, J., Strauch, M., Volk, M., Fohrer, N., 2019. Analysing spatio-temporal process and parameter dynamics in models to characterise contrasting catchments. Journal of Hydrology, 570, 863–874.

Guse, B., Kiesel, J., Pfannerstill, M., Fohrer, N., 2020. Assessing parameter identifiability for multiple performance criteria to constrain model parameters. Hydrol. Sci. J., 65, 1158-1172.

Gyssels, G., Poesen, J., Nachtergale, J., Govers, G., 2002. The impact of sowing density of small grains on rill and ephemeral gully erosion in concentrated flow zones. Soil and Tillage Research, 64, 189–201.

H

Haitjema, H.M., 1995. Analytic Element Modeling of Groundwater Flow Academic Press, p. 394.

Hajek, E.A., Straub, K.M., 2017. Autogenic sedimentation in clastic stratigraphy. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 45, 681–709.

Halcrow, A., 2011. Water natural flood management techniques and scoping study. Report to Scottish environment agency.

Hales, T.C., Roering, J.J., 2007. Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. J. Geophys. Res., 112, F02033.

Han, H., Yang, C., Song, J., 2015. Scenario Simulation and the Prediction of Land Use and Land Cover Change in Beijing, China, Sustainability, 7, 4260-4279.

Hancock, G.R., 2009. A catchment scale assessment of increased rainfall and storm intensity on erosion and sediment transport for Northern Australia. Geoderma, 152, 350-360

Hancock, G., Lowry, J., Coulthard, T., Evans, K., Moliere, D., 2010. A catchment scale evaluation of the SIBERIA and CAESAR landscape evolution models, Earth Surf. Proc. Land., 35, 863–875.

Hancock, G.R., Coulthard, T.J., Martinez, C., Kalma, J.D., 2011. An evaluation of landscape evolution models to simulate decadal and centennial scale soil erosion in grassland catchments. J. Hydrol., 398, 171-183.

Hancock, G.R., Coulthard, T.J., 2012. Channel movement and erosion response to rainfall variability in southeast Australia. Hydrological Processes, 26, 663-673.

Hancock, G.R., Lowry, J.B.C., Coulthard, T.J., 2015. Catchment reconstruction — erosional stability at millennial time scales using landscape evolution models. Geomorphology, 231, 15-27.

Hancock, G.R., Webb, A.A., Turner, L., 2017. Sediment transport in forested head water catchments – calibration and validation of a soil erosion and landscape evolution model. J. Hydrol., 554, 12-23.

Hansson, D., Eriksson, C., Omstedt, A., Chen, D., 2011. Reconstruction of river runoff to the Baltic Sea, AD 1500–1995, International Journal of Climatology, 31, 696–703.

Hauchard, E., 2001. De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en géomorphologie. Application aux bassins versants de la marge nord occidentale du Bassin de Paris. Thèse de doctorat, Université de Rouen.

Hauchard, E., 2002. Plan de prévention des risques d'inondation par débordement et ruissellement. Méthodologie pour la definition de l'aléa ruissellement : Approche hydromorphologique, DDE 76.

Haverd, V., Cuntz, M., Nieradzik, L. P., and Harman, I. N., 2016. Improved representations of coupled soil-canopy processes in the CABLE land surface model. Geosci. Model Dev., 9, 3111–3122.

Headworth, H.G., Keating, T., Packman, M.J., 1982. Evidence for a shallow highlypermeable zone in the Chalk of Hampshire, U.K. J. Hydrol., 55, 93–112.

Hellwig, J., Stahl, K., 2018. An assessment of trends and potential future changes in groundwater-baseflow drought based on catchment response times, Hydrol. Earth Syst. Sci., 22, 6209–6224.

Henine, H., Chaumont, C., Tournebize, J., Augeard, B., Kao, C., Nedelec, Y., 2012. Le rôle des réseaux de drainage agricole dans le ralentissement dynamique des crues : interprétation des données de l'observatoire « Orgeval ». Sciences Eaux et territoires, 2012/III Cahier spécial, 16-23.

Henine, H., Nédélec, Y., Ribstein, P., 2014. Coupled modelling of the effect of overpressure on water discharge in a tile drainage system. J. Hydrol., 511, 39-48.

Herman, E.K., Toran, L., White, W.B., 2009. Quantifying the place of karst aquifers in the groundwater to surface water continuum: a time series analysis study of storm behavior in Pennsylvania water resources. J. Hydrol., 376, 307-317.

Herrera-Pantoja, M., Hiscock, K.M., 2008. The effects of climate change on potential groundwater recharge in Great Britain, Hydrol. Process., 22, 73–86.

Hervé, M., 2016. Aide-mémoire de statistique appliquée à la biologie. Construire son étude et analyser les résultats à l'aide du logiciel R.

Hettiarachchi, S., Wasko, C., Sharma, A., 2019. Can antecedent moisture conditions modulate the increase in flood risk due to climate change in urban catchments? J. Hydrol. 571, 11-20.

Hiver, M., 2015. Modélisation d'un bassin versant artificiellement drainé et des flux de nitrates associés : les bassins de l'Orgeval et de Porijõgi. Mémoire de master, Université Pierre et Marie Curie, MinesParisTech et AgroParisTech.

Homma, T., Saltelli, A., 1996. Importance measures in global sensitivity analysis of nonlinear models. Reliab. Engng. Syst. Safety, 52, 1-17.

Hooke, R.L., 2000. On the history of humans as geomorphic agents. Geology, 28, 843–846.

Hooke J.M., 2003. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. Geomorphology, 56, 79-94.

Hopkins, K.G., Bhaskar, A.S., Woznicki, S.A., Fanelli, R.M., 2019. Changes in event-basedstreamflow magnitude and timing after suburban development with infiltration-based stormwater management, Hydrol. Process., 34, 387–403.

Hornberger, G.M., Spear, R.C., 1981. An approach to the preliminary analysis of environmental systems. Journal of Environmental Management, 7, 7-18.

Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology, Bulletin of the Geological Society of America, 56, 275-370.

Hoyningen-Huene, J., 1983. Die Interzeption des Niederschlags in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. DVWK Schriften, 57, 1–53

Hsiao, T.C., Heng, L.K., Steduto, P., Rojas-Lara, B., Raes, D., Fereres, E., 2009. AquaCrop—the FAO crop model to simulate yield response to water: III. Parameterization and testing for Maize. Agron. J., 101, 448-459.

Huberty, C.J., 1975. Discriminant Analysis. Review of Eductional Research, 45, 543-598.

Hurni, H., Herweg, K., Portner, B., Liniger, H., 2008. Soil erosion and conservation in global agriculture. A.K. Braimoh, P.L.G. Vlek (Eds.), Land Use and Soil Resources, Springer, Netherlands, 41-71

I

Ice, G.G., Stednick, J.D., 2004. Forest Watershed Research in the United States. Forest History Today, Spring/Fall 2004, Forest History Society, Durham, North Carolina, USA, 16–26.

Imagawa, C., Takeuchi, J., Kawachi, T., Chono, S., Ishida, K., 2013. Statistical analyses and modeling approaches to hydrodynamic characteristics in alluvial aquifer. Hydrol. Process., 27, 4017–4027.

Iooss B., 2011. Revue sur l'analyse de sensibilité globale de modèles numériques. Journal de la Société Française de Statistique, 152, 1–23.

J

Jackson, C.R., Meister, R., Prudhomme, C., 2011. Modelling the effects of climate change and its uncertainty on UK chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections. J. Hydrol., 399, 12–28.

Jacob, D., Petersen, J., Eggert B. et al., 2014. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research, Reg. Environ. Change, 14, 563-578.

James, G., Witten, D., Hastie, T., Tibshirani, R., 2013. An introduction to statistical learning with applications in R. Springer.

Jantzi, H., Liébault, F., Klotz, S., 2017. Sediment residence time in alluvial storage of black marl Badlands. Catena, 156, 82-91.

Jardani, A., Revil, A., Akoa, F., Schmutz, M., Florsch, N., and Dupont, J.P., 2006a. Least squares inversion of self-potential (SP) data and application to the shallow flow of ground water in sinkholes, Geophys. Res. Let., 33, L19306.

Jardani, A., Dupont, J.P. and Revil, A., 2006b. Self-potential signals associated with preferential groundwater flow pathways in sinkholes. Journal of Geophysical Research, 111, B09204.

Jardani, A., Revil, A., Santos, F., Fauchard, C., Dupont, J. P., 2007. Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. Geophysical Prospecting, 55, 749-760.

Jena, P.P., Chatterjee, C., Pradhan, G., Mishra, A., 2014. Are recent frequent high floods in Mahanadi basin in eastern India due to increase in extreme rainfalls? J. Hydrol., 517, 847–862.

Jerolmack, D.J., Paola, C., 2010. Shredding of environmental signals by sediment transport: Geophysical Research Letters, 37, 1–5.

Jia, Z., Ma, B., Zhang, J., Zeng, W., 2018. Simulating Spatial-Temporal Changes of Land-Use Based on Ecological Redline Restrictions and Landscape Driving Factors: A Case Study in Beijing, Sustainability, 10, 1299.

Jin, X., Feng, H., Zhu, X., Li, Z., Song, S., Song, X., Yang, G.-J., Xu, X., Guo, W., 2014. Assessment of the AquaCrop model for use in simulation of irrigated winter wheat canopy cover, biomass, and grain yield in the North China Plain. PLoS One, 9, e86938.

Jin, X., Kumar, L., Li, Z., Xu, X., Yang, G., Wang, J., 2016. Estimation of winter wheat biomass and yield by combining the AquaCrop model and field hyperspectral data. Remote Sens., 8, 1-15.

Jolliffe, I.T., 2002. Principal Component Analysis, second edition, New York: Springer-Verlag New York, Inc.

Jolly, W.M., Nemani, R., Running, S.W., 2005. A generalized, bioclimatic index to predict foliar phenology in response to climate. Global Change Biol, 11, 619– 632.

Jones, P. D., Kilsby, C. G., Harpha, C., Glenis, V., and Burton, A., 2009. UK Climate Projections science report: Projections of future daily climate for the UK from the Weather Generator, University Of Newcastle, UK., 48p.

Jong S.M., Jetten V.G., 2007. Estimating spatial patterns of rainfall interception from remotely sensed vegetation indices and spectral mixture analysis. Int. J. Geogr. Inf. Sci., 21, 529–545.

Julian, J.P., Gardner, R.H., 2014. Land cover effects on runoff patterns in eastern Piedmont (USA) watersheds. Hydrological Processes, 28, 1525–1538.

Junger, W. L., Ponce de Leon, A., and Santos, N. 2003. Missing data imputation in multivariate time series via EM algorithm. Cadernos IME 15:8-21.

K

Kašpar, M., Müller, M., Pecho, J., 2013. Comparison of meteorological conditions during may and august 2010 floods in Central Europe. AUC Geographica, 48, 27–34.

Kaufman, L., Rousseeuw, P., 1990. Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis. Wiley Series in Probability and Statistics, Wiley, New York.

Kellerer-Pirklbauer, A., 2017. Potential weathering by freeze–thaw action in alpine rocks in the European Alps during a nine year monitoring period. Geomorphology, 296, 113–131.

Kim, J., Choi, J., Choi, C., Park, S., 2013. Impacts of changes in climate and land use/land cover under IPCC RCP scenarios on streamflow in the Hoeya River Basin, Korea, Sci Total Environ, 452, 181–195.

Kim, Y.J., Marshall, W., Pal, I., 2014. Assessment of infrastructure devastated by extreme floods: a case study from Colorado, USA. Proc. ICE – Civ. Eng., 167, 186-191

Kim, D.H., Rao, P.S.C., Kim, D., Park, J., 2016. 1/f noise analyses of urbanization effects on streamflow characteristics. Hydrol. Process., 30, 1651–1664.

King, D., Daroussin, J., Tavernier, R., 1994. Development of a soil geographical database from the soil map of the European Communities. Catena, 21, 37–56.

Kirchner, J.W., Neal, C., 2013. Universal fractal scaling in stream chemistry and its implications for solute transport and water quality trend detection. Proc. Natl. Acad. Sci., 110, 12213–12218.

Kirkby, M. J., 1971. Hillslope process-response models based on the continuity equation. Slopes: Form and Process, Spec. Publ., 3, 15-30.

Klotz, S., 2002. Essai méthodologique de suivi de l'évolution des stocks de sédiments dans le bassin versant élémentaire de la roubine (Bassins Versants Expérimentaux de Draix, Alpes-de HauteProvence), Cemagref.

Knighton D. 1998. Fluvial Forms and Processes: A New Perspective. Arnold, London.

Kohn, H.-F., Hubert, L.J., 2015. Hierarchical Cluster Analysis. Wiley StatsRef: Statistics Reference Online. John Wiley & Sons, Ltd.: Hoboken, NJ, USA.

Koks, E.E., Van Ginkel, K.C.H., Van Marle, M.J.E., Lemnitzer, A., 2021. Brief Communication: Critical Infrastructure impacts of the 2021 mid-July western European flood event. Natural Hazards and Earth System Sciences, preprint.

Kuppel, S., Tetzlaff, D., Maneta, M. P., and Soulsby, C., 2018. What can we learn from multi-data calibration of a process-based ecohydrological model? Environ. Model. Softw., 101, 301–316.

Kuriata-Potasznik, A.B., Szymczyk, S., 2016. Variability of the water availability in a river lake system—A case study of Lake Symsar. J. Water Land Dev., 31, 87–96.

Kurtulus, B., Flipo, N., 2012. Hydraulic head interpolation using anfis – model selection and sensitivity analysis. Comput. Geosci., 38, 43–51.

L

Lado, M., Ben-Hur, M., Shainberg, I., 2004. Soil wetting and texture effects on aggregate stability seal formation and erosion. Soil Science Society of America Journal, 68, 1992-1999.

Laignel, B., 1997. Les altérites à silex de l'ouest du bassin de Paris : Caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse de doctorat, Université de Rouen.

Laignel, B., Quesnel, F., Spencer, C., Meyer, R., 2003. Slope clays-with-flints (biefs à silex) as indicators of Quaternary periglacial dynamics in the Western part of the Paris Basin, France. J. Quaternary Sci., 18, 295-299.

Laignel, B., Dupuis, E., Durand, A., Dupont, J.P., Hauchard, E., Massei, N., 2006. Erosion balance in the watersheds of the western Paris Basin by high-frequency monitoring of discharge and suspended sediment in surface water. C. R. Geosci., 338, 556–564.

Laignel, B., Costa, S., Lequien, A., Massei, N., Durand, A., Dupont, J.P., Le Bot, S., 2008. Current inputs of continental sediment to the English Channel and its beaches: A case study of the cliffs and littoral rivers of the Western Paris Basin. Geomorphol. Suppl. Issues, 52, 21–39.

Laignel, B., Fritier, N., Massei, N., Ducharne, A., Laverman, A., Etcheber, H., 2010. Les effets du changement climatique dans le contexte des changements globaux. Expertise collective sur l'estuaire de Seine, Synthèse sur les thèmes : Climatologie-Hydrologie-Qualité de l'eau, Février 2010.

Landemaine, V., 2016. Erosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l'Ouest du bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l'échelle pluriannuelle. Thèse de doctorat, Université de Rouen.

Landis, J.R., Koch, G.G., 1977. The Measurement of Observer Agreement for Categorical Data, Biometric, 1, 159–74.

Langbein, W.B., 1947. Topographic Characteristics of Drainage Basins. USGS Water Supply Paper, 947-C. 157 p.

Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D., Daroussin, J., 1998. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m2 to small catchments. Soil Tillage Res., 46, 69–80.

Le Bouteiller, C., Naaim-Bouvet, F., Mathys, N., Lavé, J., 2011. A new framework for modeling sediment fining during transport with fragmentation and abrasion. Journal of Geophysical Research : Earth, Surface, 116, F03002.

Le Cloarec, M.F., Bonté, P., Mouchel, J.M., Lefèvre, I., Colbert, S.L., 2007. Distribution of 7Be, 210Pb and 137Cs in watersheds of different scales in the Seine River basin: inventories and residence times. Sci. Total Environ., 375, 125–139.

Lecompte, M., Lhénaff, R., Marre, A., 1998. Huit ans de mesure du avinement des marnes dans les Baronnies méridionales (Préalpes françaises du Sud). Géomorphologie: relief, processus, environnement, 4, 351–374.

Le Gall, M., Evrard, O., Foucher, A., Laceby, J.P., Salvador-Blanes, S., Thil, F., Dapoigny, A., Lefèvre, I., Cerdan, O., Ayrault, S., 2016. Quantifying sediment sources in a lowland agricultural catchment pond using ^{137}Cs activities and radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios. Science of the Total Environment, 566-567, 968-980.

Lei, C., Wagner, P.D., Fohrer, N., 2019. Identifying the most important spatially distributed variables for explaining land use patterns in a rural lowland catchment in Germany, J.Geogr.Sci, 29, 1788-1806.

Lempert, R. J., and Groves, D. G., 2010. Identifying and evaluating robust adaptive policy responses to climate change for water management agencies in the American west, Technol. Forecasting Social Change, 77, 960–974.

Lenth, R., 2020. emmeans: Estimated Marginal Means, aka Least-Squares Means. R package 594 version 1.4.8.

Lequien, A., 2006. Dynamique érosive actuelle et transferts fluviatiles dans l'Ouest du bassin de Paris : exemple des bassins versants littoraux en Haute-Normandie : le Dun, la Ganzeville et l'Yères. Thèse de doctorat, Université de Rouen.

Lesschen, J., Kok, K., Verburg, P., Cammeraat, L., 2007. Identification of vulnerable areas for gully erosion under different scenarios of land abandonment in Southeast Spain, Catena, 71, 110-121.

Lesschen, J.P., Schoorl, J.M., et al., 2009. Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. Geomorphology, 109, 174–183.

L'Hôte, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y., Etchevers, P., 2005. Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. Hydrol Sci J, 50, 989-997.

Li, Z., Liu, W.Z., Zhang, X.C., Zheng, F.L., 2009. Impacts of land-use change and climate variability on hydrology in an agricultural catchment on the Loess Plateau of China, Journal of Hydrology, 377, 35–42.

Li, Z., Fang, H., 2016: Impacts of climate change on water erosion: A review. Earth-Science Reviews, 163, 94–117.

Li, Y.-H., Tung, C.-P., Li, Y.-H., Chen, P.-Y., 2018. Assessing climate change adaptations for community-scale water resources using a low-frequency weather generator. Paddy Water Environ., 16, 55-69.

Li, F., Zhang, G., Li, H., Lu, W., 2019. Land use change impacts on hydrology in the Nenjiang River Basin, Northeast China, Forests, 10, 476.

Liang, X., Schilling, K., Jones, C., Zhang, Y.-K., 2021.Temporal scaling of long-term co-occurring agricultural contaminants and the implications for conservation planning. Environ. Res. Lett., 16, 094015.

Liébault, F., Piégay, H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. Earth Surface Processes and Landforms, 27, 425-444.

Liébault, F., Gomez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D., Trotter, C.M., 2005. Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. River Res. Appl., 21, 739-756.

Liébault, F., 2017. Geomorphology and sediment transport of alpine fluvial systems: from steep-slope torrents to piedmont gravel-bed rivers. Habilitation à Diriger des Recherches, Université Grenoble Alpes.

Lima M.I.L.P. de, Lima J.L.M.P. de, Coelho M.F.E.S., 2003. Spectral analysis of scale invariance in the temporal structure of precipitation in Mainland Portugal. Engenharia Civil, UM, 16.

Lin, Y.-P., Hong, N.-M., Wu, P.-J., Wu, P-J., Wu, C.-F., Verburg, P.H., 2010. Impacts of land use change scenarios on hydrology and land use patterns in the Wu-Tu watershed in northern Taiwan, Landscape and Urban planning, 80, 111-126.

Lindstrom, G., Alexandersson, H,. 2004. Recent mild and wet years in relation to long observations records and future climate change in Sweden. Ambio, 33, 182–186.

Lischeid, G., Dannowski, R., Kaiser, K., Nützmann, G., Steidl, J., Stüve, P., 2021. Inconsistent hydrological trends do not necessarily imply spatially heterogeneous drivers. Journal of Hydrology, 596, 126096.

Litwin, D.G., Tucker, G.E., Barnhart, K.R., Harman, C.J., 2020. GroundwaterDupuitPercolator: a Landlab component for groundwater flow. J. Open Source Software, 5, 1935.

Lo, S., Andrews, S., 2015. To transform or not to transform: Using generalized linear mixed models to analyse reaction time data. Frontiers in Psychology, 6, 1171.

Loeppky, J.L., Sacks, J., Welch, W.J., 2009. Choosing the sample size of a computer experiment: a practical guide. Technometrics, 51, 366-376

Lofi, J., Pezard, P., Loggia, D., Garel, E., Gautier, S., Merry, C., Bondabou, K., 2012. Geological discontinuities, main flow path and chemical alteration in a marly hill prone to slope instability: assessment from petrophysical measurements and borehole image analysis. Hydrol. Process., 26, 2071-2084

Loumagne C., Tallec G., 2012. L'observation long terme en environnement : Exemple du bassin versant de l'Orgeval. Editions Quae, Paris.

Lu, Y., Williams, I. N., Bagley, J. E., Torn, M. S., and Kueppers, L. M., 2017. Representing winter wheat in the Community Land Model (version 4.5). Geosci. Model Dev., 10, 1873–1888.

Lukey, B.T., Sheffield, J., Bathurst, J.C., Hiley, R.A., Mathys, N., 2000. Test of the SHETRAN technology for modelling the impact of reforestation on badlands runoff and sediment yield at Draix, France. Journal of Hydrology, 235, 44-62

Lyne, V., Hollick, M., 1979. Stochastic Time-Variable Rainfall-Runoff Modeling. Institute of Engineers Australia National Conference, 89-93.

M

Maestripieri N., Paegelow M., 2013, Validation spatiale de deux modèles de simulation : l'exemple des plantations industrielles au Chili, Cybergeo, 653.

Maillet, G., Vella, C., Berne, S., Friend, P.L., Amos, C.L., Fleury, T.J., Normand, A., 2006. Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). Mar. Geol., 234, 159-177.

Malamud, B. L., Turcotte, D., 1999. Self-affine, time series: I. Generation and analyses. Adv. Geophys., 10, 1–90.

Mallet, F., 2018. Spatialisation et modélisation de l'état hydrique des sols pour l'étude des processus de formation des écoulements en contexte torrentiel : application au bassin versant marneux du Laval (ORE Draix-Bléone, Alpes-De-Haute-Provence, France). Thèse de doctorat, Université d'Avignon.

Maneta, M.P., Pasternack, G.B., Wallender, W.W., Jetten, V., Schnabel, S., 2007. Temporal instability of parameters in an event-based distributed hydrologic model applied to a small semiarid catchment. J. Hydrol., 341, 207-221.

Mangin, A, 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. J. Hydrol, 67, 25-43.

Mansour, M.M., Hughes, A.G., 2014. Land use, climate change and water availability: preliminary modelling of impacts of climate change and land use change on groundwater recharge for England and Wales. BGS Open File Report OR/14/018.

Maquaire, O., Ritzenthaler, A., Fabre, D., Ambroise, B., Thiery, Y., Truchet, E., Malet, J.-P., Monnet, J., 2002. Caractérisation des profils de formations superficielles par pénétrométrie dynamique à énergie variable : application aux marnes noires de Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). Comptes rendus Geoscience, 334, 835-841

Marhaento, H, Booij, M.J., Rientjes, T.H.M., Hoekstra, A.Y., 2017. Attribution of changes in the water balance of a tropical catchment to land use change using the SWAT model, Hydrol Process, 31, 2029–2040.

Marrel, A., Iooss, B., Laurent, B., Roustant, O., 2009. Calculations of sobol indices for the gaussian process metamodel. Reliab. Eng. Syst. Safe., 94, 742–751.

Martin, P., 2009. Anticiper et Accompagner des évolutions de Territoires agricoles sensibles aux coulées boueuses. Final report of AcTerre project.

Martin, P., Ronfort, C., Laroutis, D., Souchère, V., Sebillotte, C., 2014. Cost of best management practices to combat agricultural runoff and comparison with the local populations′ willingness to pay: case of the Austreberthe watershed (Normandy, France). Land Use Policy, 38, 454-466

Massei, N., Wang, H.Q., Field, M.S., Dupont, J.P., Rodet, J., 2003. Dual-flow phenomena and longitudinal dispersivity interpretation in a karstic aquifer. Geotechnical special publication, 122, 232-240.

Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., Ogier, S., 2006. Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. J. Hydrol., 329, 244-257.

Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., 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.

Massei, N., Fournier, M., 2012. Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert-Huang Transform. Journal of Hydrology, 448–449, 119–128.

Massei, P., Fournier, M., Dieppois, B., Chun, K.P., He, Q., Fossa, M., Lattelais, C., Dupont, J.P., 2020. Large-scale ocean-atmosphere driving of decadal-scale precipitation and groundwater level variations with implication for groundwater drought occurrence. EGU General Assembly 2020, Vienna Austria, 4-8 May 2020.

Mathys, N., Brochot, S., Meunier, Richard, M.D., 2003. Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). Calibration of the ETC rainfall runoff-erosion model. Catena, 50, 527-548.

Mathys, N., Klotz, S., Esteves, M., 2005. Runoff and erosion in the Black Marls of the French Alps: observations and measurements at the plot scale. Catena, 63, 261-281.

Mathys, N., 2006. Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides: cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes-de-Haute-Provence). PhD thesis, Grenoble.

Matsuoka, N., 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. Earth Science Reviews, 55, 107-134.

Mayaud, C., Wagner, T., Benischke, R., Birk, S., 2014. Single event time series analysis in a binary karst catchment evaluated using a groundwater model (Lurbach system, Austria). J. Hydrol., 511, 628-639.

Meadows, T., 2014. Forecasting long-term sediment yield from the Upper North Fork Toutle River, Mount St Helens, USA. PhD thesis, University of Nottingham.

Mearns, L. O., Hulme, M., Carter, T. R., Leemans, R., Lal, M., Whetton, P., 2001. Climate Scenario Development, Chapter 13, in Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson, C. A. (eds.), Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 739–768.

Mekonnen, M., Keesstra, S.D., Stroosnijder, L., Baartman, J.E.M., Maroulis, J., 2015. Soil conservation through sediment trapping: a review. Land Degradation & Development, 26, 544–556.

Mesquita, J., 2008. Facteurs de contrôle multi-échelles des modalités de réponse hydrologique de bassin versant en substrat carbonaté. Comparaison Haute-Normandie (FR) et Région d'Austin Texas (US). Thèse de doctorat, Université de Caen.

Metivier, F., Gaudemer, Y., 1999. Stability of output fluxes of large rivers in South and East Asia during the last 2 million years: Implication on floodplain processes. Basin Research, 11, 293–303.

Milly, P.C.D., Wetherald, R.T., 2002. Macroscale water fluxes, 3. Effects of land processes on variability of monthly river discharge. Water Resour. Res., 38, 1235.

Miyata, S., Gomi, T., Sidle, R.C., Hiraoka, M., Onda, Y., Yamamoto, K., Nonoda, T., 2019. Assessing spatially distributed infiltration capacity to evaluate storm runoff in forested catchments: Implications for hydrological connectivity. Sci. Total Environ., 669, 148–159.

Molénat, J., Davy, P., Gascuel-Odoux, C., Durand, P., 1999. Study of three subsurface hydrologic systems based on spectral and cross-spectral analysis of time series. J. Hydrol., 222, 152–164.

Montanari, A., 2005. Large sample behaviors of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) in assessing the uncertainty of rainfall–runoff simulations. Water Resour. Res., 41, W08406.

Moody, P., Brown, C., 2013. Robustness indicators for evaluation under climate change: Application to the upper Great Lakes, Water Resour. Res., 49, 3576–3588.

Morgan, R.P.C., 1995. Soil erosion and Conservation. second edition. Longman Group, Harlow, UK.

Moriasi, D., Arnold, J., Van Liew, M., Bingner, R., Harmel, R., Veith, T., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers, 50, 885–900.

Moriasi, D.N., Gitau, M.W., Pai, N., Daggupati, P., 2015. Hydrologic and water quality models: performance measures and evaluation criteria. Trans. ASABE, 58, 1763-1785.

Morales, J., Poveda, G., 2009. Diurnally driven scaling properties of Amazonian rainfall fields: Fourier spectra and order-q statistical moments. J. Geophys. Res., 2009, 114, D11104.

Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., de Fouquet, C., Bodet, L., Kurtulus, B., Tallec, G., Durand, V., Jost, A., Ansart, P., Goblet, P., 2013. Designing a multi-scale sampling system of stream-aquifer interfaces in a sedimentary basin. J. Hydrol., 504, 194–206.

Mudelsee, M., 2007. Long memory of rivers from spatial aggregation. Water Resources Research, 43, W01202.

Muggeo, V., 2003. Estimating regression models with unknown break-points. Statistics in Medicine, 22, 3055−3071.

Muggeo, V., 2008. Segmented: An R package to fit regression models with broken-line relationships. R News, 8, 20−25.

Muggeo, V., 2020. Selecting number of breakpoints in segmented regression: implementation in the R package segmented. Technical report.

Muma, M., Gumiere, S. J., Rousseau, A. N., 2014. Comprehensive analysis of the CATHY model sensitivity to soil hydrodynamic properties of a tile-drained agricultural microwatershed, Hydrological Sciences Journal, 59, 1606–1623.

Munier, S., Carrer, D., Planque, C., Camacho, F., Albergel, C., Calvet, J.-C., 2018. Satellite Leaf Area Index: Global scale analysis of the tendencies per vegetation type over the last 17 years. Remote Sens., 10, 424.

Murphy, J., 2000. Predictions of climate change over Europe using statistical and dynamical downscaling techniques. International Journal of Climatology, 20, 489-501.

N

Nadal-Romero, E., García-Ruiz, J.M., 2018. Chapter 7 - Rethinking Spatial and Temporal Variability of Erosion in Badlands. Badlands Dynamics in a Context of Global Change, Elsevier, 217-253.

Nash, J. E., Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models: Part 1. A discussion of principles. Journal of Hydrology, 10, 282–290.

Natural Environment Research Council (NERC), 2003. Hydrological Data United Kingdom, Hydrometric Register and Statistics 1996–2000. Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, UK.

Navarrete, C.B., Soares, F.C., 2019. dominanceanalysis: Dominance analysis (Version 1.2.0).

Nebbache, S., 1999. Communautés et contamination bactérienne associées à la turbidité des eaux d'un aquifère karstifié en domaine rural. Approche préliminaire dans la bioremédiation des nitrates. Thèse de doctorat, Université de Rouen.

Neal, J., Schumann, G., Fewtrell, T., Budimir, M., Bates, P., Mason, D., 2011. Evaluating a new LISFLOOD-FP formulation with data from the summer 2007 floods in Tewkesbury, UK. J. Flood Risk Manag., 4, 88–95.

Nearing, M.A., Bradford, J.M., 1985. Single waterdrop splash detachment and mechanical properties of soils. Soil Science Society of America Journal, 49, 547-552.

Nearing, M. A., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., et al., 2005. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover, Catena, 61, 131-154.

Nicholas AP, Quinne T. 2007. Modelling alluvial landform change in the absence of external environmental forcing. Geology, 35, 527–530.

Nie, W., Krautblatter, M., Leith, K., Thuro, K., Festl, J., 2017. A modified tank model including snowmelt and infiltration time lags for deep-seated landslides in alpine environments (Aggenalm, Germany). Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 17, 1595–1610.

Nielsen, D.C., Miceli-Garcia, J.J., Lyon, D.J., 2012. Canopy cover and leaf area index relationships for wheat, triticale and corn. Agron. J., 104, 1569-1573.

Nikolić, N., Ansart, P., Andréassian, V., Zimmer, D., and Kao, C., 1999. Production, transfert et rétention d'eau et d'azote dans les bassins versants emboîtés de l'Orgeval, affluent du Grand Morin.

Niu, F.J., Gao, Z.Y., Lin, Z.J., Luo, J., Fan, X.W., 2019. Vegetation influence on the soil hydrological regime in permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau, China. Geoderma, 354, 113892.

Norby, R.J., Sholtis, J.D., Gunderson, C.A., Jawdy, S.S., 2003. Leaf dynamics of a deciduous forest canopy: No response to elevated CO2. Oecologia, 136, 574–584.

O

Ochoa-Tocachi, B.F., Alemie, T.C., Guzman, C.D., Tilahun, S.A., Zimale, F.A., Buytaert, W., Steenhuis, T.S., 2019. Sensitivity analysis of the parameter efficient distributed (PED) model for discharge and sediment concentration estimation in degraded humid landscapes. Land Degradation & Development, 30, 1–15.

Ouest France. Disponible en ligne : https://www.ouest-france.fr/meteo/tempete/reportage-un-an-apres-la-tempete-alex-les-vallees-de-la-roya-et-de-la-vesubie-traumatisees-57397d96-21c9-11ec-80c3-e73d0362011e (consulté le 20 November 2021).

P

Papy, F., Douyer, C., 1991. Influence des états de surface du territoire agricole sur le drclenchement des innondations catastrophiques, Agronomie, 11, 201-215.

Patault, E., Ledun, J., Landemaine, V., Soulignac, A., Richet, J.-B., Fournier, M., Ouvry, J.-F., Cerdan, O., and Laignel, B., 2021. Analysis of off-site economic costs induced by runoff and soil erosion: Example of two areas in the northwestern European loess belt for the last two decades (Normandy, France). Land Use Policy, 108, 105541.

Pelacani S., Schmitt F.G., 2021. Scaling properties of the turbidity and streamflow time series at two different locations of an intra-Apennine stream: Case study. Journal of Hydrology, 603, 126943.

Peleg, N., Skinner, C., Fatichi, S., and Molnar, P., 2020. Temperature effects on the spatial structure of heavy rainfall modify catchment hydro-morphological response, Earth Surf. Dynam., 8, 17–36.

Penven, M.J., Muxart, T., Cosandey, C., Andrieu, A., 2000. Contribution du drainage agricole enterré à l'érosion des sols en région tempérée (Brie). Bulletin Réseau Erosion, 20, 128–144.

Percival, D., Walden, A.T., 2000. Wavelet Methods for Time Series Analysis, Vol. 4 of Cambridge Series in Statistical and Probabilistic Mathematics.

Pereira, A.R., Pruitt, W.O., 2004. Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. Agric. Water Manag., 66, 251–257.

Perry G.L.W., Millington J.D.A., 2008, Spatial modelling of succession-disturbance dynamics in forest ecosystems: Concepts and examples, Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics, 9, 191-210.

Phillips, C.J., Rey, F., Marden, M., Liebault, F., 2013. Revegetation of steeplands in France and New Zealand: geomorphic and policy responses. N. Z. J. For. Sci., 43, 14.

Phillips, C.B., Jerolmack, D.J., 2016. Self-organization of river channels as a critical filter on climate signals. Science, 352, 694–697.

Pianosi, F., Beven, K., Freer, J., Hall, J.W., Rougier, J., Stephenson, D.B., Wagener, T., 2016. Sensitivity analysis of environmental models: a systematic review with practical workflow. Environ. Model. Software, 79, 214-232.

Piégeay, H., Walling, D.E., Landon, N., He Q., Liébault F., Petiot, R., 2004. Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France). Catena, 55, 183-212.

Pijl, A., Brauer, C.C., Sofia, G., Teuling, A.J., Tarolli, P., 2018. Hydrologic impacts of changing land use and climate in the Veneto lowlands of Italy. Anthropocene 22, 20–30.

Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., Crist, S., Sphpritz, L., Fitton, L., Saffouri, R., Blair, R., 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. Science, 267, 1117–1123.

Pinto, J.G., Raible, C.C., 2012. Past and recent changes in the North Atlantic oscillation. Wiley interdisciplinary reviews: Climate Change, 3, 79-90.

Pizzuto, J.E., 2014. Long term storage and transport length scale of fine sediment: Analysis of a mercury release into a river. Geophysical Research Letters, 41, 5875–5882.

Pizzuto, J.E., Keeler, J., Shalak, K., Karwan, D., 2016. Storage filters upland suspended sediment signals delivered from watersheds. Geological Society of America, v.38.

Poeppl, R.E., 2012. Investigating the Role of Humans as (Dis)connecting Agents in Fluvial Systems — New Concepts and Applications for Fluvial Geomorphology and Landscape Research. PhD thesis, University of Vienna, Austria.

Poesen, J. 1993. Mechanisms of overland-flow and sediment production on loamy and sandy soils with and without rock fragments. In Overland Flow Hydraulics and Erosion Mechanics, A. Parsons and A.D. Abrahams (Eds.). UCL Press Limited, University College, London, 275-305.

Poesen, J.W.A., Hooke, J.M., 1997. Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. Progress in Physical Geography, 21, 157–199.

Polcher, J., Piles, M., Gelati, E., Barella-Ortiz, A., Tello, M., 2016. Comparing surface-soil moisture from the SMOS mission and the ORCHIDEE land-surface model over the Iberian Peninsula. Remote Sens. Environ., 174, 69–81.

Pontius, R.G., Jr., Schneider, L.C., 2001. Land-cover change model validation by an ROC method for the Ipswich watershed, Massachusetts, USA. Agr. Ecosyst. Environ., 85, 239–248.

Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., 1989. Numerical Recipes, The Art of Scientific Computing (Fortran Version). Cambridge University Press: Cambridge

Prosser, I.P., Dietrich, W.E., Stevenson, J., 1995. Flow resistance and sediment transport by concentrated overland flow in a grassland valley. Geomorphology, 13, 73–86.

Provansal, M., Dufour, S., Sabatier, F., Anthony, E., Raccasi, G., Robresco, S., 2014. The geomorphic evolution and sediment balance of the lower Rhône River (southern France) over the last 130 years: hydropower dams versus other control factors. Geomorphology, 219, 27-41.

Prudhomme, C., Wilby, R.L., Crooks, S., Kay, A.L., Reynard, N.S., 2010. Scenario-neutral approach to climate change impact studies: Application to flood risk, J. Hydrol., 390, 198–209.

Prudhomme, C., Kay, A., Crooks, S., Reynard, N., 2013. Climate change and river flooding: Part 2 sensitivity characterisation for British catchments and example vulnerability assessments. Climatic Change, 119, 949-964.

Q

Quesnel F., 1997. Cartographie numérique en géologie de surface : application aux altérites à silex de l'ouest du bassin de Paris. Thèse de doctorat, Université de Rouen.

R

R Core Team, 2018. R: a language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.

Raes, D., Steduto, P., Hsiao, T.C. and Fereres E., 2018. Chapter 3 - Calculation procedures. Reference Manuel, AquaCrop Version 6.1.

Rainato, R., Mao, L., Garcia-Rama, A., Picco, L., Cesca, M., Vianello, A., Lenzi, M. A., 2017. Three decades of monitoring in the Rio Cordon instrumented basin: Sediment budget and temporal trend of sediment yield. Geomorphology, 291, 45-56.

Ranjbar, S., 2020. Climatic and topologic controls on the complexity of river networks. PhD thesis, University of Central Florida.

Rapp, I., 1998. Effects of soil properties and experimental conditions on the rill erodibilities of selected soils. Ph. D. Thesis, Faculty of Biological and Agricultural Sciences, University of Pretoria, South Africa.

Raux, J., Copard, Y., Laignel, B., Fournier, M., Massei, N., 2011. Classification of worldwide drainage basins through the multivariate analysis of variables controlling their hydrosedimentary response. Global and Planetary Change, 76, 117-127.

Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Miller, N, 1983. Green-Ampt infiltration parameters from soils data. J. Hydraul. Eng., 109, 62–70.

Regüés, D., Gallart, F., 2004. Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, southeastern Pyrenees). Earth Surface Processes and Landforms, 29, 755–767.

Rey, F., 2003. Efficacité des barrières végétales pour la lutte contre l'envasement des retenues de barrages. La Houille Blanche, 89, 41-45.

Richard, D., Mathys, N., 1999. Historique, contexte technique et scientifique des BVRE de Draix. Caractéristiques, données disponibles et principaux résultats acquis au cours de dix ans de suivi, p. 11-28. In Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne, Actes du séminaire (Draix-Le Brusquet-Digne, 22 au 24 octobre 1997). CEMAGREF, Antony, 323 p.

Richet, J.-B., Ouvry, J.-F., Saunier, M., 2016. The role of vegetative barriers such as fascines and dense shrub hedges in catchment management to reduce runoff and erosion effects: experimental evidence of efficiency, and conditions of use. Ecol. Eng., 2017, 455-469.

Riffard, M., Tournebize, J., Andréassian, V., Ansart, P., Chaumont, C., Derlet, N., Kao, C., and Ridet, D., 2002. Sources et puits d'eau et de polluants sur des bassins versants élémentaires. Programme PIREN Seine, rapport d'activités.

Rijal, I., Jia, X., Zhang, X., Steele, D.D., Scherer, T.F., Akyuz, A., 2012. Effects of Subsurface Drainage on Evapotranspiration for Corn and Soybean Crops in Southeastern North Dakota. J. Irrig. Drain. Eng., 138, 1060–1067.

Roache, P.J., 1976. Computational Fluid Dynamics Hermosa, Albuquerque, NM.

Robert, Y., 2000. Modélisation et techniques de mesure de l'érosion dans les bad-lands marneux des Alpes du Sud. Approche à l'échelle de la ravine dans les bassins-versants de Draix (Alpes Françaises du Sud), Mémoire de master, Université de Grenoble, 135 pp.

Robertson, A.W., Ghil, M., Latif, M., Interdecadal Changes in Atmospheric Low-Frequency Variability with and without Boundary Forcing, Journal of the Atmospheric Sciences, 57, 1132-1140.

Robinson, M., Whitehead, P.G., 1993. A review of experimental and representative basin studies. Methods of Hydrological Basin Comparison (ed. by M. Robinson), 1–12 (Fourth Conf. of the European Network of Experimental and Representative Basins). Report 120, Inst. of Hydrology, Wallingford, UK.

Rodríguez-Blanco, M.L., Taboada-Castro, M.M., Taboada-Castro, M.T., 2020. Suspended sediment dynamics during a period of consecutive explosive cyclogeneses in rural temperate catchments: A case study from small-sized catchments in NW Spain, Catena, 187, 104316.

Rogger M, Agnoletti M, Alaoui A, Bathurst JC, Bodner G, Borga M, Chaplot V, Gallart F, Glatzel G, Hall J, Holden J, Holko L, Horn R, Kiss A, Kohnová S, Leitinger G, Lennartz B, Parajka J, Perdigão R, Peth S, Plavcová L, Quinton JN, Robinson M, Salinas JL, Santoro A, Szolgay J, Tron S, van den Akker JJH, Viglione A, Blöschl G, 2017. Land use change impacts on foods at the catchment scale: challenges and opportunities for future research,. Water Resour Res, 53, 5209–5219

Rojas, R., Feyen, L., Watkiss, P. 2013. Climate change and river floods in the European Union: Socio-economic consequences and the costs and benefits of adaptation. Global Environmental Change, 23, 1737-1751.

Romans, B.W., Castelltort, S., Covault, J.A., Fildani, A., Walsh, J.P., 2016. Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales: Earth-Science Reviews, 153, 7–29.

Ronfort, C., 2010. Elaboration et évaluation environnementale de scénarios prospectifs d'occupation des sols à l'échelle locale : application au cas du ruissellement érosif dans le Pays de Caux, Haute-Normandie. PhD thesis, University of Rouen.

Ronfort, C., Souchere, V., Martin, P., Sebilotte, C., Castellazzi, M.S., Barbottin, A., Meynard, J.M., Laignel, B., 2011. Methodology for land use change scenario assessment for runoff impacts: a case study in a north-western European Loess belt region (Pays de Caux, France). Catena, 86, 36–48.

Roussel, C., 1995. Séparation des composantes d'un hydrogramme de crue par l'utilisation de traceurs chimiques et isotopiques sur le sous-bassin amont (Melarchez) et à l'exutoire principal du bassin versant de l'Orgeval. Mémoire de DEA, Université Paris Sud Orsay.

Rovera, G., Robert, Y., Coubat, M., Nedjai R. 1999. Erosion et stades biorhexistrasiques dans les ravines du Saignon (Alpes de Provence), essai de modélisation statistique des vitesses d'érosion sur marnes, Etudes de Géographie Physique. Actes du colloque 'La montagne méditerranéenne', 8–10 October 1998, Aix-en- Provence, 109–115

Rovera, G., Robert, Y., 2005. Conditions climatiques hivernales et processus d'érosion périglaciaires dans les badlands marneux de Draix (800 m, Alpes du Sud, France). Géog. Phys. Quatern., 59, 31-48.

Rowell, D.P., 2005. A scenario of European climate change for the late twenty-first century: seasonal means and interannual variability, Climate Dynamics, 25, 837-849.

Rushton, K.R., 2003. Groundwater hydrology: conceptual and computational models. Wiley, Chichester.

Rushton, K.R., Eilers, V.H.M., Carter, R.C., 2006. Improved soil moisture balance methodology for recharge estimation. Journal of Hydrology, 318, 379-399.

S

Sabo, J.L., Post, D.M., 2008. Quantifying periodic, stochastic and catastrophic environmental variation. Ecological Monographs, 78, 19–40.

Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Rovéra, G., Astrade, L., Berger, F., 2011. Mapping of erosion rates in marly badlands based on a coupling of anatomical changes in exposed roots with slope maps derived from LiDAR data. Earth Surf. Process. Landf., 36, 1162-1171.

Sakho, I., Dupont, J.-P., Cisse, M. T., El Janyani, S., Loum, S., 2017. Hydrological responses to rainfall variability and dam construction: a case study of the upper Senegal River basin. Environmental Earth Sciences, 76, 1–19.

Saletti, M., Molnar, P., Zimmermann, A., Hassan, M. A., Church, M., 2016. Temporal variability and memory in sediment transport in an experimental step‐pool channel. Water Resources Research, 51, 9325-9337.

Saltelli, A., 2002. Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices. Computer Physics Communications, 145, 280-297.

Salvador-Blanes, S., Minasny, B., McBratney, A.B., 2007. Modelling long term in-situ soil profile evolution - application to the genesis of soil profiles containing stone layers. European Journal of Soil Science, 58, 1535-1548.

Savoy, P., Mackay, D.S., 2015. Modeling the seasonal dynamics of leaf area index based on environmental constraints to canopy development. Agricultural and Forest Meteorology, 200, 46-56.

Schilling, K.E., Zhang, Y.-K., 2012. Temporal scaling of groundwater level fluctuations near a stream. Ground Water, 50, 59–67

Schmalz, B., and Fohrer, N.. 2009. Comparing model sensitivities of different landscapes using the ecohydrological SWAT model. Adv. Geosci., 21, 91–98.

Schneider, M.K., Brunner, F., Hollis, J.M., Stamm, C., 2007. Towards a hydrological classification of European soils: preliminary test of its predictive power for the base flow index using river discharge data. Hydrological and Earth System Sciences, 11, 1501-1513

Schoorl, J., Veldkamp, A., Bouma, J., 2002. Modeling water and soil redistribution in a dynamic landscape context. Soil Science Society of America Journal, 66, 1610.

Schuler, P., Duran, L., Johnston, P., Gill, L., 2020. Quantifying and numerically representing recharge and flow components in a karstified carbonate aquifer. Water Resour. Res., 56, e2020WR027717.

Schumm, S.A., Parker, R.S., 1973. Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy. Nature: Physical Science, 243, 99–100.

Sellami, H., La Jeunesse, I., Benabdallah, S., Baghdadi, N., Vanclooster, M., 2014. Uncertainty analysis in model parameters regionalization: a case study involving the SWAT model in Mediterranean catchments (Southern France). Hydrol. Earth Syst. Sci., 18, 2393-2413

Serpa, D., Nunes, J. P., Santos, J., Sampaio, E., Jacinto, R., Veiga, S., et al., 2015. Impacts of climate and land use changes on the hydrological and erosion processes of two contrasting Mediterranean catchments. The Science of the Total Environment, 538, 64-77.

Shang, P., Kamae, S., 2005. Fractal nature of time series in the sediment transport phenomenon. Chaos Solitons Fract., 26, 997–1007.

Sharma, A., Wasko, C., Lettenmaier, D.P., 2018. If precipitation extremes are increasing, why aren't foods? Water Resources Research,54, 8545–8551.

Sheridan, G.J., So, H.B., Loch, R.J., Walker, C.M., 2000. Estimation of erosion model erodibility parameters from media properties. Australian Journal of Soil Research, 38, 256–284.

Shi, Z., Ai, L., Li, X., Huang, X., Wu, G., Liao, W., 2013. Partial least squares regression for linking land-cover patterns to soil erosion and sediment yield in watersheds, J. Hydrol., 498, 165–176.

Siderius, C., Gannon, K.E., Ndiyoi, M., Opere, A., Batisani, N., Olago, D., Pardoe, J., Conway, D., 2018. Hydrological response and complex impact pathways of the 2015/2016 El Niño in Eastern and Southern Africa. Earth's Future, 6, 2–22.

Simonneaux, V., Cheggour, A., Deschamps, C., Mouillot, F., Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., 2015. Land use and climate change effects on soil erosion in a semi-aridmountainous watershed (High Atlas, Morocco), Journal of Arid Environments, 122, 64-75.

Skinner, C., Coulthard, T., Schwanghart, W., Van De Wiel, M., Hancock, G., 2017. Global Sensitivity Analysis of Parameter Uncertainty in Landscape Evolution Models, Geosci. Model Dev. Discuss.

Skinner, C.J., Coulthard, T.J., Schwanghart, W., Van De Wiel, M.J. & Hancock, G., 2018. Global sensitivity analysis of parameter uncertainty in landscape evolution models. Geoscientific Model Development, 11, 4873–4888.

Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., Dupont, J.P., 2009. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of upper Normandy (France) at pluridecennal scale. Hydrogeol. J., 17, 1823–1832.

Smith, K.G., 1950. Standards for grading texture of erosional topography. American Journal of Science, 248, 655–668.

Snow, O., Houlbrooke, D.J., Huth, N.I., 2007. Predicting soil water, tile drainage, and runoff in a mole-tile drained soil. N. Z. J. Agric. Res., 50, 13-24.

Sobol, I., 1977. Uniformly distributed sequences with an additional uniform property. USSR Comput. Math. Math. Phys., 16, 236-242.

Sogon, S., Penven, M.J., Bonte, P., Muxart, T., 1999. Estimation of sediment yield and soil loss using suspended sediment load and ^{137}cs measurements on agricultural land, brie plateau, France. Hydrobiologia, 410, 251-261.

Souchère, V., King, C., Dubreuil, N., Lecomte-morel, V., Le, Y., Chalat, M., 2003. Grassland and crop trends: role of the European Union Common Agricultural Policy and consequences for runoff and soil erosion. Environ. Sci. Policy 6, 7–16.

Souchère, V., Cerdan, O., Dubreuil, N., Le Bissonnais, Y., King, C., 2005. Modelling the impact of agri-environmental scenarios on runoff in a cultivated catchment (Normandy, France). Catena, 61, 229–240.

Souchère, A., Millair, L., Echeverria, J., Bousquet, F., Le Page, F., Etienne, M., 2009. Co-constructing with stakeholders a role-playing game to initiate collective management of erosive runoff risks at the watershed scale, Environmental Modelling & Software, 1-12.

Stainforth, D. A., Downing, T. E., Washington, R., Lopez, A., and New, M., 2007. Issues in the interpretation of climate model ensembles to inform decisions, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 365, 2163–2177.

Steinschneider, S., Brown, C., 2013. A semiparametric multivariate, multisite weather generator with low-frequency variability for use in climate risk assessments. Water Resour Res, 49, 7205–7220.

Stoelzle, M., Stahl, K., Morhard, A., Weiler, M., Streamflow sensitivity to drought scenarios in catchments with different geology, Geophys. Res. Lett., 41, 6174–6183.

Strahler, A., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geol. Soc. Am. Bull., 63, 1117–1142.

Strahler, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. VT Chow (ed.), Handbook of Applied Hydrology. McGraw Hill Book Comp., New York, Section 4–11.

Straub, K.M., Paola, C., Kim, W., Sheets, B., 2013. Experimental Investigation of Sediment-Dominated vs. Tectonics-Dominated Sediment Transport Systems in Subsiding Basins. Journal of Sedimentary Research, 83, 1162–1180.

Szolgayova, E., Laaha, G., Blöschl, G., Bucher, C., 2014. Factors influencing long range dependence in streamflow of European rivers. Hydrological Processes, 28, 1573 1586.

Straub, K. M., Foreman, B.Z., 2018. Geomorphic stasis and spatiotemporal scales of stratigraphic completeness. Geology, 46, 311– 314.

T

Tague, C.L., Grant, G.E., Farrell, M., Choate, J., and Jefferson, A., 2008. Deep groundwater mediates streamflow response to climate warming in the Oregon Cascades. Climatic Change, 86, 189–210.

Temme, A.J.A.M., Vanwalleghem, T., 2016. LORICA – a new model for linking landscape and soil profile evolution: development and sensitivity analysis. Comput. Geosci., 90, 131-143

Temme, A.J.A.M., Armitage, J., Attal, M., van Gorp, W., Coulthard, T.J., Schoorl, J.M., 2017. Developing, choosing and using landscape evolution models to inform field-based landscape reconstruction studies. Earth Surf. Process. Landf., 42, 2167-2183.

Teng, J., Jakeman, A.J., Vaze, J., Croke, B.F., Dutta, D., Kim, S., 2017. Flood inundation modelling: a review of methods, recent advances and uncertainty analysis. Environ. Modell. Software, 90, 201–216.

Tessier, Y., Lovejoy, S., Hubert, P., Schertzer, D. and Pecknold, S., 1996, Multifractal analysis and modeling of rainfall and river flows and scaling, causal transfer functions. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 101,26427-26440.

Thomas, H., Nisbet, T.R., 2016. Slowing the flow in pickering: Quantifying the effect of catchment woodland planting on flooding using the soil conservation service curve number method. International Journal of Safety and Security Engineering, 6, 466–474.

Thompson, S.E., Harman, C.J., Konings, A.G., Sivapalan, M., Neal, A., Troch, P.A., 2011. Comparative hydrology across AmeriFlux sites: The variable roles of climate, vegetation, and groundwater. Water Resources Research, 47, W00J07.

Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev., 38, 55-94.

Toumi, J., Er-Raki, S., Ezzahar, J., Khabba, S., Jarlan, L., Chehbouni, A., 2016. Performance Assessment of AquaCrop Model for Estimating Evapotranspiration, Soil Water Content and Grain Yield of Winter Wheat in Tensift Al Haouz (Morocco): Application to Irrigation Management. Agric. Water Manag., 163, 219–235

Tournebize, J., Arlot, M., Billy, C., Birgand, F., Gillet, J.P., Dutertre, A., 2008. Quantification et maîtrise des flux de nitrates: de la parcelle drainée au bassin versant. Ingénieries EAT spécial Azote, phosphates et pesticides. Stratégies et perspectives de réduction des flux.

Tournebize, J., Chaumont, C., Fesneau, C., Guenne, A., Vincent, B., Garnier, J., Mander, Ü., 2015. Long-term nitrate removal in a buffering pond-reservoir system receiving water from an agricultural drained catchment. Ecol. Eng., 80, 32–45.

Trescott, P.C., George, F., Pinder, G.F., Larson, S.P., 1976. Finite-difference model for aquifer simulation in two dimensions with results of numerical experiments. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey, USGS, Virginia.

Trombetta, A., Iacobellis, V., Tarantino, E., Gentile, F., 2016. Calibration of the AquaCrop model for winter wheat using MODIS LAI images. Agric. Water Manag., 164, 304–316.

Trout, T.J., DeJonge, K.C., 2018. Crop Water Use and Crop Coefficients of Maize in the Great Plains. J. Irrig. Drain. Eng., 144, 04018009.

Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change: Water Resources Research, 33, 2031–2047.

Tucker, G.E., Lancaster, S.T., Gasparini, N.M., Bras, R.L., Rybarczyk, S.M., 2001. An object-oriented framework for hydrologic and geomorphic modeling using triangular irregular networks. Computers and Geosciences, 27, 959–973.

Tucker, G., Hancock, G., 2010. Modelling Landscape Evolution. Earth Surface Processes and Landforms, 35, 28-50.

Turner, B.L., Moss, R.H., Skole, D.L., 1993. Relating Land Use and Global Land Cover Change, IGBP Report No. 24, HDP Report No. 5, International Geosphere-Biosphere Programme, Stockholm,Sweden, p. 132.

Turowski, J.M., Rickenmann, D., Dadson, S.J., 2010. The partitioning of the total sediment load of a river into suspended load and bedload: a review of empirical data. Sedimentology, 57, 1126–1146.

U

Uriarte, M., Yackulic, C.B., Lim, Y., Arce-Nazario, J.A., 2011. Influence of land use on water quality in a tropical landscape: A multi-scale analysis. Landsc. Ecol., 26, 1151–1164.

USDA, 1986. Urban hydrology for small watersheds. Technical Release 55 (TR-55) (Second ed.). Natural Resources Conservation Service, Conservation Engineering Division.

V

Van De Wiel, M.J., Coulthard, T.J., Macklin, M.G., Lewin, J., 2007. Embedding reach-scale fluvial dynamics within the CAESAR cellular automaton landscape evolution model. Geomorphology, 90, 283–301.

Van De Wiel, M.J., Coulthard, T.J., 2010. Self-organized criticality in river basins: Challenging sedimentary records of environmental change. Geology, 38, 87–90.

Van Dijk, A.I.J.M., Bruijnzeel, L.A., 2001. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 2. Model validation for a tropical upland mixed cropping system. Journal of Hydrology, 247, 239–262.

Van Engeland, T., 2010. Dissolved organic nitrogen dynamics in coastal ecosystems. PhD thesis, University of Utrecht.

Vanwalleghem, T., Stockmann, U., Minasny, B., McBratney, A.B., 2013. A quantitative model for integrating landscape evolution and soil formation. J. Geophys. Res. Earth Surf., 118, 331–347.

Vega, M., Pardo, R., Barrado, E., Deban, L., 1998. Assessment of seasonal and polluting effects on the quality of river water by exploratory data analysis. Water Research, 32, 3581–3592.

Verburg, P.H., Soepboer, W., Veldkamp, A., Limpiada, R., Espaldon, V., Mastura, S.S.A., 2002. Modeling the Spatial Dynamics of Regional Land Use: The CLUE-S Model, Environmental Management, 30, 391-405.

Vezzoli, G., 2004. Erosion in the Western Alps (Dora Baltea Basin) 2. Quantifying sediment yield. Sediment. Geol., 171, 247–259.

Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy L., Baillon M. and Soubeyroux J.-M., 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, International Journal of Climatology, 30, 1627–1644.

Vilain, G., Garnier, J., Passy, P., Silvestre, M., Billen, G., 2012. Budget of N2O emissions at the watershed scale: role of land cover and topography (the Orgeval basin, France). Biogeosciences, 9, 1085–1097

Visbeck M.H., Hurrell, J.W., Polvani, L., Cullen, H.M, 2001. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future, PNAS, 98, 12876-12877.

W

Walker, J.A., 2018. Elements of Statistical Modeling for Experimental Biology.

Wang, L., Barkwith, A., Jackson, C., Ellis, M., 2012. SLiM: an improved soil moisture balance method to simulate runoff and potential groundwater recharge processes using spatio-temporal weather and catchment characteristics. The 12th UK CARE Annual General Meeting, Bristol, UK.

Wang Y. 2013. Simulating complex hydro-geomorphic changes in lake catchment systems. PhD thesis, University of Southampton.

Warmerdam, P. and Stricker, H., 2009. Fundamental hydrological research results drawn from studies in small catchments. Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins, IAHS Publ., Proceedings of the Workshop, 30 March–2 April 2009, GoslarHahnenklee, Germany, 47–53.

Warton, D.I., Lyons, M., Stoklosa, J., Ives, A.R., 2016. Three points to consider when choosing a LM or GLM test for count data. Methods in Ecology and Evolution, 7, 882–890.

Wasko, C., Sharma, A., 2017. Global assessment of food and storm extremes with increased temperatures, Scientific reports, 7, 7945.

Weedon, G.P., Prudhomme, C., Crooks, S., Ellis, R.J., Folwell, S.S. and Best, M.J., 2015. Evaluating the Performance of Hydrological Models via Cross-Spectral Analysis: Case Study of the Thames Basin, United Kingdom. Journal of Hydrometeorology, 16, 214-231.

Welsh, K.E., Dearing, J.A., Chiverrell, R.C. and Coulthard, T.J., 2009. Testing a cellular modelling approach to simulating late-Holocene sediment and water transfer from catchment to lake in the French Alps since 1826, The Holocene, 19, 785-798.

Whateley, S., Steinschneider, S., Brown, C., 2016. Selecting Stochastic Climate Realizations to Efficiently Explore a Wide Range of Climate Risk to Water Resource Systems. Journal of Water Resources Planning and Management, 142, 06016002.

Whipple, K. X., & Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. Journal of Geophysical Research. Solid Earth, 107, 3-20.

Wilcock, P.R.P., Crowe, J.J.C., 2003. Surface-based transport model for mixed-size sediment. J. Hydraul. Eng., 129, 120–128.

Wilkinson, B.H., McElroy, B.J., 2007. The impact of humans on continental erosion and sedimentation, GSA Bull., 119, 140–156.

Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991. A coupled channel network growth and hillslope evolution model, 1, theory. Water Resources Research, 27, 1671–1684

Willgoose, G., Hancock, G., 1998. Revisiting the Hypsometric Curve as an Indicator of Form and Process in Transport-Limited Catchment. Earth Surface Processes and Landforms, 23, 611–623.

Wu, B., 1973. Mathematical models for the simulation of cyclonic storm sequences and precipitation. PhD dissertation, University of California, Davis, USA.

Wu, W., Geller, A.M., Dickinson, E.R., 2002. The Response of Soil Moisture to Long-Term Variability of Precipitation. J. Hydrometeorol., 3, 604–613.

X

Xu, Y., Duan, Y., Li, D., Zhu, D., 2019. Temporal variability in bed load transport during armor breakup and reformation in a degrading channel experiment. E-proceedings of the 38th IAHR World Congress, Panama City, Panama.

Xu, G., Huang, M., Li, P., Li, Z., Wang, Y., 2021. Effects of land use on spatial and temporal distribution of soil moisture within profiles. Environmental Earth Sciences, 80, 128.

Y

Yamashita, Y., Yamashita, K., Kamimura, R., 2007. A stepwise AIC method for variable selection in linear regression. Communications in Statistics – Theory and Methods, 36, 2395-2403

Yang, Y., Anderson, M., Gao, F., Hain, C., Kustas, W., Meyers, T., Crow, W., Finocchiaro, R., Otkin, J., Sun, L., 2017. Impact of tile drainage on evapotranspiration in South Dakota, USA, based on high spatiotemporal resolution evapotranspiration time series from a multisatellite data fusion system. IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens., 10, 2550-2564.

Yang, C., Zhang, Y.-K., Liang, X., 2018. Analysis of temporal variation and scaling of hydrological variables based on a numerical model of the Sagehen Creek watershed. Stoch. Environ. Res. Risk Assess., 32, 357–368.

Ye, X., Liu, J., Zhang, Q., 2011. A Modeling Study of Hydrological Response to Landuse Changes Based on Hypothetical Scenarios for the Poyang Lake Catchment, 2011 International Symposium on Water Resource and Environmental Protection.

Yoon, S., Lee, T., 2016. Investigation of hydrological variability in the Korean Peninsula with the ENSO teleconnections. Proc. Int. Assoc. Hydrol. Sci., 374, 165–173.

Youberg, A., 2002. A compilation of geomorphologic and hydrologic reports on the Jackrabbit wash flood, October 2000, Maricopa County, Arizona (Open-File Report OFR02-06). Tucson, Arizona: Arizona Geological Survey.

Young, A.R., Grew, R., Keller, V., Stannett, J., Allen, S., 2008. Estimation of river flow timeseries to support water resources management: the CERF model. Sustainable Hydrology for the 21st Century, Proc. 10th BHS National Hydrology Symposium, Exeter, 100–106.

Z

Zellou, B., Rahali, H., 2017. Assessment of reduced-complexity landscape evolution model suitability to adequately simulate flood events in complex flow conditions. Nat. Hazards, 86, 1-29.

Zhang, Y.-K., Schilling, K., 2004. Temporal scaling of hydraulic head and river base flow and its implication for groundwater recharge. Water Resour Res, 40, W03504.

Zhang M, Chen X, Kumar M, Marani, M, Goralczyk, M., 2017. Hurricanes and tropical storms: a necessary evil to ensure water supply? Hydrol Process, 31, 4414–4428

Zhang, T., Su, J., Liu, C., Chen, W.-H., 2019. Bayesian calibration of AquaCrop model for winter wheat by assimilating UAV multi-spectral images. Comput. Electron. Agric., 167, 105052.

Zhao B, Zhang L, Xia Z, Xu W, Xia L, Liang Y, Xia D, 2019. Effects of rainfall intensity and vegetation cover on erosion characteristics of a soil containing rock fragments slope. Advances in Civil Engineering, 14 pages.

Zhou, Y.; Xu, J.Y.; Xiao, W.; Wang, J.; Huang, Y.; Yang, H. Climate Change Impacts on Flow and Suspended Sediment Yield in Headwaters of High-Latitude Regions—A Case Study in China's Far Northeast. Water 2017, 9, 966

Ziliani, L., Surian, N., Coulthard, T. J., and Tarantola, S., 2013. Reduced-complexity modeling of braided rivers: Assessing model performance by sensitivity analysis, calibration, and validation. J. Geophys. Res. Earth, 118, 2243–2262.

Annexe A

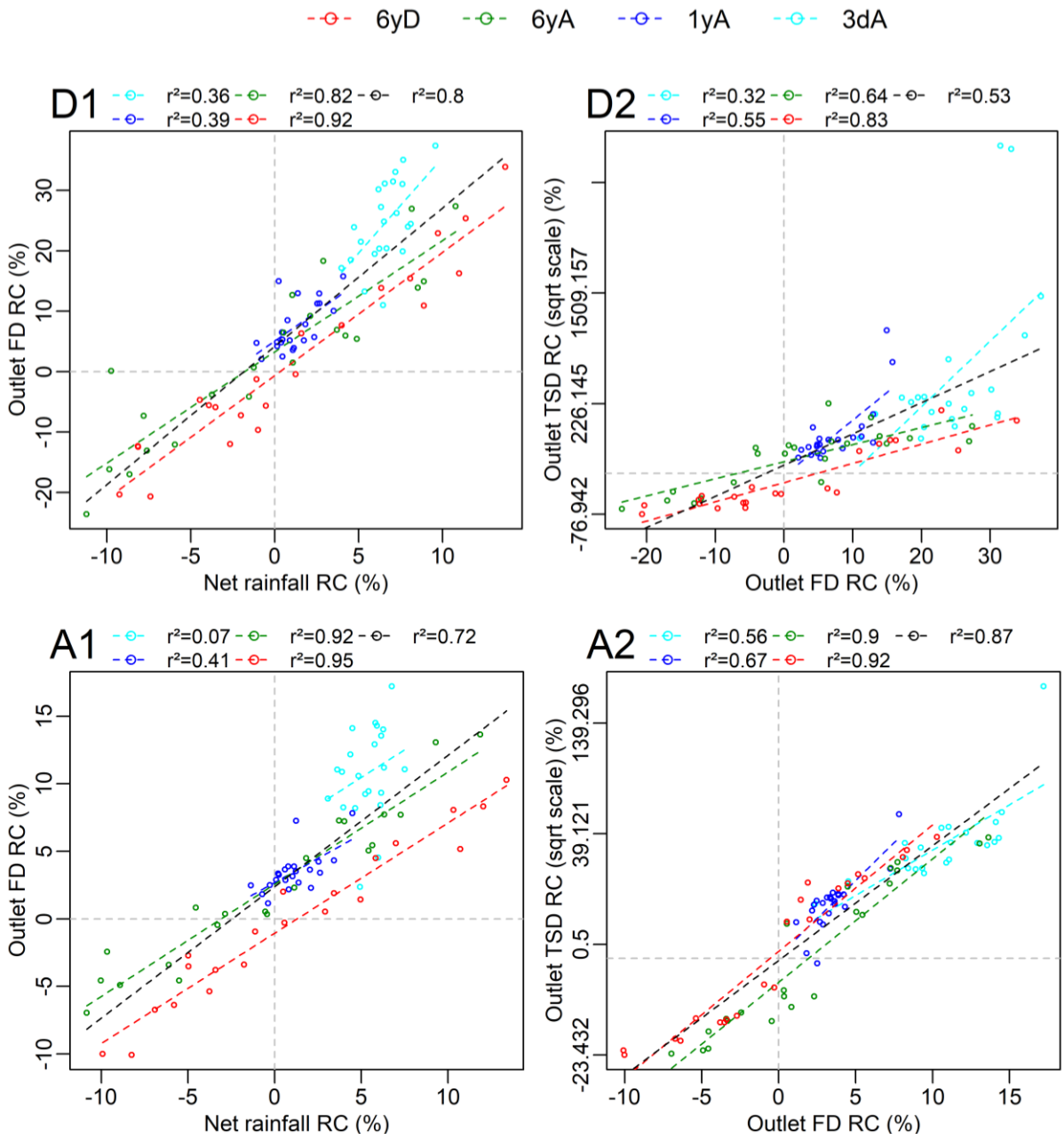


Figure A.1. Relation entre les écarts relatifs annuels de débits (outlet FD) et les écarts relatifs annuels de précipitations nettes (1) et relation entre les écarts relatifs annuels de flux sédimentaires (TSD) et les écarts relatifs annuels de débits (FD) (2) pour les scénarios climatiques du Dun (D) et de l'Austreberthe (A). Note : les effets de retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion.

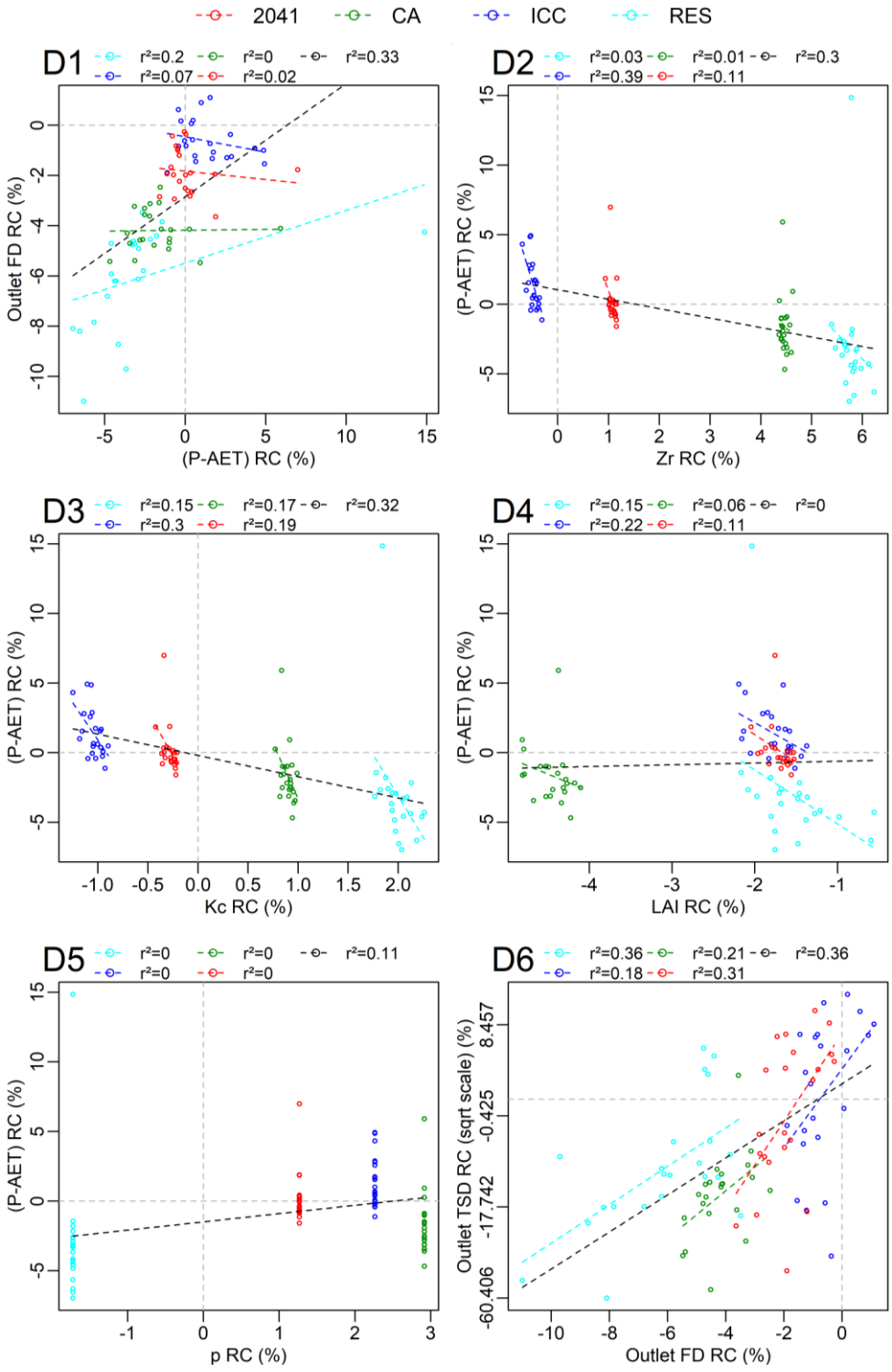


Figure A.2. Relation entre les écarts relatifs annuels de débits (Outlet FD RC) et les écarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique (P-AET RC) (D1), entre les écarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique et les écarts relatifs annuels de profondeur racinaire (Zr RC) (D2), de coefficient cultural (Kc RC) (D3), d'indice de surface foliaire (LAI RC) (D4) et de coefficient d'extraction (p RC) (D5) et entre les écarts relatifs annuels de flux sédimentaires (Outlet TSD RC) et les écarts relatifs annuels de débits (D6) pour les scénarios d'occupation des sols du Dun. Note : les retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion.

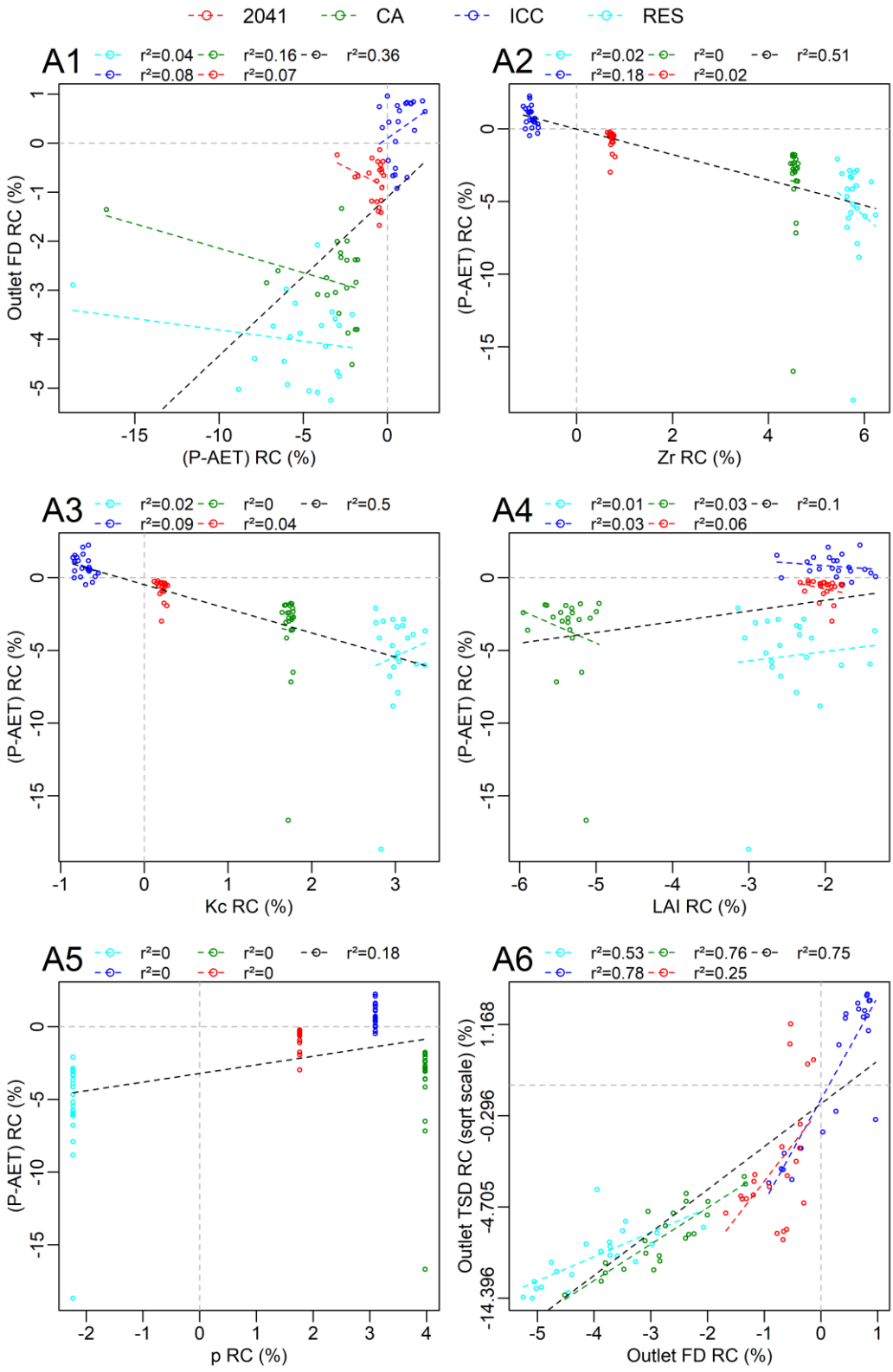


Figure A.3. Relation entre les écarts relatifs annuels de débits (Outlet FD RC) et les écarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique ((P-AET) RC) (A1), entre les écarts relatifs annuels de bilan hydrique climatique et les écarts relatifs annuels de profondeur racinaire (Zr RC) (A2), de coefficient cultural (Kc RC) (A3), d'indice de surface foliaire (LAI RC) (A4) et de coefficient d'extraction (p RC) (A5) et entre les écarts relatifs annuels de flux sédimentaires (Outlet TSD RC) et les écarts relatifs annuels de débits (A6) pour les scénarios d'occupation des sols de l'Austreberthe. Note : les retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion.

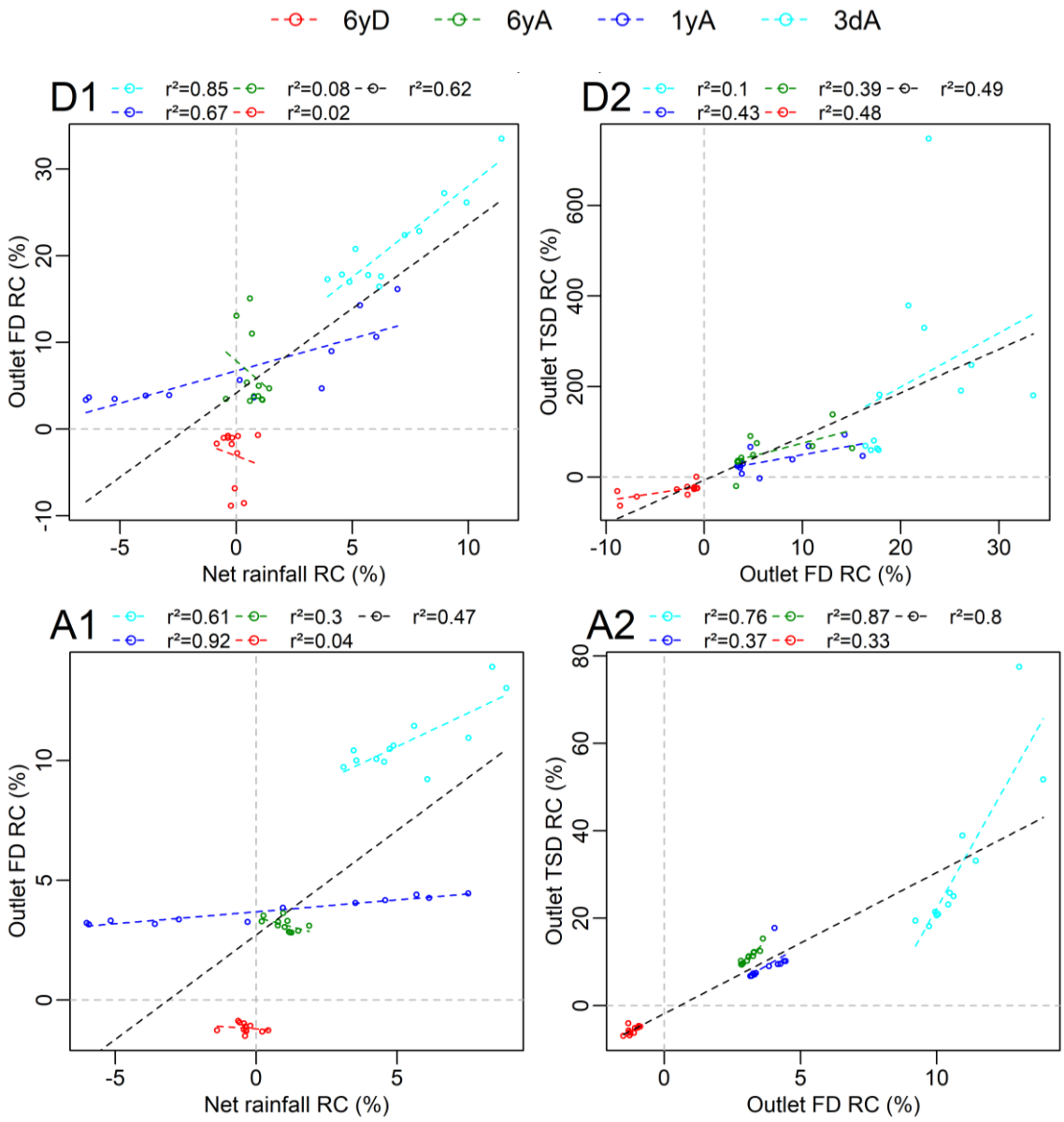


Figure A.4. Relation entre les écarts relatifs mensuels de débits (outlet FD) et les écarts relatifs mensuels de précipitations nettes (1) et relation entre les écarts relatifs mensuels de flux sédimentaires (TSD) et les écarts relatifs mensuels de débits (FD) (2) pour les scénarios climatiques du Dun (D) et de l'Austreberthe (A). Note : les effets de retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion.

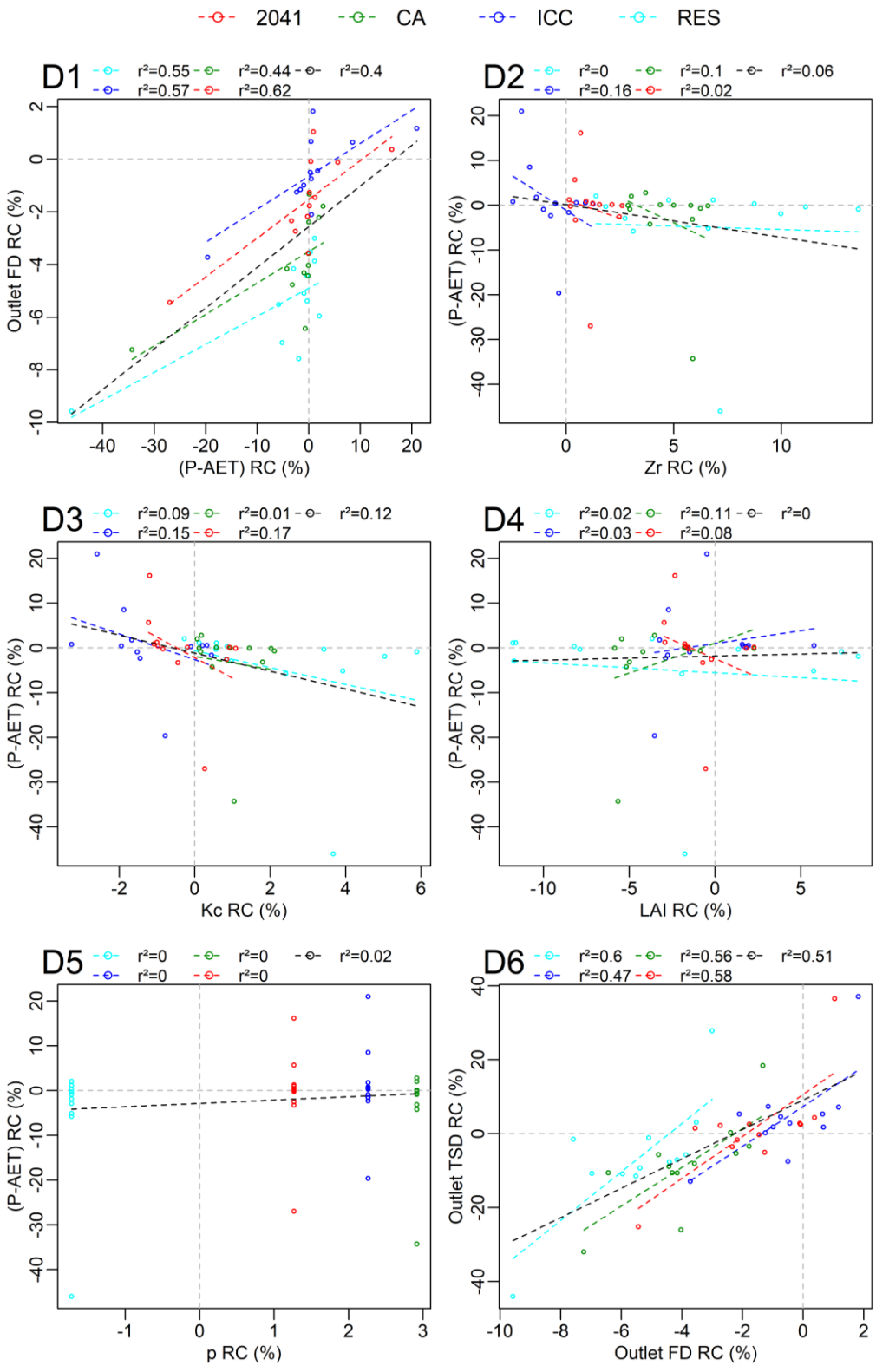


Figure A.5. Relation entre les écarts relatifs mensuels de débits (Outlet FD RC) et les écarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique ((P-AET) RC) (D1), entre les écarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique et les écarts relatifs mensuels de profondeur racinaire (Zr RC) (D2), de coefficient cultural (Kc RC) (D3), d'indice de surface foliaire (LAI RC) (D4) et de coefficient d'extraction (p RC) (D5) et entre les écarts relatifs mensuels de flux sédimentaires (Outlet TSD RC) et les écarts relatifs mensuels de débits (D6) pour les scénarios d'occupation des sols du Dun. Note : les retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion.

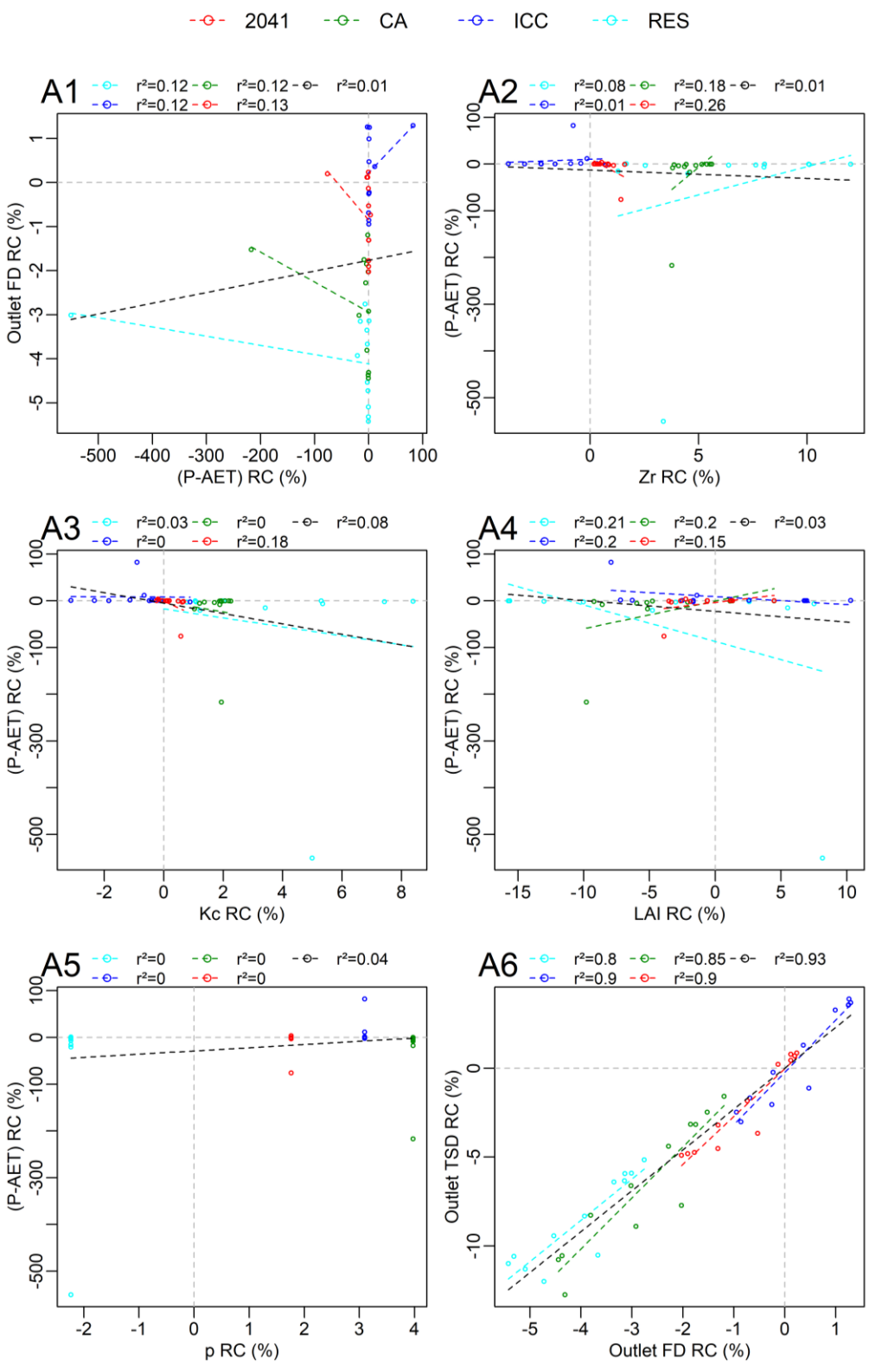


Figure A.6. Relation entre les écarts relatifs mensuels de débits (Outlet FD RC) et les écarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique ((P-AET) RC) (A1), entre les écarts relatifs mensuels de bilan hydrique climatique et les écarts relatifs mensuels de profondeur racinaire (Zr RC) (A2), de coefficient cultural (Kc RC) (A3), d'indice de surface foliaire (LAI RC) (A4) et de coefficient d'extraction (p RC) (A5) et entre les écarts relatifs mensuels de flux sédimentaires (Outlet TSD RC) et les écarts relatifs mensuels de débits (A6) pour les scénarios d'occupation des sols de l'Austreberthe. Note : les retards entre les chroniques ont été corrigés avant la construction des diagrammes de dispersion.

Relation entre variabilité temporelle des réponses hydrosédimentaires, signaux climatiques et caractéristiques physiques des bassins versants

Résumé

Nous ne comprenons pas encore complètement le rôle que les caractéristiques physiques des surfaces exercent sur la réponse hydro-sédimentaire des bassins versants aux précipitations. L'objectif de ce travail de thèse est donc de comprendre de quelle manière les flux hydro-sédimentaires, générés par le climat, sont modulés par les caractéristiques des surfaces continentales, à court et long terme. Cette question a été abordée en considérant de nombreux bassins versants aux conditions climatiques et aux caractéristiques physiques diverses. L'approche retenue est basée sur l'application conjointe de deux outils : la modélisation et les méthodes de traitement du signal. Les méthodes de traitement du signal (fonction d'autocorrélation et spectre de Fourier) ont permis de caractériser la variabilité temporelle des flux hydro-sédimentaires. Elles ont permis d'établir un lien entre le comportement hydro-sédimentaire des bassins versants et leurs propriétés physiques et climatiques. Le fonctionnement hydro-sédimentaire de 243 bassins versants synthétiques, simulé avec le modèle distribué à base physique CAESAR-Lisflood/CLiDE (Coulhard et al., 2013), a commencé par être analysé. Ces bassins versants, dont les caractéristiques physiques sont parfaitement contrôlées, ont permis une analyse de sensibilité méthodique. Outre la taille et la forme du bassin versant, la procédure de génération de bassins synthétiques, spécialement développée pour ce travail de thèse, a permis d'ajuster cinq paramètres de manière indépendante : la densité de drainage, l'intégrale hypsométrique, la pente moyenne du chenal principal, l'occupation des sols et la granulométrie. Un comportement plus lisse et moins intermittent du flux sédimentaire est mis en évidence pour des bassins végétalisés à forte pente, hypsométrie et densité de drainage et à granulométrie fine et homométrique. En complément, le modèle a été appliqué à cinq bassins versants réels (le Laval, le Brusquet, l'Orgeval, le Dun et l'Austreberthe) afin d'analyser les processus et les flux hydro-sédimentaires se produisant dans des environnements plus complexes. L'analyse des mesures in-situ de flux hydro-sédimentaire disponibles pour ces bassins a permis de corroborer certains des résultats obtenus pour les bassins synthétiques. Parallèlement, la capacité de CAESAR-Lisflood/CLiDE, après calibration, à reproduire la dynamique hydro-sédimentaire des cinq bassins a été évaluée. La version calibrée du modèle a finalement été employée pour explorer, pour les bassins versants du Dun et de l'Austreberthe, des scénarios de changements environnementaux comme la modification du mode d'occupation des surfaces ou bien la modification du signal climatique d'entrée. Les résultats montrent une évolution importante des flux hydro-sédimentaires pour les scénarios climatiques testés.

Mots clés : Bassin versant, Modélisation hydro-sédimentaire, Traitement du signal, Scénarios d'occupation des sols, scénarios climatiques.

Abstract

We do not yet fully understand the role that physical surface characteristics play in the hydro-sedimentary response of catchments to precipitation. The objective of this thesis is therefore to understand how climate-generated hydro-sedimentary fluxes are modulated by the characteristics of continental surfaces in the short and long term. This question has been addressed by considering numerous catchments with different climatic conditions and physical characteristics. The approach adopted is based on the joint application of two tools: modelling and signal processing methods. Signal processing methods (autocorrelation function and Fourier spectrum) were used to characterise the temporal variability of hydro-sedimentary flows. They have made it possible to establish a link between the hydro-sedimentary behaviour of catchment areas and their physical and climatic properties. The hydro-sedimentary functioning of two hundred and forty-three synthetic catchments, simulated with the distributed physics-based model CAESAR-Lisflood/CLiDE (Coulhard et al., 2013), was first analysed. These catchments, whose physical characteristics are perfectly controlled, allowed a methodical sensitivity analysis. In addition to the size and shape of the catchment, the synthetic catchment generation procedure, specially developed for this thesis work, allowed five parameters to be adjusted independently: drainage density, hypsometric integral, average slope of the main channel, land use and granulometry. A smoother and less intermittent behaviour of the sediment flow is shown for vegetated basins with high slope, hypsometry and drainage density and with fine and homometric granulometry. In addition, the model was applied to five real catchments (Laval, Brusquet, Orgeval, Dun and Austreberthe) in order to analyse the hydro-sedimentary processes and flows occurring in more complex environments. The analysis of available in-situ measurements of hydro-sedimentary fluxes for these basins corroborated some of the results obtained for the synthetic basins. In parallel, the capacity of CAESAR-Lisflood/CLiDE, after calibration, to reproduce the hydro-sedimentary dynamics of the five basins was evaluated. The calibrated version of the model was finally used to explore, for the Dun and Austreberthe catchments, environmental change scenarios such as the modification of the surface occupation mode or the modification of the input climate signal. The results show a significant change in the hydro-sedimentary flows for the climate scenarios tested.

Key words: Catchment, Hydro-sedimentary modelling, Signal processing, Land use scenarios, Climate scenarios.