



HAL
open science

Analyse du cycle hydrologique en climat soudanien au Bénin : vers une modélisation couplée des processus latéraux et verticaux

Aloïs Richard

► **To cite this version:**

Aloïs Richard. Analyse du cycle hydrologique en climat soudanien au Bénin : vers une modélisation couplée des processus latéraux et verticaux. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2014. Français. NNT : 2014GRENU056 . tel-01549079

HAL Id: tel-01549079

<https://theses.hal.science/tel-01549079>

Submitted on 28 Jun 2017

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Océan Atmosphère et Hydrologie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Aloïs RICHARD

Thèse dirigée par **Marc DESCLOITRES**

et codirigée par **Sylvie GALLE**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS - Grenoble INP - IRD - UJF)**
dans l'Ecole Doctorale **Terre Univers Environnement**

Analyse du cycle hydrologique en climat soudanien au Bénin Vers une modélisation couplée des processus latéraux et verticaux

Thèse soutenue publiquement le **7 février 2014**,
devant le jury composé de :

M. Éric BARTHÉLÉMY

Prof., G-INP, LEGI (Grenoble), Président

Mme Agnès DUCHARNE

DR, CNRS, Sisyphe (Paris), Rapporteur

M. Philippe MÉROT

DR, INRA, SAS (Rennes), Rapporteur

Mme Isabelle BRAUD

DR, IRSTEA, HHLY (Lyon), Examineur

M. Marc DESCLOITRES

IR, IRD, LTHE (Cotonou), Directeur de thèse

Mme Sylvie GALLE

CR, IRD, LTHE (Grenoble), Co-Directeur de thèse







à Romain Avossè Toanou.

Remerciements

Une thèse est une aventure scientifique, certes, mais elle est évidemment, et peut-être d'abord, une aventure humaine. Je tiens à remercier ici toutes les personnes, qui, de près ou de loin, m'ont aidé à mener à bien ce projet de recherche.

Mes premiers remerciements vont à mes directeurs de thèse. Je remercie sincèrement Marc Descloîtres pour son investissement dans ce travail, malgré la distance qu'impose l'expatriation. Ce fut un véritable plaisir de sillonner ensemble l'Ouémé supérieur, guidés avec passion par la volonté de comprendre les chemins de l'eau. Ses connaissances d'hydrogéologue ont permis des échanges riches et des éclairages complémentaires sur un même objet d'étude. Je tiens aussi à le remercier pour la confiance et l'autonomie qu'il m'a accordées. Je tiens à remercier Sylvie Galle pour toutes les connaissances en hydrologie qu'elle a pu me transmettre depuis quatre années déjà, que ce soit sur l'hydrologie ouest-africaine ou sur la mesure en hydrologie. Je lui suis reconnaissant pour sa disponibilité quotidienne, sans faille, et pour les critiques pertinentes qu'elle a pu formuler, critiques qui m'ont permis d'approfondir de nombreux points de mon travail.

J'adresse de sincères remerciements aux membres du jury. Aux rapporteurs de ce travail, Agnès Ducharne et Philippe Mérot, qui ont accepté d'évaluer mon manuscrit et l'ont examiné avec précision. Leurs regards extérieurs et leurs commentaires d'experts m'ont été précieux. Aux examinateurs de mon travail, Isabelle Braud et Éric Barthélémy, qui m'ont enrichi par leurs interrogations et leurs suggestions pertinentes.

Bien que certaines personnes n'apparaissent pas sur la première page de ce manuscrit, ce travail de thèse serait sans doute bien différent sans leur contribution. Tout d'abord, je remercie grandement Christophe Peugeot pour m'avoir accueilli durant une année en 2007 sur l'observatoire au Bénin ; pour m'avoir transmis ses connaissances en hydrologie et pour les nombreuses discussions que nous avons pu avoir. Je remercie particulièrement Jean-Pierre Vandervaere pour ses éclairages pédagogiques sur les mystères de la physique du sol, son pragmatisme sur le terrain et pour les quelques notes de jazz partagées sur les routes béninoises. Ce travail doit beaucoup à Isabella Zin. Je la remercie pour son approche subtile des concepts de TopMODEL, son précieux investissement dans le modèle nTopAMMA et son regard aiguisé sur mes modifications de lignes de code.

Je tiens à remercier les membres du LTHE, laboratoire dans lequel j'ai préparé cette thèse. Tout d'abord Thierry Lebel, son directeur, qui m'a accueilli sur l'observatoire AMMA-CATCH avant de m'accueillir dans son laboratoire pour une thèse. Je lui suis reconnaissant pour son attention et sa disponibilité à mon égard. Ensuite, je tiens à remercier les personnes avec qui j'ai échangé sur mon sujet, que ce soit au café, sur le seuil d'une porte tard le soir, ou de manière plus formelle. Je pense en particulier à Jean-Martial Cohard, Théo Vishel, Luc Descroix, Thierry Pellarin, Jean-Michel Vouillamoz, Cédric Legout, Charles Obled, Jean-Dominique Creutin et Michel Vauclin.

Ce travail de thèse m'a amené au Bénin. Les mesures de terrain ont fait l'objet d'une collaboration avec l'équipe béninoise du LHME. Je tiens à remercier le professeur Euloge Agbossou, le docteur Mathieu Hounsou et l'ingénieur Junias Lokonon pour l'accueil qu'ils m'ont réservé tant sur le plan professionnel qu'humain, leur intérêt pour mes travaux et l'énergie qu'ils ont déployée pour rendre cette collaboration vivante.

Je ne saurais oublier Arnaud Zannou et Maxime Wubda. Je les remercie d’avoir pris du temps pour m’accueillir afin que je me sente bien à Cotonou. Simon Afouda et Théo Ouani ont passé des heures sur le terrain depuis plus d’une décennie à installer des instruments, récupérer des données, réparer des installations, payer des lecteurs, nettoyer des capteurs et remplacer des piles. En plus d’être d’excellents pilotes sur les routes béninoises et de formidables interprètes (il ne faut pas moins de cinq dialectes pour échanger avec les villageois lors d’une tournée de l’observatoire), ils sont volontaires, joviaux et infatigables, ce qui rend le travail, l’humidité et la chaleur plus supportables. Pour tout cela, je tiens à les remercier tout particulièrement.

Une pensée va naturellement aux personnes avec qui j’ai partagé mon bureau durant trois ans, Ossenatou Mamadou et Antoine Chevalier. Je les remercie d’avoir réussi à construire une atmosphère de travail détendue mais studieuse. Je remercie Dorothée Robert, qui, m’ayant précédée d’une année sur un sujet voisin, m’a évité d’inutiles détours. Merci à Joris Pianezze pour m’avoir aiguillé lors de mes premiers pas d’apprenti enseignant. J’adresse un remerciement tout particulier à Gérémy Panthou pour sa bonne humeur permanente, sa disponibilité et ses aides aussi nombreuses que précieuses, spécialement sous \LaTeX . Malgré des bassins d’étude éloignés géographiquement, certaines de mes préoccupations se sont trouvées proches de celles d’Olivier Vannier, avec qui j’ai échangé avec plaisir. Je n’oublie pas les autres doctorants du laboratoire : Aurélien Claude, Matthieu Lafaysse, Rémi Béguin, Baptiste François, Joris Pianezze, Thomas Geay, Thomas Grangeon, Hernan Alcayaga, Moussa Malam-Abdou, Benoit Perrimond, Solène Dutordoir, Jérémy Chardon, Valentin Wendling, Maxime Litt, Stéphanie Froidurot, Thomas Morlot, Tania Gascon, Lise Mourre, Annette Wijbrans entre autres. Je les remercie particulièrement pour les repas partagés au restaurant universitaire, qui permettent de fructueux échanges et une bonne ambiance entre doctorants. Finalement, je tiens à remercier sincèrement Guillaume Quantin, avec qui j’ai aussi partagé de nombreux repas et cafés. Il m’a convaincu de l’intérêt du libre dans le monde de l’informatique, il fut disponible dans des moments importants, de bon conseil, et fut un intarissable compagnon de discussion sur les sujets qui traversent nos sociétés.

Il y a plus de dix ans, Magalie Pernot m’a permis de découvrir l’Afrique de l’Ouest. Il est certain que ce voyage m’a donné envie d’y retourner voir de plus près. Qu’elle soit ici remerciée pour ses valeurs et son engagement. Merci à tous ceux qui ont rendu ces années de thèse si plaisantes, que ce soit par la randonnée en montagne à pied ou à ski, la musique, le frisbee ou simplement par une discussion un verre à la main. Une pensée particulière à Marc Pourroy pour ses éclairages en matière de sciences économiques, en ces temps de turbulence marquée. Un merci particulier à Jean Lilensten pour son incroyable capacité à comprendre le doctorant que j’étais et pour ses mots qui encouragent.

C’est pour leur attention sans faille que je tiens à remercier mes parents, spécialement pour leurs compétences d’hôtelier, restaurateur et blanchisseur durant ma rédaction de thèse. La relecture de ce manuscrit fut aussi une entreprise familiale, je leur en suis reconnaissant.

Je finirai par une pensée affective pour Clotilde, avec qui je partage mon quotidien. Jour après jour, elle a écouté mes doutes et m’a accompagné dans cette aventure. Qu’elle soit ici remerciée.

Résumé

Dans un contexte de changement climatique dont les projections régionales sont incertaines, de forte variabilité inter-annuelle du cycle hydrologique, de forte croissance démographique et de changement d'occupation des sols, les questions relatives au cycle hydrologique et à la ressource en eau en Afrique de l'Ouest sont cruciales. Dans un tel contexte, ce travail de thèse approfondit la connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Ouémé supérieur (situé en climat soudanien au Bénin), en considérant l'ensemble des termes et des processus du cycle hydrologique.

Dans un premier temps, le fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur est analysé à l'échelle d'un versant grâce au modèle Hydrus 2D. Cette analyse de processus s'appuie sur un ensemble complet de mesures (précipitations, évapotranspiration, humidité du sol, niveau piézométrique, débit en rivière) obtenues dans le cadre de l'observatoire hydrométéorologique AMMA-CATCH. Les simulations montrent que la ripisylve vidange la nappe profonde et la déconnecte ainsi du réseau hydrographique. L'apport d'eau de la nappe profonde permet une transpiration de la ripisylve toute l'année, y compris en saison sèche. Les écoulements en rivière ne sont pas produits uniquement par exfiltration d'écoulements latéraux de subsurface, les bas-fonds jouent probablement un rôle.

À méso-échelle, nous cherchons à quantifier l'impact de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation sur le bilan hydrologique et l'évapotranspiration. Le modèle numérique utilisé est nTopAMMA, formalisme dérivé de TopMODEL. À partir de mesures de terrain, nous avons mis en évidence que la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation est corrélée à l'occupation du sol du bassin d'étude. La prise en compte de cette variabilité spatiale dans le modèle nTopAMMA montre que l'état hydrique et l'évapotranspiration simulés localement par le modèle dépendent aux trois-quarts de la topographie et pour un quart de la conductivité hydraulique à saturation.

Adoptant une approche ascendante, nous confrontons la représentation élaborée à l'échelle du versant à la modélisation hydrologique à méso-échelle. Nous analysons les processus et flux verticaux du modèle nTopAMMA. L'amélioration de la modélisation du cycle hydrologique de l'Ouémé supérieur par le modèle nTopAMMA nécessite (i) la prise en compte des hétérogénéités du bassin versant, (ii) la modification du formalisme de l'évapotranspiration, (iii) la diversification des sources de prélèvements évapotranspiratoires et (iv) l'intégration de la nappe d'altérites.

Mots clés : Cycle hydrologique, Processus, Modélisation, Hydrus 2D, TopMODEL, AMMA-CATCH, Climat soudanien, Afrique de l'Ouest.

Abstract

In a evolving environment - unpredictable regional projections of the climate change, important population growth associated with considerable land use changes - hydrological cycle and water resources are critical issues. This work aims to deepen our knowledge of the Upper Oueme hydrological functioning (Sudanian climate, Benin) taking into account all the terms and processes of the continental hydrological cycle.

First, the hydrological functioning is analysed at the hillslope scale using the Hydrus 2D software. Field measurements from the hydrometeorologic observing system AMMA-CATCH are used. The results show that the riparian forest and the deep groundwater form an interactive transpiration system. The river streamflow is simulated by seepage of subsurface lateral flows from the entire hillslope.

Then, at mesoscale, the nTopAMMA hydrological model - derived from TopMODEL - is used. Thanks to field measurements, the correlation between the spatial variability of the hydraulic conductivity and the spatial variability of the land use is evidenced. Taking into account this heterogeneity - the spatial variability of hydraulic conductivity - our results show that the evapotranspiration and water storage simulated at the local scale (pixel) depend on the topography in the first place (3/4); on the hydraulic conductivity in the second place (1/4).

Finally, an upward approach is adopted to analyse the vertical processes and fluxes in the nTopAMMA model. The improvement of the modelling of the hydrological cycle of the Upper Oueme watershed with nTopAMMA require : (i) the consideration of watershed heterogeneities, (ii) the modification of the evapotranspiration modelling, (iii) the diversification of the evapotranspiration sources and (iv) the integration of the deep groundwater reservoir.

Key words : Hydrological cycle, Processes, Modelling, Hydrus 2D, TopMODEL, AMMA-CATCH, Sudanian climate, West Africa.



Table des matières

Résumé	vi
Abstract	vii
Table des matières	ix

Introduction	1
--------------------	---

PARTIE I Contexte hydrologique et questions induites 7

1. Termes et processus du bilan hydrologique en climat soudanien	9
1.1. Introduction	10
1.1.1. Contexte éoclimatique	10
1.1.2. L'observatoire hydrologique AMMA-CATCH au Bénin	11
1.2. Les termes du bilan hydrologique	12
1.2.1. Les précipitations	13
1.2.2. Les écoulements en rivière	15
1.2.3. L'évapotranspiration	15
1.2.4. Le stock d'eau souterrain	18
1.3. Les processus hydrologiques	19
1.3.1. Genèse des écoulements en rivière	21
1.3.2. Recharge de la nappe phréatique pérenne	23
1.3.3. Origines du prélèvement évapotranspiratoire	24
2. Modélisations hydrologiques de l'Ouémé supérieur et questions induites	25
2.1. La modélisation en hydrologie	26
2.1.1. Généralités	26
2.1.2. Les modèles de bassin versant	26

2.1.3. Les modèles SVAT	27
2.2. Les différentes modélisations hydrologiques de l’Ouémé supérieur	27
2.2.1. À l’échelle de la parcelle	28
2.2.2. À l’échelle du versant	30
2.2.3. À l’échelle du bassin versant	31
2.3. Les questions ouvertes de la modélisation hydrologique de l’Ouémé supérieur	36
2.3.1. Dualisme de la représentation des transferts hydriques en zone soudanienne	36
2.3.2. Impact des hétérogénéités du bassin versant sur la modélisation du bilan hydrologique à méso-échelle	37
2.3.3. Interactions entre la nappe d’altérites et l’atmosphère dans la modélisation hydrologique de méso-échelle	38
2.4. Démarche de modélisation	39
Synthèse partielle	40
PARTIE II Analyse du bilan hydrologique à l’échelle du versant	45
3. Données et outil d’analyse à l’échelle du versant	47
3.1. Données utilisées pour l’analyse à l’échelle du versant	48
3.1.1. Caractéristiques géographiques du bassin de l’Ara	48
3.1.2. Instrumentation pour l’analyse hydrologique du bassin de l’Ara	48
3.1.3. Mesures de physique du sol sur le bassin de l’Ara	52
3.2. L’outil d’analyse : le modèle numérique Hydrus 2D	53
3.2.1. Cadre et outil d’analyse	53
3.2.2. Formalisme du modèle Hydrus 2D	55
3.2.3. Hypothèses de travail	58
3.2.4. Résultats préalables	62
4. Interactions de la ripisylve avec la nappe profonde dans l’hydrologie de versant en zone soudanienne du Nord-Bénin	63
Publication : Interplay of riparian forest and groundwater in the hillslope hydrology of Sudanian West Africa (northern Benin)	64
Abstract	64
1. Introduction	64
2. Materials	66
3. Reference simulation and virtual experiment	72
4. Results	73
5. Discussion	78
6. Summary, conclusion and perspectives	83
5. Modélisation des processus de subsurface et genèse des écoulements en rivière	89
5.1. Introduction	90
5.1.1. État des lieux de la modélisation des processus de subsurface	90
5.1.2. Objectif	94
5.2. Méthode	94
5.2.1. Expérience virtuelle	94
5.2.2. Définition de la saturation en subsurface	96
5.2.3. Méthode de comparaison des exfiltrations simulées et des débits mesurés	96

5.3. Résultats	97
5.3.1. Bilans de masse simulés à l'échelle annuelle	97
5.3.2. Processus simulés à l'échelle intra-saisonnière	98
5.4. Discussion	102
5.4.1. Processus de subsurface et genèse des écoulements en rivière	102
5.4.2. Bas-fond, versant et genèse des écoulements en rivière	103
5.4.3. Nappes de versant et pics de teneurs en eau non simulés	104
5.4.4. Processus de subsurface et dynamique profonde	104
5.4.5. Evapotranspiration et processus de subsurface	105
5.5. Perspectives	105
5.5.1. Hypothèse d'un sol hétérogène en subsurface	106
5.5.2. Modélisation tridimensionnelle de l'hydrodynamique de versant	108
Synthèse partielle	110
PARTIE III Modélisation du bilan hydrologique à méso-échelle	113
6. nTopAMMA, outil d'analyse du bilan hydrologique à méso-échelle	115
6.1. Théorie et formalisme du modèle nTopAMMA	116
6.1.1. Concept de modélisation	116
6.1.2. Hypothèses	117
6.1.3. Formalisme mathématique	118
6.1.4. Mise en œuvre du modèle	124
6.2. Analyse du bilan hydrologique simulé par nTopAMMA	126
6.2.1. Choix d'une simulation de référence	126
6.2.2. Analyse des flux sortants à méso-échelle	129
6.2.3. Analyse de la dynamique interne	132
7. Caractérisation de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols de surface de l'Ouémé supérieur	135
7.1. Introduction	136
7.2. Matériel et méthodes	137
7.2.1. Stratégie de mesure	137
7.2.2. Site de mesures	139
7.2.3. Instruments et protocoles de mesures	141
7.2.4. Outils d'analyse statistique	142
7.3. Résultats	144
7.3.1. Conductivités hydrauliques à saturation K_s des sites de mesures	144
7.3.2. Courbes $K(h)$ des sites de mesures	146
7.4. Discussion	148
7.4.1. Apports relatifs de l'infiltrométrie à disque et de la perméamétrie de laboratoire	148
7.4.2. Impact significatif du travail des sols cultivés sur la conductivité hydraulique de surface	149
7.4.3. Comparaison des résultats avec ceux de Giertz et ses collaborateurs	150
8. Impact de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation sur l'évapotranspiration simulée dans nTopAMMA	153
8.1. Introduction	154
8.2. Méthode	154
8.2.1. Production d'une carte de K_s distribué adaptée à nTopAMMA	154

8.2.2. Méthode d'intégration du paramètre K_s distribué dans nTopAMMA	158
8.2.3. Méthode d'obtention de l'évapotranspiration réelle locale	159
8.3. Résultats et discussion	160
8.3.1. Impacts relatifs de la topographie et de la conductivité hydraulique à saturation	160
8.3.2. Impact de la distribution du K_s sur le bilan hydrologique à méso-échelle	161
8.3.3. Impact de la distribution du K_s sur le bilan hydrique à l'échelle locale	163
8.4. Perspectives	170
8.4.1. Alternatives de distribution de K_s	170
8.4.2. Alternatives d'intégration du paramètre K_s distribué dans nTopAMMA	170
8.4.3. Alternatives de prélèvement évapotranspiratoire	172
Synthèse partielle _____	174
9. Processus verticaux dans la modélisation nTopAMMA _____	177
9.1. Introduction	178
9.2. Analyse des flux verticaux du modèle nTopAMMA	178
9.2.1. Nature de la percolation profonde dans le modèle nTopAMMA	178
9.2.2. Dynamique temporelle de l'évapotranspiration	180
9.3. L'hypothèse d'une reprise transpiratoire profonde	182
9.3.1. Vers un fonctionnement hydrologique à deux réservoirs	182
9.3.2. Un modèle simple de transpiration profonde	182
9.4. Proposition d'une nouvelle évapotranspiration de surface	185
9.4.1. Formalisme du prélèvement	185
9.4.2. Impact sur la simulation de référence	185
9.5. Impact sur le fonctionnement de nTopAMMA	186
9.5.1. Intégration du modèle simple de transpiration profonde à nTopAMMA	186
9.5.2. Bilan de masse et modification du point de fonctionnement du modèle	187
9.5.3. Simulations non stationnaires de la nappe profonde à l'échelle inter-annuelle	188
9.6. Perspectives	190
9.6.1. De la nécessité d'une modélisation hydrologique méso-échelle à deux réservoirs	190
9.6.2. De l'intérêt de la modélisation de la nappe profonde	190
9.6.3. Prise en compte des processus verticaux dans la relation d'échelle	191
9.6.4. Généralisation	192
Synthèse partielle _____	194
Conclusions et perspectives _____	197
Références bibliographiques	203
Glossaire	212
Liste des tableaux	213
Table des figures	215
Annexes _____	223
A. La coupe Djougou - N'Dali _____	225

B. Description des sites de mesures	229
B.1. Bétérou – Savane arborée	230
B.1.1. Couvert végétal	230
B.1.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 3)	230
B.2. Bétérou – Cultures	231
B.2.1. Couvert végétal	231
B.2.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 3)	231
B.3. N'Dali – Savane arborée	232
B.3.1. Couvert végétal	232
B.3.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 1)	232
B.4. N'Dali – Cultures	233
B.4.1. Couvert végétal	233
B.4.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 2)	233
B.5. Djougou – Savane arborée (site de Béléfoungou)	234
B.5.1. Couvert végétal	234
B.5.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 3)	234
B.6. Djougou – Cultures (site de Nalohou)	235
B.6.1. Couvert végétal	235
B.6.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure	235

Introduction

À l'échelle globale, les récentes conclusions du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) [IPCC, 2013] sont sans appel. Le réchauffement du système climatique est sans équivoque, et depuis les années 1950, beaucoup des changements observés sont sans précédent depuis des décennies jusqu'à des millénaires. Il est extrêmement probable que l'influence humaine est la cause principale du réchauffement observé depuis le milieu du XX^{ème} siècle. Les changements concernant le cycle de l'eau mondial, en réponse au réchauffement climatique, ne seront pas uniformes. Concernant l'Afrique de l'Ouest, les insuffisances des modèles climatiques et la dispersion des différentes simulations amènent à des projections incertaines des précipitations de la mousson ouest-africaine. Les modèles climatiques ne sont pas assez mûrs pour simuler le climat de cette région, en particulier l'incursion du système de mousson dans le continent.

En Afrique de l'Ouest, le cycle hydrologique est largement dépendant du système de mousson qui conditionne les précipitations. La dynamique intra-saisonnière des précipitations produite par le système de mousson induit de forts contrastes dans le cycle hydrologique continental à l'échelle annuelle. De plus, la variabilité inter-annuelle et inter-décennale de la mousson ouest-africaine est forte. Le passage de conditions humides durant les décennies 1950–1960 à des conditions sèches durant les décennies 1970–1980 est considéré comme l'un des signaux climatiques régionaux les plus importants du XX^{ème} siècle [LEBEL et al., 2009]. Cette variabilité à des échelles pluri-annuelles de la mousson ouest-africaine engendre, elle aussi, une variabilité du cycle hydrologique continental. Par ailleurs, l'Afrique de l'Ouest fait partie des trois régions du monde où les interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère (au sens de l'impact de l'humidité du sol sur les précipitations) sont les plus fortes [KOSTER et al., 2004]. La variabilité inter-annuelle de l'humidité des sols sous climat guinéen est significativement corrélée à la variabilité inter-annuelle des précipitations au Sahel [PHILIPPON et FONTAINE, 2002]. Néanmoins les mécanismes qui expliquent les rétroactions entre le système de mousson et les surfaces continentales restent peu connus [LEBEL et al., 2009]. La méso-échelle, échelle pertinente pour appréhender les précipitations dans la région (environ 10 000 km²), est particulièrement appropriée à l'analyse de ces mécanismes car les interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère à cette échelle y sont fortes. Cette analyse nécessite une meilleure compréhension des processus hydrologiques à méso-échelle et particulièrement en climat soudanien où le fonctionnement hydrologique est resté peu documenté avant la mise en place du programme Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA) [PEUGEOT et al., 2011]. Ce travail de thèse s'inscrit dans cette volonté d'améliorer notre représentation du fonctionnement hydrologique et s'intéresse à l'hydrologie de l'Ouémé supérieur, bassin versant de méso-échelle au Bénin, situé en climat soudanien.

À l'instar de l'Afrique de l'Ouest, le Bénin connaît une forte augmentation démographique. Pour la période 2005–2010, le taux de croissance démographique annuel du pays est estimé à 3,0 %, ce qui le place au 21^{ème} rang mondial [POPULATION DIVISION OF THE UNITED NATIONS, 2013]. Bien que la densité de population de la région de l'Ouémé supérieur (27 habitants par kilomètre carré) soit inférieure à la moyenne nationale, son taux de croissance démographique se trouve parmi les plus forts du pays (entre 3,1 et 6,5 % en 2002) [HELDMANN et al., 2009]. Cette forte augmentation de la population de l'Ouémé supérieur est associée à une forte augmentation de la surface des terres agricoles, la population étant majoritairement rurale. La végétation naturelle (savane, forêt) est

continuellement défrichée et transformée en terres agricoles. La commune de Djougou, à l'ouest du bassin, a vu la superficie de ses terres agricoles augmenter de 40 % entre 1991 et 2000 [JUDEX et al., 2009a]. En dehors des grandes villes, les activités socio-économiques du bassin ont trait aux cultures à vocation vivrière (mil, manioc, maïs, igname) et aux cultures de rente, comme le coton et la noix de cajou. Ces cultures sont essentiellement de type pluvial sans irrigation, ce qui rend ces activités très dépendantes de la variabilité inter-annuelle du cycle hydrologique de la zone.

La Direction Générale de l'Eau (DG-Eau), service public béninois de l'eau et de l'assainissement compétent en milieu rural, indiquait un taux de desserte en eau potable de 57,2 % en milieu rural à la fin de l'année 2010 [ZANNOU, 2011]. Pour les populations ne bénéficiant pas d'une desserte d'eau potable, les eaux souterraines constituent la principale source d'approvisionnement permanent. Cet approvisionnement façonne les activités socio-économiques car le puisage est généralement effectué trois fois par jour et principalement par les femmes. Lorsque cette ressource n'est pas ou plus accessible (tarissement des puits), les populations sont contraintes à utiliser les eaux de surface, souvent insalubres voire dangereuses, comme eau de boisson. L'approvisionnement en eau potable présente de fortes disparités géographiques [HELDMANN et DOEVENSPECK, 2009]. Sur le bassin de l'Ouémé, la prévalence de diarrhée est spatialement corrélée à l'accès aux eaux souterraines salubres [BARTHEL et al., 2009], cette prévalence augmentant avec la difficulté d'accès à cette ressource. L'accès à la ressource en eau reste à l'heure actuelle une préoccupation fondamentale pour une large part de la population du bassin car il affecte directement les activités socio-économiques, les usages domestiques et la santé de ses populations.

Dans un contexte de changement climatique dont les projections régionales sont incertaines, de forte variabilité inter-annuelle du cycle hydrologique, de forte croissance démographique et de changement d'occupation des sols, les questions relatives au cycle hydrologique et à la ressource en eau actuels et à venir sont cruciales. La présente étude contribue d'une part à améliorer notre représentation du fonctionnement hydrologique en climat soudanien pour approfondir notre connaissance de la mousson ouest-africaine et d'autre part à affiner les outils d'estimation de la ressource en eau de l'Ouémé supérieur, et de son évolution, dans un contexte en forte évolution.

L'objectif principal de ce travail de thèse est d'approfondir la connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin de l'Ouémé supérieur en considérant l'ensemble des termes et des processus du cycle hydrologique.

Nous déclinons cet objectif principal en trois objectifs spécifiques.

Le premier objectif spécifique de ce travail consiste à améliorer notre représentation du fonctionnement hydrologique de l’Ouémé supérieur en intégrant dans une approche unique, à l’échelle locale, les transferts hydriques latéraux (versant-réseau hydrographique) et verticaux (sol-atmosphère).

Pour répondre à cet objectif spécifique, nous analysons des processus hydrologiques de l’Ouémé supérieur à l’échelle locale. Afin de réunir dans une représentation unique les processus latéraux et verticaux, nous choisissons l’objet hydrologique élémentaire qu’est le versant. Le versant étudié est cultivé et bordé à son pied d’une ripisylve, caractéristique importante du paysage de l’Ouémé supérieur. La complexité des processus et des mesures en jeu nous a amené à utiliser la modélisation numérique comme outil d’analyse.

Le deuxième objectif spécifique de ce travail consiste à caractériser une des hétérogénéités du bassin de l’Ouémé supérieur (la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation du sol de surface) et analyser son impact sur le bilan hydrologique et sur l’évapotranspiration simulés par le modèle nTopAMMA.

Nous choisissons le modèle hydrologique nTopAMMA pour traiter les questions définies à méso-échelle. Ce modèle est actuellement un outil performant de simulation de la relation pluie-débit du bassin de l’Ouémé supérieur [LE LAY et al., 2008 ; ZANNOU, 2011]. L’amélioration de notre représentation du fonctionnement hydrologique de l’Ouémé supérieur passe entre autres par l’amélioration de la représentation de l’évapotranspiration. L’hétérogénéité spatiale des interactions surface-atmosphère joue un rôle majeur dans la simulation de l’évapotranspiration d’un bassin versant [FAMIGLIETTI et WOOD, 1995]. Nous cherchons à quantifier l’impact d’une des hétérogénéités du bassin versant (la conductivité hydraulique à saturation) sur l’évapotranspiration et le bilan hydrologique simulés par nTopAMMA.

Dans un premier temps nous avons réalisé des mesures *in situ* de la conductivité hydraulique du sol de surface de l’Ouémé supérieur pour caractériser sa variabilité spatiale. Dans un second temps, pour intégrer cette variabilité spatiale au modèle nTopAMMA, nous avons modifié son formalisme. Pour quantifier l’impact de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique du sol sur l’évapotranspiration et le bilan hydrologique simulés par nTopAMMA, nous avons comparé les simulations du modèle prenant en compte cette variabilité spatiale avec les simulations qui ne la prennent pas en compte.

Le troisième objectif spécifique de ce travail consiste à identifier des axes d’amélioration du modèle nTopAMMA visant à intégrer l’ensemble des termes du bilan hydrologique dans une représentation unique.

Le modèle nTopAMMA étant issu d’une approche hydrologique pluie-débit, il nous a semblé que l’amélioration d’une telle représentation du fonctionnement hydrologique passait par celle des autres flux et processus du bilan hydrologique, en particulier les processus verticaux (l’évapotranspiration et la percolation profonde). Nous analysons la capacité du modèle nTopAMMA à intégrer la nappe profonde dans sa représentation du fonctionnement hydrologique de la zone d’étude.

La première partie de ce manuscrit présente le bilan hydrologique de l’Ouémé supérieur. Nous décrivons les termes du bilan hydrologique, puis les processus hydrologiques qui permettent d’expliquer ce bilan à l’heure actuelle. La connaissance du fonctionnement hydrologique de l’Ouémé supérieur ayant fait appel à différentes modélisations, nous présentons dans le second chapitre de cette partie les différentes approches de modélisation réalisées sur ce bassin depuis une décennie. De cette revue bibliographique nous dégagons des questions induites par ces représentations. L’identification de ces questions nous permet de définir les questions traitées dans ce travail de thèse. Une synthèse partielle clôt la partie I et reprend de manière plus argumentée l’objectif principal et les objectifs spécifiques de ce travail présentés ci-dessus. Elle expose la structure du manuscrit adoptée pour répondre à ces objectifs.

PARTIE I

Contexte hydrologique
et questions induites

CHAPITRE 1

Termes et processus du bilan hydrologique en climat soudanien

Ce premier chapitre traite des termes et des processus du bilan hydrologique du bassin versant de l'Ouémé supérieur. La présentation synthétique de ces éléments du bilan hydrologique de la zone d'étude permet de saisir les grands traits du fonctionnement hydrologique. Une introduction du contexte éoclimatique situe la zone d'étude dans son contexte ouest-africain. Ensuite, nous présentons l'observatoire hydrologique sur lequel nous nous sommes appuyés pour réaliser ce travail de thèse ; nous passons en revue l'ensemble des termes du bilan hydrologique et nous présentons les processus hydrologiques actuellement connus et qui contribuent à expliquer ce bilan.

1.1. Introduction

1.1.1. Contexte écoclimatique

La dynamique atmosphérique en Afrique de l'Ouest est principalement expliquée par la circulation atmosphérique globale et la migration latitudinale intra-saisonnière du maximum d'insolation. La redistribution énergétique de l'insolation à l'échelle globale est en partie assurée par l'atmosphère. Dans la zone tropicale, cette redistribution se traduit par une zone de convergence intertropicale (*InterTropical Convergence Zone* (ITCZ) en anglais) qui suit la migration du maximum d'insolation. Alimentée par les alizés, l'ITCZ est le siège de la formation de systèmes convectifs de méso-échelle (de l'ordre de 10 000 km²), formation rendue possible par la convection profonde. La migration de l'ITCZ en Afrique de l'Ouest est la résultante de deux flux opposés dont l'intensité varie au cours de l'année : le flux de mousson (courant chaud et humide de sud-ouest) déplace l'ITCZ vers le nord durant la première moitié de l'année alors que les alizés provenant du nord-est, courant chaud et sec autrement appelé harmattan, déplacent l'ITCZ vers le sud. La dynamique de mousson ouest-africaine associée à la présence du Sahara au nord et celle du Golfe de Guinée au sud, produit un gradient méridien écoclimatique. La figure 1.1 illustre le gradient méridien de pluviosité qui permet de définir les différents climats tropicaux rencontrés en Afrique de l'Ouest :

- le climat sahélien pour une pluviosité moyenne annuelle comprise entre 200 et 700 mm,
- le climat soudanien pour une pluviosité moyenne annuelle comprise entre 700 mm et 1400 mm,
- le climat guinéen pour une pluviosité moyenne annuelle supérieure à 1400 mm.

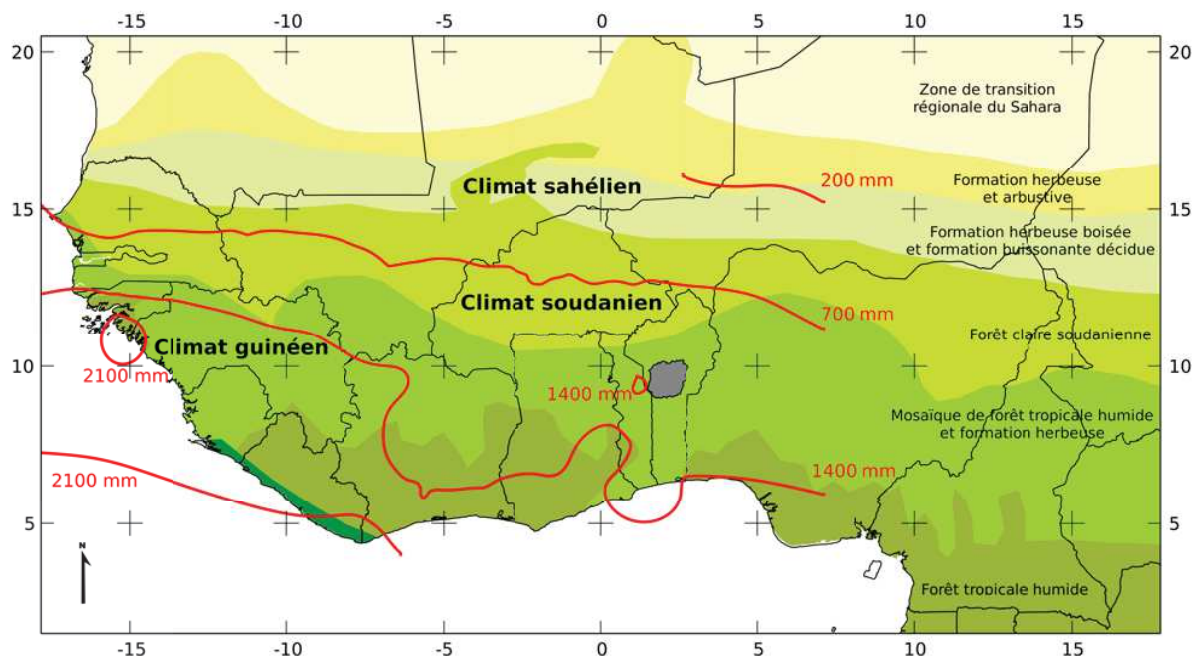


FIGURE 1.1 – Extension régionale des climats sahélien, soudanien et guinéen et types de végétation [WHITE, 1981] en Afrique de l'Ouest. Les isohyètes 200 mm, 700 mm, 1 400 mm et 2 100 mm sont tracées d'après G. Panthou (com. pers.). Les frontières des États sont représentées ainsi que le bassin versant de l'Ouémé supérieur (zone grisée). Système géodésique : WGS 84, unité : degré (°).

La saison des pluies est constituée de deux phases. La phase océanique est caractérisée par un apport d'humidité du Golfe de Guinée qui produit la première saison des pluies très marquée en climat guinéen avec un maximum en juin. Le saut de mousson [LE BARBÉ et al., 2002] qui sépare

les deux phases, est caractérisé par une forte diminution des précipitations en climat guinéen et par un renforcement des précipitations en climat soudanien et sahélien. Le saut de mousson se situe aux alentours du 24 juin \pm 8 jours (période 1968–1990) et signe une variation brusque de la pluviométrie [SULTAN et JANICOT, 2003]. Après le saut de mousson, la phase continentale assure la majeure partie des précipitations en climat soudanien et sahélien et constitue la seconde saison des pluies en climat guinéen.

L’Afrique de l’Ouest fait partie des régions du monde qui présentent une des plus fortes interactions entre la surface continentale et l’atmosphère, cette interaction doit être entendue au sens d’un impact de l’humidité du sol sur les précipitations [KOSTER et al., 2004]. L’humidité atmosphérique disponible autour de 10° N, où se situe l’Ouémé supérieur, est essentielle pour la dynamique de mousson ouest-africaine [LEBEL et ALI, 2009].

1.1.2. L’observatoire hydrologique AMMA-CATCH au Bénin

Dans le cadre du programme AMMA¹, l’observation hydrologique de long terme est principalement réalisée grâce au service d’observation Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l’Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique (AMMA-CATCH)². Cet observatoire est composé de trois sites de méso-échelle afin de documenter le gradient méridien écoclimatique : le site du Gourma au Mali, le site du degré carré de Niamey au Niger et le site de l’Ouémé supérieur au Bénin [LEBEL et al., 2009]. Le site béninois s’étend sur 14 400 km² entre 9° N et 10,2° N en latitude et entre 1,5° E et 2,8° E en longitude. Une instrumentation variée et complémentaire permet de documenter les termes du bilan hydrologique classique : réseaux pluviométrique, limnimétrique, piézométrique (figure 1.2) mais aussi des stations météorologiques, trois tours de flux, un scintillomètre, des prélèvements pour l’analyse hydrochimique et géochimique des eaux.

Dans la suite de ce chapitre et plus généralement dans ce manuscrit, nous faisons référence à différents bassins de l’Ouémé supérieur (figure 1.3). Pour les études menées dans le cadre d’AMMA-CATCH au Bénin, il s’agit principalement des bassins de l’Ouémé à Bétérou, de la Donga à Donga Pont et de l’Ara à Ara Pont. Pour les études menées dans le cadre d’IMPETUS³, il s’agit des bassins de la Térou à Wanou, de l’Aguimo et de l’Aguima.

Tableau 1.1 – Bassins versants de l’Ouémé supérieur illustrés sur la figure 1.3.

Bassin versant	Superficie [km ²]
Ouémé supérieur	14 400
Ouémé à Bétérou	10 070
Donga à Donga Pont	586
Ara à Ara Pont	12
Térou à Wanou	3 133
Aguimo à Aguimo	402
Aguima à Aguima	30

1. <http://www.amma-international.org/>

2. <http://www.amma-catch.org/>

3. <http://www.impetus.uni-koeln.de/fr/themen-benin/>

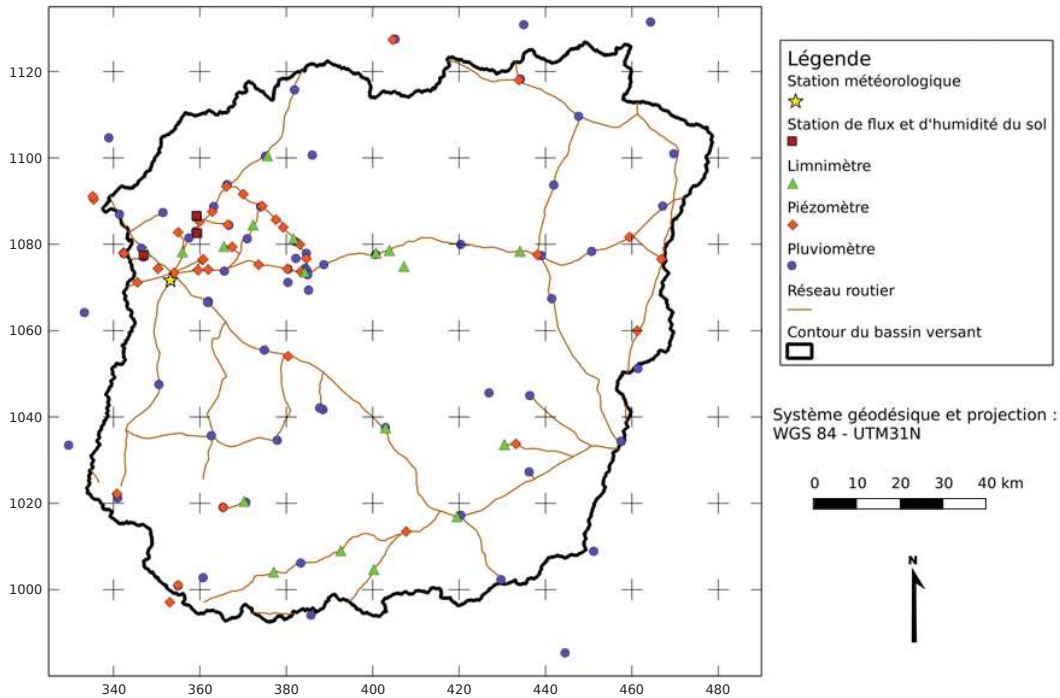


FIGURE 1.2 – Observatoire hydrologique AMMA-CATCH, site soudanien de l’Ouémé supérieur au Bénin. Instrumentation, réseau routier et contour de bassin versant. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.

L’ensemble de ces mesures de l’observatoire AMMA-CATCH a contribué à la quantification des termes du bilan hydrologique et à la compréhension des processus hydrologiques de l’Ouémé supérieur. Nous présentons ici une synthèse des mesures des termes du bilan et une analyse des processus hydrologiques qui s’appuient sur ces mesures. Cette synthèse présente une hétérogénéité tant dans les échelles spatiales que temporelles, hétérogénéité expliquée d’une part, par les échelles spatio-temporelles propres aux termes et aux processus étudiés ; d’autre part, par la disponibilité spatio-temporelle des mesures.

1.2. Les termes du bilan hydrologique

Le bilan hydrologique d’un bassin versant est l’expression de la conservation de la masse d’eau. Ce bilan est relatif à un intervalle de temps considéré. Lorsqu’il n’y a pas d’échanges hydriques avec les bassins versants voisins, le bilan hydrologique s’écrit :

$$\Delta S = P - (ET + Q) \quad (1.1)$$

avec ΔS , la variation du stock hydrique du bassin versant, P , les précipitations, ET l’évapotranspiration et Q le volume d’eau écoulé dans la section du cours d’eau qui définit le bassin versant (exutoire). La figure 1.4 représente les flux et stock qui interviennent dans le bilan hydrologique du bassin. Nous décrivons ces différents termes dans le cas de l’Ouémé supérieur afin d’avoir une vision générale du fonctionnement hydrologique de ce bassin. Afin d’intégrer l’ensemble du cycle temporel du bilan hydrologique imposé par la dynamique de mousson, l’intervalle de temps considéré est l’année.

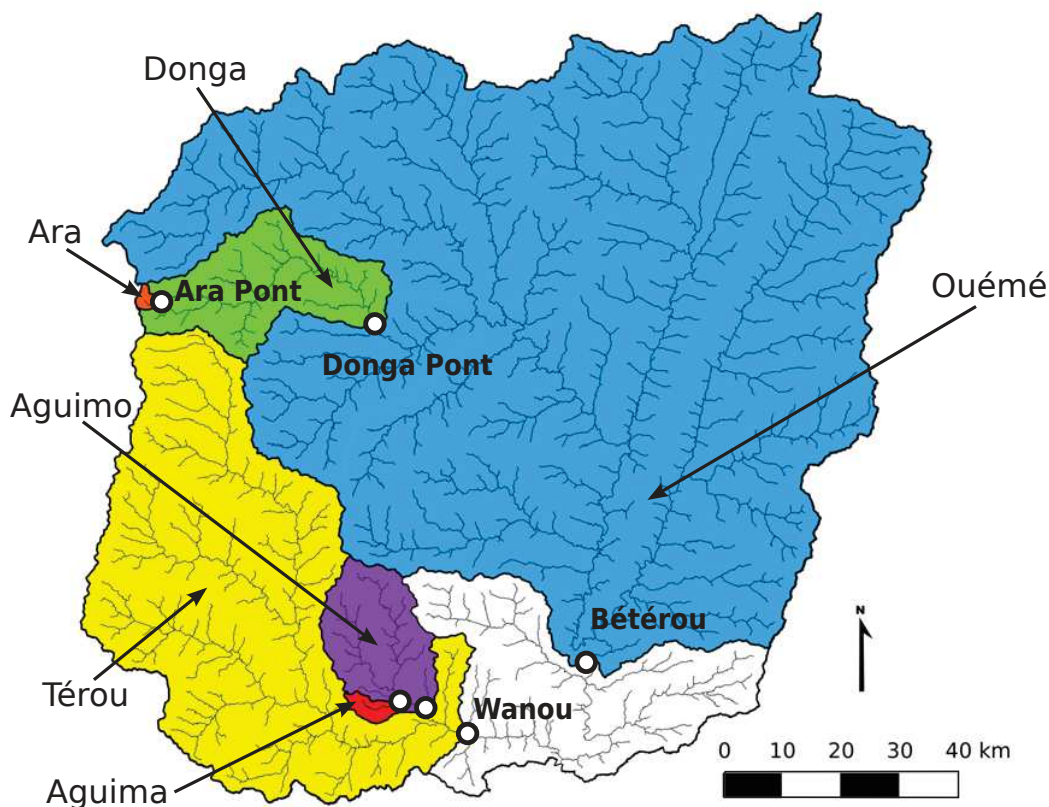


FIGURE 1.3 – Bassins de l’Ouémé supérieur : l’Ouémé à Bétérou, la Donga à Donga Pont, l’Ara à Ara Pont, la Térou à Wanou, l’Aguiimo, l’Aguiima. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.

1.2.1. Les précipitations

L’Ouémé supérieur est situé en climat soudanien avec une pluviosité moyenne annuelle de $1\,190\text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ sur 1950–2002 [LE LAY et GALLE, 2005b]. La figure 1.5 [d’après LE BARBÉ et al., 1993] synthétise différentes caractéristiques des précipitations du Bénin. Le régime pluviométrique du Bénin est inclus dans une organisation spatio-temporelle des précipitations de plus grande échelle, celle de la mousson ouest-africaine. Au sud du Bénin, le régime pluviométrique du climat guinéen est bimodal avec la succession d’une grande saison sèche, une grande saison des pluies, une petite saison sèche et une petite saison des pluies. C’est le cas du régime pluviométrique de Cotonou par exemple situé à $5,5^\circ\text{ N}$. Au nord (à partir de 11° N) le régime pluviométrique est monomodal avec une saison sèche et une saison des pluies. La zone de l’Ouémé supérieur apparaît comme une zone de transition [LE LAY et GALLE, 2005b] dont les précipitations sont principalement apportées par la phase continentale. À Parakou ($9,5^\circ\text{ N}$), 65 % des précipitations ont lieu entre le mois de juillet et le mois d’octobre [LE LAY et GALLE, 2005b]. Sur la côte océanique (6° N) le maximum de précipitations s’observe en juin alors qu’il s’observe en août au nord du Bénin ($11,5^\circ\text{ N}$). Il n’y pas de décroissance monotone du maximum de juin à 6° N jusqu’à celui d’août à $11,5^\circ\text{ N}$. Entre ces deux extremums, les précipitations sont significativement plus faibles, il s’agit du saut de mousson.

La sécheresse généralisée qui a frappé l’Afrique de l’Ouest durant les décennies 1970 et 1980 est l’événement climatique régional le plus significatif du XX^{ème} siècle [LEBEL et al., 2009]. Si la rup-

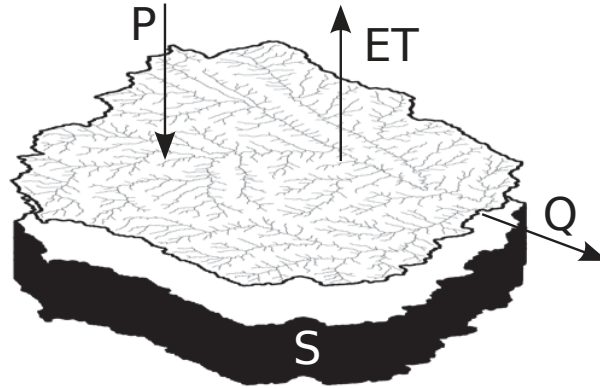


FIGURE 1.4 – Représentation des flux et stock du bilan hydrologique d'un bassin versant.

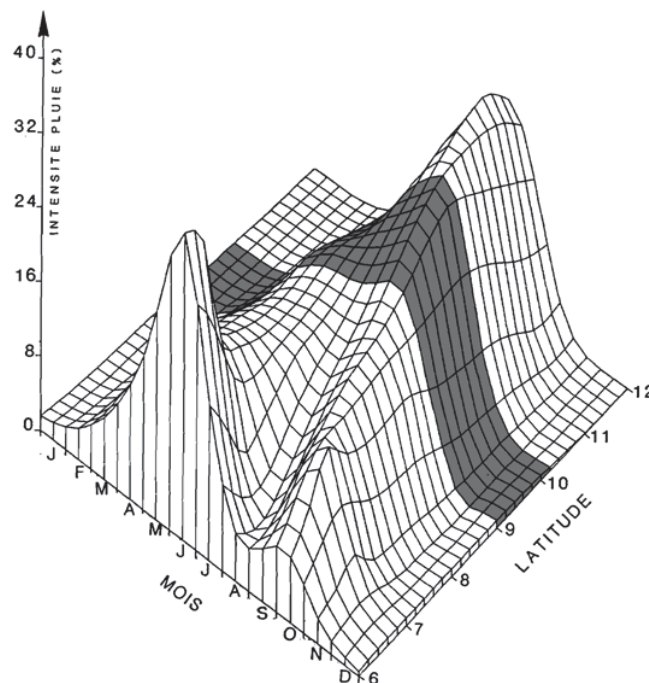


FIGURE 1.5 – Répartition spatio-temporelle des pluies sur le Bénin en année moyenne. L'intensité de pluie est exprimée en % de la pluie moyenne annuelle sur l'ensemble du pays et par mois [d'après LE BARBÉ et al., 1993]. Étude réalisée sur la période de 1925 à 1984 (60 ans) sur 53 stations pluviométriques situées sur l'ensemble du territoire béninois. La bande grisée représente cette intensité sur l'étendue latitudinale du bassin de l'Ouémé supérieur. Unité de latitude : degré (°).

ture statistique entre la période humide (décennies 1950 et 1960) et la période sèche (décennies 1970 et 1980) est clairement identifiée à la fin des années 1960 pour la zone sahélienne, cette rupture est moins nette pour la zone soudanienne. L'alternance de longues périodes humides et sèches sur l'Ouémé supérieur est bruitée par une forte variabilité inter-annuelle des précipitations (écart-type de 224 mm.an^{-1}) [LE LAY et GALLE, 2005b]. La figure 1.6 illustre la dynamique annuelle des précipitations sur l'Ouémé supérieur pour la décennie d'observation AMMA-CATCH (2001–2010) et pour les deux périodes contrastées de la seconde moitié du XX^{ème} siècle. La différence de cumuls de précipitations annuelles entre l'année la plus sèche et l'année la plus humide de la décennie 2000 dépasse 500 mm ce qui illustre la forte variabilité inter-annuelle des précipitations. Le déficit pluvio-

métrique des décennies 1970 et 1980 est principalement dû à une diminution du nombre d'événements précipitants et une légère diminution (n'excédant pas 10 jours) de la durée de la phase continentale [LE BARBÉ et al., 2002].

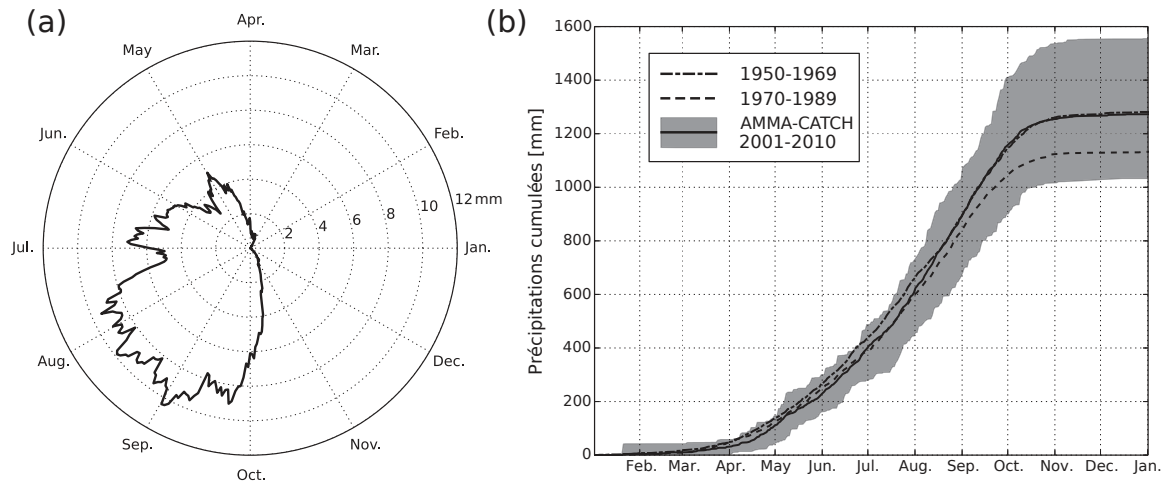


FIGURE 1.6 – Précipitations journalières sur l’Ouémé supérieur (a) pour la décennie d’observation AMMA-CATCH (2001–2010); (b) cumuls moyens de précipitations sur l’Ouémé supérieur pour la période humide (1950–1969), pour la période sèche (1970–1989) et pour la décennie d’observation AMMA-CATCH (2001–2010); la surface grisée représente les cumuls minimaux et maximaux journaliers de précipitations sur l’Ouémé supérieur pour la décennie d’observation AMMA-CATCH.

Principalement générées par les systèmes convectifs organisés, les précipitations présentent une forte variabilité spatio-temporelle. L’analyse de la variabilité spatiale des précipitations journalières de l’Ouémé supérieur a été réalisée par VARADO [2004] avec des outils géostatistiques. Sur la période 1997–2002, un variogramme exponentiel de portée 90 km a été calé grâce aux stations pluviométriques de l’observatoire AMMA-CATCH. Plus récemment, VISCHEL et al. [2011] ont généré des champs de pluies au pas de temps de 5 minutes par interpolation lagrangienne. À cette échelle temporelle, la distance de décorrélation au sein de l’événement pluvieux est de l’ordre de 10 km (com. pers., G. Quantin).

1.2.2. Les écoulements en rivière

Les écoulements en rivière de l’Ouémé supérieur sont intermittents avec un cycle annuel bien marqué. L’Ouémé à Bétérou est à sec de la mi-janvier à la mi-mai (débit moyen journalier inférieur à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et les plus hauts débits sont atteints au mois de septembre. À l’instar des précipitations, les écoulements en rivière présentent une forte variabilité inter-annuelle (figure 1.7). **Le débit de l’Ouémé supérieur mesuré à Bétérou représente 12 % des précipitations du bassin** sur la période 1954–2002 [LE LAY, 2006].

1.2.3. L’évapotranspiration

L’évapotranspiration réelle (ETR) est la combinaison de l’évaporation d’un sol nu ou d’une surface d’eau libre et de la transpiration végétale. L’évapotranspiration réelle résulte de facteurs liés à l’atmosphère (rayonnement solaire, humidité et température de l’air, vitesse du vent), de facteurs liés

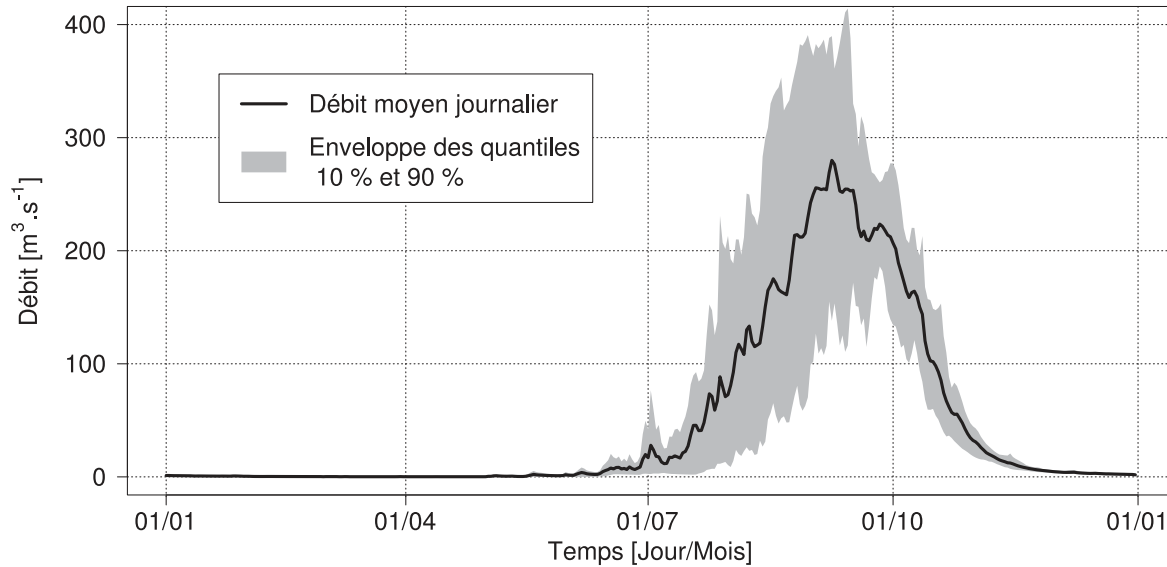


FIGURE 1.7 – Moyenne et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % de la distribution des débits journaliers à Bétérou sur la période AMMA-CATCH (2001–2010).

à la surface (albédo, émissivité, rugosité de surface), de facteurs liés au sol (conductivité thermique, propriétés hydrodynamiques, humidité) et de facteurs liés à la végétation (résistance stomatique, profondeur racinaire, indice de surface foliaire, en anglais *Leaf Area Index* (LAI)). La complexité de cette estimation qui ne peut être réalisée qu'à l'échelle locale, a conduit à employer les notions d'évapotranspiration potentielle et d'évapotranspiration de référence. L'évapotranspiration potentielle (ETP) correspond à l'évapotranspiration maximale d'un couvert végétal quelconque, maximal signifiant que le couvert est bien alimenté en eau et en phase active de croissance et donc que l'eau n'est pas un facteur limitant de l'évapotranspiration. L'évapotranspiration de référence (ET0) [ALLEN et al., 1998] correspond à l'évapotranspiration d'une surface de référence (gazon de 12 cm de haut, ayant un albédo de 0,23 et une résistance de surface de 70 s.m⁻¹) qui ne serait pas limitée en eau. L'ET0 caractérise la demande atmosphérique en eau pour une surface homogène infinie. Elle peut être inférieure à l'ETR dans certains cas, notamment si la surface n'est pas homogène (advection). La modulation de l'ET0 par un coefficient cultural, qui prend en compte l'état de croissance de la végétation et un coefficient de stress hydrique permet l'estimation de l'ETR.

L'évapotranspiration réelle est mesurée sur deux sites de l'Ouémé supérieur ayant des couverts végétaux différents. Le site de Nalohou (sur le bassin versant de l'Ara) est principalement une zone de cultures et jachères ; le site de Béléfoungou est une zone de savane arborée. Sur le site de Nalohou, une tour de flux mesure l'évapotranspiration réelle depuis 2006 par la méthode d'*Eddy Covariance* (EC). À quelques centaines de mètres, le flux de chaleur sensible est mesuré par scintillomètre infrarouge (*Large Aperture Scintillometer* (LAS)). L'ETR (assimilée au flux de chaleur latente *LE*) peut être déduit par bilan d'énergie à la surface du sol :

$$Rn = H + LE + G \quad (1.2)$$

avec Rn le rayonnement net, H le flux de chaleur sensible et G le flux de chaleur dans le sol. Ces mesures par EC et LAS sont complémentaires car elles n'utilisent pas les mêmes méthodes

d'estimation de l'évapotranspiration et mesurent le flux évapotranspiratoire provenant de surface ayant des superficies différentes : la tour de flux mesure l'évapotranspiration (LE) d'une surface (*footprint*) qui dépend de la vitesse et l'orientation du vent et dont la superficie caractéristique est proche de celle d'une parcelle ($0,25 \text{ km}^2$) alors que le scintillomètre mesure le flux de chaleur sensible (H) le long d'un trajet optique de $2,5 \text{ km}$ de long et sa superficie caractéristique est inférieure à 1 km^2 . Le flux LE est ensuite déduit par bilan d'énergie (équation 1.2) à partir des mesures complémentaires de G et Rn . Sur le site de savane arborée de Béléfoungou, l'évapotranspiration réelle est mesurée par EC depuis 2008. Pour ces deux sites, les stations météorologiques associées aux tours de flux permettent de calculer l'ET0. La figure 1.8 illustre l'ETR et l'ET0 mesurées localement sur les deux sites.

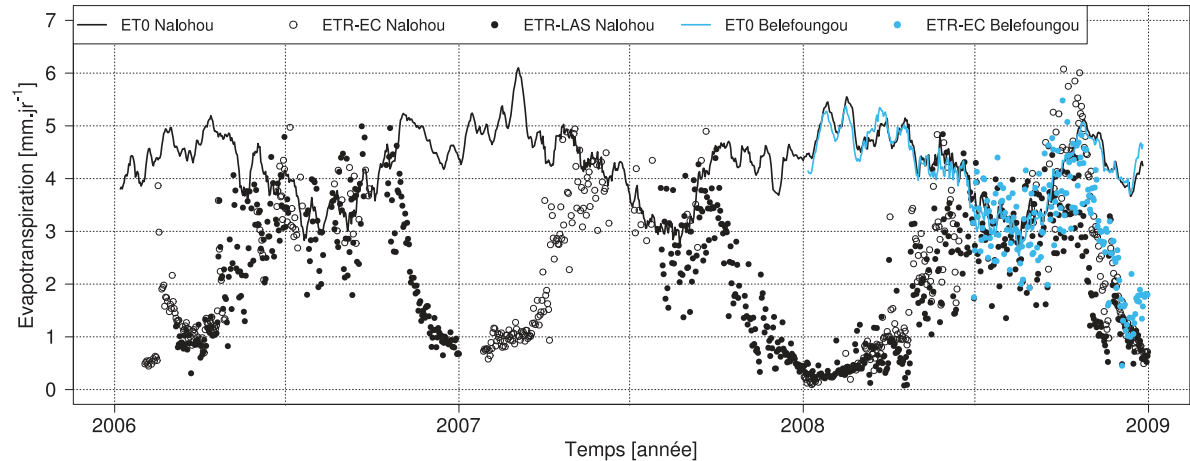


FIGURE 1.8 – Évapotranspirations pour la période 2006–2009 sur deux sites de l’Ouémé supérieur ayant des couverts végétaux différents : Nalohou (cultures) et Béléfoungou (savane arborée). L’évapotranspiration de référence ET0 est mesurée sur les deux sites. Sur le site de Nalohou, l’évapotranspiration réelle ETR est mesurée par Eddy-Covariance (ETR-EC) et par scintillométrie infrarouge (ETR-LAS). Sur le site de Béléfoungou, l’évapotranspiration réelle est mesurée par Eddy-Covariance. Les mesures d’évapotranspiration à Béléfoungou ont débuté en 2008.

MAMADOU et al. [2014] ont étudié le bilan d'énergie à la surface du sol par la méthode d'Eddy-Covariance sur le site de Nalohou pour 4 périodes de l'année 2008 : une période en saison sèche (P1, 18 janvier–1^{er} février), une période en saison humide (P3, 7 juillet–21 juillet) et deux périodes de transition, respectivement entre la saison sèche et la saison humide (P2, 26 février–11 mars) et entre la saison humide et la saison sèche (P4, 24 octobre–7 novembre). Le flux de chaleur latente est très faible en période sèche et en périodes de transition et fort en période humide avec une valeur journalière moyenne de 7 W.m^{-2} (équivalent¹ à $0,25 \text{ mm.jr}^{-1}$) pour P1, 10 W.m^{-2} ($0,35 \text{ mm.jr}^{-1}$) pour P2, 115 W.m^{-2} ($4,0 \text{ mm.jr}^{-1}$) pour P3 et 54 W.m^{-2} ($1,9 \text{ mm.jr}^{-1}$) pour P4. Le bilan d'énergie à la surface est fermé à 84 %. La comparaison du cycle journalier moyen du flux de chaleur latente à Nalohou et à Béléfoungou en période humide (juillet 2008) montre que l'évapotranspiration du couvert de savane arborée est plus faible que celui de cultures en début de journée mais elle atteint des valeurs plus importantes au cours de la journée. L'évapotranspiration est comparable pour les deux couverts en fin de journée et durant la nuit, pendant laquelle l'évapotranspiration est pratiquement nulle [MAMADOU, 2009].

1. Pour plus de clarté, nous convertissons les flux énergétiques (W.m^{-2}) en flux hydriques (mm.jr^{-1}) en considérant la chaleur latente de vaporisation de l'eau L égale à 2460 kJ.kg^{-1} à $20 \text{ }^\circ\text{C}$.

Utilisant la scintillométrie infrarouge sur le bassin de l'Ara, GUYOT et al. [2009] analysent l'évapotranspiration d'un couvert hétérogène composé de cultures, jachères, savane arbustive et savane arborée. L'attention est portée sur la période du 1^{er} février au 26 avril 2006 qui comporte deux événements isolés de précipitations. L'évapotranspiration réelle moyenne est estimée à $1,5 \text{ mm.jr}^{-1}$ sur la période avec une sensibilité aux événements précipitants. En saison sèche, l'évapotranspiration mesurée par scintillométrie infrarouge est non nulle. L'incertitude d'estimation du flux de chaleur latente (évapotranspiration) dépend de la saison (30 % en période humide, 100 % en période sèche et 40 % en périodes de transition) [GUYOT et al., 2012]. GUYOT [2010] estime avec la même instrumentation le flux de chaleur latente moyen horaire à 100 W.m^{-2} ($3,5 \text{ mm.jr}^{-1}$) pour les périodes de conditions humides contre 20 W.m^{-2} ($0,70 \text{ mm.jr}^{-1}$) pour les périodes de conditions sèches de l'année 2008. **Grâce à un bilan hydrologique réalisé sur le bassin versant de l'Ara, l'évapotranspiration réelle est estimée à 83 ± 10 % des précipitations annuelles de l'année 2008**, malgré une grande incertitude sur le calcul du bilan hydrologique.

À partir d'une analyse des débits en rivière et des niveaux piézométriques de la nappe phréatique, SÉGUIE et al. [2011b] estiment par un calcul du bilan hydrologique que **l'évapotranspiration réelle du bassin versant de la Donga représente en moyenne 85 % des précipitations annuelles** pour les années 2002, 2004, 2005 et 2006.

À l'échelle du bassin versant de l'Ouémé supérieur, il n'existe pas de mesures de l'ETR. L'ET0 est alors estimée pour les besoins de modélisation. VARADO [2004] a calculé l'ET0 pour 4 stations du bassin (Parakou, Djougou, Savannah et Mont-De-Gaule). La comparaison des ET0 journalières en 2002 montre une faible corrélation entre stations due à la variabilité spatio-temporelle des variables atmosphériques qui conditionnent le calcul de l'ET0. Par contre, le cycle saisonnier de l'ET0 de ces 4 stations (basé sur les valeurs mensuelles) montre une corrélation marquée (coefficient de détermination entre 0,72 et 0,93). Grâce à des mesures à la station de Djougou pour les années 2002, 2003 et 2004, KAMAGATÉ [2006] conclut que l'ET0 présente une faible variabilité inter-annuelle. Cette faible variabilité inter-annuelle de l'ET0 est aussi constatée sur le site de Nalohou (figure 1.8). Sur une plus longue période (1965–2006) à Parakou, ROKO [2007] montre une augmentation de l'ET0 d'environ $0,4 \text{ mm.jr}^{-1}$ répartie tout au long de l'année. Cette augmentation est due principalement à l'augmentation de la température maximum ($+1,7^\circ\text{C}$ en 40 ans) et à la modification de la durée d'insolation.

1.2.4. Le stock d'eau souterrain

L'analyse du stock d'eau souterrain a principalement été réalisée sur le bassin de la Donga [KAMAGATÉ, 2006 ; KAMAGATÉ et al., 2007 ; SÉGUIE et al., 2011b] grâce à un réseau de 24 points de mesures piézométriques, majoritairement des puits, utilisés par la population locale pour l'approvisionnement en eau potable. La synthèse que nous présentons ici se réfère à ce bassin et ces travaux (sauf lorsque c'est expressément indiqué).

Le bassin de l'Ouémé supérieur présente une nappe phréatique pérenne située dans les altérites. Cette nappe est en continuité hydraulique avec la nappe de socle fissuré sous-jacente [SÉGUIE et al., 2011b]. Une analyse altimétrique de la nappe d'altérites sur le bassin de la Donga montre que sa profondeur est totalement indépendante de l'altitude du sol au point de mesure [KAMAGATÉ, 2006]. De plus, elle est relativement parallèle à la topographie de surface, ce qui autorise

l'analyse de sa profondeur moyenne (figure 1.9). Ce réservoir d'eau souterrain ne peut pas être perçu comme une seule nappe mais comme un réservoir spatialement discontinu et composé de plusieurs nappes associées aux versants du bassin. Une importante fluctuation saisonnière de la profondeur de nappe est observée sur l'ensemble du réseau piézométrique. L'ensemble du bassin semble donc participer à la recharge et à la vidange annuelles de ce réservoir d'eau. Le niveau piézométrique de la nappe phréatique pérenne est compris en moyenne entre 10 m en saison sèche (maximum en mai-juin) et 3 m en saison humide (minimum en août-septembre). **À l'échelle inter-annuelle, aucune tendance d'évolution de la profondeur piézométrique ne peut être mise en évidence sur la période de mesure** [KAMAGATÉ, 2006 ; SÉGUI et al., 2011b] (figure 1.9). De plus, **un drainage régional de la nappe phréatique pérenne est peu probable** [SÉGUI et al., 2011b] compte tenu du degré de connectivité de fracture du bassin de l'Ouémé supérieur estimé à quelques centaines de mètres au maximum [EL-FAHEM, 2008].

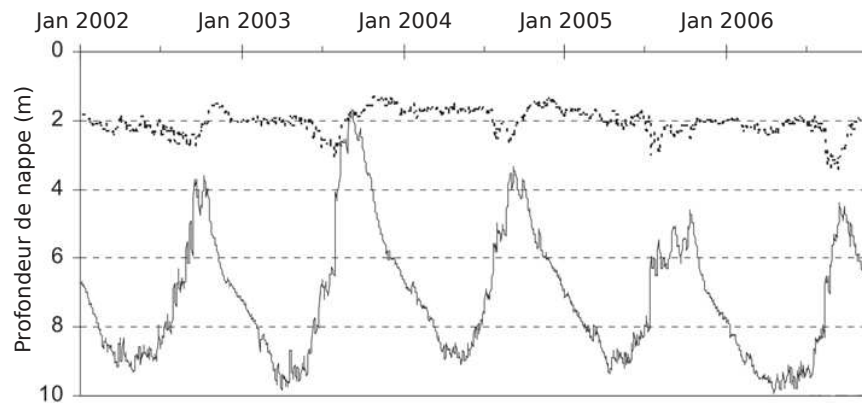


FIGURE 1.9 – Profondeur moyenne journalière de la nappe (trait continu) et écart-type (pointillés) d'un réseau de 24 puits creusés à la main sur le bassin versant de la Donga (d'après SÉGUI et al. [2011b]).

Grâce à des piézomètres crépinés à 2 m de profondeur en haut, milieu et bas d'un versant expérimental du bassin versant de l'Ara, la présence d'une seconde nappe a été mise en évidence. Il s'agit d'une nappe temporaire de subsurface qui présente de très fortes variations de niveau piézométrique [KAMAGATÉ, 2006]. **Présente uniquement en saison humide, la variation annuelle du stock d'eau de la nappe de subsurface est nulle.**

1.3. Les processus hydrologiques

Nous présentons dans cette section les processus hydrologiques identifiés qui permettent d'expliquer le bilan hydrologique du bassin de l'Ouémé supérieur, précédemment analysé. Nous avons brièvement décrit les processus de la mousson africaine (sous-section 1.1.1) qui expliquent les mécanismes de genèse des précipitations. Les précipitations étant un forçage du cycle hydrologique continental, nous ne les détaillons pas.

Les processus hydrologiques sont schématisés sur la figure 1.10.

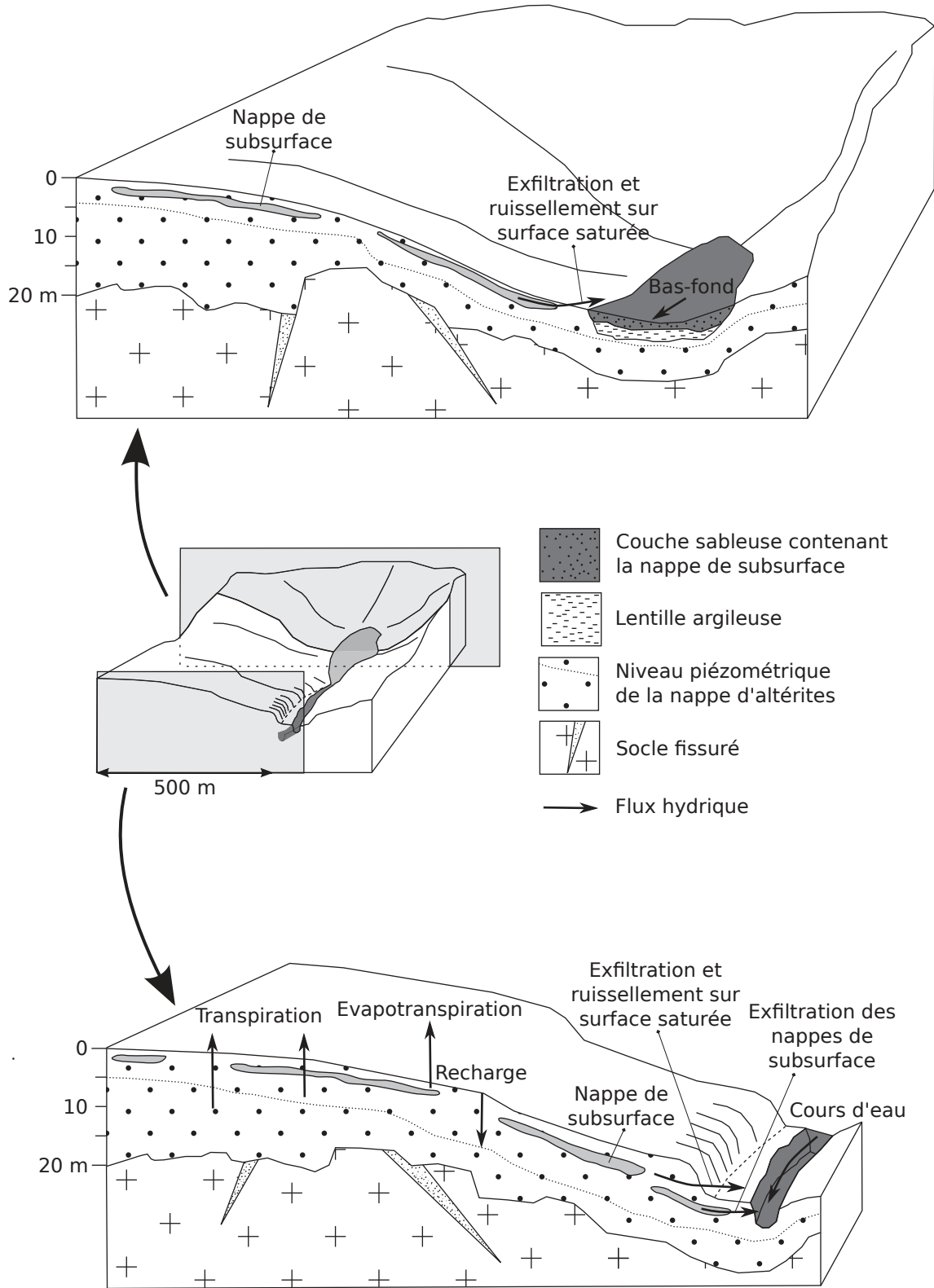


FIGURE 1.10 – Processus hydrologiques prédominants d'un bas-fond et d'un versant type de l'Ouémé supérieur en saison humide (adapté de SÉGUIE et al. [2011b]).

1.3.1. Genèse des écoulements en rivière

1.3.1.1. Déconnexion de la nappe d'altérites avec le réseau hydrographique

L'hydrochimie et la géochimie isotopique ont largement contribué à identifier les apports respectifs des différents processus (écoulements de surface, écoulements de subsurface, vidange de la nappe d'altérites) aux écoulements en rivière [KAMAGATÉ, 2006 ; KAMAGATÉ et al., 2007 ; SÉGUIIS et al., 2011b]. Les analyses hydrochimiques indiquent une conductivité électrique de l'ordre de $10 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour les eaux de pluie, de $155 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la nappe d'altérites et de $288 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la nappe de socle fissuré sur le bassin de la Donga. Les écoulements en rivière possèdent une conductivité électrique inférieure à $70 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ avec une variation au cours de la crue [KAMAGATÉ et al., 2007]. La conductivité électrique des écoulements en rivière est deux et quatre fois inférieure à celle de la nappe d'altérites et de socle fissuré, ce qui indique que la nappe d'altérites ne participe pas significativement aux écoulements en rivière, voire qu'il existe une déconnexion entre la nappe d'altérites et le réseau hydrographique [KAMAGATÉ, 2006 ; KAMAGATÉ et al., 2007].

De plus, une étude altimétrique de la nappe d'altérites du bassin de la Donga a montré que les niveaux piézométriques de cette nappe étaient toujours à une altitude supérieure aux cours d'eau le plus proche ; ceci même en saison sèche donc en l'absence d'écoulement en rivière [KAMAGATÉ, 2006]. Les écoulements en rivière débutent durant les mois de mai ou juin alors que la nappe d'altérites est à son étiage ; les cours d'eau s'assèchent en fin de saison humide alors que la nappe d'altérites est encore en position haute dans son cycle annuel [KAMAGATÉ, 2006]. Ces arguments altimétriques et hydrodynamiques confirment la contribution négligeable voire nulle de la nappe d'altérites aux écoulements en rivière.

1.3.1.2. Prédominance des écoulements superficiels

Par écoulements superficiels, nous entendons les écoulements de surface (ruissellement) et les écoulements de subsurface.

Les analyses hydrochimiques indiquent une conductivité électrique de 30 à $130 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour les eaux de la nappe de subsurface [KAMAGATÉ et al., 2007]. Nous rappelons que les écoulements en rivière possèdent une conductivité électrique inférieure à $70 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ avec une variation au cours de la crue. Au pic de crue, la conductivité électrique des écoulements en rivière se rapproche de celle des eaux de pluie alors qu'elle se rapproche de celle des eaux de nappe de subsurface en période d'inter-crue. De plus, l'apparition de nappes de subsurface concorde avec l'émergence d'écoulements de subsurface en de multiples points du bassin de la Donga [KAMAGATÉ, 2006]. KAMAGATÉ et al. [2007] indiquent que "l'écoulement à l'exutoire peut donc être considéré comme composé d'un flux rapide (ruissellement hortonien sur les surfaces indurées et écoulement sur surfaces saturées) et d'un flux retardé de subsurface (vidange des nappes perchées), sans contribution significative de la nappe des altérites à l'écoulement". Le flux rapide associé aux périodes de crues vient augmenter le flux retardé associé aux périodes d'inter-crue.

Par déconvolution hydrochimique, KAMAGATÉ [2006] estime la contribution relative du ruissellement de surface et des écoulements de subsurface dans les écoulements en rivière du bassin de la Donga. Les flux de subsurface représentent $68 \pm 13 \%$ des écoulements de la Donga pour l'année 2003, le ruissellement de surface représentant 32% . La contribution des flux de subsurface est plus

importante en 2004 ($83 \pm 13 \%$), le ruissellement de surface représentant le complément. KAMAGATÉ et al. [2007] notent l'absence d'évolution intra-saisonnière de ces contributions.

Les écoulements de subsurface, rendus possibles par une décroissance rapide de la conductivité hydraulique du sol avec la profondeur ou par un changement d'horizon pédologique est un processus hydrologique identifié sur de nombreux bassins versants à climat soudanien [LAFFORGUE, 1982; CHEVALLIER et PLANCHON, 1993; MASIYANDIMA et al., 2003] et en particulier sur l'Ouémé supérieur [GIERTZ et DIEKCRÜGER, 2003]. SÉGUI et al. [2011b] notent que les nappes de subsurface se vidangent rapidement ; l'apparition et le maintien de celles-ci dépendent de la succession d'évènements pluvieux rapprochés.

1.3.1.3. Ruissellements sur surfaces saturées, le rôle des bas-fonds

Les ruissellements de surface sont de deux types : le ruissellement par refus d'infiltration (ruissellement hortonien) et le ruissellement sur surface contributive. LE LAY [2006] indique que le ruissellement hortonien est probablement limité dans la zone d'étude, en accord avec le rôle mineur de ce processus en Afrique soudanienne, noté par SÉGUI et al. [2011b] et analysé en Côte d'Ivoire par VAN DE GIESEN et al. [2011].

Le ruissellement sur surfaces saturées apparaît en bas de versant et dans les bas-fonds. Les bas-fonds désignent sous climat tropical des dépressions topographiques relativement horizontales situées en tête de réseau hydrographique sans drain hydraulique marqué, principalement couvertes d'herbacées et inondées en saison humide. Ces bas-fonds sont des vallées couramment rencontrées en Afrique sub-saharienne [GIERTZ et al., 2009].

Du point de vue hydrodynamique, la saturation d'un bas-fond du bassin de l'Ara (fin juillet 2006) coïncide avec l'apparition d'écoulements permanents à l'exutoire du bassin alors que le piézomètre de bas de versant, qui mesure la profondeur de la nappe de subsurface, reste sec pendant encore 5 semaines. Du point de vue hydrochimique, la concentration de silicium dissous dans l'eau des écoulements de rivière en période d'inter-cruie est proche voire égale à celle de l'eau des bas-fonds alors que celle des eaux de la nappe de subsurface est deux fois plus importante. Cette similarité de la concentration de silicium dissous entre les écoulements en périodes d'inter-cruie et le bas-fonds du bassin de l'Ara est observée à l'échelle de la Donga (586 km²) et à celle de l'Ouémé supérieur (10 070 km²). SÉGUI et al. [2011b] en concluent que pour les écoulements de base (période inter-cruie), la contribution des bas-fonds est plus importante que celle des versants, sans pour autant quantifier leur contribution respective.

La composante rapide des écoulements en rivière est principalement assurée par écoulement sur surfaces saturées, les bas-fonds constituant la majeure partie de ces surfaces saturées. La composante retardée des écoulements en rivière est principalement assurée par les bas-fonds comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent. Ainsi, SÉGUI et al. [2011b] concluent que les bas-fonds sont les principales sources d'écoulement du bassin de la Donga. Ce résultat corrobore l'analyse de GIERTZ et DIEKCRÜGER [2003] sur des sous-bassins de l'Aguima qui attribuent la cause de débits de base plus importants à des bassins versants ayant des surfaces de bas-fonds plus importantes. De plus, ces auteurs indiquent que les sous-bassins qui possèdent des surfaces de bas-fonds plus importantes ont des volumes écoulés et des débits de pointe plus grands d'une part, et d'autre part des durées d'écoulements plus longues.

SÉGUIE et al. [2011b] indiquent que ces processus hydrologiques peuvent être expliqués par l'histoire récente de la géomorphologie décrite par BRABANT [1991] au Cameroun. Les têtes de bassins ne sont pas incisées car la reprise de l'érosion du quaternaire n'a affecté que les drains hydrographiques d'ordre supérieur. En tête de bassin, une couche de sable étendue a conduit à une vidange des drains de premier ordre différente de celle des drains d'ordre supérieur. L'analyse topographique des pentes dans la zone d'étude corrobore cette hypothèse ; les bas de versants menant aux drains d'ordre 2 ou supérieur présentent une rupture de pente franche avec un drain marqué en contre-bas : cette caractéristique indique une reprise de l'érosion. Il n'y a pas de couche sableuse où l'eau peut être stockée et ainsi contribuer aux écoulements de base par la suite. Au contraire, les pentes menant à des bas-fonds possèdent fréquemment un profil sans rupture de pente en continuité avec les bas-fonds où une couche sableuse surmontant une fine couche argileuse joue le rôle de réservoir, réservoir vidangé par le drain de premier ordre (figure 1.10)¹.

Bien que la recharge des bas-fonds semble être assurée par les écoulements de subsurface au sein des versants [figure 11 de l'article de SÉGUIE et al., 2011b], ces auteurs notent que ce processus de recharge doit être étudié plus en détail.

1.3.1.4. Saison des pluies, saison des écoulements et relation pluie-débit

Sur les bassins de la Donga et l'Ouémé supérieur, des délais entre le début de la saison des pluies et le début de la saison des écoulements sont observés. LE LAY [2006] parmi d'autres [KAMAGATÉ, 2006 ; ZANNOU, 2011] estime ce délai entre 100 et 120 jours en moyenne pour la période 1954–2002. La saison des écoulements débute après un cumul précipité de près de 300 mm. SÉGUIE et al. [2011b] estiment ce délai à 30 jours pour un cumul précipité de 100 à 160 mm. Ces auteurs ajoutent que le cumul précipité entre le début de la saison des pluies et le début des écoulements de base de la Donga (écoulement permanent) est variable d'une année à l'autre. Comme indiqué par ZANNOU [2011], SÉGUIE et al. [2011b] expliquent l'existence de ce délai et la variabilité de ce cumul par le prélèvement évapotranspiratoire en début de saison des pluies lorsque les pluies ne sont pas régulières.

La non-linéarité de la relation pluie-débit est une autre caractéristique hydrologique de l'Ouémé supérieur. Cette non-linéarité est apparente dans la variabilité inter-annuelle du coefficient de ruissellement. Sur la période 1954–2002, le coefficient de ruissellement a varié de 1 % à 27 % pour l'Ouémé à Bétérou [LE LAY, 2006]. Le déficit pluviométrique de 15 à 20 % observé au nord du Bénin pendant la période sèche des décennies 1970 et 1980 s'est traduit par un déficit d'écoulement de l'ordre de 40 % [LEBEL et VISCHÉL, 2005]. Les processus hydrologiques et les mécanismes à l'origine du délai entre le début de la saison des pluies et le début de la saison des écoulements pourraient expliquer en partie cette non-linéarité.

1.3.2. Recharge de la nappe phréatique pérenne

Sur le bassin versant de la Donga, la recharge de la nappe d'altérites s'effectue par infiltration directe des précipitations [KAMAGATÉ, 2006], ce qui limite cette recharge à la saison humide. La percolation verticale des précipitations à travers la zone non saturée est rapide et sans évaporation [EL-FAHEM, 2008 ; SÉGUIE et al., 2011b]. À l'échelle locale, la percolation dans l'horizon latéritique de subsurface est rendue possible par des chemins d'écoulements préférentiels [BORMANN et al., 2005].

1. Ce paragraphe est une traduction non professionnelle du texte de SÉGUIE et al. [2011b].

Le taux de recharge, défini par le rapport entre la recharge et les précipitations, est estimé entre 10 % et 15 % sur la période de 2003 à 2006 [SÉGUIE et al., 2011b]. Cette estimation dépend de la porosité de drainage du substrat.

La présence de sols indurés (cuirasse) et d’affleurements du socle peut provoquer un ruissellement très localisé des précipitations avant infiltration [KAMAGATÉ et al., 2007]. EL-FAHEM [2008] indique qu’une recharge préférentielle des grandes structures géologiques (faille de Kandi, chaîne de l’Atacora) est très peu probable. La nature du silto-argileuse et sablo-argileuse des altérites confère à ce réservoir un rôle capacitif avec une conductivité faible. Le réservoir du socle fissuré, contrairement au réservoir d’altérites, présente un faible emmagasinement mais une conductivité forte [EL-FAHEM, 2008].

Le temps de résidence de l’eau augmente avec la profondeur [KAMAGATÉ et al., 2007 ; EL-FAHEM, 2008 ; SÉGUIE et al., 2011b]. Les fluctuations saisonnières du cycle hydrologique rendent mobile l’eau de la nappe phréatique située à une profondeur inférieure à 10 m. Le temps de résidence dans la nappe de socle fissuré est probablement bien supérieur à 50 ans [EL-FAHEM, 2008].

1.3.3. Origines du prélèvement évapotranspiratoire

L’étude d’une période de 3 mois incluant un événement pluvieux isolé de saison sèche sur le bassin de l’Ara (12 km²) a permis de caractériser partiellement l’origine de l’évapotranspiration mesurée par scintillométrie infrarouge. La zone non saturée peu profonde (profondeur inférieure à 1 m) a contribué à environ un tiers (0,5 mm.jr⁻¹) de l’évapotranspiration mesurée (1,5 mm.jr⁻¹) sur l’ensemble de la période avec une contribution de 80 % dans les 10 jours qui ont suivi l’événement précipitant et une contribution de 10 % ensuite [GUYOT et al., 2009 ; GUYOT, 2010]. GUYOT et al. [2009] en déduisent qu’une partie significative de l’évapotranspiration est assurée par les racines profondes situées dans la zone non saturée ou dans la nappe phréatique. GUYOT et al. [2009] et MAMADOU et al. [2014] indiquent que les mesures d’une évapotranspiration non nulle en saison sèche sont la signature d’une transpiration de la végétation ligneuse persistante.

L’hypothèse d’une évapotranspiration, et particulièrement la transpiration de la strate arborée ayant un système racinaire profond, a été avancée par plusieurs auteurs [KAMAGATÉ, 2006 ; KAMAGATÉ et al., 2007 ; SÉGUIE et al., 2011b] pour expliquer la vidange de la nappe d’altérites.

En s’appuyant sur les résultats de GUYOT et al. [2009], DESCLOITRES et al. [2011] montrent que les différences d’évapotranspiration estimées avant l’événement pluvieux lorsque le vent est orienté nord-est et après l’événement pluvieux lorsque le vent est orienté sud-ouest, peuvent être expliquées par des différences de porosités de drainage des formations géologiques situées de part et d’autre du trajet optique du scintillomètre. Les variations temporelles de l’évapotranspiration sont en partie expliquées par les modifications de la surface contributive de l’évapotranspiration (*footprint*) : l’évapotranspiration est significativement plus forte lorsque le *footprint* contient plus d’arbres. La contribution de la zone non saturée profonde (profondeur supérieure à 1 m) à l’évapotranspiration mesurée n’est pas exclue non plus.

CHAPITRE 2

Modélisations hydrologiques de l'Ouémé supérieur et questions induites

La connaissance des termes et des processus de l'hydrologie continentale de l'Ouémé supérieur, présentée dans le chapitre précédent, est issue de mesures et de leurs interprétations. Mais cette connaissance a aussi été construite grâce à des modélisations. Ces modélisations ont été appliquées à différents compartiments du cycle hydrologique continental, à différentes échelles, en visant différents objectifs. Nous décrivons tous les modèles hydrologiques appliqués à l'Ouémé supérieur durant la dernière décennie et leurs apports à propos de la connaissance du fonctionnement hydrologique. Finalement, nous identifierons les questions laissées ouvertes par ces modélisations en se focalisant sur celles qui ont retenu notre attention dans ce travail.

2.1. La modélisation en hydrologie

2.1.1. Généralités

Selon HINGRAY et al. [2009], “un modèle est une représentation simplifiée d’un système physique donné et des différents processus explicatifs de son fonctionnement. Il est réalisé afin de pouvoir simuler tout ou partie du comportement du système. La représentation du système [...] est souvent mathématique et est formalisée par un ensemble d’équations exprimant les lois ou les concepts jugés utiles pour décrire de façon appropriée son comportement.” Un modèle représente l’évolution spatio-temporelle de variables pronostiques (variables de sorties) en réponse à l’évolution spatio-temporelle de variables de forçage (variables d’entrée) en tenant compte, éventuellement de variables d’état (variables internes). D’autres informations caractéristiques du système étudié sont généralement prises en compte, il s’agit des paramètres du système.

Un modèle hydrologique est un modèle appliqué à un hydrosystème. HINGRAY et al. [2009] indiquent de plus que “tous les modèles hydrologiques sont de ce fait une représentation extrêmement simplifiée de l’hydrosystème et de son fonctionnement. Pour des raisons de commodité, ces modèles sont en particulier construits en se concentrant sur les processus ainsi que sur les échelles spatiales et temporelles déterminants pour les phénomènes hydrologiques visés. [...] Un modèle est donc fortement conditionné par l’objectif visé *in fine* par la simulation. Quel que soit l’objectif, les façons de simplifier la représentation du milieu et des processus hydrologiques qui s’y produisent restent multiples. Il en découle de nombreuses modélisations possibles pour un même hydrosystème!”

Dans cette description de la modélisation hydrologique, la question de l’objectif de modélisation est cruciale. C’est elle qui va guider le modélisateur dans le choix du modèle, des échelles spatio-temporelles pertinentes, des processus à modéliser, du degré d’incertitude acceptée pour chacun des paramètres. Deux objectifs généraux sont distingués : l’analyse de l’hydrosystème afin d’étudier son fonctionnement et la prévision afin d’obtenir une représentation de l’évolution spatio-temporelle de variables pronostiques et éventuellement de variables d’état.

Deux types de modèles sont fréquemment employés en hydrologie en fonction de l’hydrosystème étudié : les modèles de bassin versant, et les modèles de Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer* (SVAT) en anglais).

2.1.2. Les modèles de bassin versant

La classification des multiples modèles de bassin versant diffère selon les auteurs [AMBROISE, 1999 ; HINGRAY et al., 2009 entres autres]. Nous considérons ici les modèles selon :

- la nature des relations utilisées pour la représentation des processus ; les modèles sont empiriques, conceptuels, ou à bases physiques.
- la manière de représenter le milieu, et en particulier la nature de l’unité spatiale à laquelle est attachée la résolution des équations utilisées pour décrire les processus ; les modèles sont globaux, semi-distribués ou distribués.
- leur manière de considérer les variables hydrologiques et les relations entre ces variables ; les modèles sont déterministes ou stochastiques.

Les modèles empiriques cherchent à représenter les relations entre les variables d'entrée et les variables de sortie sans s'intéresser à la physique qui les relie. Il s'agit souvent des précipitations en entrée et des débits en sortie, on parle de relation pluie-débit. **Les modèles à base physique** cherchent à représenter les processus hydrologiques prédominants qui expliquent la relation entre les variables d'entrée et les variables de sortie de l'hydrosystème. Ces modèles nécessitent de renseigner les paramètres qui peuvent être théoriquement déduits de la mesure. **Les modèles conceptuels** cherchent eux aussi à représenter les processus hydrologiques de l'hydrosystème mais ces processus sont décrits par une représentation conceptuelle et donc simplifiée. Ces modèles doivent être calés.

Les modèles globaux considèrent le bassin versant comme une seule entité dans laquelle aucune hétérogénéité spatiale n'est prise en compte. **Les modèles semi-distribués** considèrent l'hétérogénéité spatiale en découpant le bassin versant en un nombre limité d'entités représentatives des principaux types de comportement hydrologique du bassin versant. **Les modèles distribués** considèrent chaque point du bassin versant (élément de discrétisation) comme l'unité spatiale d'application des équations du modèle.

Les modèles déterministes lient les variables d'entrée aux variables de sortie par une relation univoque. **Les modèles stochastiques** produisent à partir d'un jeu de variables d'entrée donné, plusieurs jeux de variables de sortie ; chaque jeu étant une réalisation possible du jeu de variables de sortie.

2.1.3. Les modèles SVAT

Les processus impliqués dans le bilan hydrologique à l'interface sol-végétation-atmosphère sont fortement interdépendants. Les modèles SVAT modélisent de façon couplée les échanges énergétiques et massiques à cette interface. Ces modèles nécessitent la caractérisation des conditions d'état du sol, des plantes et de l'atmosphère. Leur description est généralement unidimensionnelle verticale [HINGRAY et al., 2009].

2.2. Les différentes modélisations hydrologiques de l'Ouémé supérieur

Nous proposons ici de passer en revue tous les modèles appliqués au bassin versant de l'Ouémé supérieur depuis une décennie. Le tableau 2.1 présente des informations générales de ces applications. Puisque le choix et les résultats d'un modèle sont conditionnés par l'objectif de modélisation, nous rappelons les objectifs des auteurs. Ensuite nous énonçons quelques éléments importants du modèle (type et structure du modèle) puis les résultats obtenus. Cette revue des différentes modélisations permet de dégager les questions ouvertes de la modélisation hydrologique de l'Ouémé supérieur desquelles nous retirons les questions traitées dans ce travail de thèse (section 2.3). Nous présentons les modèles en fonction de leur objet d'étude : la parcelle, le versant, le bassin versant. Pour les modèles de bassin versant, nous présentons les modèles dans l'ordre chronologique de leur application à la zone d'étude.

Tableau 2.1 – Modèles hydrologiques appliqués sur l’Ouémé supérieur depuis une décennie

Modèle	Modélisateur(s)*	Objet d’étude
SiSPAT	ROBERT [2012]	colonne sol-atmosphère (vertical 1D)
Parflow-CLM	ROBERT [2012]	colonne sol-atmosphère (vertical 1D) et parcelle (1 ha)
Simulat-H	GIERTZ et al. [2006]	versant (~ 1 km)
TOPLATS	BORMANN et DIEKKRÜGER [2003]	bassin versant ($\sim 3\,000$ km ²)
-	BORMANN et al. [2005]	bassin versant (30 - 3 000 km ²)
UHP	BORMANN et DIEKKRÜGER [2004]	bassin versant (500 - 10 000 km ²)
REW-v4.0	VARADO et al. [2006]	bassin versant (~ 500 km ²)
GR4J	LE LAY et GALLE [2005a]	bassin versant ($\sim 10\,000$ km ²)
-	LE LAY [2006]	bassin versant (500 - 10 000 km ²)
TopAMMA	LE LAY [2006]	bassin versant (500 - 10 000 km ²)
-	LE LAY et al. [2008]	bassin versant (~ 500 km ²)
-	ZANNOU [2011]	bassin versant ($\sim 10\,000$ km ²)
nTopAMMA	ZANNOU [2011]	bassin versant ($\sim 10\,000$ km ²)
ModHyPMA	ALAMOU [2011]	bassin versant ($\sim 10\,000$ km ²)

* modélisateur, auteur qui a appliqué le modèle sur l’Ouémé supérieur.

2.2.1. À l’échelle de la parcelle

2.2.1.1. Le modèle SiSPAT

ROBERT [2012] a appliqué le modèle *Simple Soil Plant Atmosphere Transfer* (SiSPAT) à une parcelle du bassin versant de l’Ara pour étudier les transferts d’eau et de chaleur à l’interface sol-atmosphère. Le modèle SiSPAT [DANTAS-ANTONINO, 1992 ; BRAUD et al., 1995] est un modèle SVAT unidirectionnel vertical. Il représente la physique des mouvements couplés de chaleur et d’eau dans les zones non saturées et saturées, l’extraction racinaire, les transferts turbulents au-dessus et dans la canopée, l’interception, l’infiltration et le ruissellement de surface. Il permet de réaliser des bilans simplifiés pour les différentes couches de sol, la végétation et l’atmosphère.

SiSPAT étant un modèle unidimensionnel vertical, il ne peut pas modéliser d’écoulements latéraux, ce qui provoque un remplissage non souhaité de la colonne de sol. Pour pallier ce problème, ROBERT [2012] a introduit une fuite de fond en bas de la colonne de sol simulée. Ce flux de fuite imposé est déterminé de façon à assurer la stabilité moyenne annuelle de la nappe profonde.

À l’échelle annuelle, le modèle simule un battement de la nappe profonde (3–6 m) comparable aux mesures (2–6 m). Concernant la simulation de la nappe de subsurface (voir la sous-section 1.2.4 pour les mesures de cette nappe), SiSPAT produit des saturations atteignant 80 % durant la saison humide. La moyenne inter-annuelle de l’évapotranspiration réelle simulée par SiSPAT sur les 4 années de 2006 à 2009 représente 77 % des précipitations. Le modèle reproduit la dynamique intra-saisonnière très marquée de la mesure d’évapotranspiration mais n’arrive pas à représenter les pics d’évapotranspiration de la saison des pluies (sous-section 1.2.3). La fuite de fond représente 24 % des précipitations. Finalement, la variabilité inter-annuelle du stock de la colonne simulée est très faible (1 % des précipitations).

2.2.1.2. Le modèle ParFlow-CLM

ROBERT [2012] a aussi implémenté le modèle ParFlow-CLM [MAXWELL et MILLER, 2005] sur une parcelle de l'Ara pour étudier les transferts d'eau et de chaleur à l'interface sol-atmosphère. Ce modèle est un couplage du modèle ParFlow qui modélise les transferts hydriques dans les couches de sol par l'équation de Richards et du modèle SVAT *Common Land Model* (CLM). Le couplage des modèles est réalisé au niveau de la zone racinaire. Il s'agit d'un modèle tridimensionnel qui peut simuler des écoulements de subsurface saturés [ASHBY et FALGOUT, 1996] et non saturés [JONES et WOODWARD, 2001]. Le ruissellement et les écoulements de surface sont modélisés par l'équation d'onde cinématique.

Ce modèle a tout d'abord été implémenté comme SiSPAT dans une configuration unidimensionnelle verticale. Une fuite de fond a été introduite pour les mêmes raisons que celles avancées pour SiSPAT. Les paramètres étant différents pour ces deux modèles, le flux de fuite profonde imposé est différent entre SiSPAT et ParFlow-CLM. Le battement de la nappe profonde simulée à l'échelle annuelle est plus important que pour SiSPAT (4–8 m). Néanmoins ParFlow-CLM simule des quasi-saturations intermittentes (taux de saturation supérieurs à 95 %) de subsurface durant la saison humide, ce qui se rapproche de nappes de subsurface mesurées (sous-section 1.2.4). Sur la période 2006–2009, ParFlow-CLM simule une évapotranspiration réelle qui représente 53 % des précipitations. Comme le modèle SiSPAT, ParFlow-CLM reproduit la dynamique intra-saisonnière très marquée de la mesure d'évapotranspiration mais n'arrive pas à représenter les pics d'évapotranspiration de la saison des pluies. ParFlow-CLM sous-estime l'évapotranspiration mesurée en saison des pluies. La fuite de fond atteint 49 % des précipitations de la période. La variation annuelle de stock est quasiment nulle (0,04 % des précipitations). La non prise en compte de la compressibilité de l'eau dans le calcul du bilan de masse explique la non fermeture de ce bilan de 1 à 4 %.

La prise en compte de différents couverts végétaux ne montre pas à l'échelle annuelle de différences majeures ni sur le bilan d'eau ni sur le flux d'évapotranspiration simulés (5 % entre un couvert arboré et un couvert herbacé). En saison sèche, les zones arborées simulent une évapotranspiration de 1 à 4 mm.jr⁻¹ supérieure aux zones herbacées. Néanmoins, les zones herbacées sont plus réactives aux précipitations isolées de saison sèche et au début de saison humide (différences de 2 à 4 mm.jr⁻¹). La dynamique annuelle d'évapotranspiration des zones arborées est moins marquée par l'alternance des saisons que les zones herbacées car les zones arborées restent actives une grande partie de l'année, ce qui est conforme aux observations. Le type de couvert végétal a un impact clair sur la vidange de la nappe d'altérites.

L'impact de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation et du point d'inflexion de la courbe de rétention des couches de sol de subsurface sur le bilan de masse simulé a été analysé en utilisant une configuration tridimensionnelle sans prise en compte de la pente topographique. Les simulations montrent que la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation a un impact limité sur la distribution spatiale de l'évapotranspiration simulée et n'a pas d'impact sur la redistribution latérale de l'eau dans le sol. La variabilité spatiale du point d'inflexion de la courbe de rétention impacte significativement la redistribution latérale inter-annuelle de l'eau dans le sol mais n'impacte pas la distribution spatiale de l'évapotranspiration simulée.

Des mesures géophysiques ont permis de documenter la variabilité spatiale de la géométrie de la subsurface dans la direction orthogonale à la pente topographique, en particulier, des bandes de sol

plus argileuses. En présence de formations argileuses en subsurface, le modèle ParFlow-CLM simule des nappes perchées temporaires qui retardent la recharge de la nappe profonde de plusieurs dizaines de jours. Les surfaces de sol au droit de lentilles argileuses simulent une évapotranspiration plus importante tout au long de l'année. Les zones simulées sans lentille argileuse et pour lesquelles la profondeur de socle simulée est faible sont plus sèches en période de ressuyage. La présence d'arbres au droit des lentilles argileuses favorise, dans les simulations, la formation de nappes perchées et homogénéise le niveau de la nappe profonde.

2.2.2. À l'échelle du versant

2.2.2.1. Le modèle Simulat-H

[GIERTZ et al., 2006] ont appliqué le modèle SIMULAT-H à des versants du bassin d'Aguima. L'objectif de leur étude est de vérifier que le modèle SIMULAT-H simule correctement les processus hydrologiques d'un environnement situé en zone tropicale d'Afrique de l'Ouest. Le modèle SIMULAT [DIEKKRÜGER et ARNING, 1995] est un modèle SVAT qui adopte une approche unidimensionnelle verticale. L'évapotranspiration réelle est calculée à partir de l'évapotranspiration potentielle définie par l'équation de Penman-Monteith. La décomposition de l'évapotranspiration potentielle en évaporation potentielle et transpiration potentielle est ensuite déterminée par l'équation de RITCHIE [1972]. L'approche de FEDDES et al. [1978] est utilisée pour calculer la transpiration réelle. L'infiltration est décrite par la solution semi-analytique de l'équation de Richards proposée par SMITH et PARLANGE [1978]. Le modèle résout l'équation de Richards pour les transferts hydriques dans le sol. Le modèle SIMULAT-H est une association de colonnes de sol, chacune décrites par le modèle SIMULAT. SIMULAT-H peut être considéré comme un modèle SVAT associé à un modèle conceptuel de la dynamique latérale du versant. Le fonctionnement vertical du modèle est décrit par SIMULAT et une interaction latérale entre colonnes de sol est implémentée. Les écoulements latéraux non saturés de subsurface sont modélisés par les termes puits et source dans l'équation de Richards. Une anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation est imposée. La composante latérale est égale au dixième de la composante verticale. Le flux latéral de subsurface est égal au produit de la conductivité hydraulique à saturation latérale par la pente topographique. Le modèle simule une percolation vers un réservoir de nappe profonde. La dynamique de ce réservoir est décrite par un modèle conceptuel linéaire qui produit la composante de base du débit en rivière.

Le modèle simule des chroniques de débits qui reproduisent bien les mesures. Pour les années 2000 et 2001, le modèle simule pour les écoulements en rivière, une contribution de 55 % des écoulements latéraux de subsurface, une contribution de 14 % du ruissellement de surface et une contribution de 31 % de la nappe profonde. Cette dernière valeur est proche de celle obtenue par analyse hydrochimique des écoulements en rivière [FASS, 2004]. Le modèle reproduit correctement les teneurs en eau mesurées en surface. En subsurface, cette qualité dépend du type de sol. Les auteurs identifient les processus hydrologiques prédominants selon le type de sol : pour les Plinthisols et Lixisols/Acrisols en haut et milieu de versant, le ruissellement de surface ou les écoulements de subsurface sont prédominants selon l'occupation du sol. En bas de versant, la percolation profonde est le processus hydrologique important expliqué par la forte perméabilité des gleysols.

2.2.3. À l'échelle du bassin versant

2.2.3.1. Le modèle TOPLATS

Dans le but d'identifier un outil de prédiction des modifications du cycle hydrologique et de la disponibilité de la ressource en eau causées par des changements climatiques globaux et régionaux, BORMANN et DIEKKRÜGER [2003] ont utilisé le modèle TOPLATS pour simuler les débits à l'exutoire de la Téro. Le modèle TOPLATS [FAMIGLIETTI et WOOD, 1994] couple un modèle SVAT à deux couches de sol avec le concept de TopMODEL (qui peut-être considéré comme un modèle physico-conceptuel semi-distribué s'il doit être classé).

La structure spatiale des variables simulées telles que l'humidité du sol, l'évapotranspiration, le ruissellement sur surfaces saturées est fortement corrélée à la structure spatiale des données d'entrée du modèle. La connaissance incomplète qu'ont les auteurs de cette structure spatiale ne leur permet pas de simuler correctement la dynamique temporelle des débits mesurés (efficacité de Nash de 0,46). Les auteurs pointent la nécessité de mieux renseigner la variabilité spatio-temporelle des précipitations ainsi que la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques des sols.

Suite à une analyse hydrogéologique approfondie du bassin d'Aguima (30 km²) qui met en évidence l'importance des processus de surface et de subsurface à l'échelle locale, BORMANN et al. [2005] utilisent à nouveau le modèle TOPLATS pour évaluer la pertinence de cette analyse à l'échelle locale, afin de la transférer à plus grande échelle.

Après calibration, le modèle reproduit correctement les débits mesurés à l'exutoire du bassin d'Aguima. De plus, les débits spécifiques de ruissellement simulés et mesurés sont proches. Fort de l'expérience de modélisation de BORMANN et DIEKKRÜGER [2003] sur le bassin de la Téro avec le modèle TOPLATS, les auteurs indiquent qu'une validation du modèle TOPLATS à ce bassin ne pourra être réalisée que lorsque la variabilité spatiale des données d'entrée du modèle (forçages et paramètres) sera connue.

2.2.3.2. Le modèle UHP

Dans le cadre du projet IMPETUS, BORMANN et DIEKKRÜGER [2004] analysent la capacité du modèle UHP à simuler les flux hydriques du bassin de la Téro dans le but de modéliser l'influence de changements climatiques globaux et régionaux sur le bilan hydrologique régional. Le modèle conceptuel global UHP est un modèle de type HBV [BERGSTRÖM, 1995] composé de 4 réservoirs à fonctionnement linéaire : réservoir d'interception, réservoir racinaire, zone non saturée et nappe profonde.

La calibration du modèle UHP est réalisée sur le bassin versant de la Téro à Wanou (3 133 km², figure 1.3) sur 7 années (1993–1999). La chronique de débits simulés est de bonne qualité (le coefficient de détermination égal à 0,82 est un des scores de performances employés). Ce modèle est plus performant que le modèle TOPLATS (sous-section 2.2.3.1) à reproduire les débits de ce bassin car son nombre de paramètres est limité. La validation du modèle est réalisée sur 7 autres bassins de l'Ouémé supérieur dont les superficies sont comprises entre 580 à 10 326 km². Les performances du modèle sont comparables en calibration et en validation, exception faite du bassin de l'Ouémé à Bétérou dont les performances sont moins bonnes. La prise en compte d'un nombre croissant de pluviomètres dans la modélisation accroît significativement la qualité des débits simulés. L'incertitude sur les données et l'incertitude sur les paramètres du modèle influencent le bilan hydrologique simulé.

Le modèle est sensible, d'une part, à des changements de régime de précipitations et, d'autre part, à des changements d'occupation du sol. Le modèle UHP, de par la simplicité de son formalisme est adapté à des simulations continues (bilan hydrologique) à méso-échelle mais n'est pas adapté à des simulations événementielles sur des bassins de plus petite taille. Finalement, les auteurs indiquent qu'en Afrique de l'Ouest, les processus prédominants et les propriétés du système hydrologique varient en fonction des échelles et des régions, une connaissance des processus hydrologiques à l'échelle locale est nécessaire en complément d'une connaissance des modifications à méso-échelle.

2.2.3.3. Le modèle REW-v4.0

VARADO et al. [2006] ont évalué la pertinence de l'approche *Representative Elementary Watershed* (REW) à simuler le comportement hydrologique de la Donga (586 km²) connaissant les débits à l'exutoire, la profondeur de nappe profonde et la teneur en eau du sol.

Le modèle semi-distribué REW [REGGIANI et al., 1998 ; REGGIANI et al., 1999] est une approche hybride des modèles conceptuels et des modèles à base physique. Ce modèle décrit les transferts hydriques sur la base des processus physiques (infiltration, exfiltration, percolation, recharge, transfert dans la nappe profonde). Néanmoins, les équations de bilan sont calculées à l'échelle d'un bassin élémentaire représentatif (REW) dont la taille est fixée par l'utilisateur selon ses besoins de modélisation. Cette approche permet d'extraire du modèle des variables d'état qui peuvent être comparées à des mesures ; ceci tout en gardant un nombre relativement faible de paramètres. Le modèle REW-v4.0 comporte 5 compartiments hydrologiques : la rivière, la zone non saturée, la zone saturée, le compartiment de ruissellement sur surface saturée et le compartiment de ruissellement concentré. Ce dernier compartiment regroupe les rigoles, ravines, petits canaux et les régions affectées par le ruissellement hortonien.

Les résultats d'une campagne de mesures des propriétés hydrodynamiques des sols ont été utilisés pour renseigner les paramètres du modèle. Avec ces paramètres, le modèle ne reproduit pas le délai de 3 mois mesuré entre le début des précipitations et le début des écoulements. Au cœur de la saison humide, les débits sont sous-estimés. La calibration de la teneur en eau à saturation et de la conductivité hydraulique à saturation a permis une amélioration significative des taux de saturation simulés. La capacité du modèle à reproduire des débits mesurés sur des sous-bassins de la Donga a été analysée. Il apparaît que le modèle est capable de simuler les débits sur des sous-bassins dont la superficie est supérieure à 100 km². Pour des bassins de taille inférieure, la description des processus hydrologiques est insuffisante pour reproduire correctement les débits mesurés.

Les auteurs pointent l'inaptitude du modèle à représenter la nappe de versant qui joue un rôle important dans la genèse des écoulements de la zone d'étude (sous-section 1.3.1.2). L'intégration d'un module de zone saturée adaptée à la représentation de la nappe de versant semble pouvoir améliorer la simulation de la dynamique de la nappe profonde, les variations de la teneur en eau du sol de surface ainsi que les débits simulés à l'exutoire du bassin de la Donga.

2.2.3.4. Le modèle GR4J

LE LAY et GALLE [2005a] quantifient la sensibilité du modèle Génie Rural 4 paramètres Journalier (GR4J) [PERRIN et al., 2003] à différents régimes pluviométriques pour 3 variables du modèle : les débits, l'évapotranspiration et l'humidité du sol.

Le modèle GR4J est un modèle conceptuel global à réservoirs, parcimonieux en paramètres, qui modélise la relation pluie-débit. Le formalisme mathématique décrit la neutralisation de l’évapotranspiration potentielle par les précipitations, la séparation des composantes de l’écoulement, la propagation des écoulements en rivière à l’aide d’un hydrogramme unitaire et l’échange souterrain d’eau. Il comprend un réservoir de production et un réservoir de routage.

Le modèle, appliqué au bassin de l’Ouémé supérieur, est calibré sur la période 1979–1989 et évalué sur la période 1990–2002. En calage et en validation, l’efficacité de Nash est supérieure à 0,80 et le biais en volume n’excède pas 5 %, ce qui confère au modèle calé une robustesse nécessaire aux objectifs de l’étude. L’efficacité de Nash est plus faible en évaluation qu’en calage. Les auteurs proposent 4 scénarios de modifications du régime pluviométrique dont un qui consiste à supprimer les événements précipitants les plus intenses au cœur de la saison humide (scénario le plus réaliste selon la littérature). Pour une diminution identique du cumul annuel de précipitations, les 4 scénarios montrent des réponses hydrologiques variées (d’un déficit d’écoulement égal au déficit pluviométrique jusqu’à un déficit d’écoulement égal au double du déficit pluviométrique, dont le scénario le plus réaliste fait partie). Inversement, un déficit de 40 % produit un déficit d’évapotranspiration simulée de 10 % à 40 % selon les scénarios. Concernant l’humidité du sol (variable la moins sensible des trois aux modifications du régime pluviométrique), les déficits sont de l’ordre de la moitié du déficit pluviométrique imposé pour l’ensemble des 4 scénarios.

Poursuivant l’objectif de trouver une conceptualisation pertinente pour modéliser le cycle hydrologique sur la région AMMA-CATCH au Bénin, LE LAY [2006] a appliqué le modèle GR4J aux bassins versants de la Donga (586 km²) et de l’Ouémé supérieur à Bétérou (10 070 km²).

Les performances du modèle sont très satisfaisantes sur les deux bassins en calage : efficacité de Nash de 0,84 pour la Donga et de 0,94 pour l’Ouémé supérieur ; et en évaluation : efficacité de Nash de 0,79 pour la Donga et de 0,82 pour l’Ouémé supérieur (période 2001–2002). L’évapotranspiration simulée par le modèle varie de 50 à 60 % des précipitations annuelles selon les années, ce qui est faible en comparaison aux mesures (sous-section 1.2.3) ; le terme de recharge profonde est de l’ordre de 20 % (période 1998–2002).

Nous avons ici retiré le modèle de son contexte d’étude qui est une approche comparative de la modélisation hydrologique. Les modèles GR4J et TopAMMA (sous-section 2.2.3.5) sont évalués de manière relative ce qui signifie qu’il n’y a pas de “bons” modèles mais seulement des modèles meilleurs que d’autres pour les critères considérés.

2.2.3.5. Le modèle nTopAMMA

Ayant toujours l’objectif de trouver une conceptualisation pertinente pour modéliser le cycle hydrologique de la région AMMA-CATCH au Bénin, LE LAY [2006] a appliqué le modèle TopAMMA aux bassins versants de la Donga (586 km²) et de l’Ouémé supérieur à Bétérou (10 070 km²).

Le modèle TopAMMA [LE LAY, 2006] est une adaptation du modèle TopMODEL [BEVEN et KIRBY, 1979] au contexte soudanien de l’Ouémé supérieur. Ce modèle physico-conceptuel semi-distribué tient compte des processus hydrologiques qui expliquent la relation pluie-débit, en particulier l’importance des écoulements latéraux de subsurface et le ruissellement sur surface saturée. Trois modifications principales ont été apportées : la modification du formalisme des processus d’évapotranspiration et d’interception, l’introduction d’un déficit seuil au-dessus duquel l’eau ne participe

plus aux écoulements de subsurface et l’introduction d’une percolation profonde associée. Nous revenons plus en détail sur les concepts, les hypothèses et le formalisme de ce modèle dans la section 6.1.

Les performances du modèle sont très satisfaisantes sur les deux bassins en calage : efficacité de Nash de 0,83 pour la Donga et de 0,90 pour l’Ouémé supérieur ; et en évaluation : efficacité de Nash de 0,76 pour la Donga et de 0,85 pour l’Ouémé supérieur (période 2001–2002). Sur le bassin de la Donga, l’évapotranspiration simulée par le modèle varie de 40 à 50 % des précipitations annuelles selon les années, ce qui est faible en comparaison aux mesures (sous-section 1.2.3) ; le terme de recharge profonde est de l’ordre de 30 % (période 1998–2002). Les années sèches se caractérisent principalement par une diminution relative des écoulements au profit de l’évapotranspiration réelle simulée. En valeur absolue, l’évapotranspiration réelle simulée est à peu près constante d’une année à l’autre. Le modèle TopAMMA se distingue du modèle GR4J (sous-section 2.2.3.4) par la plus grande sensibilité de ses performances à la valeur de ses paramètres. Une analyse de sensibilité des deux modèles ne permet pas de les distinguer quant à leur sensibilité de structure mais les résultats obtenus légitiment la conceptualisation du fonctionnement hydrologique de la zone d’étude introduite dans le modèle TopAMMA.

S’appuyant sur un jeu conséquent de mesures hydrologiques complémentaires, [LE LAY et al., 2008] analysent la capacité du modèle TopAMMA à reproduire différentes caractéristiques du cycle hydrologique du bassin de la Donga (Ouémé supérieur), ceci afin d’évaluer la pertinence de la conceptualisation du fonctionnement hydrologique de la zone d’étude. Le paramètre de transmissivité du modèle est peu sensible aux débits observés selon la méthode de calage. Néanmoins, ce paramètre impacte la séparation de l’hydrogramme (ruissellement et écoulement de subsurface). Les performances du modèle entre le calage et la validation sont comparables, ce qui montre la robustesse du modèle. En validation, le modèle reproduit correctement la dynamique saisonnière des débits observés. Une comparaison qualitative de la dynamique de la chronique de percolation profonde simulée avec celle de la profondeur de nappe profonde (12 puits de mesure sur le bassin) montre une bonne corrélation. Néanmoins l’intensité du flux percolé ne peut pas être évaluée. Le modèle est performant à reproduire les débits mesurés sur un des sous-bassins d’étude et simule une décomposition des débits (ruissellement et écoulements de subsurface) comparable à des valeurs issues d’un modèle de géochimie des eaux [KAMAGATÉ et al., 2007]. La chronique de stock d’eau simulée dans le premier mètre de sol est comparée à celles de mesures locales de 2 sites du bassin d’étude. Les stocks d’eau et leurs amplitudes sont semblables aux mesures en saison sèche. La vitesse d’écoulement en rivière est réaliste, l’épaisseur de sol considérée se trouve dans la gamme d’incertitude des mesures. Seule la conductivité hydraulique à saturation est largement supérieure aux mesures locales.

Le bilan de masse simulé par le modèle TopAMMA a été comparé par PEUGEOT et al. [2011] aux bilans de masses simulés par les modèles de type *Land Surface Model* (LSM)¹ de l’expérience *AMMA Land surface Model Intercomparison Project* (ALMIP). Les bilans de masse sont comparés à l’échelle de l’Ouémé supérieur pour l’année 2005. Le modèle TopAMMA simule une évapotranspiration inférieure (moins de 70 % des précipitations annuelles) et un terme de stockage supérieur (plus 20 % des précipitations annuelles) relativement aux modèles retenus pour l’exercice ALMIP qui, pour leur part, surestiment les débits en rivière par rapport aux mesures (plus de 15 % des précipitations annuelles ; voir la sous-section 1.2.2 pour les mesures). Les auteurs attribuent la sous-estimation

1. Les modèles de surfaces continentales LSM peuvent être considérés comme des SVAT de seconde génération qui simulent les transferts hydriques latéraux, le cycle du carbone, la phénologie et la dynamique des plantes. Ils ont vocation à être couplés à des modèles climatiques globaux [DE ROSNAY, 2005].

de l’évapotranspiration du modèle TopAMMA à son schéma d’évapotranspiration trop simple. La difficulté des LSM à reproduire les débits est attribuée à la résolution trop petite de ces modèles (0,5°).

ZANNOU [2011] analyse et modélise (avec le modèle TopAMMA) le cycle hydrologique continental de l’Ouémé supérieur dans une perspective d’application opérationnelle du modèle pour les besoins de la Gestion Intégrée de la Ressource en Eau (GIRE) du bassin d’étude.

Le bilan de masse simulé, exprimé en fraction des précipitations annuelles est le suivant : l’évapotranspiration représente 53 %, ce qui est faible en comparaison aux mesures (sous-section 1.2.3), les débits à l’exutoire représentent 14 % (12 % pour ce qui est des mesures, sous-section 1.2.2), la recharge profonde représente 33 % pour la décennie 1997–2006. Comparée aux études précédentes [LE LAY, 2006 entre autres], l’évapotranspiration réelle simulée est supérieure au détriment de la recharge profonde. Cette légère différence est expliquée par une approche différente et une redéfinition du rapport d’anisotropie entre les composantes horizontale et verticale de la conductivité hydraulique à saturation (équation 6.22). Ce rapport préalablement fixé à 10^{-2} est modifié à la valeur de 4.10^{-4} afin de favoriser le ruissellement hortonien.

L’évapotranspiration simulée par TopAMMA à l’échelle de l’Ouémé supérieur (1997–2006) est comparée à l’évapotranspiration mesurée localement sur un site de jachère¹ en 2008. L’évapotranspiration réelle simulée est proche des mesures avec une sous-estimation de 7 %. Ce travail analyse les causes de l’incapacité du modèle à simuler une évapotranspiration plus importante. Une analyse de sensibilité de l’évapotranspiration réelle simulée au forçage d’évapotranspiration potentielle montre que si cette dernière est augmentée, il en résulte une dégradation de la simulation des débits ou une dégradation de la percolation profonde si l’on maintient les performances du modèle en termes de débits simulés. L’analyse de l’impact du formalisme du processus d’évapotranspiration montre une forte sensibilité du modèle au prélèvement évapotranspiratoire et préconise une modification de ce formalisme pour corriger la sous-estimation de l’évapotranspiration réelle simulée.

Un contrôle à l’échelle annuelle de la percolation profonde simulée n’invalide pas cette conceptualisation. Par contre, un contrôle à l’échelle journalière discrédite son réalisme. Sur la période 2001–2006, la percolation profonde journalière simulée est inférieure à la variation de stock mesurée dans 33 % des cas. L’année 2005 est ensuite analysée particulièrement à cause de ses faibles performances en termes de simulation de débits. L’impact de l’absence de variabilité spatiale du forçage des précipitations est analysée avec le modèle nTopAMMA. Il s’agit de la version semi-distribuée du modèle TopAMMA pour lequel le modèle TopAMMA est appliqué à 28 mailles hydrologiques constituant le bassin d’étude. Une maille hydrologique est un sous bassin versant du bassin d’étude ; les mailles hydrologiques du bassin sont de taille semblable. Ce modèle permet d’appliquer un forçage de précipitations journalières différent pour chaque maille hydrologique. Cette prise en compte de la variabilité spatiale du forçage des précipitations améliore les performances du modèle (l’efficacité de Nash passe de 0,75 à 0,83).

2.2.3.6. Le modèle ModHyPMA

L’application du Principe de Moindre Action (PMA) à la modélisation de la relation pluie-débit de bassin versant a été initiée par AFOUDA et al. [2004]. ALAMOU [2011] poursuit cet axe de recherche

1. Il s’agit du site de Nalohou que nous introduisons ultérieurement et que nous utilisons aussi dans cette thèse.

pour savoir si le modèle PMA correspond au modèle qui décrit le mieux possible le comportement complexe du système hydrologique au sens de la minimisation des incertitudes.

Le PMA est défini dans cette étude comme une propriété fondamentale de la nature qui choisit parmi toutes les alternatives possibles le chemin qui minimise sa dépense en énergie et/ou son action, ceci quelle que soit l’échelle considérée. Ce modèle, qui s’appuie sur le théorème de Noether, permet en principe, de décrire le passage de la microphysique du milieu hétérogène à l’échelle locale, à la physique du milieu à l’échelle globale du bassin versant. Le modèle conceptuel global ModHyPMA possède 2 paramètres : λ , paramètre de structure du modèle et ν , paramètre de non-linéarité.

Le modèle est appliqué au bassin de l’Ouémé supérieur à Bétérou. Il est calé (grâce aux débits à l’exutoire) sur la période 2000–2002 et validé sur les années 2003 et 2004. Le modèle ModHyPMA, comparé au modèle GR4J, présente des meilleures performances en termes d’efficience de Nash, de biais en volume et de coefficient de détermination en calage et en validation.

2.3. Les questions ouvertes de la modélisation hydrologique de l’Ouémé supérieur

2.3.1. Dualisme de la représentation des transferts hydriques en zone soudanienne

Faute de mesures d’évapotranspiration réelle à méso-échelle, les modèles de bassin versant se sont historiquement tournés vers la relation pluie-débit, laissant ainsi les flux d’évapotranspiration varier sans contrainte lorsqu’ils sont représentés. C’est à l’échelle de la parcelle ou du versant que l’évapotranspiration réelle a été analysée. Le modèle SIMULAT-H est utilisé pour simuler les écoulements en rivière, bien qu’il soit issu d’une approche SVAT qui simule les processus d’évapotranspiration. L’évapotranspiration n’est pas contrainte malgré le fait qu’elle représente plus de quatre cinquièmes des précipitations annuelles. Les modèles SVAT SiSPAT et ParFlow-CLM ont permis d’analyser la dynamique des transferts hydriques verticaux de l’atmosphère à la nappe d’altérites. Néanmoins, ils n’ont pas permis de simuler les processus d’écoulements en rivière. Le modèle ParFlow simule des quasi-saturations en subsurface sans pour autant modéliser les processus hydrologiques entre ces quasi-saturations et les écoulements en rivière de façon satisfaisante. Les volumes d’eau écoulés en rivière sont représentés par une fuite hydrique en bas de colonne des modèles.

Bien que le fonctionnement hydrologique continental de l’Ouémé supérieur soit unique, sa représentation dans les modèles à l’échelle locale (parcelle, versant) présente un dualisme. D’une part, des processus latéraux lient les précipitations aux écoulements en rivière, représentation orientée vers une intégration de ces processus aux modèles de bassins ; d’autre part, des processus verticaux représentent les transferts sol-végétation-atmosphère, représentation orientée vers les modélisations à méso-échelle des interactions surface continentale - atmosphère de type LSM.

Des questions en découlent :

1. Est-il possible de regrouper au sein d’une approche unique à l’échelle locale les représentations latérale et verticale du fonctionnement hydrologique de la zone d’étude ?

2. Comment représenter les couches de sol de subsurface ? Les couches de sol de subsurface sont le support des écoulements latéraux de subsurface qui produisent les écoulements en rivière, ce qui implique un caractère plutôt imperméable. Dans le même temps, ces couches permettent la recharge de la nappe profonde qui montre une forte variabilité annuelle, ce qui implique au contraire un caractère plutôt perméable.

Ces questions sont à la base du premier objectif spécifique de ce travail : améliorer la représentation du fonctionnement hydrologique de l’Ouémé supérieur en intégrant dans une approche unique à l’échelle locale les transferts hydriques latéraux (versant-réseau hydrographique) et verticaux (sol-atmosphère).

2.3.2. Impact des hétérogénéités du bassin versant sur la modélisation du bilan hydrologique à méso-échelle

Dans une représentation du fonctionnement hydrologique à l’échelle du versant, GIERTZ et al. [2006] montrent que les processus hydrologiques prédominants dépendent du type de sol, de l’occupation du sol et de la position sur les versants. Par exemple, en haut et milieu de versant les écoulements latéraux de subsurface non saturés sont prédominants alors que la percolation profonde est prédominante en bas de versant. Cela implique une recharge spatialement hétérogène de la nappe d’altérites à l’échelle du versant. Dans une représentation verticale à l’échelle locale, ROBERT [2012] montre que le type de couvert végétal impacte la dynamique de la nappe d’altérites alors qu’il n’impacte que faiblement le cumul annuel d’évapotranspiration pour la végétation telle qu’elle est paramétrée dans ce modèle. Le type de couvert impacte donc plutôt la dynamique intra-saisonnière de l’évapotranspiration que sa valeur annuelle. La présence de lentilles argileuses de subsurface et la variabilité spatiale de la profondeur du socle fissuré impacte la simulation de l’évapotranspiration. Néanmoins l’hétérogénéité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol n’a pas ou que peu d’impact sur la simulation de la distribution spatiale de l’évapotranspiration. Ce résultat de ROBERT [2012] semble en contradiction avec ceux de GIERTZ et al. [2006]. Une explication possible provient du fait que la représentation des écoulements de subsurface situés géométriquement entre l’atmosphère et la nappe d’altérites par GIERTZ et al. [2006] sont déplacés en bas de colonne de modélisation par ROBERT [2012] et donc ne se trouvent plus situés géométriquement entre l’atmosphère et la nappe d’altérites.

Différentes hétérogénéités spatiales (de la pédologie, de la géométrie du réservoir d’altérites, du type de couvert végétal) produisent des hétérogénéités spatiales de la recharge, de la dynamique et de la vidange de la nappe d’altérites. L’évapotranspiration n’est pas un flux intégré à l’échelle du bassin versant ; ce flux à méso-échelle est composé de la contribution de l’ensemble des flux locaux. Or, rien n’indique *a priori* que le flux d’évapotranspiration à méso-échelle soit égale à la somme de flux d’évapotranspiration moyen (relation non-linéaire) [BOULET et al., 1999]. De plus, l’hétérogénéité spatiale des interactions surface-atmosphère joue un rôle majeur dans la simulation de l’évapotranspiration d’un bassin versant [FAMIGLIETTI et WOOD, 1995]. Nous avons vu, lors de l’analyse des processus hydrologiques de la zone d’étude, que la dynamique temporelle de l’évapotranspiration pourrait expliquer le délai entre le début de la saison des pluies et celui de la saison des écoulements. L’évapotranspiration semble donc avoir une signature quantifiable sur le bilan hydrologique à méso-échelle.

Les questions qui en résultent peuvent être formulées ainsi :

1. Quel est l’impact des hétérogénéités spatiales du bassin sur la simulation de l’évapotranspiration dans les modèles de bassin versant à l’échelle locale et à méso-échelle ?
2. Dans quelle mesure cet impact sur l’évapotranspiration modifie à son tour le bilan hydrologique à méso-échelle ? Sachant que l’impact sur le bilan hydrologique à méso-échelle ne peut être actuellement évalué qu’au travers de la relation pluie-débit car il n’existe pas de mesure d’évapotranspiration réelle à méso-échelle.

Parmi les hétérogénéités spatiales du bassin versant, la conductivité hydraulique des sols nous a semblé primordiale. En effet, il s’agit d’un paramètre qui conditionne la redistribution de l’eau au sein du bassin versant. Ce paramètre est largement employé dans la modélisation hydrologique. Nous nous sommes donc focalisés sur la conductivité hydraulique du sol et nous avons cherché à quantifier l’impact de sa variabilité spatiale sur l’évapotranspiration et sur le bilan hydrologique. Ceci définit le deuxième objectif de ce travail de thèse.

2.3.3. Interactions entre la nappe d’altérites et l’atmosphère dans la modélisation hydrologique de méso-échelle

Nous avons vu dans l’analyse des processus hydrologiques (section 1.3) que l’évapotranspiration réelle mesurée ne pouvait pas être expliquée uniquement par l’apport hydrique des couches de surface [DESCLOITRES et al., 2011]. À l’échelle locale, le prélèvement d’eau dans les couches profondes du sol est nécessaire pour expliquer les chroniques d’évapotranspiration et le battement annuel de la nappe d’altérites [SÉGUIE et al., 2011b ; ROBERT, 2012].

Ce processus de transpiration profonde n’est pas pris en compte dans les modèles de méso-échelle. Le modèle ModHyPMA étant conceptuel, il n’est pas possible d’identifier un tel processus. Les modèles GR4J et TopAMMA simulent une percolation profonde, flux sortant du modèle, sans simuler de nappe profonde explicitement. Le modèle TOPLATS étant limité aux couches de surface ne simule pas la dynamique de nappe profonde. Le modèle REW-v4.0 prend en compte la nappe d’altérites mais modélise des processus hydrologiques qui ne sont pas en accord avec la connaissance actuelle du fonctionnement hydrologique de la zone d’étude. Le modèle UHP simule la nappe d’altérites grâce à un réservoir linéaire mais le seul flux sortant de ce réservoir alimente le réseau hydrographique et non l’atmosphère.

L’interaction de la nappe d’altérites et de sa dynamique avec l’atmosphère est donc une question ouverte de la modélisation hydrologique à méso-échelle de l’Ouémé supérieur. Il s’agit d’une conséquence du dualisme de la représentation du fonctionnement hydrologique de la zone d’étude présenté dans la sous-section précédente. Deux questions en découlent :

1. Comment représenter la nappe profonde et sa dynamique lorsqu’elle n’est pas implémentée dans les modèles de bassin versant ?
2. Comment représenter le ou les prélèvements dans cette nappe à méso-échelle ?

La question de l’intégration des interactions entre la nappe d’altérites et l’atmosphère dans la représentation du fonctionnement hydrologique à méso-échelle est à la base du troisième objectif spécifique de ce travail. Pour cela, nous avons choisi une modélisation du fonctionnement hydrologique à méso-échelle dans laquelle les processus et flux verticaux sont explicites.

2.4. Démarche de modélisation

L’objectif principal de ce travail est d’approfondir la connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l’Ouémé supérieur en considérant l’ensemble des termes et des processus prédominants du cycle hydrologique. Cela implique que les flux hydriques au sein du modèle doivent être associés à des processus hydrologiques identifiés. Par conséquent, le modèle de bassin ne doit pas être empirique. De plus, ce modèle doit permettre de traiter les objectifs spécifiques de méso-échelle de ce travail (deuxième et troisième objectifs spécifiques), il faut donc une représentation possible de l’hétérogénéité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation et une représentation explicite des processus hydrologiques.

Compte tenu de ces critères, le modèle nTopAMMA a été retenu pour la modélisation hydrologique de méso-échelle de l’Ouémé supérieur. Il ne s’agit pas du meilleur modèle mais d’un bon modèle relativement aux objectifs fixés. Tout d’abord, il se trouve être une représentation du fonctionnement hydrologique adaptée aux processus de la zone d’étude [LE LAY et al., 2008 ; ZANNOU, 2011]. Ensuite, il peut être considéré comme un compromis entre un modèle conceptuel et un modèle à base physique. Il nécessite peu de paramètres mais ceux-ci possèdent une signification physique. De plus, il est possible de lui intégrer l’hétérogénéité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation. Enfin, le modèle nTopAMMA est employé par la communauté d’hydrologues qui travaillent sur ce bassin depuis 2005. Une expertise de ce modèle existe au Laboratoire d’étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) à Grenoble, à HydroSciences Montpellier (HSM) à Montpellier, à la DG-Eau à Cotonou. On peut également noter que ses performances sont correctes par rapport aux autres modèles [PEUGEOT et al., 2011] et que nTopAMMA a été retenu pour l’exercice *AMMA Land surface Model Intercomparison Project Phase 2* (ALMIP2).

Le modèle nTopAMMA est dédié à l’étude de bassins versants de taille suffisante pour que l’eau puisse se concentrer mais il n’est pas adapté à la modélisation hydrologique à l’échelle locale qui est celle du premier objectif spécifique. Pour aborder cette échelle nous utilisons un autre modèle numérique, le modèle Hydrus 2D. L’échelle du versant est la plus petite unité hydrologique pertinente pour analyser conjointement les processus hydrologiques latéraux et verticaux. Dans cette thèse, la modélisation hydrologique de versant cherche donc à rassembler les différents processus dans une représentation unique afin de dégager un fonctionnement hydrologique du versant. Ce fonctionnement hydrologique local a vocation à être ensuite utilisé pour évaluer, et éventuellement améliorer, la représentation des processus hydrologiques du modèle nTopAMMA. Puisque le modèle nTopAMMA est issu d’une approche pluie-débit du bilan hydrologique (processus horizontaux), nos efforts à l’échelle locale se sont focalisés de façon complémentaire sur la représentation des processus verticaux (principalement l’évapotranspiration).

Synthèse partielle

Cette synthèse partielle clôt la partie I de ce manuscrit. Nous avons présenté, dans le **chapitre 1**, le contexte écoclimatique de l’Afrique de l’Ouest ainsi que l’observatoire hydrologique AMMA-CATCH au Bénin. Puis nous avons décrit les termes du bilan hydrologique du bassin versant de l’Ouémé supérieur. Le drainage régional, peu probable à l’échelle du bassin, écarte l’hypothèse de transferts hydriques avec d’autres bassins voisins. L’équation du bilan hydrologique (équation 1.1) appliquée à l’échelle annuelle est donc adaptée à l’analyse du bilan hydrologique de l’Ouémé supérieur. La dynamique du stock d’eau souterrain ne présente pas de tendance inter-annuelle forte, ce qui implique l’absence de variation inter-annuelle du stock d’eau du bassin. Par conséquent, au premier ordre, les volumes écoulés à l’exutoire du bassin et l’évapotranspiration compensent les précipitations à l’échelle annuelle. Les volumes écoulés à l’exutoire du bassin représentent un peu plus de 10 % des précipitations annuelles, ce qui implique que l’évapotranspiration représente plus de 80 % des précipitations annuelles. Nous retiendrons que l’évapotranspiration est un terme majeur du bilan hydrologique de l’Ouémé supérieur. Ensuite, nous avons décrit les processus hydrologiques actuellement connus qui permettent d’expliquer le fonctionnement hydrologique de l’Ouémé supérieur. Nous retiendrons que les processus de genèse des écoulements en rivière (déconnexion de la nappe d’altérites avec le réseau hydrographique, origine superficielle des écoulements en rivière, rôle des bas-fonds) sont mieux connus que les processus d’échanges hydriques de la surface continentale à l’atmosphère (structure spatiale, profondeurs et dynamiques temporelles des prélèvements évapotranspiratoires).

Dans le **chapitre 2**, après un rapide passage en revue des différents modèles hydrologiques, nous avons synthétisé les résultats des modélisations hydrologiques de l’Ouémé supérieur réalisées depuis une décennie. Nous avons retiré de cette revue bibliographique les questions restées ouvertes de la modélisation hydrologique de cette zone : (i) le dualisme de la représentation des transferts hydriques ; (ii) l’impact des hétérogénéités du bassin versant sur la modélisation du bilan hydrologique à méso-échelle ; (iii) les interactions entre la nappe d’altérites et l’atmosphère dans la modélisation hydrologique de méso-échelle. Nous avons choisi le modèle nTopAMMA comme outil d’analyse du bilan hydrologique à méso-échelle et le modèle Hydrus 2D comme outil d’analyse de l’hydrodynamique de versant. Ces deux premiers chapitres nous ont donc permis de définir les axes de recherche de ce travail que nous formalisons ici.

L’objectif principal de ce travail consiste à approfondir la connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l’Ouémé supérieur en considérant l’ensemble des termes et des processus du cycle hydrologique.

Pour atteindre cet objectif principal, la méthodologie de la thèse comprend, premièrement, une approche ascendante [KLEMEŠ, 1983]. L’approche ascendante cherche d’abord à identifier des concepts à l’échelle locale puis à les agréger à plus grande échelle pour représenter le fonctionnement hydrologique d’un bassin versant. Au contraire, l’approche descendante consiste d’abord à identifier des concepts à l’échelle du bassin versant puis à complexifier progressivement ces concepts en descendant dans les échelles. Dans notre cas, l’approche ascendante employée consiste à analyser le fonctionnement hydrologique de la zone d’étude à l’échelle locale (un versant) et à retirer de cette analyse

des principes de fonctionnement applicables à l'échelle du bassin versant de l'Ouémé supérieur, la méso-échelle. Nous utilisons des modélisations hydrologiques adaptées à ces deux échelles. À l'échelle du versant, nous utilisons le modèle numérique Hydrus, à méso-échelle, nous utilisons le modèle nTopAMMA. Nous tentons de conduire ces analyses en confrontant autant que possible simulations et mesures de terrain. Deuxièmement, la méthodologie comprend une campagne de mesures *in situ* et l'implémentation des propriétés issues de ces mesures dans la modélisation à méso-échelle. Nous déclinons cet objectif principal en trois objectifs spécifiques.

Le premier objectif spécifique de ce travail consiste à améliorer notre représentation du fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur en intégrant dans une approche unique à l'échelle locale les transferts hydriques latéraux (versant-réseau hydrographique) et verticaux (sol-atmosphère).

Cet objectif spécifique s'attache à l'analyse des processus hydrologiques de l'Ouémé supérieur. Afin de réunir dans une représentation unique les processus latéraux et verticaux, nous choisissons l'objet hydrologique qu'est le versant. Ce dernier nous permet d'étudier les transferts hydriques verticaux de la nappe profonde à l'atmosphère et les transferts hydriques latéraux du versant au drain du réseau hydrographique. Nous avons tiré profit d'un versant expérimental densément instrumenté de la zone d'étude. Ce versant cultivé est bordé à son pied d'une ripisylve, caractéristique importante du paysage de l'Ouémé supérieur. La complexité des processus et des mesures en jeu nous a amené à utiliser la modélisation numérique comme outil d'analyse. Nous avons utilisé le modèle numérique Hydrus 2D.

Le deuxième objectif spécifique de ce travail consiste à caractériser une des hétérogénéités du bassin de l'Ouémé supérieur (la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation du sol de surface) et analyser son impact sur le bilan hydrologique et sur l'évapotranspiration simulés par le modèle nTopAMMA.

Malgré le fait que l'évapotranspiration est un terme majeur du bilan hydrologique de l'Ouémé supérieur (chapitre 1), il reste peu documenté à méso-échelle. L'amélioration de notre représentation du fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur passe, entre autres, par l'amélioration de la représentation de ce terme. Ce terme à méso-échelle est la somme des évapotranspirations locales, or l'hétérogénéité spatiale des interactions surface-atmosphère joue un rôle majeur dans la simulation de l'évapotranspiration d'un bassin versant [FAMIGLIETTI et WOOD, 1995]. Nous cherchons à quantifier l'impact d'une des hétérogénéités du bassin versant (la conductivité hydraulique à saturation) sur l'évapotranspiration et le bilan hydrologique simulés par nTopAMMA.

Dans un premier temps, nous avons réalisé des mesures *in situ* de la conductivité hydraulique du sol de surface de l'Ouémé supérieur. Nous avons souhaité proposer une caractérisation à méso-échelle. Ainsi les mesures de terrain ont été réalisées sur l'ensemble du bassin versant de l'Ouémé supérieur. L'échelle de mesure (échelle locale) et l'échelle d'intérêt (méso-échelle) sont clairement distinctes. Pour pallier ce problème méthodologique de la disponibilité des données à l'échelle du bassin versant, nous avons émis l'hypothèse que l'occupation du sol pouvait expliquer en partie la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique du sol de surface. Nous avons réalisé des mesures sur deux occupations du sol ayant *a priori* des fonctionnements hydrodynamiques différents et réalisé une analyse statistique des mesures de terrain. Cette analyse nous permet de proposer une caractérisation de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols de surface de l'Ouémé supérieur grâce à la connaissance de l'occupation du sol à méso-échelle.

Dans un second temps, pour intégrer cette variabilité spatiale au modèle nTopAMMA, nous avons légèrement modifié son formalisme. Pour quantifier l'impact de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique du sol sur l'évapotranspiration et le bilan hydrologique simulés par nTopAMMA, nous avons comparé les simulations du modèle prenant en compte cette variabilité spatiale avec les simulations qui ne la prennent pas en compte. Cette comparaison inclut une analyse à méso-échelle et à l'échelle locale.

Le troisième objectif spécifique de ce travail consiste à identifier des axes d'amélioration du modèle nTopAMMA visant à intégrer l'ensemble des termes du bilan hydrologique dans une représentation unique.

Le modèle nTopAMMA étant issue d'une approche hydrologique pluie-débit, il nous a semblé que l'amélioration d'une telle représentation du fonctionnement hydrologique passait par celle des autres flux et processus du bilan hydrologique, en particulier les processus verticaux. Nous analysons la capacité du modèle nTopAMMA à intégrer la nappe profonde dans sa représentation du fonctionnement hydrologique de la zone d'étude.

Pour cela nous confrontons la représentation unique du fonctionnement hydrologique établie à l'échelle du versant au fonctionnement hydrologique modélisé par le modèle nTopAMMA à méso-échelle. Cette confrontation passe par l'analyse des termes du bilan simulés et par l'analyse des processus verticaux que sont l'évapotranspiration et la percolation profonde. En plus d'une comparaison de ces flux avec leurs mesures et leurs simulations à l'échelle locale, nous tirons profit du fait que les processus verticaux du modèle nTopAMMA se trouvent au sein des processus qui transforment les précipitations en écoulements en rivière. Ainsi, l'analyse des modifications de la relation pluie-débit du modèle engendrée par des modifications des processus et flux verticaux nous renseigne sur ces derniers.

La partie II de ce manuscrit est consacrée à l'analyse du bilan hydrologique à l'échelle du versant. Cette partie s'attache à répondre au premier objectif spécifique de ce travail. Dans le **chapitre 3**, nous présentons le bassin d'étude, le bassin de l'Ara et les mesures utilisées pour cette étude. Ensuite, nous justifions notre choix du modèle numérique Hydrus pour cette analyse. Nous présentons ce modèle et les choix de modélisation fait dans le cadre de notre étude. Dans le **chapitre 4**, nous analysons l'interaction entre la ripisylve et la nappe d'altérites (nappe profonde) dans l'hydrologie de versant de la zone d'étude. Cette étude laissant ouverte la question de la genèse des écoulements en rivière, nous analysons dans le **chapitre 5** de ce manuscrit les processus d'écoulements latéraux de subsurface et leurs liens avec les écoulements en rivière. Cette partie nous permet de regrouper dans une approche unique les représentations latérales (genèse des écoulements) et verticale (interactions sol-atmosphère) du fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur.

La partie III de ce manuscrit est consacrée à la modélisation du bilan hydrologique à méso-échelle. Dans le **chapitre 6**, nous présentons le modèle nTopAMMA et nous analysons une simulation de référence de ce modèle. Les deux chapitres suivants tentent de répondre au deuxième objectif spécifique de ce travail. Dans le **chapitre 7**, nous présentons les résultats de mesures de terrain qui proposent une caractérisation de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique du sol de surface de l'Ouémé supérieur. Le **chapitre 8** s'attache à quantifier l'impact de cette variabilité spatiale sur

la simulation du fonctionnement hydrologique de l’Ouémé supérieur au sein du modèle nTopAMMA et en particulier sur l’évapotranspiration. Finalement, le **chapitre 9** vise à répondre au troisième objectif spécifique de ce travail. Pour cela, nous tirons profit des résultats obtenus dans la partie II pour analyser la modélisation des processus verticaux dans le modèle nTopAMMA.

Les parties II et III sont ponctuées de synthèses partielles comme celle-ci.

PARTIE II

Analyse du bilan hydrologique à l'échelle du versant

CHAPITRE 3

Données et outil d'analyse à l'échelle du versant

Ce troisième chapitre traite des données et de l'outil d'analyse employés à l'échelle du versant. La première section s'attache à décrire le bassin versant de l'Ara sur lequel nous nous sommes appuyés pour réaliser notre analyse à l'échelle locale. Après quelques précisions de géographie physique et humaine, nous présentons l'instrumentation hydrologique de ce bassin ainsi que les mesures spécifiques que nous avons utilisées. La seconde section décrit le modèle numérique Hydrus 2D que nous avons choisi comme outil d'analyse de l'hydrodynamique de versant. Nous justifions notre choix de modèle avant de décrire le formalisme du modèle, les hypothèses de travail que nous avons retenues et quelques résultats préalables.

3.1. Données utilisées pour l'analyse à l'échelle du versant

3.1.1. Caractéristiques géographiques du bassin de l'Ara

Le bassin versant de l'Ara est un bassin situé à une altitude moyenne de 450 m. Le bassin versant est composé de roche métamorphique : gneiss migmatitique, michascists, amphibolites et quartzite [DESCLOITRES et al., 2011]. Les sols du bassin sont sableux et argileux, à faible taux de limon ; une propriété de texture des sols tropicaux mise en évidence par DE CONDAPPA et al. [2008]. Selon la nomenclature définie par la Base Mondiale de classification [IUSS WORKING GROUP WRB, 2006], le plinthosol couvre 46 % du bassin versant. Les acrisols/lixisols constituent 15 % des sols, les acrisols/licrisols représentent 21 % des sols. Dans la plaine fluviale et les bas-fonds, des gleysols sablonneux et des fluvisols peuvent être trouvés [STEUP, 2009].

Le bassin versant de l'Ara est composé de 3 types d'occupation du sol allant du moins au plus arboré : 32 % de sol nu/cultures/jachères ; 61 % de savane arbustive et 7 % de savane arborée. Les cultures sont spatialement organisées en parcelle d'environ un hectare. Les zones de cultures sont nues de décembre à mars après le brûlis. Des arbres isolés sont conservés au sein des zones de cultures. La jachère fait partie du cycle culturel. Le bassin se trouve au nord-ouest de Djougou à environ 8 km par la route nationale inter-étatique en direction du Burkina-Faso. Sur les 12 km² du bassin, se trouvent les deux villages permanents de Nalohou I et Nalohou II ainsi que des villages temporaires peuls. Le bassin se trouve sur la commune de Djougou qui connaît une forte augmentation démographique (entre 3,1 et 4,5 % par an sur la période 1992-2002) [HELDMANN et al., 2009] et une augmentation des terres agricoles (40 % sur la période 1991-2000) [JUDEX et al., 2009a]. L'occupation du sol de l'Ara est similaire à celle observée à l'échelle de la Donga, à savoir 31 % de sol nu/cultures/jachères ; 57 % de savane arbustive et 12 % de savane arborée (com. pers., I. Zin). Une des particularités du couvert végétal de la zone d'étude est la présence d'une ripisylve au niveau du réseau hydrographique (0,9 % de la surface du bassin [JUDEX et al., 2009b], figure 3.1). Cette ripisylve est présente sur le bassin de l'Ara de manière peu développée car il s'agit d'un bassin de tête de réseau. La ripisylve de l'Ara est comparable à celle de la figure 3.1(c).

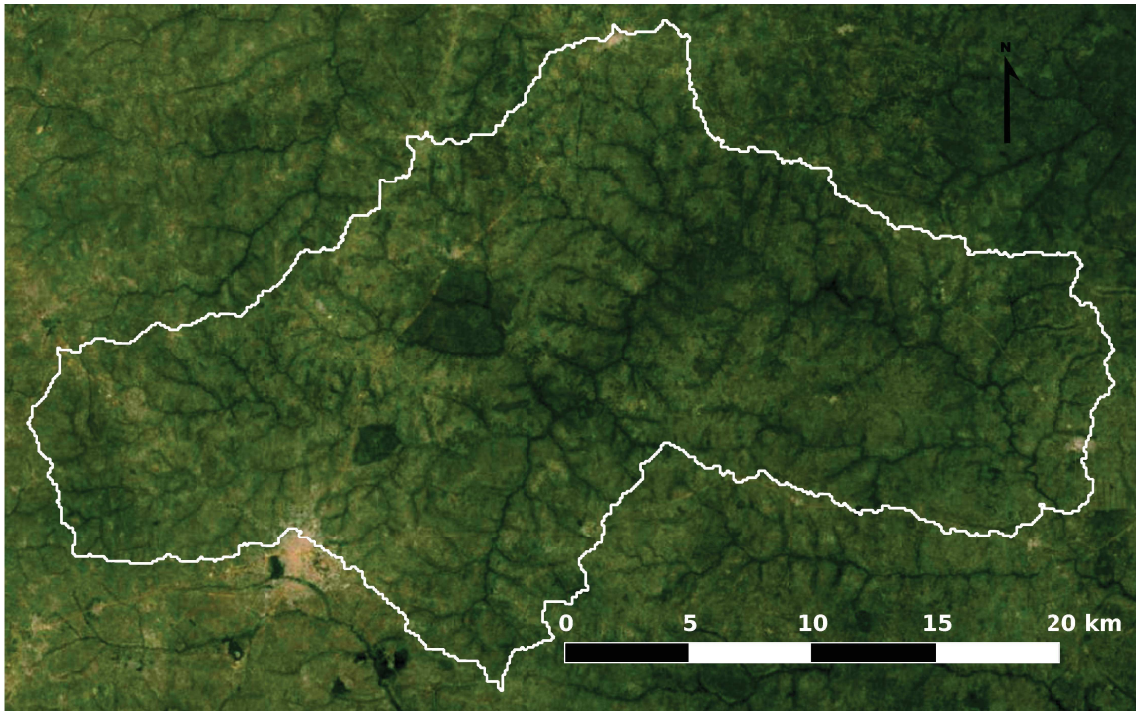
De plus, STEUP [2009] note le caractère représentatif du bassin de l'Ara en termes d'occupation du sol par rapport à une situation future d'une grande partie du bassin de l'Ouémé Supérieur, caractère expliqué par la forte croissance démographique de la région et les dynamiques migratoires au Bénin.

3.1.2. Instrumentation pour l'analyse hydrologique du bassin de l'Ara

L'instrumentation du bassin de l'Ara, présentée ici, est illustrée sur la figure 3.2.

3.1.2.1. Pluviométrie

Le bassin versant de l'Ara est doté de deux mesures ponctuelles des précipitations au sol : "Nalohou 2" et "Nalohou 3" dans le système de référencement AMMA-CATCH. Un troisième pluviomètre "Babayaka" se trouve à proximité du bassin. Ces mesures sont réalisées à 1 mètre au-dessus du sol par des pluviomètres à auget basculeur, modèle *ABS3030* de marque Précis Mécanique. Les pluviomètres ont respectivement été installés le 29 mars 2002, le 15 janvier 2007 et le 13 juillet 2006. Dans notre étude, nous avons prioritairement utilisé le pluviomètre "Nalohou 3" car il est plus proche des autres



(a) Photographie aérienne de la Donga (image Google Earth, 10 avril 2013) avec contour du bassin versant de la Donga. Les ripisylves dessinent le réseau hydrographique.



(b) Photographie aérienne d'une ripisylve de part et d'autre d'un cours d'eau qui draine un bassin de taille moyenne (environ 2 000 km², photographie J.-M. Bouchez, mars 2003).



(c) Photographie aérienne d'une ripisylve d'un cours d'eau de tête de bassin (photographie J.-M. Bouchez, mars 2003)



(d) Photographie d'une ripisylve depuis le cours d'eau ayant un débit nul (photographie A. Richard, mars 2008).



(e) Photographie d'une ripisylve depuis le cours d'eau à sec (photographie A. Richard, mars 2008).

FIGURE 3.1 – Photographies de ripisylves du bassin versant de l'Ouémé supérieur.

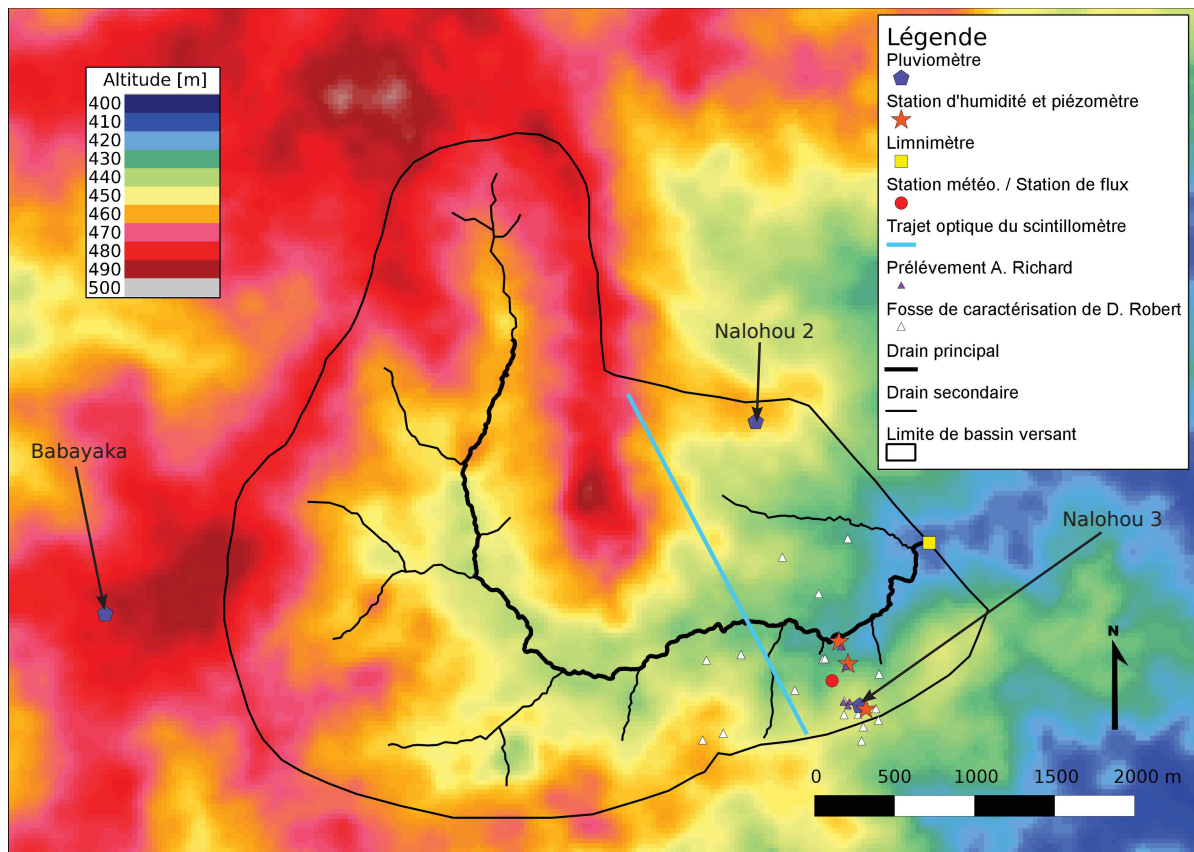


FIGURE 3.2 – Bassin de l'Ara et instruments de mesure utilisés dans cette étude : pluviomètre, station d'humidité, limnimètre, station de flux/station météorologique, scintillomètre (trajet optique entre l'émetteur et le récepteur). Les piézomètres sont colocalisés avec les stations d'humidité du sol. Les emplacements de mesures de physique de sol réalisées par D. Robert et A. Richard sont représentés. Le fond de carte représente l'altitude (SRTM). Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : m.

mesures d'intérêt. Les pluviomètres "Nalohou 2" et "Babayaka" ont été utilisés dans les cas de données lacunaires de "Nalohou 3".

3.1.2.2. Limnimétrie

Le niveau limnimétrique du cours d'eau de l'Ara est mesuré au niveau de son intersection avec la route nationale inter-étatique 3, ce qui définit le bassin étudié de l'Ara. La surélévation de cette route à proximité de l'exutoire du bassin explique la limite de bassin particulièrement rectiligne dans cette zone (figure 3.2). La mesure est effectuée automatiquement par un limnimètre de modèle *Thalimedes* de marque *OTT Messtechnik GmbH & Co*. La courbe de tarage est obtenue par campagne de jaugeage réalisée au moulinet (modèle *Petit moulinet C2* de marque *OTT Hydromet GmbH & Co*). Ce dispositif est opérationnel depuis le 25 juin 2002.

3.1.2.3. Piézométrie

Neuf piézomètres sont regroupés sur trois profils : le haut de versant, proche de la limite du bassin versant de l'Ara (508 m du cours d'eau) ; le milieu de versant situé à la rupture de pente du versant (198 m du cours d'eau) et le bas de versant (40 m du cours d'eau). Par la suite, nous nommerons

ces positions respectivement HAUT, MILIEU et BAS. Pour chaque profil, trois piézomètres sont crépinés à environ 2, 10 et 20 m de profondeur. Les piézomètres crépinés à 10 et 20 m permettent le suivi de la nappe d'altérites et de la nappe de socle fissuré qui sont hydrauliquement connectées. Le piézomètre crépiné à 2 m permet le suivi de la nappe de versant, nappe de subsurface et temporaire. Les hauteurs de nappe sont relevées manuellement une fois tous les 3 jours avec une sonde de type *contact gauge piezometer*, modèle *KL010* de marque *OTT Messtechnik GmbH & Co*. La plupart des mesures piézométriques débutent en avril 2004.

3.1.2.4. Scintillométrie

Un scintillomètre infrarouge, modèle *BLS900 Large aperture scintillometer* LAS de marque *Scintec* mesure le flux de chaleur sensible sur un chemin optique de 2,4 km. Ce dernier traverse deux versants du bassin et le cours d'eau les séparant, l'Ara. L'émetteur et le récepteur sont placés 5 m au-dessus du sol. La surface de sol émettrice du flux mesuré (*footprint*) dépend des conditions météorologiques et se trouve dans la direction de provenance du vent par rapport au trajet du scintillomètre. Cet appareil a été installé en janvier 2005. Les chroniques temporelles de mesure sont lacunaires à cause de la complexité de la mesure et de problèmes d'alimentation de l'instrument. Les mesures associées à cet appareil ont fait l'objet d'un travail de thèse [GUYOT, 2010] auquel le lecteur pourra se référer pour plus de détails.

3.1.2.5. Station de flux et station météorologique

Une station de flux, associée à une station météorologique, est positionnée en milieu de versant. Cette station a été installée en novembre 2005. Elle est composée d'une mesure de la température de l'air par *capacitive ceramic*, modèle *WXT510* de marque *Vaisala* ; d'une mesure de l'humidité relative de l'air par *capacitive thin film polymer*, modèle *WXT510* de marque *Vaisala* ; d'une mesure de la vitesse et de la direction du vent par anémomètre sonique 2D, modèle *WXT510* de marque *Vaisala* ; d'une mesure du rayonnement net par deux pyranomètres et deux pyrghéomètres, modèle *CNR1* de marque *Kipp and Zonen* ; d'une mesure du flux de chaleur sensible par anémomètre sonique 3D, modèle *R3-50* de marque *Gill* jusqu'au mois de juillet 2007 puis modèle *CSAT3* de marque *Campbell scientific* et d'une mesure du flux de chaleur latente par *open path 5 gas analyser*, modèle *LI-7500* de marque *Eurosep* depuis juillet 2007. Les trois premiers instruments de mesures sont placés à 2 m au-dessus du sol alors que les deux derniers sont placés à 5 m. Les mesures associées sont disponibles à partir de 2006. Les chroniques temporelles obtenues sont lacunaires à cause de la complexité de la mesure. Les mesures associées à ce dispositif instrumental sont analysées en détail par MAMADOU et al. [2014] auquel le lecteur pourra se référer pour plus de détails. Le *footprint* des mesures d'EC est typiquement de l'ordre de un hectare dans la direction de provenance du vent.

3.1.2.6. Station d'humidité du sol

Le dispositif de mesures de l'humidité du sol est constitué de mesures de succion ψ (opposé du potentiel matriciel h) et de teneur en eau volumique θ à 0,1, 0,2, 0,4, 0,6 et 1 mètre de profondeur pour chacune des trois positions HAUT, MILIEU et BAS. Cette répartition des lieux de mesures est motivée par la volonté de documenter l'hydrodynamique du versant. La station HAUT a été installée le 16 novembre 2003 alors que les stations MILIEU et BAS ont été installées le 26 janvier 2005. La mesure de succion ψ est réalisée par *gypsum block sensor*, modèle *WaterMark* de marque *Irrrometer*

Compagny. Cet instrument fournit la succion de l'eau dans le sol sur la gamme de 0 à 2000 hPa. La teneur en eau volumique θ est mesurée par *CS616 water-content reflectometer sensor* de marque *Campbell Scientific*. Il s'agit d'une sonde de type *Time Domain Reflectometry* (TDR).

Les mesures de physique du sol utilisées sont concentrées autour d'un versant situé au sud-est du bassin, nous les avons positionnés sur une photographie aérienne qui donne un aperçu de l'occupation du sol de cette zone (figure 3.3). Proche du village de Nalohou II situé au bas de la figure 3.3, celle-ci est intensément cultivée. Une ripisylve continue est présente au niveau du cours d'eau.

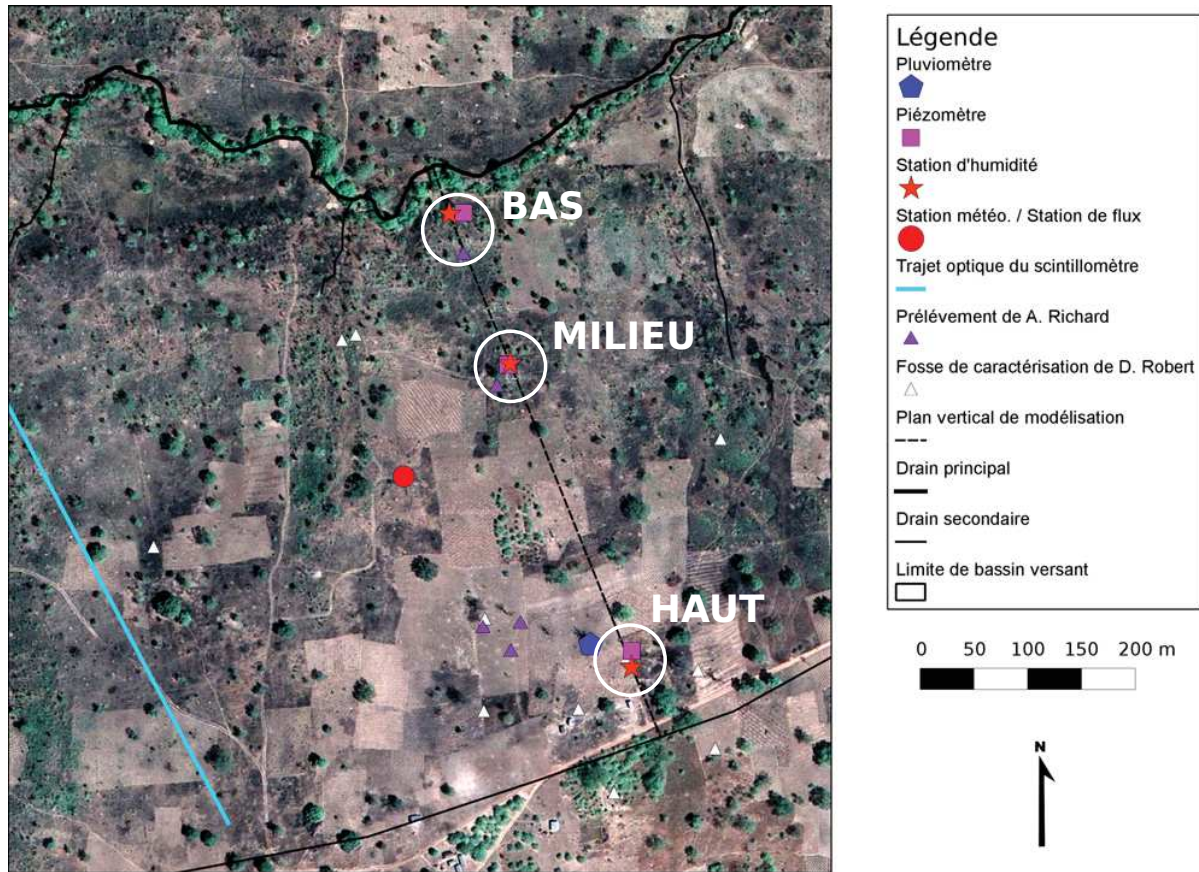


FIGURE 3.3 – Photographie aérienne de la zone d'étude, (image Google Earth, 4 février 2010). Les instruments de mesure utilisés dans cette étude sont : pluviomètre, station d'humidité, station de flux / station météorologique, scintillomètre (une partie du trajet optique entre l'émetteur et le récepteur). Le tireté noir représente le plan vertical de modélisation. Les emplacements de mesures de physique de sol réalisées par D. Robert et A. Richard sont illustrés. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : m.

3.1.3. Mesures de physique du sol sur le bassin de l'Ara

3.1.3.1. Prélèvements profonds

Des échantillons de sol de haut de versant ont été prélevés au printemps 2007 en profondeur à l'occasion du forage d'un puits sur le bassin de l'Ara. Ces prélèvements ont été réalisés à 2, 4, 5, 6 et 7 m de profondeur et ont permis l'obtention de courbes de rétention [com. pers. DAÏAN et SÉGUI, 2013] par la méthode de porométrie au mercure [XU et al., 1997a; XU et al., 1997b]. Le puits de forage d'où proviennent les échantillons profonds est confondu avec les piézomètres de haut de versant (figures 3.2 et 3.3).

3.1.3.2. Mesures de surface et subsurface

3.1.3.2.a. Caractérisation spatialisée des propriétés hydrodynamiques du bassin de l'Ara

Suite à une prospection géophysique qui a mis en évidence 18 types de sols sur le bassin de l'Ara, D. Robert a effectué une campagne de caractérisation spatialisée des propriétés hydrodynamiques du sol du bassin de l'Ara [ROBERT, 2012]. L'objectif de cette campagne de terrain était d'obtenir la porosité, les courbes de rétention et de conductivité hydraulique du sol pour chaque horizon entre la surface et l'aquifère pour chacune des 18 entités pédologiques. La stratégie employée a amené à travailler dans 18 fosses, d'une profondeur variant de 1 à 2 m. Le prélèvement d'échantillons a permis la mesure de densité et la détermination de la porosité par la méthode de porométrie au mercure. Des essais d'infiltrométrie à disque à succion variable ont été réalisés pour obtenir les courbes liant la conductivité hydraulique du sol à la succion [VANDERVAERE et al., 2000].

3.1.3.2.b. Caractérisation de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols de surface de l'Ouémé supérieur

Une campagne de terrain a été menée à l'automne 2011 pour compléter ces résultats et caractériser la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols de surface de l'Ouémé supérieur [RICHARD, 2012]. Le chapitre 7 présente cette caractérisation pour la conductivité hydraulique du sol. Cette campagne avait pour échelle d'intérêt l'Ouémé supérieur et incluait des mesures sur le bassin de l'Ara. Pour compléter la caractérisation hydrodynamique du sol du bassin de l'Ara réalisée par D. Robert, nous avons réalisé des essais d'infiltrométrie à disque à la surface du sol et prélevé des échantillons de sol non remaniés afin de déterminer en laboratoire leur conductivité hydraulique à saturation. Les instruments et protocoles de mesures sont présentés dans le chapitre 7. Nous avons également prélevé des échantillons non remaniés dans les trois directions de l'espace afin de caractériser l'anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation du sol de l'Ouémé supérieur.

3.2. L'outil d'analyse : le modèle numérique Hydrus 2D

3.2.1. Cadre et outil d'analyse

L'objectif de cette analyse à l'échelle locale définie dans la partie I, est d'améliorer notre représentation du fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur en intégrant dans une approche unique les transferts hydriques verticaux (sol-atmosphère) et latéraux (versant-réseau hydrographique). Nous avons identifié le versant comme objet hydrologique adapté à cette analyse car il comprend l'ensemble des termes du bilan hydrologique : précipitations, évaporation, transpiration, infiltration, percolation profonde et exfiltration de bas de versant qui est à l'origine des écoulements en rivière. Nous appuyons bien sûr notre analyse sur les mesures de terrain présentées précédemment, mesures nombreuses et de nature variée sur l'ensemble des termes du bilan hydrologique. Ainsi le versant s'étend verticalement de la surface du sol à la nappe profonde et horizontalement de la crête topographique au drain du réseau hydrographique. La complexité des processus et des mesures en jeu nous a amené à utiliser la modélisation numérique comme outil d'analyse.

Le modèle numérique doit pouvoir simuler en particulier les processus d'infiltration et de percolation profonde, les écoulements de subsurface, les écoulements en milieu saturé (nappe pérenne) et les processus d'évapotranspiration. Puisque l'articulation spatio-temporelle de ces processus fait

partie intégrante de l'objectif de cette étude, nous devons choisir un modèle qui n'impose pas un découpage arbitraire de l'espace et des processus associés. De plus la nécessité d'une représentation fine de la physique du sol nous a amené à choisir une modélisation basée sur l'équation de RICHARDS [1931]. Ce choix de modélisation est renforcé par l'existence de chroniques de succion et de teneur en eau volumique colocalisées (stations d'humidité du sol). Le modèle numérique doit être capable en second lieu de modéliser le processus d'évapotranspiration. Bien que nous disposions de chroniques d'évapotranspiration (mesures par tour de flux et par scintillométrie), nous n'avons pas de mesures précises des éléments susceptibles de contrôler l'évapotranspiration et en particulier la transpiration (profondeur et densité racinaire par exemple). Le modèle numérique doit être en accord avec ce degré de connaissance.

Nous avons expliqué ci-dessus que l'approche envisagée comportait au minimum deux dimensions. Reste à déterminer si la modélisation doit représenter deux ou trois dimensions de l'espace. Les trois stations d'humidité sont alignées sur un versant du bassin de l'Ara constituant ainsi un plan vertical. Nous disposons sur ce plan de l'ensemble des termes du bilan hydrologique local en supposant que l'évapotranspiration mesurée par tour de flux et scintillométrie peut être assimilée à l'évapotranspiration de ce plan vertical et que l'exfiltration de bas de versant de ce plan est proportionnelle aux écoulements mesurés à l'exutoire de l'Ara. Une approche tridimensionnelle permettrait de prendre en compte les bas-fonds. SÉGUI et al. [2011b] ont montré que ces bas-fonds participent à la genèse des écoulements. Néanmoins, nous ne disposons pas de la mesure de l'ensemble des termes du bilan hydrologique dans les bas-fonds. De plus, le versant est un objet hydrologique suffisamment complexe pour mériter une étude à part entière. Nous reviendrons sur l'intérêt d'une approche tridimensionnelle dans les perspectives du chapitre 5. Nous avons retenu dans un premier temps une approche de modélisation numérique bidimensionnelle sans prise en compte des bas-fonds. Le plan vertical de modélisation est représenté sur la figure 3.3.

Une partie de la communauté hydrologique s'intéresse à l'hydrologie de versant ou de petit bassin versant. La modélisation d'hydrologie de versant est définie par BRONSTERT [1999] comme une modélisation dans laquelle les processus hydrologiques pertinents et leurs interactions sont explicitement distincts et pour laquelle le schéma de discrétisation spatio-temporelle permet une description spatialement distribuée et dynamique de l'hydrologie de versant. L'hydrologie de versant s'est tout d'abord intéressée aux processus de genèse des écoulements en bas de versant à l'échelle temporelle de l'événement précipitant grâce à des mesures de terrain et des modèles associés. Ces études considèrent une épaisseur faible (1–2 m) de sol actif pour la production d'écoulements en bas de versant. La couche sous-jacente à cette épaisseur de sol est appelée "socle" ("*bedrock*") et est fréquemment considérée comme imperméable. Ce "socle" n'est pas comparable au nôtre qui se situe à une profondeur autour de 7 m. La relation à seuil de l'hydrodynamique des versants à l'échelle de l'événement (relation pluie-débit) est une propriété commune du fonctionnement des versants [WEILER et al., 2005]. De nombreux processus ont été avancés pour expliquer ce comportement non-linéaire : activation d'écoulements préférentiels [MOSLEY, 1979], contribution de l'eau apportée par l'événement et de l'eau présente au sein du versant avant l'événement dans le volume écoulé en bas de versant [avec une complexification des modèles conceptuels explicatifs : SKLASH et al., 1986 ; MCDONNELL, 1990 ; MCDONNELL et al., 1998]. Le cumul précipité de l'événement influence fortement cette partition [NEWMAN et al., 1998]. Le concept de connectivité hydrologique, défini comme une condition selon laquelle des zones distinctes au sein d'un versant sont connectées grâce à des écoulements de subsurface, a été avancé par WESTERN et al. [2001] pour expliquer la réponse non-linéaire des ver-

sants. TROMP-VAN MEERVELD et McDONNELL [2006] ont proposé le mécanisme de “remplissage et débordement” (“*fill and spill*”) pour expliquer le fonctionnement à seuil des versants. TROMP-VAN MEERVELD et WEILER [2008] ont mis en évidence la nécessaire perméabilité de l'horizon de subsurface pour simuler de longues périodes (contrairement aux simulations événementielles).

La mise en évidence de tels processus au sein du versant et l'élaboration des modèles d'hydrologie de versant associés ont nécessité des expériences de terrain spécifiques (champ de tensiomètres, suivi isotopique de l'eau, tranchée de collecte d'eau de subsurface). Ne disposant pas d'une telle instrumentation, nous n'avons pas cherché à représenter ces processus car il n'aurait pas été possible de les valider. Nous avons préféré une conceptualisation de l'hydrodynamique de versant plus simple : pas de macroporosité, pas de topographie de la couche peu perméable de subsurface entres autres. Nous cherchons à savoir dans quelle mesure un modèle simple permet de représenter les processus hydrologiques principaux.

Plusieurs modèles numériques simulent l'hydrodynamique à l'échelle du versant par l'équation de Richards et sans découpage arbitraire de l'espace : MODFLOW (MODFLOW-2000 associé au module VSF), Parflow-CLM [MAXWELL et MILLER, 2005], Hydrus [SIMUNEK et al., 2006], Feflow [TREFRY et MUFFELS, 2007]. Parmi ces modèles nous avons choisi Hydrus. Ce choix est motivé par le fait que ce modèle est reconnu pour ses qualités de modélisation de la zone non saturée, il est aujourd'hui un outil standard utilisé dans de nombreuses études scientifiques. De plus, il présente une interface conviviale. Nous avons travaillé avec la partie bidimensionnelle du logiciel Hydrus 2D/3D, version 1.10. Nous parlerons donc de Hydrus 2D par la suite. La gamme de logiciels Hydrus est développée par l'*U.S. Salinity Laboratory* en coopération avec l'*International Groundwater Modeling Center, University of California Riverside*. Ces logiciels sont commercialisés par *PC-Progress*¹.

3.2.2. Formalisme du modèle Hydrus 2D

3.2.2.1. Hydrodynamique

Bien que le modèle Hydrus 2D offre de nombreuses configurations de modélisation (géométries de calcul, processus simulés, conditions initiales, conditions aux limites), nous nous contentons ici de décrire les éléments du modèle que nous avons utilisés dans la modélisation mise en place. La description complète du logiciel Hydrus 2D se trouve dans le manuel technique [SIMUNEK et al., 2006]. La plupart des informations décrites ici sont issues de ce manuel.

Le modèle Hydrus résout une forme modifiée de l'équation de Richards (équation 3.1).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\theta) \left[K_{xx}^A \frac{\partial h}{\partial x} + K_{xz}^A \frac{\partial h}{\partial z} + K_{xz}^A \right] \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \left[K_{zx}^A \frac{\partial h}{\partial x} + K_{zz}^A \frac{\partial h}{\partial z} + K_{zz}^A \right] \right) - S(h) \quad (3.1)$$

La variable θ représente la teneur en eau volumique, h le potentiel matriciel, S un terme puits qui permet la transpiration végétale, x la coordonnée spatiale horizontale et z la coordonnée spatiale verticale, orientée positivement vers le haut. La conductivité hydraulique est composée de la conductivité hydraulique non saturée $K(\theta)$ et du tenseur d'anisotropie de conductivité hydraulique K^A , variable sans dimension. Dans le cas d'un milieu isotrope, le tenseur possède des termes diagonaux égaux à un et des termes non diagonaux nuls (équation 3.2). Dans le cas d'un milieu anisotrope, l'ensemble

1. <http://www.pc-progress.com>

des termes du tenseur peuvent être non nuls.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\theta) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \left[\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right] \right) - S(h) \quad (3.2)$$

Pour les propriétés hydrauliques non saturées des sols, la courbe $K(\theta)$ et la courbe de rétention $\theta(h)$, nous avons choisi le modèle de VAN GENUCHTEN [1980] associé au modèle statistique de distribution de taille de pores de Mualem (équations 3.3 et 3.4). Ces équations font l'hypothèse d'une absence d'hystérésis pour la courbe de rétention.

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r) ([1 + |\alpha h|^n])^{-(1-1/n)} & \text{pour } h < 0 \\ \theta_s & \text{pour } h \geq 0 \end{cases} \quad (3.3)$$

avec :

- θ_r , teneur en eau volumique résiduelle [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]
- θ_s , teneur en eau volumique à saturation [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]
- α , inverse de la pression d'entrée d'air [m^{-1} d'eau]
- n , indice de distribution de taille de pores [-]

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^L \left(1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{n/(n-1)} \right]^{1-1/n} \right)^2 \quad (3.4)$$

avec L , paramètre de connectivité des pores [-].

Le modèle Hydrus simule la transpiration végétale comme un terme puits de l'équation de continuité (équation 3.1). Le prélèvement racinaire S s'exprime selon l'équation 3.5 où a est la fonction de réponse au stress hydrique, S_t la longueur de sol associée à la transpiration, T_p la transpiration potentielle et b la distribution spatiale normalisée de la structure racinaire fonction des deux dimensions x et z .

$$S(h) = a(h) S_t T_p b(x, z) \quad (3.5)$$

La fonction de réponse au stress hydrique a est sans dimension et respecte $0 \leq a \leq 1$. Nous avons choisi pour cette fonction la formulation *S-shaped* [VAN GENUCHTEN, 1987] définie par l'équation 3.6 où h_{50} est la pression pour laquelle l'extraction d'eau est réduite de 50 %, p une constante expérimentale et h_{wp} la pression de flétrissement.

$$a(h) = \begin{cases} \left(1 + \left(\frac{h}{h_{50}} \right)^p \right)^{-1} & \text{pour } h > h_{wp} \\ 0 & \text{pour } h \leq h_{wp} \end{cases} \quad (3.6)$$

La distribution spatiale normalisée de la structure racinaire $b(x, z)$ est obtenue grâce à la distribution spatiale absolue de la structure racinaire $b'(x, z)$ par l'équation 3.7.

$$b(x, z) = \frac{b'(x, z)}{\int_{\Omega_R} b'(x, z) d\Omega} \quad (3.7)$$

Ω_R représente le domaine occupé par le système racinaire. L'intégrale de $b(x, z)$ sur le domaine de calcul est donc égale à l'unité. Le modélisateur prescrit la distribution spatiale $b'(x, z)$ qui est ensuite normalisée par le modèle avant le calcul de transpiration.

Le modèle Hydrus permet la modélisation de la compensation de la transpiration végétale [JARVIS, 1989] : lorsqu'une partie de la zone racinaire se trouve en stress hydrique, la compensation de la transpiration végétale permet un prélèvement plus important de la zone racinaire qui n'est pas en stress hydrique.

3.2.2.2. Maillage, schéma et convergence numérique

Le domaine de calcul est défini grâce à un ensemble de points, lignes et surfaces qui est le support du maillage du modèle. La construction de ces objets géométriques est réalisée en fonction de l'hydrodynamique du système modélisé. Des surfaces étroites ou de faible superficie permettront un maillage plus fin dans des zones stratégiques ou proches d'interface à fort gradient hydraulique. Au contraire de grandes surfaces définies par peu de points et lignes permettront un maillage plus lâche dans des zones à faible gradient hydraulique.

En deux dimensions, le maillage est triangulaire non structuré. Il est généré grâce aux objets géométriques précédemment décrits et avec un objectif de taille de maille prescrit par le modélisateur. L'étirement des mailles (horizontalement ou verticalement) est possible.

Le schéma numérique employé par le modèle est la méthode des éléments finis de type Galerkin.

Comme tout modèle numérique, le modèle utilise des critères de convergence numérique. L'utilisateur spécifie les pas de temps de calcul initial, minimal et maximal, le nombre maximal d'itérations par pas de temps de calcul, les tolérances en teneur en eau et en pression, l'intervalle optimal d'itération, les facteurs multiplicatifs d'augmentation et de diminution du pas de temps, les limites de l'intervalle de tension. Le pas de temps de calcul est donc variable et fonction des critères de convergence numérique. Il est indépendant de celui des forçages que nous décrivons dans la suite.

3.2.2.3. Conditions initiales

Nous avons choisi une condition initiale de teneur en eau uniforme sur tout le domaine de calcul pour la mise en régime du modèle. Les simulations suivantes sont initialisées avec une condition de pression imposée par la simulation de mise en régime.

3.2.2.4. Forçages

Les forçages atmosphériques sont les précipitations, l'évaporation potentielle et la transpiration potentielle. Ils sont prescrits au pas de temps horaire en saison sèche et au pas de temps de la demi heure en saison humide. Les précipitations prescrites sont celles mesurées. L'évaporation potentielle et la transpiration potentielle sont calculées à partir des données météorologiques, suivant les équations décrites dans la sous-section 3.2.3.

3.2.2.5. Conditions aux limites

3.2.2.5.a. Précipitations et évaporation

Précipitations et évaporation potentielle sont des forçages appliqués aux limites définies comme des frontières atmosphériques. Ces forçages sont uniformes sur toutes les frontières atmosphériques. Il s'agit de condition de flux (condition de Neumann). La pression à cette frontière est déduite de l'hydrodynamique du modèle. Néanmoins, la pression aux frontières atmosphériques est bornée entre une pression h_A négative et 0. La pression h_A est déterminée par les conditions d'équilibre entre l'eau dans le sol et la vapeur d'eau atmosphérique. Lorsqu'un nœud de calcul de la frontière atmosphérique atteint une de ces bornes, le type de condition aux limites change pour devenir une condition de pression (condition de Dirichlet). Dans ce cas la pression est maintenue à la valeur de la borne et le flux hydrique est déduit. Lorsque la pression est bornée à h_A , le flux hydrique d'évaporation est celui qui correspond à cette pression et le complément de l'évaporation potentielle n'est pas satisfait. Lorsque la pression est bornée à 0, le flux précipité est réparti en un flux d'infiltration sous une condition de charge nulle et un flux de ruissellement qui est son complément. Le ruissellement est un flux sortant du modèle qui ne peut pas être infiltré ultérieurement.

3.2.2.5.b. Exfiltration

L'exfiltration (*seepage*) est un flux sortant des frontières définies comme surfaces d'exfiltration. Il s'agit d'une condition de pression (condition de Dirichlet). Le flux hydrique d'exfiltration est nul pour les valeurs de pression négative sur cette frontière et fonction de la pression pour les valeurs positives de pression sur cette frontière. De plus, il est possible d'appliquer les conditions atmosphériques sur les frontières définies comme surfaces d'exfiltration. Nous avons utilisé cette option, intéressante lorsque le cours d'eau est à sec.

3.2.2.5.c. Condition de flux nul

La condition de flux nul (condition de Neumann) est appliquée aux limites considérées comme des axes de symétrie ou aux limites dont le flux hydrique est parallèle à cette limite.

3.2.2.5.d. Drainage libre

Le drainage libre est une condition de gradient pour laquelle le gradient vertical de charge hydraulique est unitaire.

3.2.3. Hypothèses de travail

3.2.3.1. Géométrie du domaine de calcul

Nous avons utilisé la topographie de la surface du versant pour définir la limite supérieure (interface atmosphérique) du domaine de calcul. La longueur du versant entre le drain hydrographique et l'interfluve est de 554 m. La limite inférieure est une translation de 7 m de la limite supérieure pour les raisons expliquées ci-dessous. Nous avons choisi de simplifier la topographie du versant pour gagner en régularité de maillage. La topographie du versant est définie par 14 ensembles de points, chaque ensemble de points étant distribué sur une verticale. L'objectif de taille de maille est de 50 cm verticalement et 2 m horizontalement (objectif de facteur d'allongement : 4). Nous avons imposé un raffinement du maillage proche de l'interface d'exfiltration en ajoutant des points issus de la topogra-

phie. De même, nous avons imposé un raffinement du maillage proche de la frontière atmosphérique avec une hauteur de maille de 10 cm sur les 40 premiers centimètres. La hauteur de maille augmente ensuite avec la profondeur, le maillage est de moins en moins contraint jusqu'à atteindre l'objectif de taille de maille. Le maillage retenu pour l'ensemble des simulations possède 6 219 nœuds de calcul et 11 831 éléments 2D. Nous n'avons pas quantifié l'impact du maillage sur les résultats des simulations.

3.2.3.2. Propriétés hydrodynamiques des sols

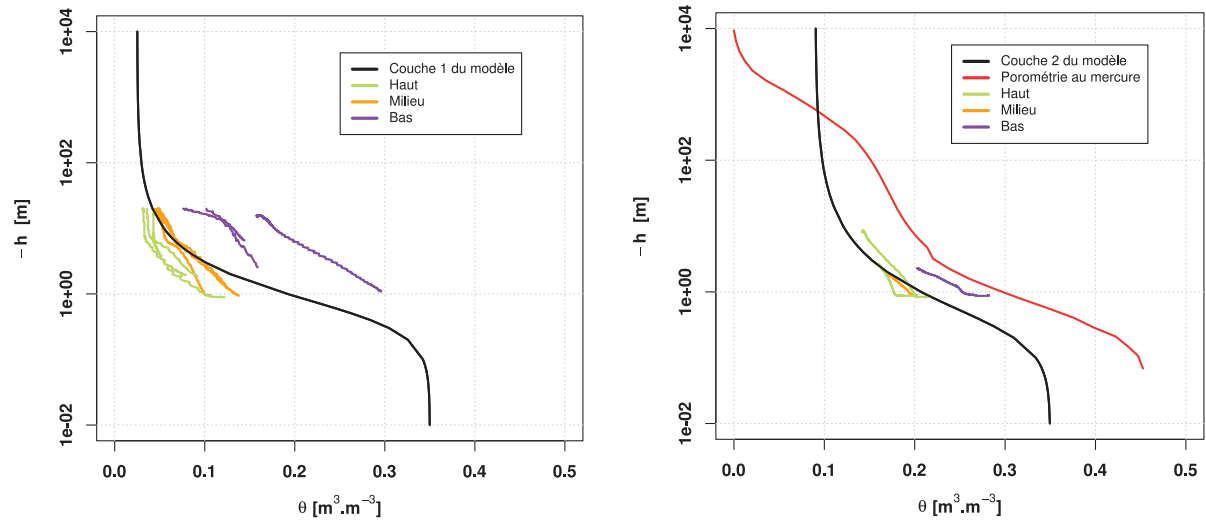
Grâce à une campagne de terrain dans une vingtaine de fosses creusées sur le bassin versant de l'Ara, ROBERT [2012] a mis en évidence l'existence de trois horizons pédologiques sur les 2,5 premiers mètres. La base du premier horizon de sol est comprise entre 0,4 et 0,6 m de profondeur, celle du deuxième horizon est comprise entre 1,5 et 2,5 m de profondeur. Ces profondeurs d'horizons sont en accord avec les précédentes études de pédologie [FAURE, 1977a] et de physique du sol [DE CONDAPPA, 2006] menées dans la région. Pour les profondeurs supérieures à 2 m, nous avons considéré un seul type de sol jusqu'à 7 m de profondeur. Nous avons choisi de ne pas considérer la topographie du substratum géologique. Nous avons fait le choix dans cette modélisation de ne pas prendre en compte la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols du versant étudié. Cette hypothèse est discutée en perspectives des deux études menées dans cette partie.

Nous avons donc choisi de définir trois couches pour représenter le sol du versant étudié. Les propriétés hydrodynamiques de ces couches sont invariantes horizontalement et leurs profondeurs sont les suivantes :

- Couche 1 : 0–0,5 m
- Couche 2 : 0,5–2 m
- Couche 3 : 2–7 m

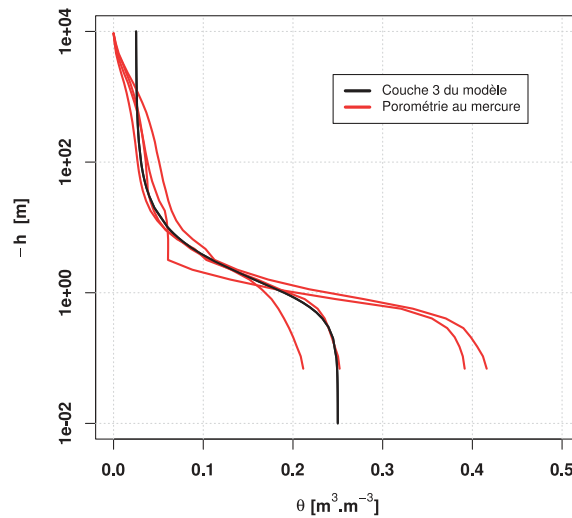
Pour déterminer les paramètres de courbe de rétention jusqu'à 1 m de profondeur, nous avons utilisé les mesures *in situ* colocalisées des teneurs en eau et de potentiels matriciels des stations d'humidité dans la phase de réessuyage des sols de l'année 2006. Ces mesures sont limitées à la gamme 0–2 000 hPa, soit 0–20 m de colonne d'eau. Les courbes de réessuyage de bas de versant ainsi obtenues possèdent des propriétés de rétention différentes de celles des sols de milieu et de haut de versant (figures 3.4(a) et 3.4(b)). Nous avons aussi utilisé les courbes de rétention déterminées par porométrie au mercure grâce aux prélèvements profonds (de 2 à 7 m), réalisés en haut de versant (sous-section 3.1.3.1) pour les succions de la gamme de 10^{-1} à 10^4 m de colonne d'eau. La courbe de rétention à 2 m est bimodale (figure 3.4(b)) contrairement à celle des prélèvements plus profonds (couche 3) qui sont monomodales (figure 3.4(c)). Nous avons déterminé les paramètres θ_r , θ_s , α et n manuellement afin d'ajuster les courbes de rétention aux mesures. La spécificité du sol de bas de versant et la bimodalité du sol à 2 m de profondeur n'ont pas été pris en compte. La figure 3.4 montre les mesures et le modèle de courbe de rétention choisi pour les trois couches de sol.

Les courbes $K(\theta)$ nécessitent deux paramètres supplémentaires : L et K_s . Nous avons choisi une valeur classique [SIMUNEK et al., 2006] pour le paramètre de connectivité des pores : $L = 0,5$. Les conductivités hydrauliques à saturation mesurées varient de $5 \cdot 10^{-7}$ m.s⁻¹ à $5 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹ à 0,5 m de profondeur et de $5 \cdot 10^{-7}$ m.s⁻¹ à $1 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹ à 1 m de profondeur [ROBERT, 2012]. Les valeurs de K_s



(a) Couche 1, profondeur 0–0,5 m

(b) Couche 2, profondeur 0,5–2 m



(c) Couche 3, profondeur 2–7 m

FIGURE 3.4 – Courbes de rétention. Modèles retenus pour chacune des trois couches de sol ; mesures : pométrie au mercure en Haut de versant, réessuyage des stations d'humidité du sol en Haut, Milieu et Bas de versant pour l'année 2006.

choisies après calage du modèle sont : $5,2 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour la couche 1 ; $3,5 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour la couche 2 et $1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour la couche 3.

Pour caractériser l'anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation, nous avons analysé 12 triplets de mesures. Un triplet est composé d'une conductivité hydraulique à saturation verticale et de deux conductivités hydrauliques à saturation horizontales. Nous avons analysé le rapport $K_s \text{ ratio}$ de la conductivité hydraulique verticale K_{sV} sur la conductivité horizontale K_s , défini par l'équation 6.22 ($K_s \text{ ratio} = \frac{K_{sV}}{K_s}$). Pour les 24 $K_s \text{ ratio}$, la médiane est de 0,7, la moyenne de 8,4 et l'écart-type de 27,1 (principalement expliqué par une forte valeur). Les valeurs extrêmes de ce rapport sont 0,08 et 131,4. 58 % des rapports sont inférieurs à l'unité ; un seul rapport est inférieur à 0,1 et 3 rapports sont supérieurs à 10. En d'autres termes, 83 % des rapports calculés se trouvent entre 0,1 et 10. Pour un triplet de K_s donné, il est possible de comparer les 2 valeurs de K_s horizontaux pour juger de

l'isotropie dans le plan horizontal. Nous disposons de 12 rapports. La valeur médiane de ce rapport est de 1,37, la moyenne de 8,0 et l'écart-type de 23,2. 33 % des rapports sont inférieurs à l'unité ; 83 % de ces rapports sont compris entre 0,1 et 10. Ces mesures montrent un caractère isotrope des sols de surface de l'Ouémé supérieur.

Les valeurs des paramètres des courbes de rétention et des courbes $K(h)$ sont résumées dans le tableau 2, page 71. La figure 4 (page 70) illustre la disposition des couches de sol dans le domaine de calcul.

3.2.3.3. Géométrie racinaire

La prescription de la géométrie du système racinaire, la variable $b'(x, z)$, est décrite et illustrée dans la sous-section 2.4 du chapitre 4.

3.2.3.4. Calcul de l'évaporation et de la transpiration potentielles

L'évapotranspiration de référence ET_0 est calculée d'après l'équation de Penman-Monteith décrite par ALLEN et al. [1998] (équation 3.8).

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (3.8)$$

avec :

- R_n : rayonnement net [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$]
- G : flux de chaleur dans le sol [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$]
- T : température de l'air à 2 m au-dessus de la surface du sol [$^{\circ}\text{C}$]
- u_2 : vitesse du vent à 2 m au-dessus de la surface du sol [m.s^{-1}]
- e_s : pression de vapeur saturante [kPa]
- e_a : pression de vapeur [kPa]
- Δ : pente de la courbe de pression de vapeur [$\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$]
- γ : constante psychrométrique [$\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$]

Afin d'obtenir cette formulation, il est nécessaire de considérer que : $r_a = \frac{208}{u_2}$ et $r_s = 50 \text{ s.m}^{-1}$ le jour et $r_s = 200 \text{ s.m}^{-1}$ la nuit [ALLEN et al., 2006]. G est renseigné soit par mesure, soit en considérant $G = 0,1R_n$ le jour et $G = 0,5R_n$ la nuit. Pour partitionner l'évapotranspiration de référence en évaporation potentielle et transpiration potentielle, nous utilisons la formulation de RITCHIE [1972], équations 3.9 et 3.10.

$$E_p = ET_0 \cdot \exp(-K.LAI) \quad (3.9)$$

$$T_p = ET_0 \cdot (1 - \exp(-K.LAI)) \quad (3.10)$$

Cette équation fait intervenir le coefficient d'extinction K , que nous avons fixé à 0,5 comme proposé par LÓPEZ-CEDRÓN et al. [2008]. Nous avons utilisé un LAI composite issu de différentes mesures satellite (CYCLOPE, MODIS, SEVIRI) et recalé par rapport aux mesures aux sols disponibles en 2006. Ce LAI est fourni par le projet ALMIP2.

3.2.3.5. Initialisation du modèle

Nous avons travaillé sur l'année 2006 car il s'agit de la première année pour laquelle nous disposons d'un jeu de données comprenant l'ensemble des termes du bilan hydrologique. Cette année est déficitaire sur le plan pluviométrique : 851 mm à Nalohou soit -30 % par rapport à la moyenne de 1 190 mm sur la période 1950–2002. À l'échelle inter-annuelle, l'année 2006 n'est pas une année pour laquelle le régime hydrologique est permanent. La méthode de *spin-up* n'est donc pas adaptée dans notre cas et nous avons préféré utiliser la saison sèche pour initialiser le modèle. Nous avons prescrit une teneur en eau uniforme, égale à $0,23 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, sur l'ensemble du domaine après la dernière pluie de l'année 2005 (12 octobre 2005) où le sol est très humide. Le modèle simule les 81 derniers jours de l'année 2005 avec comme unique forçage l'évapotranspiration de référence. L'initialisation du modèle au 1^{er} janvier 2006 (début de la simulation) est prescrit en imposant le potentiel matriciel simulé au dernier pas de temps de la simulation effectuée sur l'année 2005.

3.2.3.6. Choix des conditions aux limites

La frontière haute du modèle est définie comme une frontière atmosphérique. En bas de versant, l'interface avec le cours d'eau est modélisée par une frontière d'exfiltration.

Les frontières latérales sont définies en bas du versant par l'axe du cours d'eau et en haut par le point de partage des eaux. En faisant l'hypothèse d'une symétrie des processus d'écoulement par rapport à ces axes, nous avons imposé une condition de flux nul sur ces frontières.

La nappe profonde est toujours au-dessus du socle fissuré. Nous avons choisi de ne pas modéliser l'ensemble de la zone saturée, pour éviter la complexité de la topographie du socle, mais de modéliser la dynamique de sa partie supérieure. Nous avons défini la frontière basse du domaine de calcul comme étant une translation de 7 m de la topographie de la surface. Cette frontière se trouve à une profondeur supérieure à la profondeur maximale annuelle atteinte par la nappe profonde et inférieure à la profondeur du socle, mesurée par géophysique. Nous avons fait l'hypothèse que les flux hydriques au niveau de la frontière basse sont parallèles à cette frontière, nous avons donc imposé une condition de flux nul à cette frontière.

3.2.4. Résultats préalables

Une étude préalable concernant la modélisation de l'hydrodynamique du versant de Nalohou a été menée avec le modèle Hydrus 2D. Elle a fait l'objet de mon stage de Master 2 [RICHARD, 2010]. Nous présentons ici les principaux éléments de cette étude.

Dans cette modélisation, les résultats montrent que la dynamique des flux sortants simulés à l'échelle annuelle est bonne, en particulier pour l'évapotranspiration. La dynamique des variables internes simulées est relativement bonne à l'échelle annuelle. Ces dynamiques mettent en évidence des caractéristiques bien distinctes selon la saison. Nous avons mené une étude de sensibilité sur quatre paramètres du modèle : la conductivité hydraulique à saturation, la distribution verticale de la conductivité hydraulique à saturation, l'anisotropie de la conductivité hydraulique et les paramètres de végétation (LAI et structure racinaire). La dynamique de la zone non saturée est sensible aux valeurs de conductivité hydraulique à saturation en premier lieu puis aux paramètres de végétation au second lieu. La dynamique de la nappe profonde est sensible aux paramètres de végétation.

CHAPITRE 4

Interactions de la ripisylve avec la nappe profonde dans l'hydrologie de versant en zone soudanienne du Nord-Bénin

L'évapotranspiration étant un terme majeur du bilan hydrologique, nous nous sommes focalisés dans un premier temps sur la capacité du modèle à simuler correctement l'évapotranspiration réelle mesurée. Ce choix nous a amené à étudier l'interaction de la ripisylve avec la nappe profonde (ou nappe d'altérites) dans l'hydrodynamique du versant étudié. Nous présentons la méthode de calage et d'évaluation du modèle puis une expérience virtuelle, méthode employée pour comprendre les interactions entre la ripisylve et la nappe profonde. L'analyse de l'expérience virtuelle permet d'identifier un système de transpiration interactif formé de la ripisylve et de la nappe profonde, de quantifier la variabilité intra-saisonnière de l'apport de ce système de transpiration à la transpiration totale du versant et d'expliquer la déconnexion entre la nappe profonde et le réseau hydrographique.

Ce travail a fait l'objet d'un article scientifique publié [RICHARD et al., 2013] et repris dans ce chapitre : RICHARD, A., GALLE, S., DESCLOITRES, M., COHARD, J.-M., VANDERVAERE, J.-P., SÉGUI, L. et PEUGEOT, C. (2013). "Interplay of riparian forest and groundwater in the hillslope hydrology of Sudanian West Africa (northern Benin)". *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 17. p. 5079–5096, doi : 10.5194/hess-17-5079-2013.

Publication : Interplay of riparian forest and groundwater in the hillslope hydrology of Sudanian West Africa (northern Benin)

A. Richard¹, S. Galle², M. Descloitres², J.-M. Cohard¹, J.-P. Vandervaere¹, L. Séguis³, C. Peugeot³

¹ UJF-Grenoble 1, LTHE, UMR5564, CNRS – UJF-Grenoble 1/G-INP/IRD, 38041 Grenoble, France

² IRD, LTHE, UMR5564, CNRS – UJF-Grenoble 1/G-INP/IRD, 38041 Grenoble, France

³ IRD, HSM, UMR5569, CNRS – UM1/UM2, 34095 Montpellier, France

Correspondence to : A. Richard (alouis.richard@ujf-grenoble.fr)

Abstract

Forests are thought to play an important role in the regional dynamics of the West African monsoon, through their capacity to extract water from a permanent and deep groundwater table to the atmosphere even during the dry season. It should be the case for riparian forests too, as these stream-bank forests are key landscape elements in the Sudanian West Africa. The interplay of riparian forest and groundwater in the local hydrodynamics was investigated, by quantifying their contribution to the water balance. Field observations from a comprehensively instrumented hillslope in northern Benin were used. Particular attention was paid to measurements of actual evapotranspiration, soil water and deep groundwater levels. A vertical 2-D hydrological modelling approach using the Hydrus software was used as a testing tool to understand the interactions between the riparian area and the groundwater. The model was calibrated and evaluated using a multi-criteria approach (reference simulation). A virtual experiment, including three other simulations, was designed (no forest, no groundwater, neither forest nor groundwater).

The model correctly simulated the hydrodynamics of the hillslope regarding vadose zone dynamics, deep groundwater fluctuation and actual evapotranspiration dynamics. The virtual experiment showed that the riparian forest transpiration depleted the deep groundwater table level and disconnected it from the river, which is consistent with the observations. The riparian forest and the deep groundwater table actually form an interacting transpiration system: the high transpiration rate in the riparian area was shown to be due to the existence of the water table, supplied by downslope lateral water flows within the hillslope soil layer. The simulated riparian transpiration rate was practically steady all year long, around 7.6 mm d⁻¹. This rate lies within high-end values of similar study results. The riparian forest as simulated here contributes to 37 % of the annual hillslope transpiration, and reaches 57 % in the dry season, whereas it only covers 5 % of the hillslope area.

1. Introduction

The West African climate is characterised by strong interactions between the atmosphere and the land surfaces [Koster et al., 2004]. Moisture availability in the regions located around 10°N was found to be pivotal for the West African monsoon (WAM) dynamics [Lebel et Ali, 2009]. It is suspected that the reservoir of continental groundwater (permanent unconfined groundwater) plays a major role in the WAM onset into the Sahel [Fontaine et al., 1999; Philippon et Fontaine, 2002]. Abundant vegetation at this latitude, especially the trees of evergreen forests, potentially provides

humidity to the atmosphere even during the dry season. From a hydrological point of view, it must be acknowledged that little is known about the interactions between vertical water transfer processes and streamflow generation processes. Former studies in Sudanian climate regions showed a significant proportion of the streamflow of headwater catchments generated by interflow [Lafforgue, 1982; Chevallier et Planchon, 1993; Masiyandima et al., 2003; Giertz et Diekkrüger, 2003]. More recently a series of hydrodynamic, geochemical and subsurface geophysical investigations [Kamagaté et al., 2007; Séguis et al., 2011b] have shown the contribution of deep ground water to be negligible at the intermediate scale of the Donga catchment (Benin, 586 km²), leaving open the possibility that the permanent water tables participate in the water cycle only at the regional scale.

Applying the above knowledge in models produced inconsistent results. For one, by taking into account hillslope processes (overland flow and interflow) in an enhanced 1-D Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) model, Giertz et al. [2006] correctly simulated the streamflow of the 16.5 km² Aguiama catchment (Benin). In the same area, but on a larger scale, Le Lay et al. [2008] used a TopModel approach [Beven et Kirby, 1979] based on shallow hydrological processes to simulate discharges. A deep percolation term, not originally present in the model, was introduced to correctly simulate the discharge at the outlet of the Donga catchment. The introduction of the deep percolation flux remains questionable since no measurements were available. A recent review by Peugeot et al. [2011] shows that the hydrological and SVAT models used to compute the mesoscale water cycle over the Ouémé catchment agreed on streamflow simulation but that at the same time they differed significantly in evapotranspiration and water storage terms.

Since actual evapotranspiration measured at the local scale (1 km²) may represent up to 80 – 90 % of the annual rainfall in northern Benin [Guyot et al., 2009], it certainly represents one of these key diagnostic variables. During the wet season, taking into account only the water stored in the first meter of soil, is not sufficient to explain the measured actual evapotranspiration [Guyot et al., 2009]; during the dry season, the non-zero actual evapotranspiration is probably due to the persisting vegetation activity [Guyot et al., 2012; Mamadou et al., 2013]. In the Brazilian Amazonia context, Nepstad et al. [1994] demonstrated that important hydrological processes in this area involve deep water storages. Green canopies during the dry season are partly explained by deep root systems. Markewitz et al. [2010] corroborated the previous results performing a one-dimensional vertical model. These authors noted that ignoring the deep hydrological processes could produce biased evapotranspiration estimations in global circulation models.

Knowing that riparian forests are a key element of the landscape in northern Benin [Natta et al., 2002], this paper addresses the interplay between riparian forests and the underlying groundwater and its impacts on the hydrological processes, which control the local and mesoscale water cycle. Numerous studies have demonstrated that riparian forests use a part of the groundwater flow that, ultimately, feeds the streamflow, thus riparian forests decrease the water yield of the basin [e.g. Dunford et Fletcher, 1947]. Trees within the riparian zone generally use more water than similar trees over the rest of the catchment [see e.g. Dye et Poulter, 1995; Scott, 1999]. White [1932], Gribovszki et al. [2008] among many others used the daily fluctuations of the groundwater table to estimate the riparian transpiration. The interactions between riparian water use and groundwater level fluctuations have been simulated [see e.g. Loheide II et al., 2005] or qualitatively characterized [Butler et al., 2007].

The African Monsoon Multidisciplinary Analysis – Coupling the Tropical Atmosphere and the Hydrological Cycle (AMMA-CATCH) observation system [Lebel et al., 2009] and its Sudanian site of the Ouémé catchment located in northern Benin (Fig. 1) provided an unprecedented set of data to explore the interaction between riparian vegetation and the water cycle. The study focused on the Nalohou hillslope (Fig. 2), a well-instrumented elementary hydrological system. It includes a comprehensive set of measurements of the water budget terms. Particular attention was paid to the

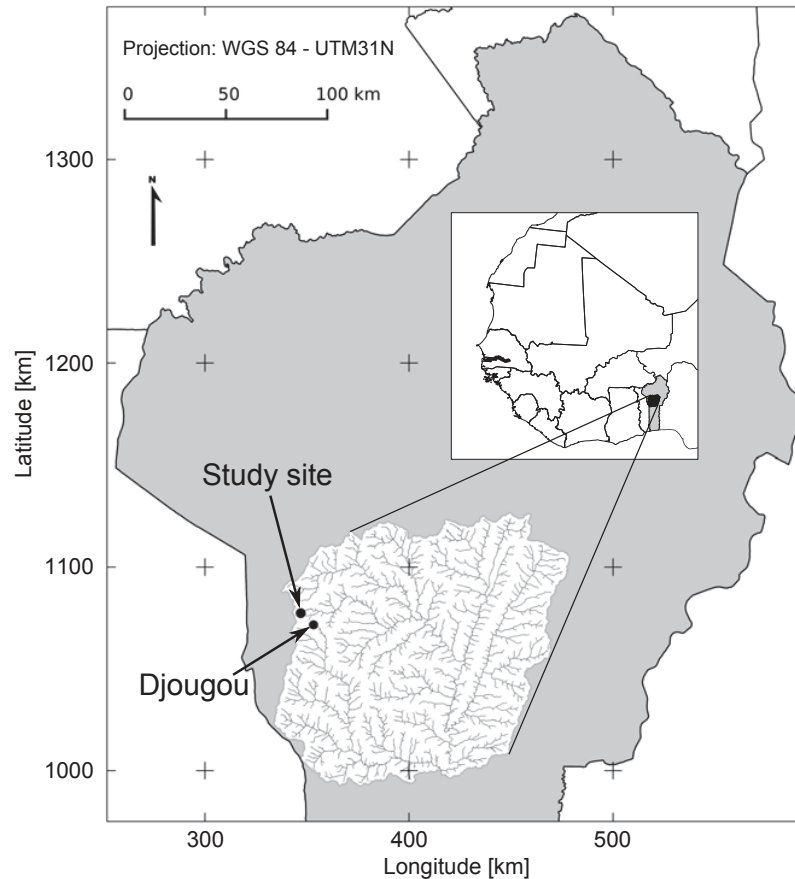


Figure 1: Location of the study site. The watershed is the Sudanian climate mesoscale site of the AMMA-CATCH observing system, northern Benin, West Africa. Republic of Benin is the grey area.

water distribution within the hillslope and its impact on evapotranspiration and water storage. The physically based Hydrus model [Simunek et al., 2006] was used as a coherent framework to represent and quantify the soil–water transfers in both lateral (water distribution at the hillslope scale) and vertical (transpiration) directions. A virtual experiment [Weiler et McDonnell, 2004] was set up in order to understand of the interactions between the riparian forest located at the bottom of the hillslope and the underlying water table.

2. Materials

2.1. Study site

The study site is a part of the Sudanian mesoscale site of the AMMA-CATCH observing system [Lebel et al., 2009]. It is located in the upper Ouémé catchment in northern Benin, Lat 9.74°N, Long 1.60°E (14400 km², Fig. 1). The upper Ouémé elevation ranges from 230 m to 620 m, with a gently inclined slope of about 3 % along the main stream.

The rainfall regime is driven by the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) migration, with 65 % of the annual rainfall occurring during three months between July and September [Le Lay et Galle, 2005b] and almost no rainfall from November through March. The mean annual rainfall over the upper Ouémé catchment is 1190 mm yr⁻¹ for the period 1950–2002 [Le Lay et Galle, 2005b] with a standard deviation of 224 mm yr⁻¹. The ITCZ migration also determines the wind characteristics: the Harmattan blows dry air from the northeast during the dry season, while the humid wind blowing

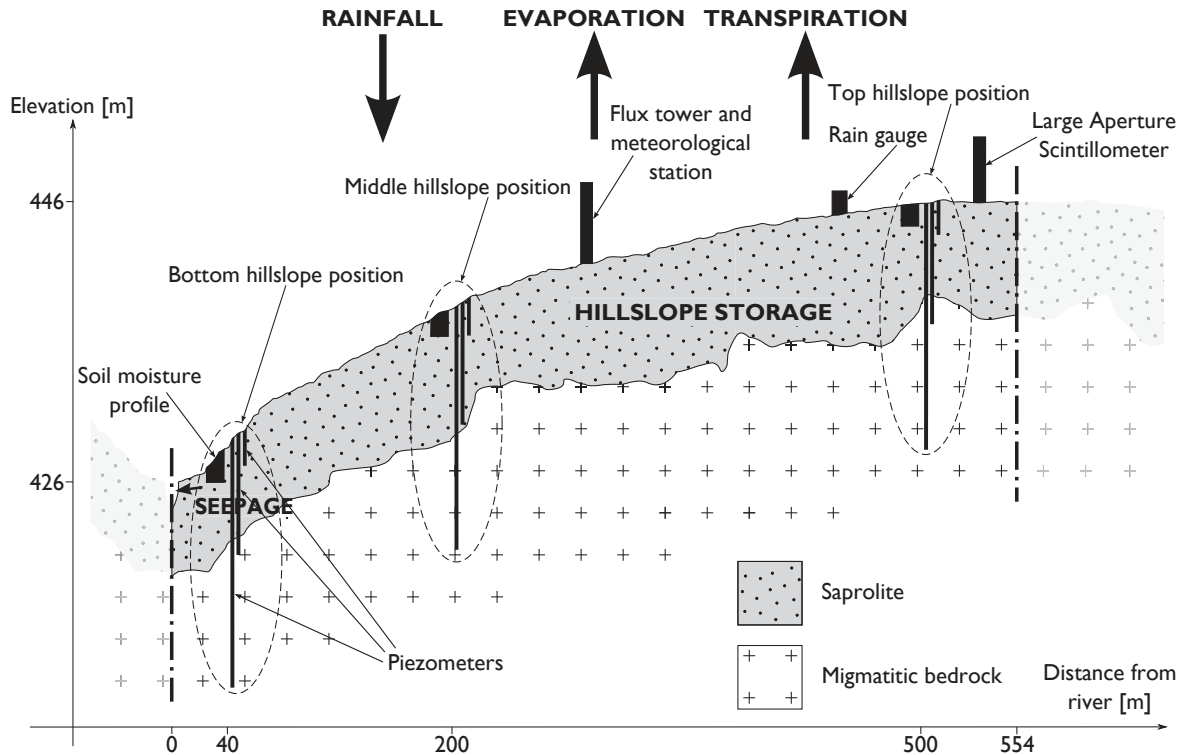


Figure 2: Schematic hillslope representation (fluxes, water storage, available hydrologic sensors), assuming two axes of symmetry: the river at the bottom of the hillslope and the topographic divide at the top of the hillslope. Only the Large Aperture Scintillometer receiver is illustrated, the transmitter is at the symmetrical position on the opposite hillslope. Vertical stretching: 10.

from the Southern Ocean characterises the wet season. The averaged daily air temperature remains around 26°C all year long. At a monthly time step, the reference evapotranspiration ET_0 [Allen et al., 1998] shows low seasonal variability, with a maximum of 5–6 mm d⁻¹ at the end of the dry season and a minimum of 3–4 mm d⁻¹ in the wet season.

Sporadic streamflow lasting a few days may be observed before the monsoon onset depending on the occurrence of isolated rainfalls, especially on small catchments. After the onset (end of June), uninterrupted streamflow is observed until the end of the rainy season, and river flow progressively stops in the dry season. Discharge peaks occur from mid-August to the end of September. Total discharge represents about 11 % of the annual rainfall within the upper Ouémé area [Le Lay et Galle, 2005a; Peugeot et al., 2011].

The land use is composed of four main vegetation types over the upper Ouémé: cultivated area with mixed crops and fallows (16 %), shrub savannah (32 %), woody savannah (42 %), forest (8 %), leaving about 2 % of urbanised and water body areas [Judex et al., 2009b]. About 50 % of the surface is or has been cultivated, while 50 % remains practically natural. The riparian forests, even if they cover only a negligible fraction of the landscape (0.9 %) are commonly found along the stream banks [Séguis et al., 2011b].

The studied hillslope here is entirely cultivated, with alternating crop rotation (yams, maize, cassava, sorghum) and fallows. Its lower part is bordered by a 20 m-wide riparian forest which represents about 5 % of the hillslope length. According to the World Reference Base [IUSS Working Group WRB, 2006], the soils are mainly lixisols on crests and mid-slopes, plinthosols with or without outcrops of hardpan at the slope bottom and thin sandy soils overlying a thick clayey horizon in the *bas-fonds* [Faure, 1977a; Giertz et Diekkrüger, 2003]. The French word *bas-fonds* denotes a tropical,

Table 1: Characteristics of measurements, instruments, locations sampling intervals and storage intervals.

Measurement [unit]	Instrument	Location depth or height [m]	Sampling interval	Storage interval
Air temperature [°C]	Vaisala WXT510 Capacitive ceramic	2	10 s	30 min
Relative humidity [%]	Vaisala WXT510 thin film polymer	2	10 s	30 min
Wind speed [m s ⁻¹] and direction [°]	Vaisala WXT510 Ultrasonic anemometer	2	10 s	30 min
Net radiation [W m ⁻²]	Kipp and Zonen CNR1	2	10 s	30 min
Rainfall [mm]	Précis Mécanique ABS3030 Tipping bucket raingauge	1	pulse	5 min
Volumetric soil water content [m ³ m ⁻³]	Campbell Sci. CS616 Water content reflectometer	-0.1; -0.2; -0.4; -0.6; -1	5 min	60 min
Soil water tension [hPa]	Irrometer Watermark Granular matrix sensor	-0.1; -0.2; -0.4; -0.6; -1; -2; -3	5 min	60 min
Water table depth [m]	OTT KL010 Contact gauge piezometer	-2; -10; -20	2 d	2 d
Sensible heat flux [W m ⁻²]	Campbell Sci. CSAT3 3D sonic anemometer	5	20 Hz	30 min
Latent heat flux [W m ⁻²]	Eurosep LI-7500 Open path gas analyser	5	20 Hz	30 min
Sensible heat flux [W m ⁻²]	Scintec BLS900 Large aperture scintillometer (LAS)	5	1 s	1 min

seasonally waterlogged, linear depression in the headwater zones of rivers, frequently without any marked stream channel, and predominantly covered by grass species

The typical soil horizon depths range from 0.15 to 0.4 m and 0.7 to 1.6 m, for the A and B horizons, respectively; the C horizon lies deeper than 1.6 m [Faure, 1977a]. According to the USDA soil classification system, the A horizon is loamy sand or sandy loam, the B horizon is sandy clay loam and the C horizon is sandy clay or sandy clay loam, in line with numerous tropical soils [de Condappa et al., 2008].

The aquifer containing the permanent and unconfined water table is mainly made up of silty and clayey 5–25 m-thick saprolites, overlying the metamorphic (gneiss and micaschist) fractured basement [Affaton, 1987; Descloitres et al., 2011]. Hereafter, this permanent and unconfined groundwater is called permanent groundwater. The level of the permanent groundwater table remains approximately parallel to the soil surface all year long and fluctuates between 2 and 5 m deep [Séguis et al., 2011b].

2.2. Hydrological data

The studied hillslope is limited upslope by the topographic divide and downslope by the river. Various sensors were deployed along this hillslope in order to monitor the different hydrological terms (Table 1, Fig. 2): rainfall, evapotranspiration, soil water content, soil water tension and groundwater level. One rain gauge was located on the upper part of the hillslope. Three soil water content and soil water tension measurement profiles were installed at three positions along the hillslope (measurement depths at 0.1, 0.2, 0.4, 0.6 and 1 m). These profiles were 40 m (lower), 198 m (middle) and 508 m (upper) from the river: the middle one was located at a slope break on crop and the upper one on vegetation fallow. Three piezometers (2, 10 and 20 m deep) were set up close to each soil profile.

One flux tower with eddy covariance (EC) measurements and a meteorological station were installed 100 m apart from the mid-slope profile [Mamadou et al., 2013]. The meteorological station includes measurements of atmospheric pressure, air temperature, relative humidity, wind speed and direction at 2 m and a complete radiation budget. Additionally, one large aperture scintillometer (LAS) set-up over a 2.4 km transect complemented the experimental instrumentation. The annual mean distribution of the LAS footprint is composed of 15 % woody savannah (including the riparian forest) and 85 % crops/fallow/bare soil. The actual evapotranspiration was deduced from LAS measurements through the computation of the energy balance at hillslope scale (1 km²) [Guyot et al., 2009] and from EC measurements at local scale (middle slope). Taking into account the numerous measurement gaps, we built an unique time series of actual evapotranspiration, composed of LAS and EC measurements; the LAS values had priority over the EC ones due to their larger and more representative footprint.

The soil physical properties (retention curve and saturated hydraulic conductivity) were derived from field measurements. The collocated soil water content and soil water tension measurements are used to evaluate the retention curve parameters within the first two meters of soil. For deeper layers (from 2 to 7 m), soil samples extracted from experimental wells were used to determine the retention curve characteristics, using the mercury intrusion porosimetry method [Xu et al., 1997a; Xu et al., 1997b]. Disc infiltrometer measurements [Vandervaere et al., 2000] were used to determine the saturated hydraulic conductivities of the three soil layers (soil 1: 0–0.5 m, soil 2: 0.5–2 m and soil 3: 2–3 m) down to 3 m deep [Robert, 2012]. The hillslope vegetation dynamics was assessed by a composite leaf area index (LAI) based on a combination of satellite LAI products (CYCLOPE, MODIS, SEVIRI), constrained by *in situ* measurements derived from hemispherical photographs using the method proposed by Weiss et al. [2004].

2.3. Studied period

The study focused on two contrasted years: 2006 (851 mm of rainfall, "dry") and 2007 (1218 mm, "normal"). In 2006, apart from an isolated rainfall (25 mm) observed mid-February, the rainy season extended from mid-April to mid-October. In 2007 the rainy season lasted one and a half months longer (April to mid-November). The annual dynamics of the LAI was consequently different between the two years (Fig. 3), particularly during the transition period from the dry to the wet season. The annual dynamics of the reference evapotranspiration was similar for 2006 and 2007 (Fig. 3).

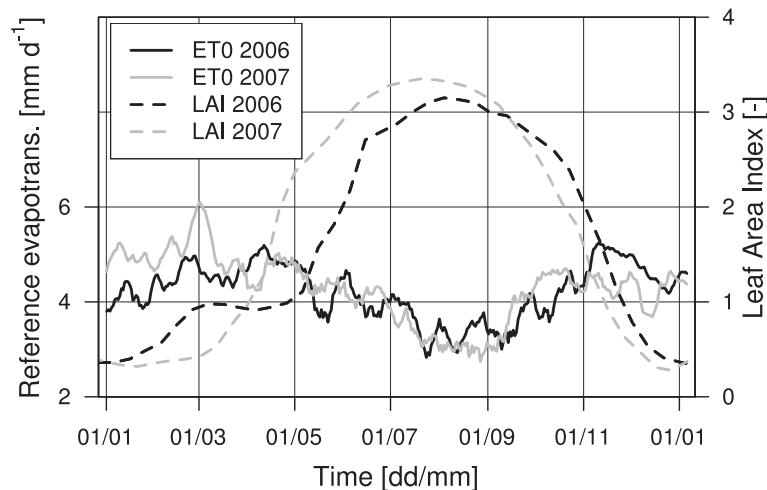


Figure 3: Annual cycle of the reference evapotranspiration ET_0 (10-day moving average filter, solid lines) and of the leaf area index (LAI; averages from a composite of satellite products, dashed lines) for 2006 (black lines) and 2007 (grey lines).

2.4. Model construction

Topography and soil conditions along the hillslope are similar, thus the hillslope is studied as a 2-D system, as shown in Fig. 4. To simulate the hydrodynamic functioning of this hillslope, the finite element model Hydrus 2-D [Simunek et al., 2006] was used. This model numerically solves the Richards equation for water flow in variably saturated porous media. The hydraulic soil properties were described with the van Genuchten–Mualem model without considering hysteresis [van Genuchten, 1980]. The values of the 6 parameters used in the van Genuchten–Mualem model are presented in Table 2. The governing flow equation (Richards' equation) includes a sink term S which represents the transpiration term; it is computed using a root water uptake model described by

$$S(t) = a(h) S_t T_p b(x, z), \quad (1)$$

where a is the water stress response function, depending on the pressure head h , S_t is the soil surface associated with transpiration, T_p is the potential water uptake rate (potential transpiration) and $b(x, z)$ the normalized root water uptake distribution in horizontal (x) and vertical (z) dimensions. An S-shaped function [van Genuchten, 1987] was chosen to represent the water stress response function a :

$$a(h) = \begin{cases} \frac{1}{1 + \left(\frac{h}{h_{50}}\right)^p} & \text{for } h > h_{wp} \\ 0 & \text{for } h \leq h_{wp} \end{cases}. \quad (2)$$

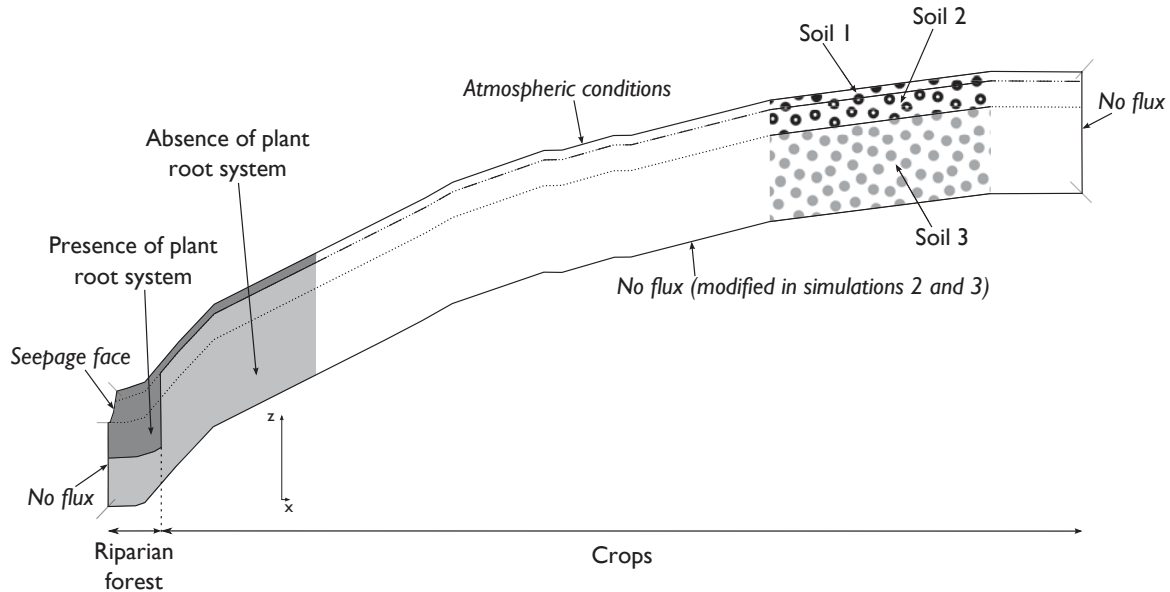


Figure 4: Schematic of the plant root system distribution and of the soil distribution with indication of the boundary conditions. Left, plant root system distribution. Dark grey corresponds to the region where $b' = 1$, light grey corresponds to the region where $b' = 0$. The vertical dashed line shows the lateral extent of the tree root system, fitted to 30 m (5 % of the hillslope length), while the long dashed lines show the continuation of the plant root system distribution upslope. Right, schematic of the 3-layer soil distribution with dotted lines showing its continuation upslope and downslope. Boundary conditions are indicated in italics. Short grey segments separate different boundary conditions. Vertical stretching: 10.

Classical values [Simunek et al., 2006] were specified for h_{50} (pressure head at which the root water uptake is reduced by 50 %: -8 m), p (exponent parameter of the water stress response function: 3) and h_{wp} (wilting point below which transpiration stops: -160 m). We assumed that S_t (reduced to

a length in the 2-D system) corresponded to the whole hillslope, and its value was set to 554 m. According to Ritchie [1972], the reference evapotranspiration ET_0 was partitioned into potential evaporation E_p and the potential transpiration T_p , depending on the LAI (Eq. 3):

$$\begin{cases} E_p = ET_0.e^{-K.LAI} \\ T_p = ET_0.(1 - e^{-K.LAI}) \end{cases} \quad (3)$$

, where K is the extinction coefficient of the canopy for total solar irradiance. Following López-Cedrón et al. [2008], K is prescribed equal to 0.5. This value was confirmed experimentally on the study site by processing the hemispherical photographs used to estimate the LAI.

Table 2: Soil physical parameters used in the van Genuchten–Mualem model for the three soil layers. θ_r : residual water content; θ_s : saturated water content; h_g : inflection point pressure; n : pore size distribution parameter; K_s : saturated hydraulic conductivity; L : pore conductivity parameter.

Variable	Retention curve parameters				Hydraulic conductivity curve parameters	
	θ_r [m ³ m ⁻³]	θ_s [m ³ m ⁻³]	h_g [m]	n [-]	K_s [m s ⁻¹]	L [-]
Status	prescribed	prescribed	prescribed	prescribed	calibrated	prescribed
Soil 1	0.025	0.35	-0.50	1.8	5.2 10 ⁻⁵	0.5
Soil 2	0.090	0.35	-0.28	1.6	3.5 10 ⁻⁵	0.5
Soil 3	0.025	0.25	-1.00	1.8	1.4 10 ⁻⁵	0.5

Two types of plant root system were defined, crop and tree, characterised by their different rooting depth. The crop root system covers the entire hillslope and, according to observations, most of the roots were located above 0.5 m deep. We defined $b'(x, z)$ as the absolute root water uptake distribution function $b'(x, z < 0.5) = 1$ for any location x , $b'(x, z) = 0$ otherwise (Fig. 4). The tree root system, corresponding to the riparian forest, was concentrated at the bottom of the slope. The width of the aerial part of the riparian forest was estimated (field surveys) at roughly 20 m, but the corresponding root part may be significantly larger. Moreover, no information on tree roots profiles was available. Consequently, the values of x_{trees} and z_{trees} for which $b'(x < x_{trees}, z < z_{trees}) = 1$ were calibrated. The $b(x, z)$ function in Eq. 1 was obtained by normalizing $b'(x, z)$ to its integral over the whole domain (such that the integral of b over the domain is equal to unity).

The model geometry was derived from the site topography. The finite element mesh had 6219 nodes with a specified size of 0.5 m and a stretching factor of 4. Three soil layer bases were identified from field measurements at 0.5 m, 2 m and lower [Robert, 2012]. Steady limits are assumed for the three soil layer bases throughout the hillslope (Fig. 4). The third soil layer base is the lower boundary of the domain. It was assumed to be 7 m deep due to local observation of the bedrock. Knowing that the observed groundwater table fluctuates between 2 and 5 m deep, the lower boundary is saturated all year long. During the marked dry season, simulated soil water tension at the soil surface is very high due to evaporation. To avoid numerical problems in this configuration, roots are removed for nodes above 0.2 m depth.

An atmospheric boundary condition is specified at the surface, and a no flux boundary condition at the lower boundary (Fig. 4). Concerning the upslope (respectively downslope) boundary conditions, a symmetric functioning of divergent fluxes due to the limit of the catchment (convergent fluxes due to river) is assumed, resulting in a no-flux condition. Next to the river, a seepage face boundary condition is prescribed, allowing seepage into the river if the soil is saturated.

The model was initialized during the dry period from 12 October 2005 to 31 December 2005, with a uniform unsaturated water content of $0.23 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ prescribed all over the domain. The model was run with the reference evapotranspiration as unique forcing, and the simulation period began on 1 January 2006. The initial prescribed value had little impact on the water content simulated at the end of the initialization period. The model was run in 2006, and the 2007 simulation was initialized with the model state computed for the last time step of the 2006 simulation.

3. Reference simulation and virtual experiment

3.1. Model calibration and evaluation

The aim of the calibration was to obtain a reasonable and plausible model according to the observed internal dynamics. A perfect fit between all data and all model outflows was not targeted. The focus was put on soil water and permanent groundwater to evaluate the internal dynamics and actual evapotranspiration which is the main sink term of the water budget. Retention curve parameters and hydraulic conductivity curve parameters (Table 2) were inferred from measurements for the three soil layers. The saturated hydraulic conductivity was calibrated for each of the three soil layers, but constrained to lie within one order of magnitude of the measured values. The width and depth of the tree root system were calibrated as well by minimizing the differences between observed and predicted values of the water contents at 0.2 and 1 m, and the groundwater level at the top, middle and bottom locations (Fig. 2). Following Keim et al. [2006] the calibration was carried out manually (trial and error process). The quality of the final simulation was visually appraised and was quantified using the KGE performance criterion [Gupta et al., 2009] for each considered variable (Eq. 4).

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (4)$$

$$\alpha = \frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{meas}} \quad (5)$$

$$\beta = \frac{\mu_{sim}}{\mu_{meas}} \quad (6)$$

with r the Pearson product-moment correlation coefficient, α the ratio between the standard deviation of the simulated values (σ_{sim}) and the standard deviation of the measured values (σ_{meas}), β the ratio between the mean of the simulated values (μ_{sim}) and the mean of the measured values (μ_{meas}).

The 2006 simulation (calibration) is considered the reference simulation; the model was run on year 2007 with the calibrated values and evaluated.

3.2. Virtual experiment modelling

A virtual experiment was performed on the year 2006 in order to understand the interactions of water uptake by the riparian forest, ground transfers, water table level fluctuations and downslope outflows to the river. The virtual experiment was composed of the 2006 reference simulation and three additional simulations summarized in Table 3.

The goal of simulation 1 was to test the impact of the riparian forest on the hillslope water cycle: the tree root system was replaced with the crop root system (0.2–0.5 m depth) in the riparian area. However, the LAI time series was not modified, and thus neither was the partitioning of the potential evaporation and the potential transpiration, as defined by Eq. 3. This issue is discussed in Sect. 5. The potential transpiration was simply reduced proportionally to the change in the root system distribution. In simulation 2, the riparian forest was maintained but a free drainage condition was specified at the bottom of the profile, resulting in the disappearance of the water table. Simulation 3

Table 3: Characteristics of the virtual experiment simulations.

	Presence of riparian forest	Absence of riparian forest
	2006 simulation	Simulation 1
Presence of deep groundwater	$T_{p,2006}(t)$ PRSD ^a : Crop plant, tree LBC ^b : No flux	$0.83 T_{p,2006}(t)$ PRSD: Crop plant, no tree LBC: No flux
	Simulation 2	Simulation 3
Absence of deep groundwater	$T_{p,2006}(t)$ PRSD: Crop plant, tree LBC: Free drainage	$0.83 T_{p,2006}(t)$ PRSD: Crop plant, no tree LBC: Free drainage

^a Plant root system distribution, ^b Lower boundary condition.

combined the two others, replacing the riparian forest with crops and setting a free drainage boundary condition.

4. Results

4.1. 2006 simulation

The soil physical properties values used in the simulation, either prescribed or calibrated, are summarized in Table 2. It is important to remember that the calibrated saturated hydraulic conductivity was constrained within one order of magnitude of the measured values [Robert, 2012]. The calibrated value of the tree roots' depth was 4 m. Tree roots develop in areas where moisture is available [Wan et al., 2002; Peek et al., 2006] but generally not in saturated levels where oxygen lacks. As the observed water table level fluctuates between 2 and 5 m deep, the calibrated depth value (4 m) was considered realistic. As expected, the lateral extent of the tree roots (30 m) is larger than the extent of the riparian forest canopy, as observed on the site (20 m). In the vicinity of this hillslope, a lateral tree root has been observed 20 m from a tree. With this calibration the tree and crop root systems respectively represent 17 % and 83 % of the total root volume, while the riparian forest covers only 5 % of the surface, against 95 % for the crops.

This simulation is analysed at the daily time step, focusing on its internal hydrodynamics and its water budget. The internal dynamics of the vadose zone and the permanent groundwater table are illustrated in Fig. 5 for the middle and the bottom of the hillslope. The middle hillslope position is representative of the main part of the hillslope (without riparian forest). The bottom position is representative of the hydrodynamics functioning near the riparian forest. Being the lowest instrumented position of the hillslope, the bottom position gathered all the upslope processes. The 2006 calibrated simulation reproduces the main characteristics of the internal dynamics of the vadose zone and that of the permanent groundwater table. Figure 5a and a', which are identical, show the measured rainfall, with an isolated rainfall in February, and the wet season from April to October. The water content dynamics at 0.2 m depth (Fig. 5b and b') are well simulated all year long. These simulated variables are slightly underestimated (about $0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) during the dry season. An underestimation also occurs during the heavy rain in September for the bottom profile. During the dry season, the model captures the main characteristics of the water contents at 1 m depth (Fig. 5c and c'). For the bottom position at 1 m depth, the model underestimates the observed water contents in wet season by almost 30 %. For the middle position, the baseline of the water content is correctly simulated for the whole year, but three water content peaks occurring during the rainy season are missed. These peak values correspond to the formation of a temporary, shallow water table observed in the field but which is not really simulated as such by the model. The permanent deep groundwater (Fig. 5d and

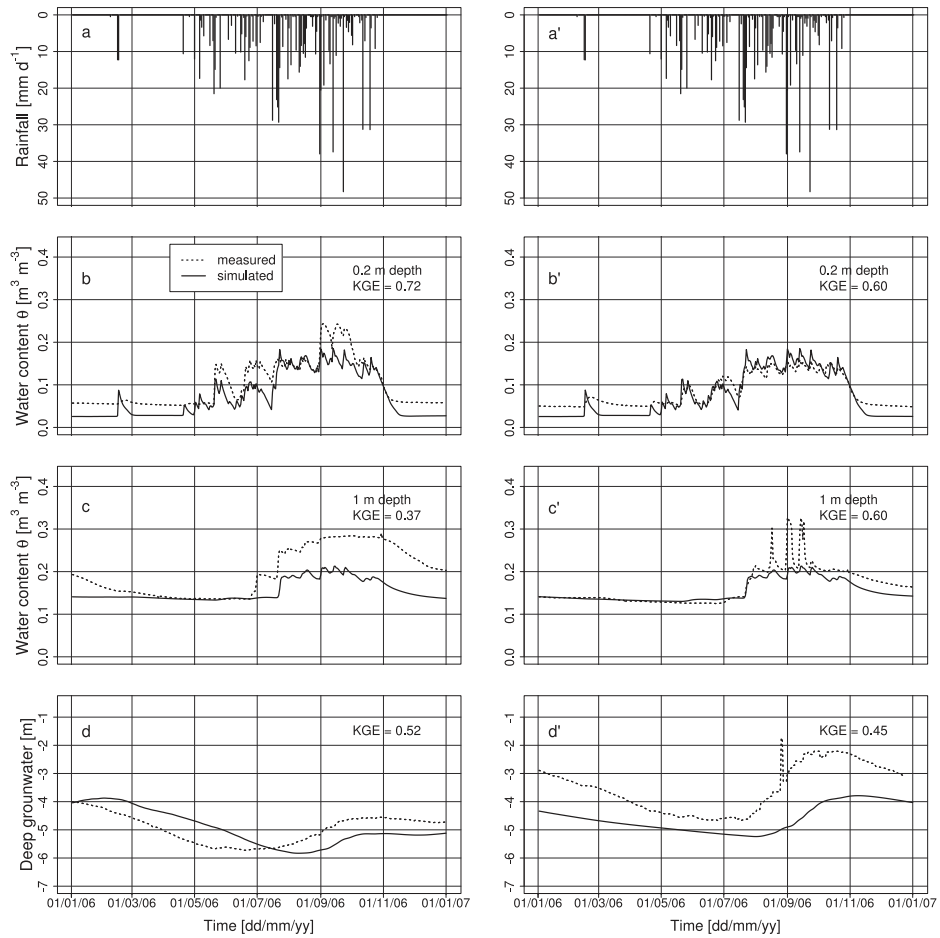


Figure 5: Forcing variable (rainfall) and state variables of Hydrus 2-D for the 2006 simulation. Graphs on the left are for the bottom of the hillslope; graphs on the right are for the middle of the hillslope. (a, a') measured rainfall; (b, b') measured and simulated water content at 0.2 m depth; (c, c') measured and simulated water content at 1 m depth; (d, d') measured and simulated groundwater table level.

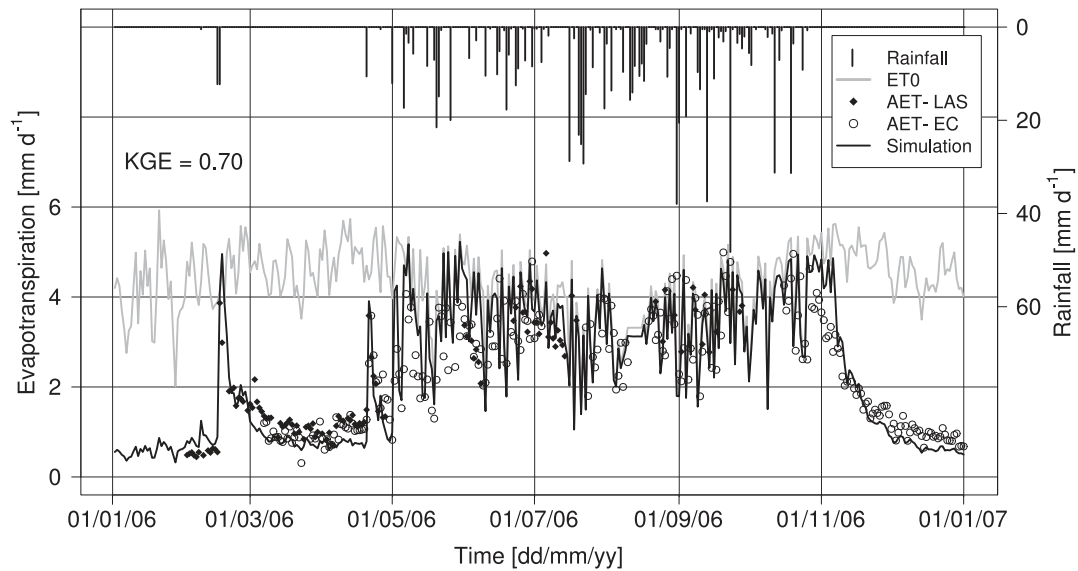


Figure 6: Simulated and observed evapotranspiration, averaged over the elementary hydrological unit, for year 2006. Actual evapotranspiration is measured by LAS (AET-LAS) or by eddy covariance (AET-EC).

d') displays only a low frequency time variation, as the atmospheric forcing high time frequencies are smoothed out with depth. The simulated and observed groundwater levels are markedly different at the bottom and the middle positions. At the bottom position (Fig. 5d) the simulated amplitude is in good agreement with the measurements but with a 2-month delay. At the middle position a delay, although shorter (1 month), is also observed (Fig. 5d'). In addition, the simulated annual range of the water table depth is lower than the measured one and the water level is about 1 m deeper than the observed one. In Fig. 6, the simulated evapotranspiration (ET) is compared to the two series of observations (LAS and EC measurements). ET is well simulated during the wet season, almost reaching the reference evapotranspiration ET_0 much in the same way as the observations do. The mean simulated ET is lower than 1 mm d^{-1} during the dry season which is in agreement with the measurements. Moreover, ET is correctly simulated during the transition periods: the beginning of the wet season with an isolated rain event and the decreasing at the end of the wet season. High water velocities are simulated in the permanent groundwater table, increasing downslope (Fig. 7).

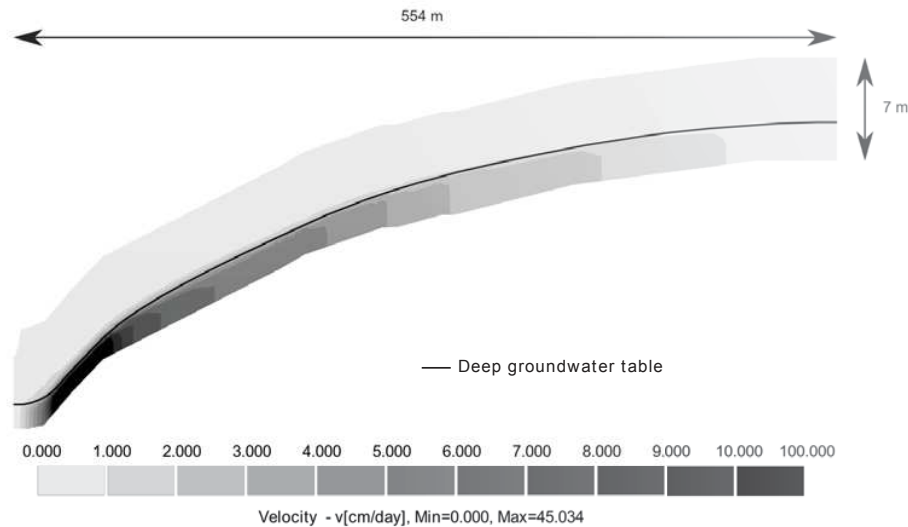


Figure 7: Simulated water velocity within the hillslope. The black solid line corresponds to the simulated groundwater table. Day of year: 210 (29 July 2006). Vertical stretching: 10.

Velocity vectors are oriented downslope and parallel to the bedrock (not shown in the figure). On the contrary, velocities are small and spatially homogeneous in the vadose zone. The spatial distribution of water velocities keeps this general structure all year long (not shown). Consequently, in terms of mass transfer, the lateral water flux is mainly due to lateral flow in the saturated layer. The synthetic annual hillslope water balance is shown in Fig. 8. Despite a rainy season that does not start until the end of April (black solid line), the cumulative transpiration starts to increase regularly at the end of January; it then increases at a higher and steady rate from the beginning of May (likely as a reaction to the beginning of the rainy season) to the end of November. The annual transpiration represents 73 % of the annual rainfall. The evaporation remains low in dry season and mainly occurs during the wet season, reaching 27 % of the annual rainfall. The seepage term remains negligible all year long, producing no outflow. The change in water storage is calculated by closure of the water balance at the hillslope scale. This term can increase at the daily scale as a response to rainfall events (see for instance the effect induced by the isolated rain event mid-February, Fig. 8) but globally it decreases until mid-July, because the evapotranspiration rate is significantly greater than the rainfall supply during this period. Then, the water storage increases until the end of the rainy season and finally decreases again to get back to zero; the yearly storage variation for the year 2006 is 0.2 % of the annual rainfall. This means that during this below-normal rainy year, there was

neither annual water storage nor seepage. At the annual timescale, evaporation and transpiration compensate rainfall.

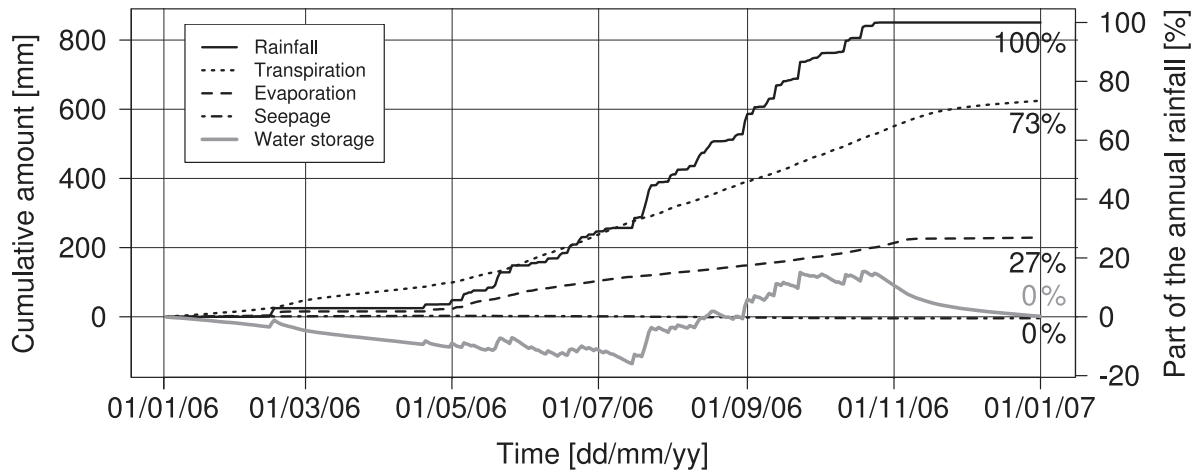


Figure 8: Synthetic annual water balance of the hillslope: rainfall, transpiration, evaporation, seepage and water storage. All terms are simulated except the rainfall, which is measured. Seepage is close to zero all year long.

4.2. Model evaluation

The same variables as those used in Fig. 5 for 2006 are chosen to illustrate the simulation quality for 2007 (Fig. 9). Water contents at 0.2 m depth at the bottom position (Fig. 9b) and at mid-slope (Fig. 9b') are correctly simulated except for the end of the wet season and the transition period from the wet to the dry season. The simulated water content at the bottom and the middle position was lower and higher than the observed one, respectively. Regarding water contents at 1 m depth at the bottom position (Fig. 9c) and at mid-slope (Fig. 9c'), the annual dynamics is globally reproduced by the model until a series of large rain events occurs at the beginning of September, the response of the model being much smoother than that of the observations. However, similarly to 2006, the model does not simulate the end of the wet season and the transition period from the wet to the dry season. At mid-slope, the simulated water content reaches the measured maximal water content value at the end of September. This value, close to the saturated water content, is in accordance with measurements but high frequency fluctuations are missing. Moreover, the simulated maximum value is reached later than the observed one.

The KGE performance criterion is similar in calibration (2006, Fig. 5) and evaluation (2007, Fig. 9) years for water content at 0.2 m and 1 m. The level of the permanent groundwater table at mid-slope (Fig. 9d') is well reproduced, the annual fluctuation being correct in both timing and magnitude. For this variable, the evaluation year is better simulated than the calibration one according to the KGE (0.58 for year 2007 against 0.45 for year 2006). The simulated values of the permanent groundwater table level at the bottom position are reasonably good during the first part of the year. After rising rapidly in August, the observed permanent water table level at the bottom of the slope reaches a plateau in September and remains stable until December (Fig. 9d); this behaviour is well captured by the model except that the plateau is largely overestimated in the simulation, consequently lowering the KGE criterion in 2007.

Overall, although the Hydrus 2-D simulations did not perfectly reproduce the behaviour of the soil water and water fluxes within the experimental hillslope, the simplified hillslope representation obtained by calibration responds correctly to the atmospheric forcing for the two different years. Even though some fine tuning of the calibrated parameters could improve the simulation for 2007,

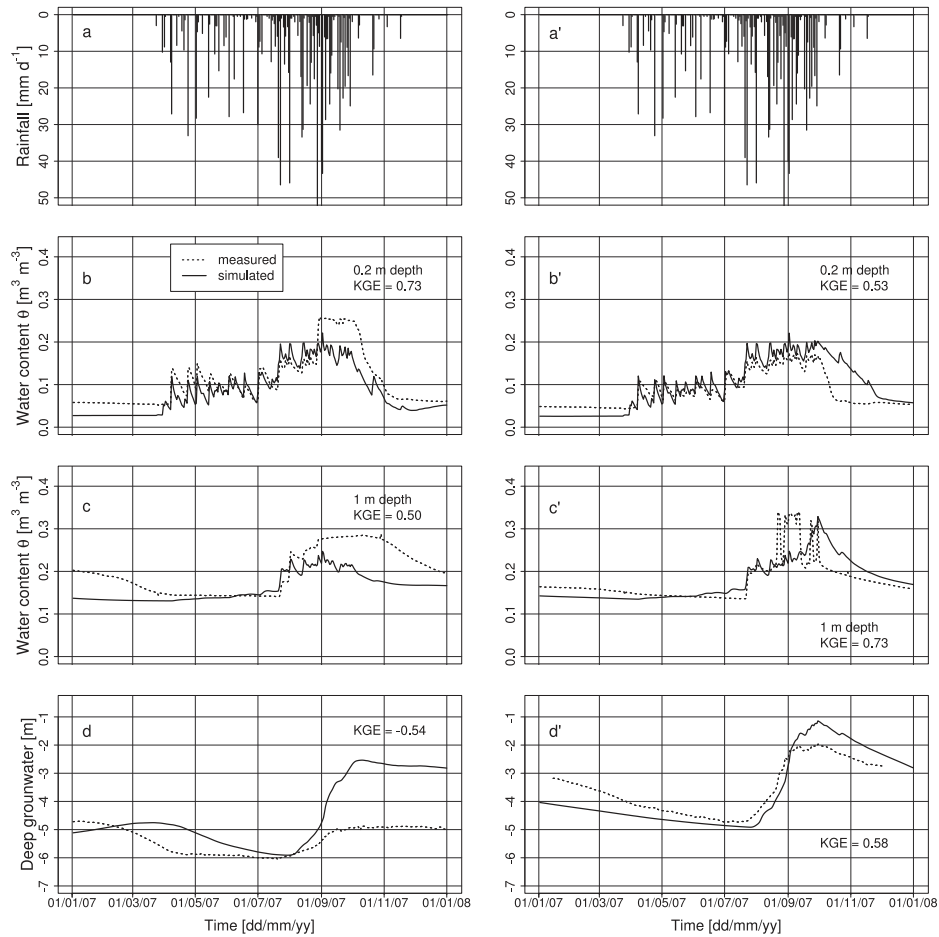


Figure 9: Forcing variable (rainfall) and state variables of Hydrus 2-D for the 2007 simulation. Graphs on the left are for the bottom of the hillslope; graphs on the right are for the middle of the hillslope. (a, a') measured rainfall; (b, b') measured and simulated water content at 0.2 m depth; (c, c') measured and simulated water content at 1 m depth; (d, d') measured and simulated groundwater table level.

our ultimate goal is not to obtain a perfect representation of a single hillslope but rather to obtain an acceptable test bed for setting up a virtual experiment on how the vegetation and the deep groundwater interact and control the hillslope hydrodynamics.

4.3. Virtual experiment: impacts of riparian forest and permanent groundwater on evapotranspiration

The virtual experiment is carried out on year 2006. In simulation 1, the absence of riparian forest results in a reduction of the annual transpiration from 625 mm to 498 mm (Table 4). For this simulation, the hillslope generates seepage all year long (not shown) which represents 13 % of the annual rainfall. The absence of the permanent groundwater (simulation 2) reduces the annual transpiration to 443 mm. For simulation 3 (no riparian forest, no permanent groundwater), seepage is negligible and the annual transpiration decreases to 472 mm, a value close to that of simulation 1 and 2, although there is neither riparian forest nor groundwater.

As explained in section 3.2, the choice was made to keep the potential evaporation time series the same for the four virtual experiment simulations. Consequently, differences between simulations would not result from differences in potential evaporation. The annual evaporation is nearly similar for all the simulations and accounts for 25 to 27 % of the annual rainfall. The negligible variation

Table 4: Summary of the annual output fluxes of the virtual experiment simulations.

	Presence of riparian forest			Absence of riparian forest		
		Annual value	% annual rainfall		Annual value	% annual rainfall
	2006 simulation			Simulation 1		
Presence of deep groundwater	Evaporation	229 mm	27 %	Evaporation	231 mm	27 %
	Transpiration	625 mm	73 %	Transpiration	498 mm	59 %
	Seepage	ε	0 %	Seepage	114 mm	13 %
	Simulation 2			Simulation 3		
Absence of deep groundwater	Evaporation	226 mm	27 %	Evaporation	215 mm	25 %
	Transpiration	443 mm	52 %	Transpiration	472 mm	55 %
	Seepage	ε	0 %	Seepage	ε	0 %

of the evaporation term between the simulations with and without permanent groundwater suggests a very low impact of the permanent groundwater on the annual evaporation. In the same way, the negligible variation of the evaporation term between the simulations with and without riparian forest shows a very low impact of the tree root system on the annual evaporation. These low differences between simulations are probably due to weak differences in the spatial distribution of water in the hillslope.

5. Discussion

5.1. Riparian forest and permanent groundwater: an interactive transpiration system

A first important result obtained in this study is the ability of the Hydrus 2-D model to correctly reproduce the annual cycle of the evapotranspiration and its corresponding annual total, using *in situ* observed properties as much as possible (2006 simulation). The permanent groundwater dynamics is quite well simulated, implying that the water transfer dynamics between the soil and the atmosphere at the hillslope scale is globally represented by the model.

The virtual experiment (Table 4) allows to further explore the relationships between the riparian forest transpiration and the groundwater. Simulation 3 (no riparian forest, no groundwater) resulted in a 153 mm reduction of the annual transpiration, as compared to the reference simulation. Simulations 1 and 2 actually represent two possible trajectories to reach the same final state (simulation 3). In the first one, the riparian forest was removed first leading to a 127 mm decrease of the annual transpiration; then, groundwater suppression produced an additional decrease of 26 mm. In the second one the suppression of the groundwater induced loss in transpiration of a 182 mm, and the subsequent conversion of the forest into crops resulted in a slight increase in transpiration (29 mm).

This last result deserves some explanation. Despite a lower potential transpiration (smaller total root volume) in simulation 3, the annual transpiration is higher than in simulation 2. This can be considered an artefact of the model associated with the formulation of the root distribution function $b(x, z)$ (Eq. 1). The normalisation of the absolute root distribution function $b'(x, z)$ by its integral over the whole domain (see section 2.4) actually resulted in a lower value of $b(x, z)$ when the riparian forest was kept, as its integral over the domain was larger (more nodes where $b' = 1$) than that for a crop cover alone. This higher b' value over-compensated the reduced potential transpiration.

In short, the first path (suppressing the forest first, then the water table) shows that the transpiration of the riparian forest drives the groundwater depletion, whereas the second path shows that the

deep groundwater is necessary to supply the riparian area with water for transpiration. Consequently, riparian forest and deep groundwater constitute an interacting transpiration system.

5.2. Intra-seasonal variability of the transpiration sources

In the previous section, the contribution of the riparian forest to the whole transpiration (153 mm) was estimated by difference between the reference run (2006) and simulation 3, and represents 37 % of the total hillslope transpiration (Fig. 10), even though the riparian forest only amounts to 5 % of the hillslope area and 17 % of the total root volume. Despite a root volume proportionally lower, the contribution of the riparian area to the total transpiration is higher than that of the crop system.

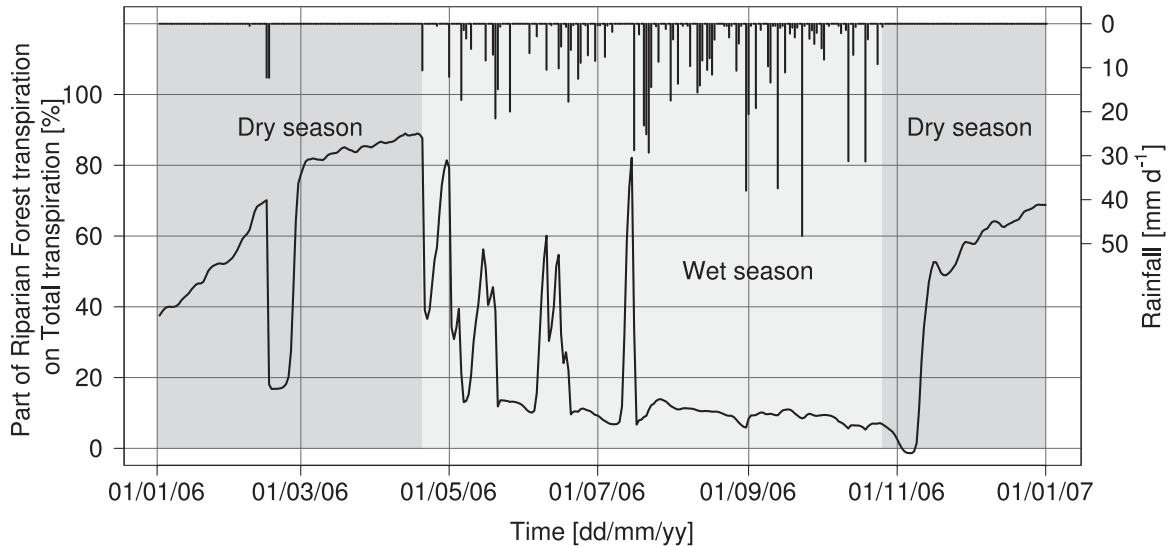


Figure 10: Part of the riparian forest transpiration on total transpiration (%) for year 2006. This variable is built by subtracting the transpiration of simulation 3 from the transpiration of the 2006 simulation and then dividing this difference by the transpiration of the 2006 simulation. Rainfall is plotted on the top, scale being on the right-hand side. Shaded areas show the dry season (dark grey) and the wet season (light grey).

Similar comparison was made for the wet and the dry seasons considered separately. In the wet season, the contribution of the riparian forest to the total transpiration was 19 %, close to the proportion of the forest root volume in the whole root system (17 %). Thus, when soil water was not the limiting factor, the extracted water per unit of root volume was roughly equal for crops and riparian forest. By contrast, during the dry season, the upper soil layers were dry and the forest transpiration reached 57 % of the total transpiration, meaning that the riparian forest extracts about six times more water than the other vegetation cover. This result is consistent with former field studies [Dye et Poulter, 1995; Scott, 1999] which showed that the riparian vegetation uses proportionally more water than vegetation further away from the stream. As a result, our study suggests that the total hillslope transpiration is mainly due to the riparian forest in dry season and conversely to the crops during the wet season.

Hillslope transpiration due to the riparian forest (153 mm) showed a low daily variability all year long with an average value of 0.41 mm d^{-1} (0.46 mm d^{-1} during the wet season and 0.37 mm d^{-1} during the dry season). Similarly, in the Amazonian context, Markewitz et al. [2010] showed a roughly steady transpiration rate all year long, supplied by deep root uptake. Prorating this deep transpiration to the fraction of riparian forest root width (30 m) in the hillslope (554 m), the riparian transpiration reaches $6.9\text{--}8.5 \text{ mm d}^{-1}$ depending on the season. This result is questionable as these values are

1.9 times higher than the reference evapotranspiration (see Fig. 3). Allen et al. [1998] suggested that for tall vegetation surrounded by shorter cover (so-called clotheline effect) or wet vegetation surrounded by dry land, (so called oasis effect), the reference evapotranspiration must be multiplied by 1.4 to 2.5 to account for the local advection. This range includes our value of 1.9. This ratio depends on the aridity of the surrounding area, the general width of the vegetation stand and the ability of the wind to penetrate into the vegetation cover; 2.5 represents an upper limit linked to the stomatal capacity to supply water vapour to the air stream. In this study, the riparian forest was higher (8 m) than the crops (2 m) and the spatial contrast in dry season between the riparian area and the bare soil in the neighbouring fields suggests that the oasis effect can increase advection. As a result, the high transpiration rates obtained in the study were considered realistic. Séguis et al. [2011b] roughly estimated the riparian evapotranspiration rate for the same site between 6 and 34 mm d⁻¹. Despite the above-mentioned clothesline effect, the upper value was considered unrealistic by the authors themselves: according to the method they used, this large range of transpiration rates has to be considered a first approximation. Other values can be found in the literature: Lautz [2008] estimated the evapotranspiration rate of a riparian wetland between 0.5 and 3 mm d⁻¹ in a semi-arid climate; Gazal et al. [2006] obtained 2–7 mm d⁻¹ for a semi-arid cottonwood forest; Schilling [2007] calculated a riparian forest evapotranspiration to 5.02–6.32 mm d⁻¹ in Iowa and Nachabe et al. [2005] obtained 1.5–6.3 mm d⁻¹ for a forest in central Florida. In comparison, the riparian transpiration rates we found here are in the high-end values of these study results.

The surface layer (0–0.5 m) shows a highly variable transpiration rate, depending on rainfall input, atmosphere demand and soil water availability and is consequently season-dependent. At the annual scale, transpiration can be interpreted as the addition of a practically constant riparian forest transpiration, which is around 0.4 mm d⁻¹ at hillslope scale and a time-dependent crop transpiration which is linked to rainfall inputs.

The aim of the virtual experiment was to analyse the impacts of deep groundwater and riparian forest transpiration on the hillslope dynamics. In order to isolate these impacts, we had to maintain other parameters and variables identical as much as possible. It is the case for the potential evaporation and potential transpiration. While the evapotranspiration partition depends on the LAI, we kept the same LAI time series for all the virtual experiment simulations. Actually, replacing the riparian forest by crops should modify the LAI dynamics, as forests and crops do not have the same intra-seasonal variability of LAI. If we assume that vegetation cover without trees has globally lower LAI values, the cover modification we made would have resulted in a decreased potential transpiration and an increased potential evaporation. The related impact on actual evaporation should be low during the dry season because of the dry conditions in the surface layers. In this case, water availability should be the limiting factor of the actual evaporation. During the wet season, the increase in potential evaporation should increase the actual evaporation due to the water availability at the surface. Clearing vegetation also modifies other processes: the decrease of interception losses [Salemi et al., 2012] increases the water availability for evaporation at the soil surface. Vegetation clearing could also stop the hydraulic lift (hydraulic root redistribution in the upward direction) or sap flow downwards [Markewitz et al., 2010]. These processes were not accounted in the model and their possible effects on the water distribution, the evaporation and the transpiration fluxes have not been assessed.

5.3. Year-to-year variability of the simulated functioning

The model showed overall good performances in calibration (2006, "dry" year) and evaluation (2007, "normal" year), with similar criteria values for both years and for all the diagnosed variables (Fig. 1 and 9), except the water table level at the bottom of the hillslope in 2007 where the lowest KGE was obtained (Fig. 9d). At this particular location, the simulated level was 2 m higher than observed in

2007 (Fig. 9d), whereas it was close to the observed level at the middle location (Fig. 9d'). It means that groundwater inflows at the hillslope bottom were overestimated in the model, or outflows underestimated, as compared to the actual situation, resulting in a higher water level. Several reasons can be put forward. The hillslope representation used here is simplified: 2D geometry, uniform physical properties of the soil layers, whereas the actual hillslope, as any other natural system, is much more complex and driven by 3-D rather than 2-D processes. Model calibration allowed "absorbing" most of these discrepancies, leading to a correct overall functioning of the hillslope. With 2007 being much wetter than 2006 (1218 mm vs. 851 mm), respectively, non linear processes, such as more active preferential flows, and spatial variability of the soil properties may have lead to inflows at the bottom of the actual hillslope lower than in the model. Perched, seasonal water tables form each year on the basin, with a larger extension in wet years [Kamagaté et al., 2007], and thus reduce the recharge of the permanent water table (and incidentally provide easy-to-use water for transpiration). As these seasonal water tables were not represented in the model, excess water may be supplied to the groundwater, resulting in an overestimated level, especially downslope where lateral flow accumulates (the mid-slope simulated water table level was quite correct).

Conversely, insufficient water outflow in the model can result from too low riparian uptake or seepage into the river. Dunford et Fletcher [1947] on the Coweeta Experimental Forest, showed that a riparian forest could actually extract more water than expected. Following Jarvis [1989], another possible cause of insufficient water outflow is a compensation effect where reduced transpiration in the water-stressed parts of the root zone is balanced by increased transpiration in other parts. In other words, vegetation could extract more water than expected in deep and wet layers because of dry conditions in shallow layers. This process was not accounted in this study.

The bias in the water table level downslope in 2007 is potentially due to a combination of all these factors, but it was not possible to further discriminate between them.

5.4. Disconnection between the deep groundwater table and the river

There is another important consequence of the riparian forest and of permanent water table joint functioning: in the model the forest transpiration depletes the groundwater table at such a level that it cannot contribute to the river flow. This is evidenced by comparing the significant seepage (13 % of the annual rainfall) produced by simulation 1 (absence of riparian forest) to the absence of seepage produced in the 2006 simulation. Since these two simulations differ only by the absence/presence of the riparian forest, this suggests that when the riparian forest is removed, the groundwater table rises to a level allowing it to feed the flow in the river bed. The same conclusion stems from the comparison of simulation 1 to simulation 3 (differing only by the presence/absence of the groundwater level); the riparian forest being absent in both cases, the absence of seepage in simulation 3 means that the seepage obtained in simulation 1 is produced by the permanent groundwater. This significant seepage is really produced by the rise of the simulated permanent groundwater table above the river bed (not shown). These results suggest that the transpiration of the riparian forest leads to the hydraulic disconnection of the permanent water table and the river. This situation was already put forward by Séguis et al. [2011b] on the Donga catchment (Benin), in which our study site is included. Dye et Poulter [1995] noted that streamflow can also supply the riparian transpiration. In our study, this possibility has not been considered, as the numerical condition at the streambank boundary (seepage) did not allow incoming water flow. Addressing this issue could be done in a further study.

5.5. Synthesis: overall schematic of the hillslope hydrodynamic functioning

The schematic of the hillslope hydrodynamics can be summarised as follows. During the dry season (Fig. 11a), only low evaporation and crop plant transpiration take place along the hillslope due to the absence of rainfall events. During the wet season (Fig. 11b), rainfall infiltration makes water available

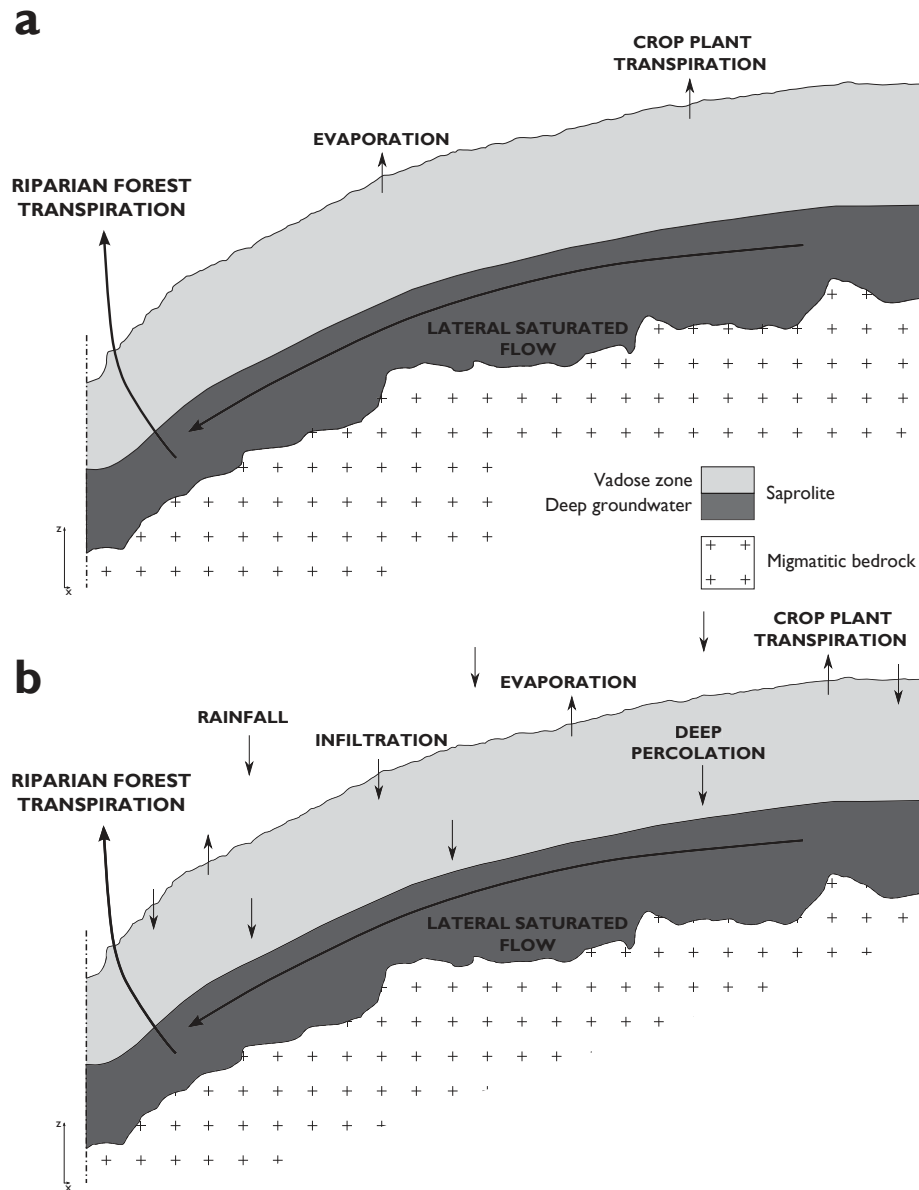


Figure 11: Schematic hillslope hydrodynamics during the two contrasted seasons: dry season (a), wet season (b). Vertical stretching.

for evaporation, crop transpiration, water distribution along the hillslope and percolation that supplies the permanent groundwater. In both seasons, the permanent groundwater flows laterally downslope. Lateral flow from areas far away from the stream provides water to the riparian forest transpiration, as also identified for example by Gribovszki et al. [2008]; in turn, the riparian transpiration significantly depletes the water table and causes its hydraulic disconnection from the river, as observed in the field.

On the study site, the streamflow is not supplied by the groundwater discharge, which is hydraulically disconnected from the river, but mainly by subsurface flows [Kamagaté et al., 2007]. However field inspections in 2006 revealed no exfiltration ever visually observed at the bottom of this particular hillslope (but it could have happened between two visits), even though temporary saturated levels have occurred within the hillslope [Séguis et al., 2011b]. Our modelling results are consistent with these observations as we found that water extraction by the riparian transpiration can explain

the absence of drainage to the river. However, it cannot be concluded whether the representation of subsurface flow and perched water tables would change this statement.

Conversely, exfiltration of subsurface flow has been observed in a neighbouring *bas-fond*. These waterlogged headwater zones are very common in the region and are considered to play a major role in the hydrological regimes in Africa [Balek et Perry, 1973; Bullock, 1992; Giertz et Diekkrüger, 2003; Séguis et al., 2011a] but this assumption remains disputed [for a review, see von der Heyden, 2004]. In our area, these *bas-fonds*, mainly covered with grass, have no riparian vegetation (for reasons unknown to the authors) which, according to our study, can explain the occurrence of exfiltration downslope and consequently generate streamflow.

Supposing that riparian forest was cut (simulation 1), we can suggest that the river flow would have increased because the water table at the bottom of the hillslope would have risen in such a way that it would have discharged into the river. This possible modification of the streamflow generation, derived from the virtual experiment is in agreement with the numerous field studies which demonstrated the increase of the water yield after clear cutting of riparian vegetation (Dunford and Fletcher, 1947; Ingebo, 1971; Dye and Poulter, 1995; Scott, 1999). However, such an extrapolation has to be done carefully because of the complex adaptation of riparian vegetation to new conditions. In a review paper, Brown et al. [2005] showed that the impacts of regrowth experiments on the water yield and the time needed to reach a new equilibrium under permanent land use were driven by complex, not-intuitive interactions.

6. Summary, conclusion and perspectives

The water cycle in West Africa plays a key role in the monsoon dynamics, and thus its representation in numerical models has to be integrated across disciplines and scales. In Sudanian West Africa, the mesoscale water budget closure is still different from one model to another [Peugeot et al., 2011]. It is especially true for evapotranspiration, which is the main sink term of the water budget. Knowing that riparian forests are a key landscape feature in this region, this study focused on the interplay of riparian forests and groundwater of a well-instrumented, 550 m-long hillslope in Benin. Previous studies based on field observations showed that the annual water table level fluctuations are driven by the combined effects of infiltration, transpiration, evaporation, and lateral flows which redistribute water at the hillslope scale. However, as frequently observed in the region, the water table is disconnected from the river stream lying at the bottom of the hillslope, and previous studies have assumed that this was mainly caused by water uptake by riparian vegetation.

The hillslope as well as the downslope riparian zone were represented by a 2-D vertical system with the Hydrus model [Simunek et al., 2006]. A virtual experiment, based on a reference simulation, was designed. The three other simulations of the virtual experiment explored the following configurations: (i) suppression of the riparian forest, (ii) free drainage at the base of the system to prevent the formation of a water table, and (iii) the combination of both. The model satisfactorily simulated water transfers between the soil and the atmosphere at the hillslope scale: the observed dynamics of soil water, water table levels and evapotranspiration were globally well reproduced. The simulated water table was deeper than the river bed, as observed, due to groundwater depletion by the riparian forest transpiration. The virtual experiment showed that the riparian vegetation and the water table were an interacting system, and we estimated that the riparian forest provided the main part (57 %) of the dry season hillslope transpiration.

Further investigations should continue along three main lines, spanning a hierarchy of scales. First, the ability of a 2-D physical model to account for the main coupling processes between soil water and evapotranspiration at the hillslope scale makes it an important tool for testing and improving our understanding of hydrological processes over a broad range of scales. However, a better identification

of subsurface processes producing seepage remains needed for finely representing the intra-seasonal fluctuations of the river flow at the outlet of small catchments. This production is likely limited to particular places of the basin like *bas-fonds*. Finding a way to introduce this process simultaneously to currently known processes in a Hydrus-like model remains an interesting challenge. Then, riparian areas are not the only zones where deep-rooted vegetation could interact with groundwater, as isolated trees or clump of trees are frequently encountered everywhere in the landscape. The same kind of analysis should be addressed by appropriate complementary field campaigns and numerical studies in order to have a more comprehensive knowledge of the hydrological functioning at larger scale, specially concerning dry season transpiration. The last important issue is to improve the representation of the interactions between saturated and unsaturated soil water and deep-rooted trees (either located in riparian areas or apart from them) in hydrological and, more generally, land surface models. It would result in a better simulation of the meso-scale water budgets, and more sound evaluations of the water resources and their renewal dynamics in the region.

Acknowledgements

This research was funded by IRD and INSU in the framework of the AMMA program. Based on a French initiative, AMMA was developed by an international scientific group and funded by a large number of agencies, especially from Africa, European Community, France, UK and USA. More information on the scientific coordination and funding is available on the AMMA International web-site: <http://www.amma-international.org>. The AMMA-CATCH observing system has been funded since 2001 by IRD, INSU and the French Ministry of Research: <http://www.amma-catch.org/> in cooperation with Direction Générale de l'Eau (DG-Eau) of Benin. The article processing charges have been funded by INSU-CNRS. The authors wish to particularly thank the researchers and students who helped them throughout the different steps of this work: T. Lebel, C. Legout, I. Zin, D. Robert, S. Soubeyran, B. Hector, M. Wubda, the Beninese technicians T. Ouani S. Afouda for their permanent support in the field and finally the two anonymous reviewers for their kind and enriching comments.

References

- Affaton, P. (1987). "Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest): une marge passive, d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au panafrican (600+-50Ma)". Thèse de doct. Marseille, France: Université d'Aix-Marseille 3.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. et Smith, M. (1998). "Crop evapotranspiration : guidelines for computing crop water requirements". Irrigation and Drainage no. 56. Rome, Italie: Food et Agriculture Organization of the United Nations.
- Balek, J. et Perry, J. E. (1973). "Hydrology of seasonally inundated African headwater swamps". *Journal of Hydrology*. Vol. 19. no. 3, p. 227–249.
- Beven, K. J. et Kirby, M. J. (1979). "A physically based, variable contributing area model of basin hydrology". *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 24. no. 1, p. 43–69.
- Brown, A. E., Zhang, L., McMahon, T. A., Western, A. W. et Vertessy, R. A. (2005). "A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation". *Journal of Hydrology*. Vol. 310. no. 1-4, p. 28–61.
- Bullock, A. (1992). "The role of dambos in determining river flow regimes in Zimbabwe". *Journal of Hydrology*. Vol. 134. no. 1-4, p. 349–372.
- Butler, J. J., Kluitenberg, G. J., Whittemore, D. O., Loheide II, S. P., Jin, W., Billinger, M. A. et Zhan, X. (2007). "A field investigation of phreatophyte-induced fluctuations in the water table". *Water Resources Research*. Vol. 43. no. 2, W02404.
- Chevallier, P. et Planchon, O. (1993). "Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast)". *Journal of Hydrology*. Vol. 151. no. 2-4, p. 173–191.

- de Condappa, D., Galle, S., Dewandel, B. et Haverkamp, R. (2008). "Bimodal Zone of the Soil Textural Triangle: Common in Tropical and Subtropical Regions". *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 72. no. 1, p. 33–40.
- Descloitres, M., Séguis, L., Legchenko, A., Wubda, M., Guyot, A. et Cohard, J.-M. (2011). "The contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of actual evapo-transpiration measurements: a case study in metamorphic context in north Bénin". *Near Surface Geophysics*. Vol. 9. no. 2, p. 187–200.
- Dunford, E. G. et Fletcher, P. W. (1947). "Effect of removal of stream-bank vegetation upon water yield". *Transactions, American Geophysical Union*. Vol. 28. no. 1, p. 105–110.
- Dye, P. J. et Poulter, A. G. (1995). "A Field Demonstration of the Effect on Streamflow of Clearing Invasive Pine and Wattle Trees from a Riparian Zone". *South African Forestry Journal*. Vol. 173. no. 1, p. 27–30.
- Faure, P. (1977). "Carte pédologique de reconnaissance au 1/200 000^{ème}, feuille de Djougou". Paris, France.
- Fontaine, B., Philippon, N. et Camberlin, P. (1999). "An improvement of June–September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April–May moist static energy content (1968–1997)". *Geophysical Research Letters*. Vol. 26. no. 14, p. 2041–2044.
- Gazal, R. M., Scott, R. L., Goodrich, D. C. et Williams, D. G. (2006). "Controls on transpiration in a semiarid riparian cottonwood forest". *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 137. no. 1-2, p. 56–67.
- Giertz, S. et Diekkrüger, B. (2003). "Analysis of the hydrological processes in a small headwater catchment in Benin (West Africa)". *Physics and Chemistry of the Earth*. Vol. 28. no. 33-36, p. 1333–1341.
- Giertz, S., Diekkrüger, B. et Steup, G. (2006). "Physically-based modelling of hydrological processes in a tropical headwater catchment (West Africa) – process representation and multi-criteria validation". *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 10. no. 6, p. 829–847.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J. et Kucsara, M. (2008). "Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations". *Journal of Hydrology*. Vol. 349. no. 1-2, p. 6–17.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K. et Martinez, G. F. (2009). "Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling". *Journal of Hydrology*. Vol. 377. no. 1-2, p. 80–91.
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., Galle, S. et Lloyd, C. R. (2009). "Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment". *Journal of Hydrology*. Vol. 375. no. 1-2, p. 227–240.
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S. et Galle, S. (2012). "Long-term observations of turbulent fluxes over heterogeneous vegetation using scintillometry and additional observations: A contribution to AMMA under Sudano-Sahelian climate". *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 154-155, p. 84–98.
- IUSS Working Group WRB (2006). "World reference base for soil resources 2006". World Soil Resources no. 103. Rome, Italie: Food et Agriculture Organization of the United Nations.
- Jarvis, N. J. (1989). "A Simple Empirical Model of Root Water Uptake". *Journal of Hydrology*. Vol. 107. no. 1-4, p. 57–72.
- Judex, M., Thamm, H.-P. et Menz, G. (2009). "Utilisation des terres et occupation du sol dans le centre du Bénin". IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Sous la dir. M. Judex, H.-P. Thamm, J. Röhrig et O. Schulz. Allemagne: Département de Géographie, Université de Bonn, p. 85–86.
- Kamagaté, B., Séguis, L., Favreau, G., Seidel, J.-L., Descloitres, M. et Affaton, P. (2007). "Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Bénin (Donga, upper Ouémé River)". *Comptes Rendus Geoscience*. Vol. 339. no. 6, p. 418–429.
- Keim, R. F., Tromp-van Meerveld, H. J. et McDonnell, J. J. (2006). "A virtual experiment on the effects of evaporation and intensity smoothing by canopy interception on subsurface stormflow generation". *Journal of Hydrology*. Vol. 327. no. 3-4, p. 352–364.
- Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor, C. M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y. et Yamada, T. (2004). "Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation". *Science*. Vol. 305. no. 5687, p. 1138–1140.
- Lafforgue, A. (1982). "Etude hydrologique des bassins versants de Sakassou : Côte d'Ivoire, 1972-1977". Travaux et Documents de l'ORSTOM no. 149. Paris: ORSTOM.
- Lautz, L. K. (2008). "Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone". *Hydrogeology Journal*. Vol. 16. no. 3, p. 483–497.
- Le Lay, M. et Galle, S. (2005). "How changing rainfall regimes may affect the water balance : a modelling approach in West Africa". Regional hydrological impacts of climatic change: hydroclimatic variability:

- proceedings. Sous la dir. S. Franks, T. Wagener, E. Bogh, H. V. Gupta, L. Bastidas, C. Nobre et C. De Oliveira Galvao. IAHS Publication no. 296. Wallingford, UK: IAHS, p. 203–210.
- Le Lay, M. et Galle, S. (2005). “Seasonal cycle and interannual variability of rainfall at hydrological scales. The West African monsoon in a Sudanese climate”. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 50. no. 3, p. 509–524.
- Le Lay, M., Saulnier, G.-M., Galle, S., Séguis, L., Métadier, M. et Peugeot, C. (2008). “Model representation of the Sudanian hydrological processes: Application on the Donga catchment (Benin)”. *Journal of Hydrology*. Vol. 363. no. 1-4, p. 32–41.
- Lebel, T. et Ali, A. (2009). “Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007)”. *Journal of Hydrology*. Vol. 375. no. 1-2, p. 52–64.
- Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougin, É., Peugeot, C. et Séguis, L. (2009). “AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview”. *Journal of Hydrology*. Vol. 375. no. 1-2, p. 3–13.
- Loheide II, S. P., Butler, J. J. et Gorelick, S. M. (2005). “Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment”. *Water Resources Research*. Vol. 41. no. 7, W07030.
- López-Cedrón, F. X., Boote, K. J., Piñeiro, J. et Sau, F. (2008). “Improving the CERES-Maize model ability to simulate water deficit impact on maize production and yield components”. *Agronomy journal*. Vol. 100. no. 2, p. 296–307.
- Mamadou, O., Cohard, J.-M., Galle, S., Awanou, C. N., Diedhiou, A., Kounouhewa, B. et Peugeot, C. (2013). “Energy fluxes and surface characteristics over a cultivated area in Benin: daily and seasonal dynamics”. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. Vol. 10. no. 8, p. 10605–10657.
- Markewitz, D., Devine, S., Davidson, E. A., Brando, P. et Nepstad, D. C. (2010). “Soil moisture depletion under simulated drought in the Amazon: impacts on deep root uptake”. *New Phytologist*. Vol. 187. no. 3, p. 592–607.
- Masiyandima, M. C., van de Giesen, N., Diatta, S., Windmeijer, P. N. et Steenhuis, T. S. (2003). “The hydrology of inland valleys in the sub-humid zone of West Africa: rainfall-runoff processes in the M’be experimental watershed”. *Hydrological Processes*. Vol. 17. no. 6, p. 1213–1225.
- Nachabe, M., Shah, N., Ross, M. et Vomacka, J. (2005). “Evapotranspiration of two vegetation covers in a shallow water table environment”. *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 69. no. 2, p. 492–499.
- Natta, A. K., Sinsin, B. et van der Maesen, L. J. G. (2002). “Riparian forests, a unique but endangered ecosystem in Benin”. *Botanische Jahrbücher*. Vol. 124. no. 1, p. 55–69.
- Nepstad, D. C., de Carvalho, C. R., Davidson, E. A., Jipp, P. H., Lefebvre, P. A., Negreiros, G. H., da Silva, E. D., Stone, T. A., Trumbore, S. E. et Vieira, S. (1994). “The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures”. *Nature*. Vol. 372. no. 6507, p. 666–669.
- Peek, M. S., Leffler, A. J., Hipps, L., Ivans, S., Ryel, R. J. et Caldwell, M. M. (2006). “Root turnover and relocation in the soil profile in response to seasonal soil water variation in a natural stand of Utah juniper (*Juniperus osteosperma*)”. *Tree physiology*. Vol. 26. no. 11, p. 1469–1476.
- Peugeot, C., Guichard, F., Bock, O., Bouniol, D., Chong, M., Boone, A., Cappelaere, B., Gosset, M., Besson, L., Lemaître, Y., Séguis, L., Zannou, A., Galle, S. et Redelsperger, J.-L. (2011). “Mesoscale water cycle within the West African Monsoon”. *Atmospheric Science Letters*. Vol. 12. no. 1, p. 45–50.
- Philippon, N. et Fontaine, B. (2002). “The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness?”: *Annales Geophysicae*. Vol. 20. no. 4, p. 575–582.
- Ritchie, J. T. (1972). “Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover”. *Water Resources Research*. Vol. 8. no. 5, p. 1204–1213.
- Robert, D. (2012). “Caractérisation et modélisation de la dynamique de l’évapotranspiration en Afrique soudanienne en zone de socle”. Thèse de doct. Grenoble, France: Université de Grenoble.
- Salemi, L. F., Groppo, J. D., Trevisan, R., Marcos de Moraes, J., de Paula Lima, W. et Martinelli, L. A. (2012). “Riparian vegetation and water yield: A synthesis”. *Journal of Hydrology*. Vol. 454–455, p. 195–202.
- Schilling, K. E. (2007). “Water table fluctuations under three riparian land covers, Iowa (USA)”. *Hydrological Processes*. Vol. 21. no. 18, p. 2415–2424.
- Scott, D. F. (1999). “Managing riparian zone vegetation to sustain streamflow: results of paired catchment experiments in South Africa”. *Canadian Journal of Forest Research*. Vol. 29. no. 7, p. 1149–1157.

- Simunek, J., van Genuchten, M. T. et Sejna, M. (2006). "The HYDRUS software package for simulating the two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media". Technical Manual no. Version 1.0. Prague, Czech Republic: PC-Progress, p. 213.
- Séguis, L., Boulain, N., Cappelaere, B., Cohard, J.-M., Favreau, G., Galle, S., Guyot, A., Hiernaux, P., Mougin, É., Peugeot, C., Ramier, D., Seghieri, J., Timouk, F., Demarez, V., Demarty, J., Descroix, L., Descloitres, M., Grippa, M., Guichard, F., Kamagaté, B., Kergoat, L., Lebel, T., Le Dantec, V., Le Lay, M., Massuel, S. et Trichon, V. (2011). "Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient". *Atmospheric Science Letters*. Vol. 12. no. 1, p. 31–37.
- Séguis, L., Kamagaté, B., Favreau, G., Descloitres, M., Seidel, J.-L., Galle, S., Peugeot, C., Gosset, M., Le Barbé, L., Malinur, F., van Exter, S., Arjounin, M., Boubkraoui, S. et Wubda, M. (2011). "Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: The Donga basin (Benin, West Africa)". *Journal of Hydrology*. Vol. 402. no. 1-2, p. 1–13.
- van Genuchten, M. T. (1980). "A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils". *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 44. no. 5, p. 892–898.
- van Genuchten, M. T. (1987). "A numerical model for water and solute movement in and below the root zone". Research Report no. 121. Riverside, California: U.S. Salinity laboratory, USDA.
- Vandervaere, J.-P., Vauclin, M. et Elrick, D. E. (2000). "Transient Flow from Tension Infiltrimeters". *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 64. no. 4, p. 1272–1284.
- von der Heyden, C. J. (2004). "The hydrology and hydrogeology of dambos: a review". *Progress in physical geography*. Vol. 28. no. 4, p. 544–564.
- Wan, C., Yilmaz, I. et Sosebee, R. E. (2002). "Seasonal soil–water availability influences snakeweed root dynamics". *Journal of Arid Environments*. Vol. 51. no. 2, p. 255–264.
- Weiler, M. et McDonnell, J. J. (2004). "Virtual experiments: a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology". *Journal of Hydrology*. Vol. 285. no. 1-4, p. 3–18.
- Weiss, M., Baret, F., Smith, G. J., Jonckheere, I. et Coppin, P. (2004). "Review of methods for in situ leaf area index (LAI) determination: Part II. Estimation of LAI, errors and sampling". *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 121. no. 1-2, p. 37–53.
- White, W. N. (1932). "A Method of Estimating Ground-water Supplies Based on Discharge by Plants and Evaporation from Soil: Results of Investigations in Escalante Valley, Utah". USGS Numbered Series no. 659-A. U.S. Department of the Interior, Geological Survey.
- Xu, K., Daïan, J.-F. et Quenard, D. (1997). "Multiscale structures to describe porous media part I: theoretical background and invasion by fluids". *Transport in Porous Media*. Vol. 26. no. 1, p. 51–73.
- Xu, K., Daïan, J.-F. et Quenard, D. (1997). "Multiscale Structures to Describe Porous Media Part II: Transport Properties and Application to Test Materials". *Transport in Porous Media*. Vol. 26. no. 3, p. 319–338.

CHAPITRE 5

Modélisation des processus de subsurface et genèse des écoulements en rivière

Dans le chapitre précédent, nous avons analysé l'interaction entre la nappe profonde et la ripisylve dans l'hydrodynamique du versant de Nalohou. Ce chapitre laisse ouvert la question de la genèse des écoulements en rivière et de la modélisation des processus de subsurface. Différentes études ont montré l'origine de subsurface des eaux dans la genèse des écoulements en rivière dans les zones soudaniennes [de LAFFORGUE, 1982 ; CHEVALLIER et PLANCHON, 1993 ; MASIYANDIMA et al., 2003 ; GIERTZ et DIEKKRÜGER, 2003 ; GIERTZ et al., 2006 ; KAMAGATÉ et al., 2007 ; SÉGUIE et al., 2011b]. La genèse des écoulements en rivière est donc à rechercher dans la modélisation des processus de subsurface. Après un état des lieux de la modélisation des processus de subsurface réalisée avec le modèle Hydrus 2D dans le chapitre 4, nous analysons l'hydrodynamique du versant et plus particulièrement les processus de subsurface en introduisant dans la modélisation précédemment mise en place, les conditions de production d'écoulement de subsurface. Cette étude fait de nouveau appel à une expérience virtuelle réalisée grâce au modèle Hydrus 2D. Suite à la présentation des résultats, nous discutons des processus de genèse des écoulements en rivière, de la contribution des bas-fonds et des versants dans la genèse des écoulements en rivière, de la question des saturations de subsurface au sein du versant, de l'interaction entre les processus de subsurface et la dynamique profonde et finalement de la relation entre les processus de subsurface et l'évapotranspiration.

5.1. Introduction

Nous avons souligné précédemment l'interaction entre la nappe profonde et la ripisylve dans l'hydrodynamique du versant de Nalohou. Cependant avec les paramètres hydrodynamiques utilisés nous n'avons pas simulé d'exfiltration en bas de versant et donc pas d'alimentation de la rivière. Comme nous l'avons vu, les observations de géochimie montrent que les écoulements en rivière proviennent de ruissellement de subsurface. Il y a donc deux possibilités : soit il manque un élément dans notre simulation du versant pour produire ces écoulements en rivière, soit les versants fonctionnent effectivement comme cela et il existe donc, ailleurs dans le bassin, des versants différents qui produisent les écoulements en rivière. Certains auteurs soupçonnent les zones de bas-fond de jouer ce rôle. Les bas-fonds seraient donc alimentés par un deuxième type de versant qui produit des écoulements de subsurface. Étant donné que les bas-fonds représentent une surface très faible du bassin de l'Ara, même si toute la pluie qui tombe sur ces zones contribue entièrement aux écoulements en rivière, ils ne pourraient pas produire un volume suffisant par rapport à celui qui est mesuré à l'exutoire. Dans ce chapitre, nous allons donc tenter de simuler des écoulements de subsurface produisant des exfiltrations en rivière, dont le volume et la dynamique sont comparables à ceux observés, ceci en modifiant légèrement les paramètres hydrodynamiques de notre versant d'étude.

5.1.1. État des lieux de la modélisation des processus de subsurface

Dans cet état des lieux, la dynamique de subsurface du versant de Nalohou est analysée d'une part grâce aux observations et d'autre part en comparant observations et simulations réalisées dans le chapitre précédent avec le modèle numérique Hydrus 2D.

Les observations de teneur en eau à 1 m de profondeur montrent peu de fluctuations temporelles de janvier à juillet avec des valeurs comprises entre 0,13 et 0,15 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. En saison des pluies, ces teneurs en eau observées sont supérieures à 0,20 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ avec des fluctuations temporelles marquées. Les teneurs en eau de bas de versant diffèrent dans le comportement par rapport aux teneurs en eau de milieu et de haut de versant, avec une dynamique plus lisse. Pour le haut et le milieu de versant, les teneurs en eau de saison humide montrent des brusques variations de l'ordre de 0,10 à 0,15 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ en un jour, puis une baisse tout aussi rapide. Si l'on compare les teneurs en eau à 1 m de profondeur avec des mesures piézométriques de subsurface (fond du piézomètre à 2 m de profondeur), on observe que les dynamiques de la nappe de subsurface et de la teneur en eau sont liées (figures 5.1, 5.2 et 5.3) : les pics de teneurs en eau apparaissent en fonction de la profondeur de la nappe.

Durant la saison sèche, la nappe de subsurface est inexistante. Les valeurs piézométriques indiquent la profondeur des piézomètres. Le tireté horizontal se lit sur les deux échelles. À gauche, il correspond à la teneur en eau à saturation du sol, à droite, il correspond à la profondeur de la mesure de teneur en eau. Ce tireté permet de visualiser quels sont les jours de l'année pour lesquels la profondeur de nappe de subsurface est inférieure à 1 m (cercles) et donc la teneur en eau est à saturation. Cette relation est visible en bas de versant (figure 5.3). Lorsque la nappe de subsurface est à une profondeur inférieure à 1 m, la teneur en eau est relativement stable autour de 0,28 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ puis diminue lorsque la nappe se retire. Concernant le haut de versant (figure 5.1), cette relation est partiellement vérifiée. Début septembre 2006, la nappe est mesurée autour de 0,90 m, la teneur en eau garde une valeur quasiment constante légèrement inférieure à 0,35 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ durant quelques jours. Ceci se répète au milieu et à la fin du mois de septembre avec une constante dans la teneur en eau atteinte. Par contre,

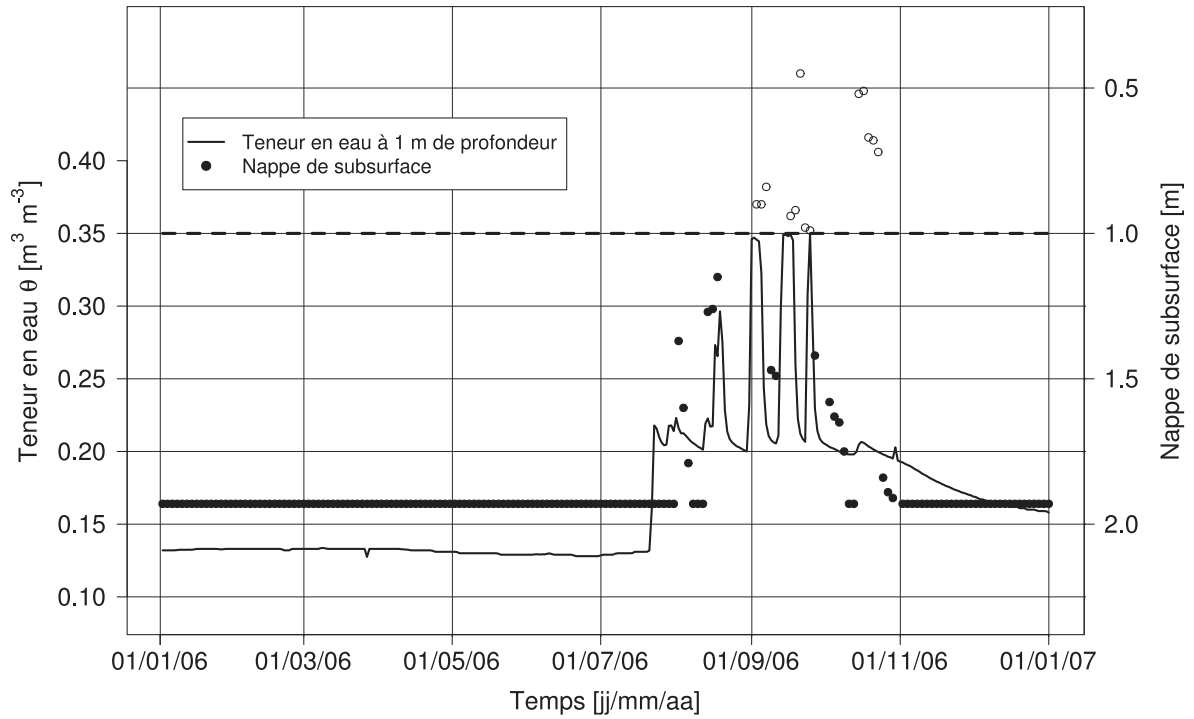


FIGURE 5.1 – Teneur en eau à 1 m de profondeur et nappe de subsurface observées en haut de versant. La profondeur de la nappe de subsurface est représentée par un cercle lorsqu'elle est inférieure à 1 m.

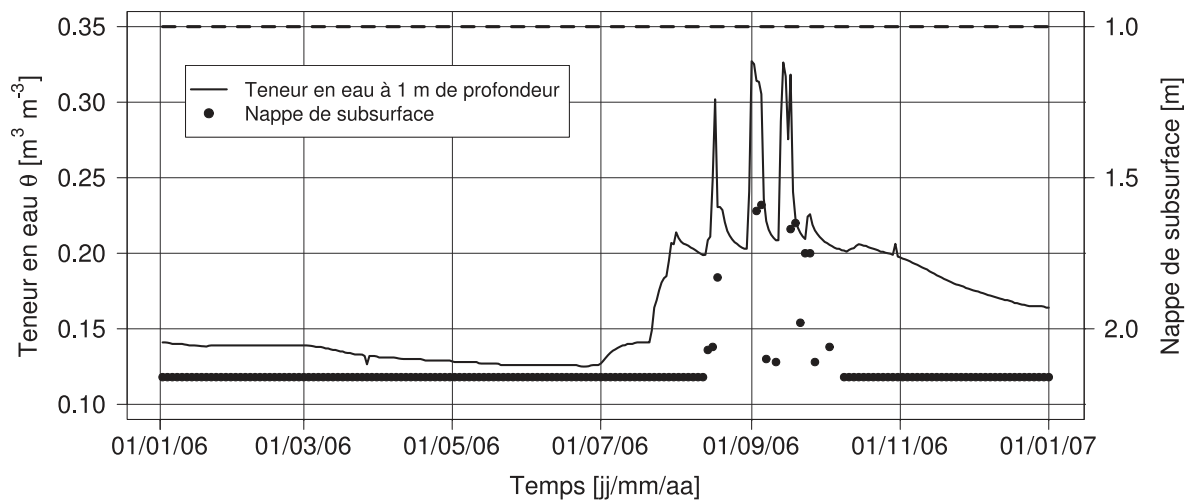


FIGURE 5.2 – Teneur en eau à 1 m de profondeur et nappe de subsurface observées en milieu de versant.

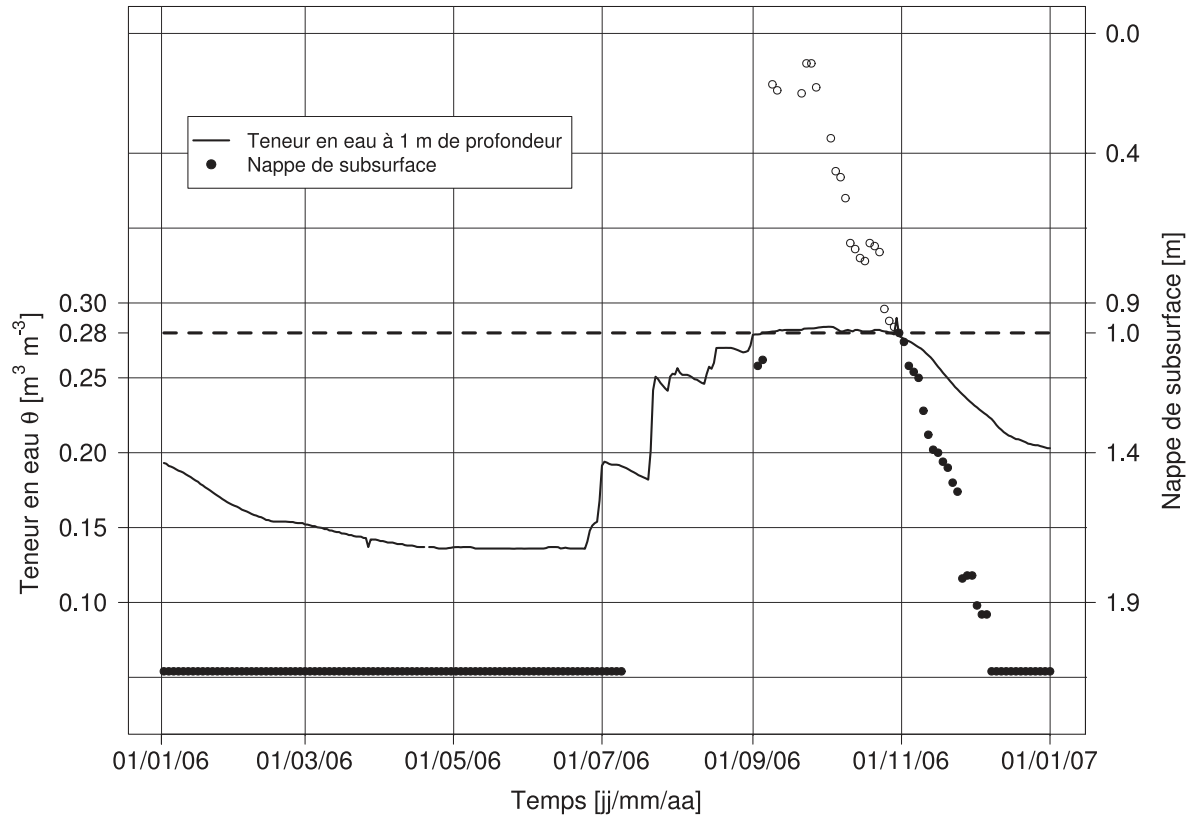


FIGURE 5.3 – Teneur en eau à 1 m de profondeur et nappe de subsurface observées en bas de versant. La profondeur de la nappe de subsurface est représentée par un cercle lorsqu'elle est inférieure à 1 m.

cette relation est mise en défaut sur d'autres périodes. La plus faible profondeur de nappe mesurée (0,45 m le 20 septembre) n'est pas associée à une valeur de teneur en eau forte. De même, du 14 au 22 octobre, les mesures indiquent une nappe de subsurface alors que les teneurs en eau associées sont autour de $0,20 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Pour le milieu de versant, la profondeur de nappe de subsurface n'atteint pas 1 m. La saturation n'est pas atteinte et les maxima locaux de pics de teneurs en eau sont différents. Cependant, on observe que les fluctuations de la nappe sont synchrones avec les variations brusques de teneurs en eau.

On observe une relation temporelle entre les pics de teneur en eau et la profondeur de la nappe de subsurface mais il n'existe pas de relation simple entre ces variables. Cette absence de relation peut être expliquée par des erreurs de mesures. Trois remarques peuvent être déduites de la comparaison de ces variables : (i) les valeurs maximales plafonnées de teneur en eau en haut ($0,35 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) et bas de versant ($0,28 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) correspondent à la teneur en eau à saturation de ces sols¹ ; (ii) lorsque la teneur en eau du sol à 1 m est inférieure à $0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, il n'y a pas de nappe de subsurface ; (iii) à 1 m de profondeur, le bas de versant est saturé pendant près de 2 mois avec une nappe qui atteint presque la surface du sol (10 cm) alors que la saturation à 1 m de profondeur est ponctuelle sur le versant (quelques jours).

1. La teneur en eau à saturation θ_s prescrite pour la couche 2 du modèle est égale à $0,35 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (tableau 2 du chapitre 4). Cette valeur de saturation a été choisie suite à cette analyse.

Nous analysons maintenant la dynamique de subsurface en comparant les mesures aux simulations. Pour cela, nous ajoutons les mesures et les simulations de teneur en eau en haut de versant, variables non illustrées dans le chapitre 4. La figure 5.4 montre les teneurs en eau mesurées et simulées à 1 m de profondeur en haut, milieu et bas de versant, pour la simulation de référence, année 2006.

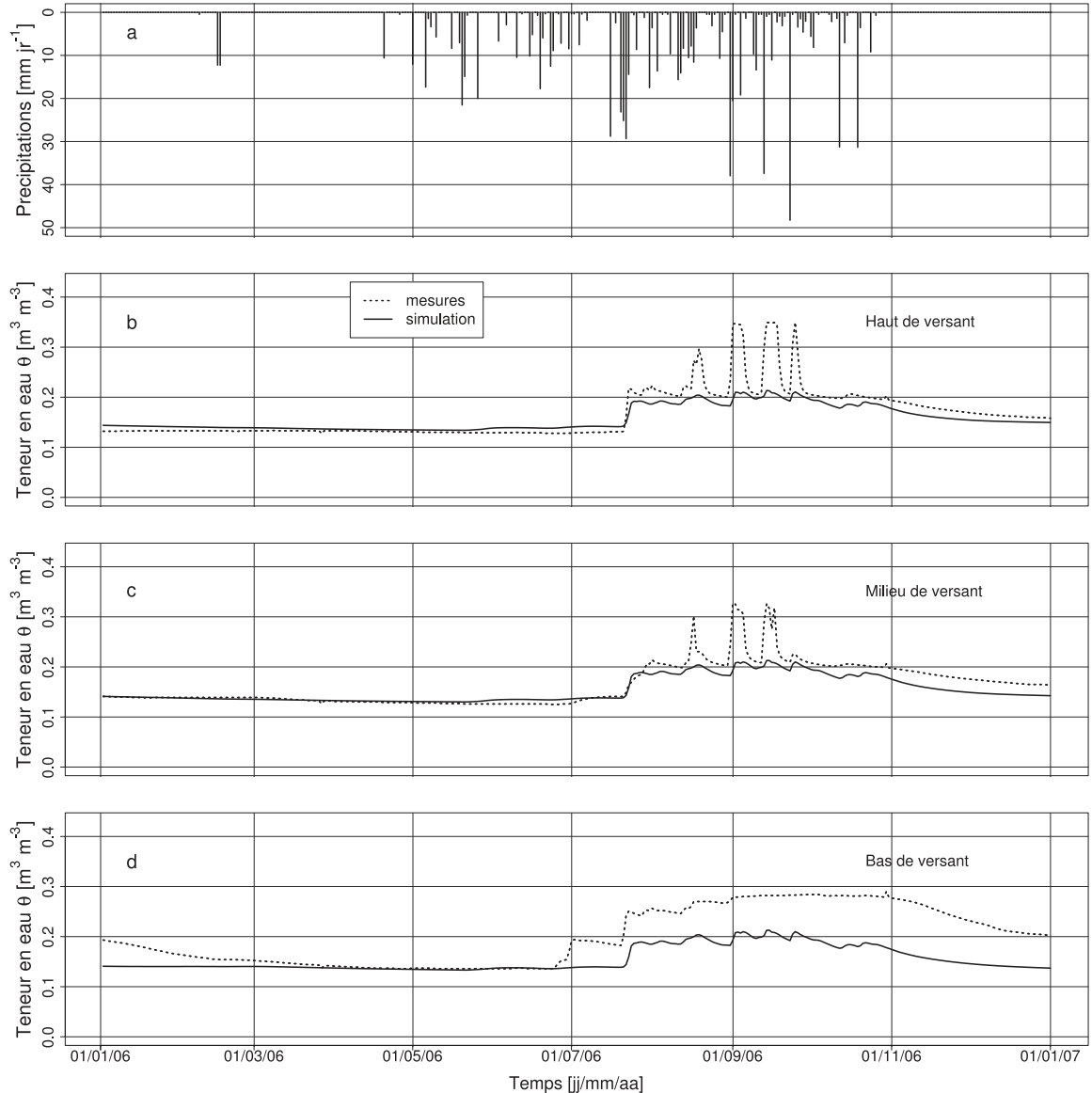


FIGURE 5.4 – Précipitations mesurées (a) et teneurs en eau mesurées et simulées à 1 m de profondeur en haut (b), milieu (c) et bas (d) de versant, pour la simulation de référence, année 2006.

La comparaison des teneurs en eau simulées avec les teneurs en eau mesurées montre que la dynamique annuelle est reproduite. Par contre, en saison humide, la qualité des simulations est moindre. Les teneurs en eau en bas de versant sont sous-estimées. En milieu et haut de versant, l'amplitude des variations brusques de teneur en eau n'est pas reproduite par le modèle malgré le fait que des fluctuations soient synchrones avec les valeurs observées. Aucune saturation n'a été simulée en subsurface et les fluctuations brutales de teneur en eau non plus. Si ce sont les processus de subsurface qui sont à l'origine des écoulements en rivière, les absences de pics de teneurs en eau en

subsurface et de nappe de subsurface dans la simulation pourraient expliquer l'absence d'exfiltration. C'est l'hypothèse que nous avons faite dans cette étude.

5.1.2. Objectif

Deux conditions permettent l'apparition d'écoulement de subsurface [MUSY et HIGY, 2004] :

- la décroissance de la conductivité hydraulique à saturation avec la profondeur
- une conductivité hydraulique latérale nettement supérieure à la conductivité verticale

La décroissance de la conductivité hydraulique à saturation est une des hypothèses du modèle TopMODEL. Dans le cas de nTopAMMA, le profil de décroissance est exponentiel et le taux de décroissance est un paramètre du modèle. L'anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation des sols a été introduite dans TopAMMA [LE LAY et al., 2008] et est présente dans le modèle nTopAMMA. GIERTZ et al. [2006] emploient aussi une anisotropie de la conductivité hydraulique pour la modélisation de l'hydrodynamique d'un versant du bassin d'Aguima.

Émettant l'hypothèse que les écoulements en rivière sont générés dans le versant par écoulement de subsurface, l'objectif du chapitre est d'analyser l'hydrodynamique du versant et plus particulièrement les processus de subsurface, en introduisant dans la modélisation précédemment mise en place les conditions de production d'écoulement de subsurface.

5.2. Méthode

5.2.1. Expérience virtuelle

Nous avons mis en place une expérience virtuelle, méthode proposée par WEILER et McDONNELL [2004]. Cette méthode a déjà été utilisée dans le chapitre précédent et nous rappelons ici ses grandes lignes. L'expérience virtuelle est définie comme expérience numérique impliquant un modèle et qui est guidée par la compréhension collective de terrain. Cette expérience se base sur une modélisation raisonnable de la dynamique du versant étudié sans que ne soit recherché une reproduction complète de la complexité du système réel. De cette modélisation initiale, plusieurs configurations sont testées pour analyser leur impact sur le versant. Cela permet de tester des configurations que l'expérimentation de terrain ne permet pas, comme l'absence d'une nappe profonde dans le chapitre précédent. L'un des objectifs de l'expérience virtuelle est d'établir ou de renforcer le dialogue entre modélisateurs et expérimentateurs.

Nous avons utilisé le modèle Hydrus 2D et la simulation de référence du chapitre précédent comme matériau de base de l'expérience virtuelle présentée ici. À cette simulation de référence, nous avons introduit une quatrième couche de sol situé entre 0,5 et 1 m de profondeur dans le but de reproduire une diminution de la conductivité hydraulique avec la profondeur. Cette nouvelle couche de sol (couche de subsurface, couche 1 bis) possède les mêmes caractéristiques que la couche de surface (couche 1) excepté pour la conductivité hydraulique à saturation. Dans l'expérience virtuelle, nous avons modifié la conductivité hydraulique à saturation des couches de surface et de subsurface. Il ne s'agit pas d'une décroissance continue du K_s avec la profondeur mais d'une diminution discontinue entre la conductivité hydraulique à saturation verticale de la couche 1 $K_{s1,V}$ et la conductivité hydraulique à saturation de la couche 1 bis (isotrope) K_{s1bis} . Nous parlerons de rupture de conductivité

entre couches de surface et de subsurface : $\frac{K_{s1,V}}{K_{s1bis}}$. Une conductivité hydraulique latérale nettement supérieure à la conductivité verticale peut être modélisée par l'introduction d'une anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation ou l'introduction d'une macroporosité préférentiellement orientée latéralement. Puisque l'anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation des sols a été introduite dans TopAMMA par LE LAY et al. [2008] et que l'introduction de l'anisotropie est possible dans le modèle Hydrus, grâce à la modification de la matrice K^A , nous avons choisi cette solution. Nous reviendrons sur la pertinence de ce choix dans la sous-section 5.5.1. Cette anisotropie est introduite uniquement dans la couche de surface : $\frac{K_{s1,V}}{K_{s1,H}}$.

Pour favoriser l'apparition d'écoulement de subsurface, nous avons choisi une rupture de conductivité hydraulique importante tout en restant dans un rapport réaliste. Nous avons défini deux rapports de conductivité hydraulique à saturation : 1 et 10^3 . LE LAY et al. [2008] introduisent une anisotropie de K_s dans la modélisation TopAMMA dans le but de prendre en compte les chemins préférentiels. Ils proposent $\frac{K_{sV}}{K_{sH}} = 10^{-2}$ comme valeur d'anisotropie¹. Nous avons réalisé des mesures de terrain qui nous permettent de donner un premier aperçu de l'anisotropie de la conductivité hydraulique sur le bassin de l'Ouémé supérieur². Nos mesures ne montrent pas d'anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation pour les sols de surface et de subsurface. Cependant, ce type d'instrument, le perméamètre de laboratoire, présente une forte dispersion intrinsèque des mesures (sous-section 7.3.1.1), dispersion qui pourrait masquer l'existence d'une anisotropie. Nous avons défini, dans l'expérience virtuelle, deux rapports d'anisotropie : 1 et 10^{-2} .

Le tableau 5.1 synthétise les valeurs de conductivités hydrauliques de cette expérience virtuelle. Il existe différentes combinaisons possibles permettant de produire une rupture de conductivité hydraulique et une anisotropie de conductivité hydraulique donnée. Nous n'avons pas suivi de règle particulière hormis le fait d'affecter des valeurs de conductivités réalistes pour les plus grands rapports.

Tableau 5.1 – Conductivités hydrauliques à saturation utilisées dans l'expérience virtuelle, présentées par triplets : $K_{s1,H}$; $K_{s1,V}$; K_{s1bis} . $K_{s1,H}$: conductivité hydraulique à saturation de la couche 1 dans la direction horizontale, $K_{s1,V}$: conductivité hydraulique à saturation de la couche 1 dans la direction verticale, K_{s1bis} : conductivité hydraulique à saturation de la couche 1 bis (isotrope).

	Conductivité K_{s1} isotrope $K_{s1,V}/K_{s1,H} = 1$	Conductivité K_{s1} anisotrope $K_{s1,V}/K_{s1,H} = 10^{-2}$
	Simulation de référence	Simulation 1
Continuité de K_s $\frac{K_{s1,V}}{K_{s1bis}} = 1$	5,2.10 ⁻⁵ ; 5, 2.10 ⁻⁵ ; 5, 2.10 ⁻⁵	5,2.10 ⁻³ ; 5, 2.10 ⁻⁵ ; 5, 2.10 ⁻⁵
	Simulation 2	Simulation 3
Rupture de K_s $\frac{K_{s1,V}}{K_{s1bis}} = 10^3$	5,2.10 ⁻⁵ ; 5, 2.10 ⁻⁵ ; 5, 2.10 ⁻⁸	5,2.10 ⁻³ ; 5, 2.10 ⁻⁵ ; 5, 2.10 ⁻⁸

1. GIERTZ et al. [2006] introduisent une anisotropie de K_s dans la modélisation SIMULAT-H dans le but de prendre en compte les macropores. Ils proposent une valeur d'anisotropie de : $\frac{K_{sV}}{K_{sH}} = 10^1$. Malgré le fait que les études de GIERTZ et al. [2006] et LE LAY et al. [2008] se situent sur des zones relativement proches (Nord-Bénin), les rapports d'anisotropie sont inversés. Cela semble paradoxal. Nous avons réalisé des simulations avec le rapport utilisé par GIERTZ et al. [2006]. Les résultats ne sont pas présentés ici. Ils sont proches de ceux obtenus dans le cas d'une conductivité hydraulique isotrope de la couche de surface (simulation de référence et simulation 2).

2. Les résultats de ces mesures sont présentés dans la sous-section 3.2.3.2.

Dans le cas où la rupture de conductivité est égale à 10^3 , la conductivité hydraulique de la couche de subsurface est faible ($5,2 \cdot 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$), comparable à celle d'une argile. Ceci réduit la vitesse de transfert de l'eau dans cette couche. Or en bas de versant, cette couche possède un prélèvement d'eau par le système racinaire des arbres. Ainsi, le prélèvement racinaire assèche la zone sans qu'un apport d'eau puisse le compenser. Cette situation produisant des divergences numériques, nous avons enlevé tout système racinaire de la couche de subsurface (couche 1 bis). La distribution spatiale de $b'(x, z)$ étant modifiée, la transpiration du versant l'est aussi. Il n'est donc pas judicieux de comparer directement les bilans de masse des simulations de cette expérience virtuelle à ceux simulés dans le chapitre précédent.

5.2.2. Définition de la saturation en subsurface

La saturation peut être définie soit par la teneur en eau θ , soit par le potentiel matriciel h . Nous définissons le potentiel matriciel tel que :

$$h = \frac{P_{eau} - P_{air}}{\rho g} \quad (5.1)$$

avec P_{eau} la pression de l'eau, P_{air} la pression de l'air, ρ la masse volumique de l'eau et g l'accélération de la gravité.

Concernant la teneur en eau, il est possible de considérer que la saturation est atteinte lorsque la teneur en eau est égale à la teneur en eau à saturation. On parlera de quasi-saturation lorsque la teneur en eau est supérieure à 80 % de la teneur en eau à saturation. Néanmoins définir la saturation par une teneur en eau égale à la teneur en eau à saturation ne semble pas tout à fait satisfaisant. La frange capillaire est ici définie comme ayant une teneur en eau à saturation et un potentiel matriciel négatif. C'est bien le confinement de l'eau dans le milieu poreux qui permet d'atteindre la teneur en eau à saturation malgré un potentiel matriciel négatif. Si l'on place un piézomètre de diamètre centimétrique dans la frange capillaire, l'effet capillaire devient négligeable, la saturation disparaît. Or, les nappes de subsurface sont mesurées par des piézomètres. Le niveau piézométrique indique donc la profondeur à laquelle le potentiel matriciel est nul. Ainsi définir la saturation par un potentiel matriciel positif permet de s'affranchir des effets de la frange capillaire. De plus, lorsque le potentiel matriciel est positif, la teneur en eau est à saturation. Nous définissons pour la suite la saturation comme étant une zone pour laquelle le potentiel matriciel est positif.

5.2.3. Méthode de comparaison des exfiltrations simulées et des débits mesurés

Le but de cette expérience virtuelle est d'analyser les exfiltrations simulées. Nous ne possédons pas de mesures d'exfiltration en bas du versant étudié. Nous avons utilisé le débit mesuré à l'exutoire du bassin versant de l'Ara. Comparer l'exfiltration du versant étudié aux débits mesurés à l'exutoire du bassin versant de l'Ara consiste à considérer qu'il n'y a pas de temps de transfert des écoulements en rivière. Cette hypothèse est acceptable car le bassin possède une faible superficie (12 km^2) et que les débits sont analysés à l'échelle journalière. Cette comparaison signifie aussi que les écoulements du bassin versant de l'Ara sont assimilés aux exfiltrations du versant étudié n'ayant plus une largeur

unitaire mais une largeur de 21,6 km¹. Cette hypothèse est discutée dans la suite. Pour effectuer cette comparaison, nous avons choisi la notion de débit spécifique exprimé en millimètre par jour. Les débits observés et simulés sont directement comparables aux autres flux étudiés (précipitations, évaporation, transpiration). Le débit de l'Ara est divisé par la superficie du bassin de l'Ara (12 km²) ; le flux d'exfiltration du versant (flux volumique par unité de largeur du modèle [L².T⁻¹]) est divisé par la longueur du versant (554 m).

5.3. Résultats

5.3.1. Bilans de masse simulés à l'échelle annuelle

Les résultats de l'expérience virtuelle sont analysés à l'échelle annuelle (tableau 5.2). Tout d'abord, il est à noter que le ruissellement simulé, cumulé sur l'année 2006 est bien inférieur à 1 mm, pour les quatre simulations. Le ruissellement est donc un processus quasiment inexistant dans ces simulations². Ensuite, seule la simulation 3 produit des débits qui représentent 5% des précipitations annuelles. L'évaporation annuelle est relativement constante pour les quatre simulations de l'expérience virtuelle autour de 33 % des précipitations annuelles. La transpiration représente 80 % des précipitations annuelles dans le cas d'une conductivité hydraulique continue en subsurface alors qu'elle représente environ 75 % dans le cas d'une rupture de K_s en subsurface. La variation annuelle du stock d'eau du versant est négative, égale à -12 % environ pour la simulation de référence et les simulations 1 et 3 alors que cette variation représente seulement -7 % pour la simulation 2. Ainsi il apparaît de cette expérience virtuelle que la rupture de conductivité hydraulique et l'anisotropie de la couche de surface sont nécessaires à la production d'exfiltration en bas de versant. La rupture de conductivité hydraulique en subsurface modifie le bilan hydrologique simulé : diminution d'environ 5 % de la transpiration au profit d'une augmentation du stock d'eau dans le cas où K_{s1} est isotrope et au profit de l'exfiltration dans le cas où K_{s1} est anisotrope.

Tableau 5.2 – Synthèse des flux sortants annuels pour les simulations composant l'expérience virtuelle.

	Conductivité K_{s1} isotrope $K_{s1,V}/K_{s1,H} = 1$			Conductivité K_{s1} anisotrope $K_{s1,V}/K_{s1,H} = 10^{-2}$			
		Valeur annuelle	% précip. annuelles		Valeur annuelle	% précip. annuelles	
	Simulation de référence			Simulation 1			
$\frac{K_{s1,V}}{K_{s1bis}} = 1$	Continuité	Évaporation	281 mm	33 %	Évaporation	278 mm	33 %
	de K_s	Transpiration	677 mm	80 %	Transpiration	679 mm	80 %
		Exfiltration	ϵ	0 %	Exfiltration	ϵ	0 %
		Var. du stock	-107 mm	-13 %	Var. du stock	-106 mm	-12 %
	Simulation 2			Simulation 3			
$\frac{K_{s1,V}}{K_{s1bis}} = 10^3$	Rupture	Évaporation	281 mm	33 %	Évaporation	274 mm	32 %
	de K_s	Transpiration	632 mm	74 %	Transpiration	634 mm	75 %
		Exfiltration	ϵ	0 %	Exfiltration	42 mm	5 %
		Var. du stock	-62 mm	-7 %	Var. du stock	-100 mm	-12 %

1. 21,6 km \times 0,554 km = 12 km². La longueur du drain principal de l'Ara (figure 3.2) mesure environ 6 km. Le cours d'eau étant alimenté par les versants de part et d'autre, il faut doubler cette longueur. La différence entre 21,6 km et 12 km s'explique par le fait que le versant étudié est court comparé aux autres versants du bassin (figure 3.2).

2. Il en est de même pour les simulations du chapitre 4.

5.3.2. Processus simulés à l'échelle intra-saisonnière

Seules les simulations 2 et 3 produisent des saturations en subsurface. Pour la simulation 2, les saturations apparaissent aux Jour Julien (JJ) 255, 265, 266 et 267. Au JJ 265 (22 septembre 2006), la saturation est quasiment continue du haut en bas du versant alors que les trois autres jours, il s'agit de zones de saturation localisées en bas et parfois au milieu du versant.

Puisque seule la simulation 3 produit des exfiltrations, nous nous focalisons sur celle-ci pour la suite. Pour cette simulation, la saturation apparaît du 12 août au 29 octobre. Durant cette période, la subsurface du bas de versant est saturée. Le milieu de versant est saturé 5 jours entre le 12 et le 24 septembre. Le 22 septembre, jour où la saturation de subsurface est maximale, le potentiel matriciel est positif en bas de versant, à deux emplacements en milieu de versant associés à des pentes localement nulles (260 et 300 m de la rivière) et deux autres emplacements plus hauts dans le versant (figure 5.5). La figure 5.6 représente la teneur en eau du versant au JJ 265 (22 septembre). La couche profonde ayant une teneur en eau à saturation de $0,25 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, la surface blanche en bas du modèle représente la saturation (la nappe profonde). Concernant la subsurface, la teneur en eau à saturation étant plus forte ($0,35 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$), la couleur blanche ne représente plus la saturation. Les teneurs en eau à 80 % de la saturation (bleu clair) et 90 % (bleu foncé) montrent que pour le 22 septembre, la subsurface est quasiment saturée sur tout le versant.

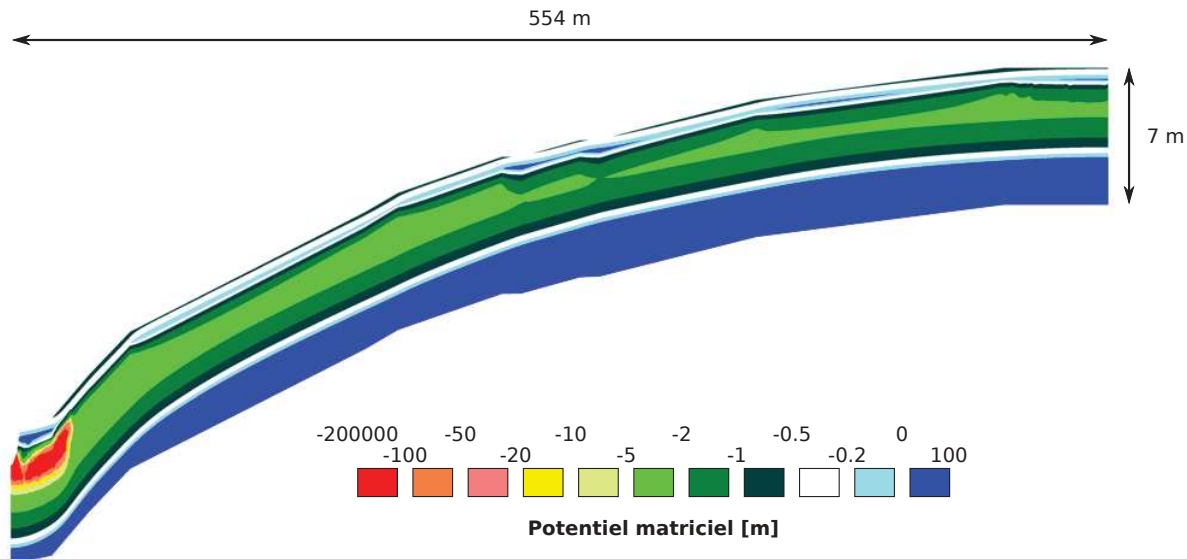


FIGURE 5.5 – Potentiel matriciel simulé (simulation 3) pour le JJ 265 (22 septembre 2006). Les zones pour lesquelles le potentiel matriciel est positif (saturation) sont représentées en bleu foncé. Étirement vertical : 10.

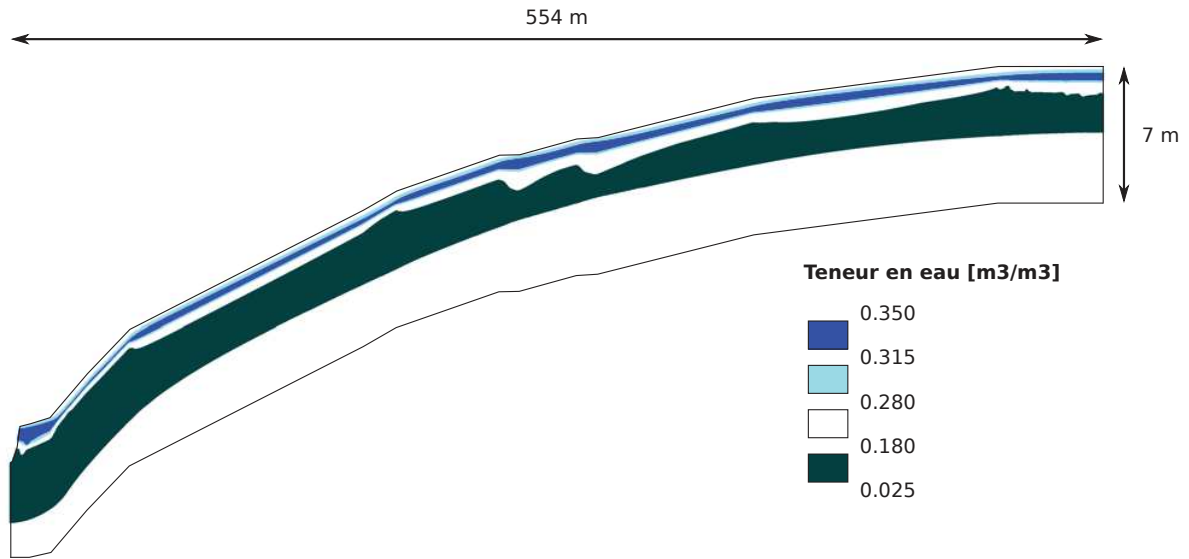


FIGURE 5.6 – Teneur en eau simulée (simulation 3) pour le JJ 265 (22 septembre 2006). La subsurface présente des saturations supérieures à 80 % ($0,28 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$) et 90 % ($0,315 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$) de la teneur en eau à saturation ($0,35 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$). Étiréement vertical : 10.

La figure 5.7 montre la chronique d'exfiltration simulée (considérée comme une chronique de débits simulés) par le modèle (simulation 3) et la chronique de débits observés à l'exutoire de l'Ara. Nous avons fait un zoom sur les valeurs faibles afin d'analyser la dynamique de production des débits. Des débits sont simulés à partir du 12 août jusqu'au 2 novembre. Les débits observés du 18 juin au 12 août ne sont donc pas simulés par le modèle. Du 12 août au 1^{er} septembre, les débits simulés sont inférieurs aux débits observés bien que la dynamique soit reproduite. Du 1^{er} septembre au 2 novembre, les débits et leur dynamique sont correctement simulés par le modèle. Les pics de débits sont systématiquement sous-estimés.

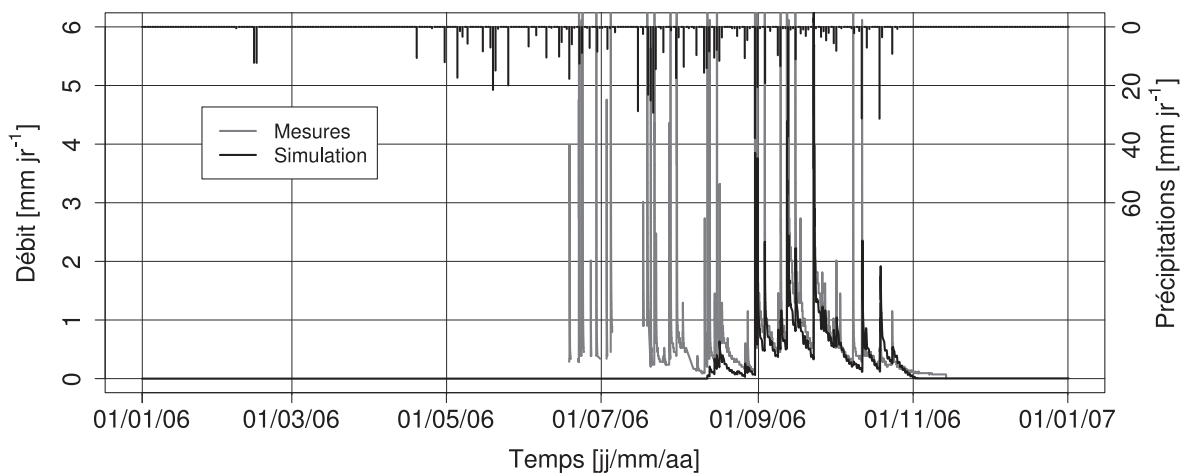


FIGURE 5.7 – Précipitations mesurées et débits simulés (simulation 3) et observés pour l'année 2006.

La figure 5.8 représente les précipitations mesurées, les teneurs en eau simulées et mesurées à 0,2 m, à 1 m et la profondeur de nappe pérenne en bas et milieu de versant pour l'année 2006

(simulation 3). L'hydrodynamique simulée du versant est globalement de moins bonne qualité que celle de la simulation de référence (figure 5 du chapitre 4). La teneur en eau simulée à 0,2 m est plus forte en saison humide. Les teneurs en eau à 1 m de profondeur sont sous-estimées toute l'année et les fluctuations rapides de leur dynamique sont absentes. Les fluctuations annuelles de la nappe profonde sont faibles voire inexistantes. En milieu de versant (figure 5.8d'), l'amplitude annuelle de la nappe n'est pas correctement simulée.

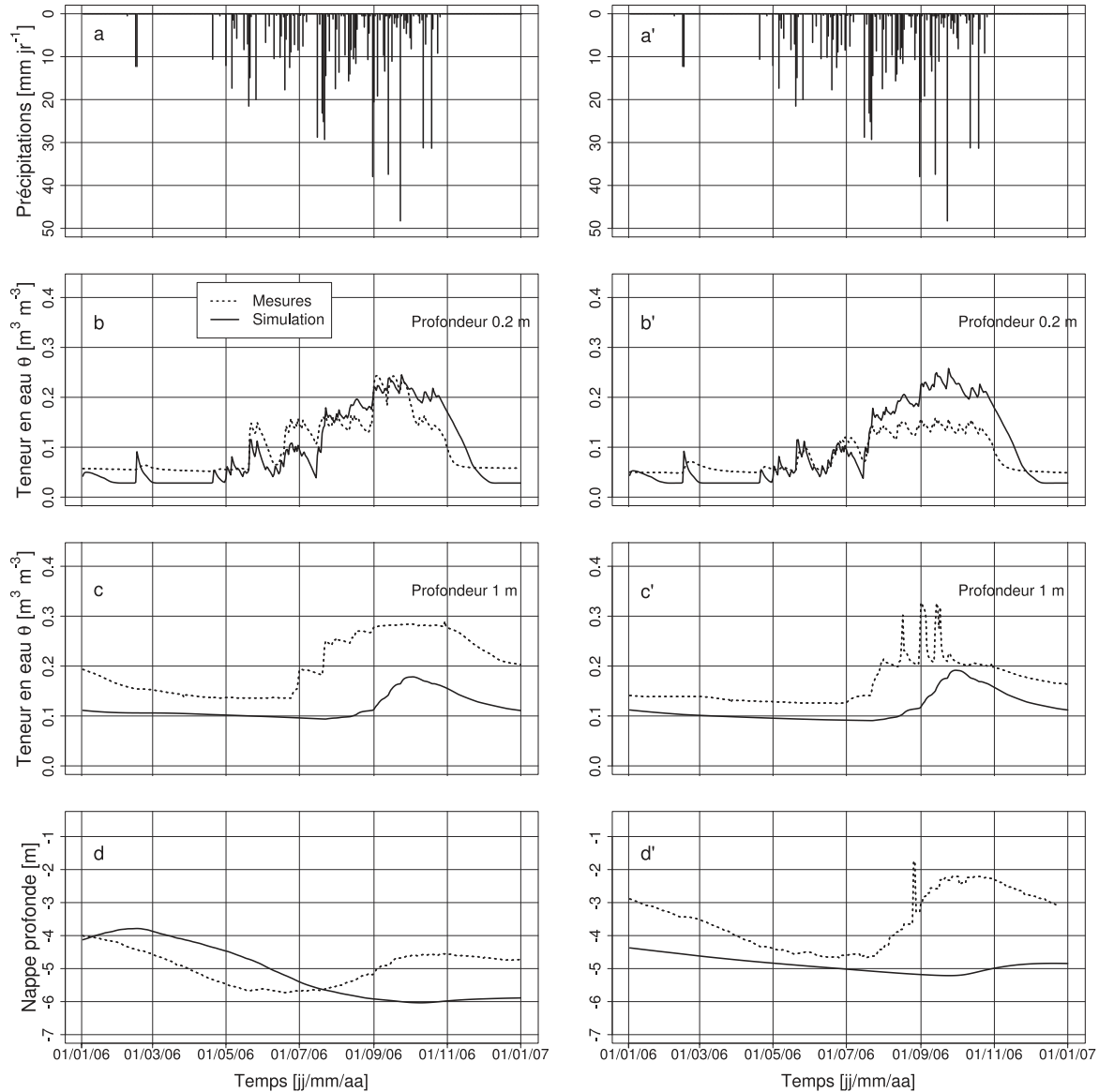


FIGURE 5.8 – Variable de forçages (précipitations) et variables d'état du modèle pour la simulation 3. Sur la gauche, les variables en bas de versant ; sur la droite, les variables au milieu de versant. (a,a') précipitations mesurées (identiques) ; (b,b') teneurs en eau mesurées et simulées à 0,2 m de profondeur ; (c,c') teneurs en eau mesurées et simulées à 1 m de profondeur ; (d,d') profondeurs mesurées et simulées de la nappe profonde.

L'évapotranspiration simulée en 2006 pour la simulation 3 (figure 5.9) possède des caractéristiques similaires à celle simulée pour la simulation de référence du chapitre précédent (figure 6) mais le modèle ne simule pas correctement la décroissance de l'évapotranspiration en fin de saison des pluies :

l'évapotranspiration simulée reste proche de l'évapotranspiration de référence durant le mois de novembre 2006 alors que les mesures montrent une décroissance de l'évapotranspiration réelle durant ce même mois. La période pour laquelle l'évapotranspiration simulée est proche de l'évapotranspiration de référence s'étend du milieu du mois de juin au milieu du mois de novembre.

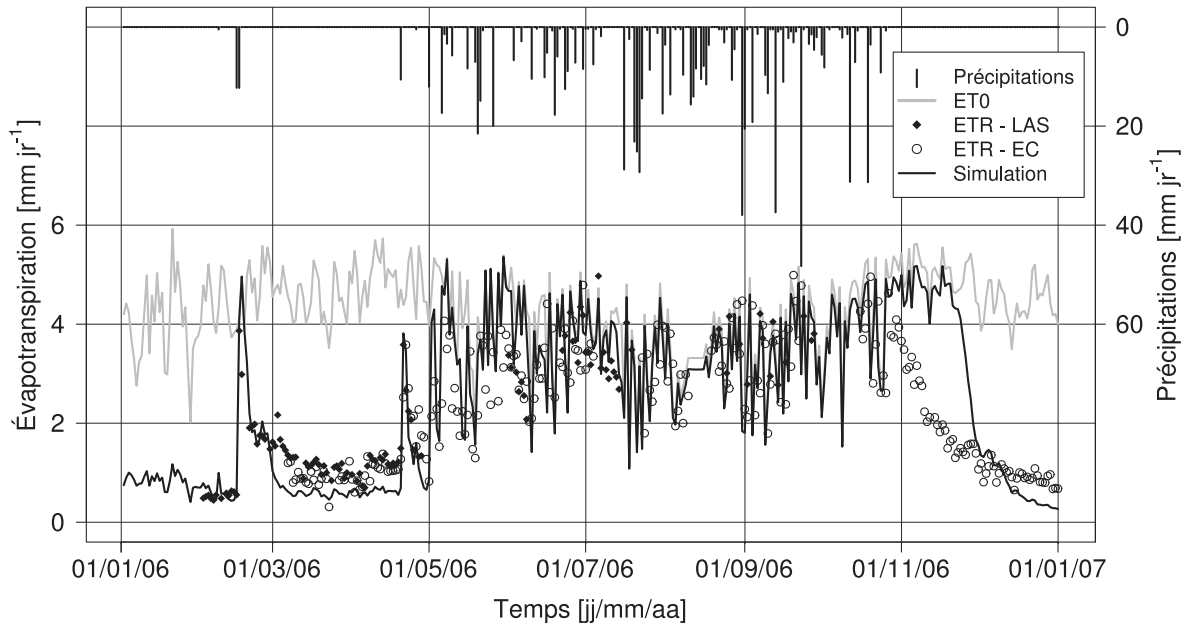


FIGURE 5.9 – Évapotranspirations mesurée et simulée (simulation 3) en 2006. L'évapotranspiration réelle est mesurée par LAS (ETR-LAS) et EC (ETR-EC).

Nous avons simulé l'année 2007 avec la configuration de la simulation 3 afin d'évaluer la robustesse des exfiltrations simulées pour l'année 2006 sur une année plus pluvieuse. La figure 5.10 représente les débits simulés et observés pour l'année 2007. Les débits sont correctement simulés à partir du mois d'août 2007. Les événements d'écoulements en rivière isolés d'avril et de juillet 2007 ne sont pas simulés par le modèle. Malgré des débits significativement différents pour les deux années simulées, le modèle reproduit correctement les débits observés.

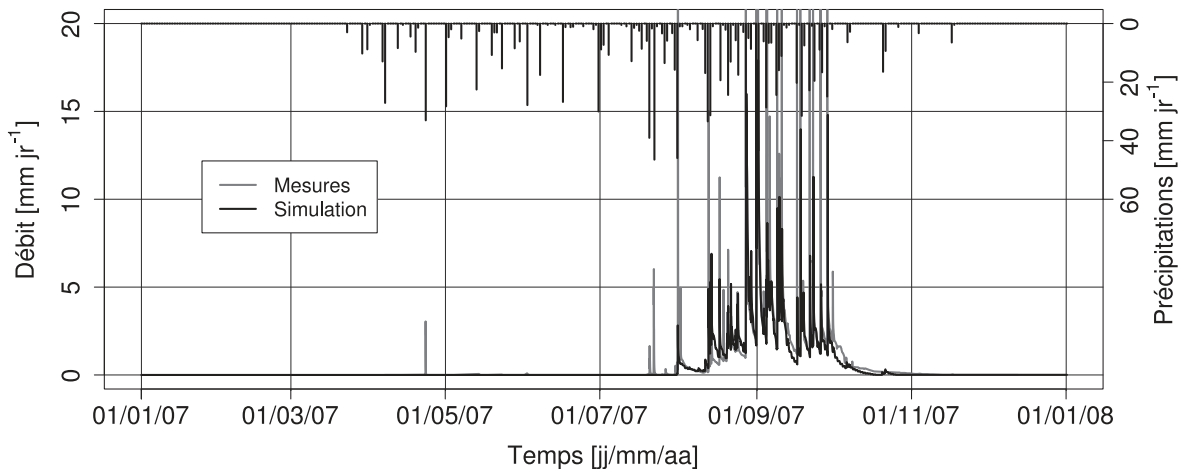


FIGURE 5.10 – Précipitations mesurées et débits simulés (simulation 3) et observés pour l'année 2007.

5.4. Discussion

5.4.1. Processus de subsurface et genèse des écoulements en rivière

Pour la simulation 3, la nappe profonde est déconnectée de la rivière (voir la figure 5.5 pour le 22 septembre 2006 et la figure 5.8d pour la profondeur de nappe sur l'ensemble de l'année 2006). Les modifications réalisées dans l'expérience virtuelle (anisotropie de la conductivité hydraulique et rupture de conductivité hydraulique) sont uniquement localisées en surface et subsurface. Ces modifications permettent de produire des exfiltrations issues de processus de subsurface. La chronique de débit simulée en 2006 pour la simulation 3 possède de nombreuses caractéristiques des débits observés. Cela permet de confirmer la capacité du modèle Hydrus à simuler la genèse des écoulements en rivière d'origine subsurface. La contribution majeure des eaux de subsurface dans la genèse des écoulements en rivière de cette région a été mise en évidence par différentes études [GIERTZ et DIEKKRÜGER, 2003; GIERTZ et al., 2006; KAMAGATÉ et al., 2007; SÉGUI et al., 2011b]. La présente étude simule ce mécanisme par une modélisation numérique de l'hydrodynamique de versant.

La nappe de subsurface de bas de versant est observée sans interruption du 3 septembre au 5 décembre 2006 (figure 5.3). Cette nappe est sans doute présente avant le 3 septembre mais nous n'avons pas d'observations disponibles entre le 7 juillet et 3 septembre 2006. Cette nappe observée de façon continue est donc en cohérence avec la saturation de subsurface simulée sans interruption à proximité du cours d'eau du 12 août au 29 octobre 2006 (illustration au 22 septembre sur la figure 5.5). Néanmoins, l'extension verticale de la nappe de subsurface simulée en bas de versant n'atteint pas celle de la nappe observée qui est au minimum de 2 m (figure 5.3).

La saturation de subsurface simulée est principalement localisée à proximité du cours d'eau. Elle n'apparaît que cinq jours aux autres positions sur le versant et n'est jamais continue sur tout le versant. Si on compare maintenant ces simulations aux mesures, la nappe de subsurface en milieu de versant est observée 51 jours consécutifs; en haut de versant, elle est observée 77 jours répartis sur trois périodes. Malgré quelques saturations ponctuelles, le modèle ne reproduit pas ces nappes de subsurface observées en milieu et haut de versant. Les débits simulés ne sont donc pas produits par une nappe de subsurface continue sur tout le versant (au sens d'un potentiel matriciel positif). De plus, aucune des simulations de l'expérience virtuelle ne produit les pics de teneur en eau à 1 m de profondeur (figure 5.8c' pour la simulation 3). Contrairement à l'hypothèse émise au début de ce chapitre, il est donc possible de simuler des exfiltrations en bas de versant même en l'absence de pics de teneur en eau et en l'absence de nappes de subsurface en milieu de versant. La simulation montre qu'un flux hydrique non saturé en subsurface peut alimenter une zone de bas de versant, saturée en subsurface, d'extension réduite, permettant ainsi des exfiltrations d'eau du versant. Il est remarquable de constater que ces simulations produisent des volumes d'eau comparables à ceux mesurés à l'exutoire en volume et en dynamique. Une analyse plus détaillée des chroniques de débits simulés et mesurés est faite dans la section suivante.

La simulation 2 ne produit pas de débit alors que des saturations sont simulées en subsurface. Cela signifie que la présence de saturations en subsurface (au sens d'un potentiel matriciel positif) n'implique pas nécessairement la production de débit. La production de débits et la présence de nappes de versant (au sens d'une saturation en subsurface) sont par conséquent des éléments disjoints dans le modèle.

5.4.2. Bas-fond, versant et genèse des écoulements en rivière

Le rôle des bas-fonds dans la genèse des écoulements en rivière a été montré dans la région [GIERTZ et DIEKKRÜGER, 2003 ; SÉGUIE et al., 2011a] et pour d'autres systèmes hydrologiques en Afrique [VON DER HEYDEN, 2004]. Les bas-fonds sont des zones relativement plates situées en tête de réseau hydrographique, sans chenal marqué, principalement couvertes d'herbes et gorgées d'eau durant la saison humide. Le remplissage progressif des bas-fonds en début de saison des pluies pourrait expliquer le délai observé entre le début de la saison des pluies et celui de la saison des écoulements. Lorsque les bas-fonds sont saturés, la saison des écoulements débute avec des écoulements produits par ruissellement sur surface saturée.

Nous avons déduit dans la section précédente que les débits simulés n'étaient pas obligatoirement liés à des saturations de subsurface continues sur le versant et que la période de production de débits correspondait à la période de saturation de subsurface en bas de versant. Nous faisons ici l'hypothèse que seul le bas de versant est nécessaire à la genèse des écoulements en rivière. Dans une simulation supplémentaire (non présentée ici), nous avons appliqué les caractéristiques de la simulation 3 uniquement sur 60 m en bas de versant. Cette simulation montre une diminution significative du volume exfiltré en bas de versant. Nous en déduisons que pour produire les débits avec des versants uniquement, les propriétés d'anisotropie et de rupture du K_s doivent être appliquées sur tout le versant et que ce sont des flux non saturés sur tout le versant qui alimentent au moins une partie des exfiltrations. Les débits simulés sont donc produits par des écoulements non saturés de subsurface tout au long du versant qui s'exfiltrent dans le cours d'eau *via* une zone saturée de subsurface à proximité du cours d'eau.

Deux caractéristiques de la chronique de débits observés ne sont pas simulées par le modèle. Premièrement, le modèle ne simule pas les débits observés dans la première partie de la saison des écoulements (du 18 juin au 12 août 2006). Bien que les mesures présentent des lacunes, les débits observés durant cette période sont intenses, brefs et synchrones avec des événements pluvieux. Nous avons vu que les saturations apparaissent préférentiellement dans les zones à faibles pentes (figure 5.5). Les bas-fonds du bassin de l'Ara, plus plats que le bas de versant étudié, pourraient s'être saturés plus rapidement que le bas du versant étudié et avoir produit des écoulements en rivière plus tôt dans la saison des pluies. Deuxièmement, les pics de débits simulés sont systématiquement sous-estimés. Cette sous-estimation pourrait aussi être due à des contributions rapides et intenses des bas-fonds par ruissellement sur surface saturée. Ainsi, la chronique des débits observés pourrait être expliquée par la contribution des versants et des bas-fonds.

Sous les hypothèses de la présente étude (simulation 3), les versants prédominent dans la genèse des écoulements en rivière (figures 5.7 et 5.10), ce qui est en désaccord avec les avancées récentes (sous-section 1.3.1.3) montrant par géochimie la prédominance des bas-fonds dans les écoulements en rivière. Ce paradoxe apparent peut être expliqué par le fait que nous avons imposé dans la simulation 3 de l'expérience virtuelle, une conductivité hydraulique de subsurface ($5,2 \cdot 10^{-8} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) proche de celle d'argiles. La présence d'argile en subsurface a été identifiée sur les versants sous forme de lentilles argileuses et se trouve être une caractéristique de la composition des bas-fonds (figure 1.10). Le versant modélisé de la simulation 3 pourrait donc être un objet hydrologique hybride qui possède des caractéristiques topographiques du versant et des propriétés hydrodynamiques proches de celles de bas-fonds, ce qui expliquerait le fait que ce modèle de versant puisse produire la majeure partie des écoulements en rivière mesurés à l'exutoire du bassin de l'Ara. Néanmoins, nous avons vu que

la présence d'une couche peu perméable uniquement en bas de versant (60 m) ne permettait pas de reproduire quantitativement les écoulements en rivière. Ceci indique que la présence d'argile en subsurface au sein du versant est un élément nécessaire à la production d'écoulements en rivière ou du moins à l'alimentation en eaux de subsurface des bas-fonds.

Finalement, de nombreux versants de l'Ara ne sont pas directement reliés au réseau hydrographique mais sont connectés à ce dernier par un bas-fond. Les processus de subsurface déduits de cette étude peuvent être en partie extrapolés à un système constitué d'un versant en amont et d'un bas-fond en aval afin de comprendre le fonctionnement hydrologique des bas-fonds, en particulier leur recharge. Cette extrapolation est à réaliser avec précaution car les végétations de bas de versant (ripisylve) et de bas-fond (espèces herbacées) sont différentes et nous avons vu dans le chapitre précédent, le rôle majeur de la ripisylve dans l'hydrodynamique de versant.

5.4.3. Nappes de versant et pics de teneurs en eau non simulés

Nous avons vu au début de ce chapitre que les pics de teneur en eau et les nappes de subsurface observés étaient synchrones et sans doute corrélés. Nous considérons ici que la même cause explique l'absence de pic de teneur en eau et l'absence de nappe de subsurface dans les simulations de l'expérience virtuelle et nous analysons l'absence de pic de teneur en eau. L'introduction de la couche 1 bis en subsurface ayant une conductivité hydraulique à saturation faible dans la simulation 3 ($5,2 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) a pour effet de diminuer la teneur en eau simulée à 1 m de profondeur et réduire l'intensité de ses fluctuations simulées. Effectivement, les brusques variations de teneurs en eau d'environ $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ sont rendues possibles par des transferts d'eau rapides. Or une conductivité hydraulique faible a tendance à produire l'effet inverse. Positionner la couche de subsurface à une profondeur supérieure à 1 m aurait peut-être été plus judicieux. Cela aurait permis de maintenir une conductivité hydraulique forte à 1 m tout en produisant une saturation à cette profondeur grâce à une couche de sol sous-jacente de conductivité hydraulique faible. Pour avoir un aperçu de la dynamique de cette configuration, nous pouvons analyser la teneur en eau à 0,2 m de profondeur pour la simulation 3 car cette couche de sol possède une conductivité hydraulique forte (couche 1) et une couche sous-jacente à conductivité hydraulique faible (couche 1 bis). Nous comparons la teneur en eau à 0,2 m de profondeur en milieu de versant pour la simulation de référence (figure 5 du chapitre 4) et pour la simulation 3 (figure 5.8b'). Les modifications apportées à la simulation 3 par rapport à la simulation de référence ont pour effet d'augmenter l'ensemble des teneurs en eau (environ $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) entre le début du mois d'août et la fin du mois d'octobre. Si l'on extrapole ce résultat à 1 m de profondeur, la teneur en eau simulée serait globalement plus forte que pour la simulation de référence en saison humide sans pour autant produire des pics de teneur en eau. Notre modèle de sol ne semble donc pas pouvoir simuler ces pics de teneur en eau. Une hypothèse est proposée en perspective.

5.4.4. Processus de subsurface et dynamique profonde

Les conductivités hydrauliques de surface et subsurface imposées dans la simulation 3 atténuent les fluctuations temporelles de la teneur en eau simulées à 1 m de profondeur et réduisent fortement l'amplitude du battement annuel de la nappe profonde. La simulation de référence et la simulation 3 ont des qualités différentes. La simulation de référence permet de simuler la dynamique profonde (dynamique de teneur en eau à 1 m de profondeur, battement de la nappe profonde) mais ne produit pas de débits, alors que la simulation 3 produit une chronique de débits correcte en dégradant la

dynamique profonde. Le rôle hydrodynamique de la couche de subsurface est différent dans les deux simulations et semble paradoxal. D'une part, la couche de sol en subsurface doit être suffisamment imperméable sur tout le versant pour produire des teneurs en eau proches de la saturation en subsurface qui sont à l'origine des écoulements en rivière, d'autre part cette même couche de subsurface doit être suffisamment perméable pour permettre une dynamique profonde du versant. Deux hypothèses qui pourraient lever cette difficulté sont proposées en perspective.

5.4.5. Evapotranspiration et processus de subsurface

Les écarts de transpiration annuelle entre les simulations de l'expérience virtuelle sont principalement dépendants de la présence ou de l'absence de rupture de conductivité hydraulique en subsurface (tableau 5.2). Or, les fortes teneurs en eau en subsurface n'apparaissent que pour les simulations présentant une rupture de conductivité hydraulique en subsurface (simulations 2 et 3). Les transpirations annuelles plus faibles pour les simulations 2 et 3 comparées aux deux autres simulations, peuvent être expliquées par une réduction du transfert hydrique vers des couches profondes qui réduit par conséquent la transpiration profonde de la ripisylve. Ainsi, il ne semble pas pertinent d'interpréter la production de débit de la simulation 3 par le passage de la simulation 1 à la simulation 3 mais par le passage de la simulation 2 à la simulation 3. Ainsi la production de débit est une ponction sur le stock d'eau du versant, la transpiration annuelle et l'évaporation annuelle étant invariantes dans ces deux simulations. Dans cette analyse, le processus d'évapotranspiration est indépendant de la production de débit. Cette indépendance est confortée par le fait que les débits de la simulation 3 n'apparaissent que lorsque l'évapotranspiration simulée est proche de l'évapotranspiration de référence (figure 5.9). Durant cette période, la demande évaporatoire de l'atmosphère est satisfaite et l'eau de subsurface non prélevée par évapotranspiration peut s'écouler latéralement pour produire des exfiltrations en bas de versant. De plus, l'évaporation est un processus de surface ; la transpiration est principalement assurée en saison des pluies par les racines situées en subsurface et l'exfiltration est produite par processus de subsurface. Évaporation, transpiration et genèse des écoulements en rivière sont des processus en grande partie collocalisés. Ainsi l'évapotranspiration semble prioritaire face aux processus de genèse des écoulements en rivière. L'exfiltration apparaît comme un terme résiduel de l'évapotranspiration qui dépend d'une part des propriétés du sol en surface et subsurface et d'autre part des conditions d'évapotranspiration. Au Nord Bénin sur la période 1970–1990, le déficit pluviométrique de 15 à 20 % est associé à un déficit d'écoulement de l'ordre de 40 % [LEBEL et VISCHEL, 2005]. Le caractère prioritaire du processus d'évapotranspiration face à la genèse des écoulements pourrait expliquer cette non-linéarité de la relation pluie-débit.

5.5. Perspectives

La modélisation mise en place dans cette étude ne permet pas, d'une part de simuler les pics de teneur en eau à 1 m de profondeur en milieu de versant et les nappes de versant observées et, d'autre part de simuler simultanément la genèse des écoulements en rivière et la dynamique profonde du versant. Nous proposons deux axes de réflexion pour lever ces difficultés :

- l'hypothèse d'un sol hétérogène en subsurface
- la modélisation tridimensionnelle de l'hydrodynamique du versant

5.5.1. Hypothèse d'un sol hétérogène en subsurface

Le sol de subsurface peut être considéré non pas comme une seule matrice poreuse homogène mais comme un système hétérogène composé d'une matrice poreuse et d'une macroporosité¹. Dans ce cas, la matrice poreuse génère les transferts hydriques à faible teneur en eau et donc avec une dynamique lente (variation saisonnière de la teneur en eau des sols de subsurface) alors que la macroporosité permet les transferts hydriques à forte teneur en eau et donc avec une dynamique rapide (pics de teneurs en eau, apparition temporaire de nappes de subsurface, transferts latéraux de subsurface, transferts verticaux de recharge de la nappe profonde).

L'anisotropie de la conductivité hydraulique peut être interprétée comme un modèle de physique du sol simple qui différencie les transferts verticaux lents (par la matrice poreuse) des transferts latéraux rapides (par la macroporosité principalement orientée horizontalement). L'expérience virtuelle présentée précédemment peut donc être considérée comme une représentation schématique de la macroporosité du sol du versant.

Un sol hétérogène pourrait expliquer les pics de teneurs en eau observés en milieu et haut de versant à 1 m de profondeur (figures 5.1 et 5.2). La porosité de la matrice poreuse serait environ égale à $0,20 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ et celle de la macroporosité environ $0,15 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. Durant la saison sèche, l'eau du sol serait contenue uniquement dans la matrice poreuse et sa teneur en eau serait relativement stable autour de $0,15 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. Durant cette saison, la macroporosité ne serait pas activée (teneur en eau nulle). La matrice poreuse se saturerait durant la saison des pluies pour atteindre une teneur en eau de $0,20 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. La matrice poreuse étant saturée, la macroporosité pourrait être activée. Celle-ci serait activée ponctuellement (pics de teneur en eau) et sa dynamique serait rapide (saturation, vidange). Une fois vidangé, le sol retrouverait une teneur en eau égale à la teneur en eau à saturation de la matrice poreuse. En fin de saison des pluies, la matrice poreuse s'assècherait ce qui diminuerait progressivement sa teneur en eau.

De même, la nappe profonde serait rechargée lorsque la macroporosité est activée. Si l'on considère comme précédemment que la matrice poreuse est saturée à $0,20 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, la recharge en milieu de versant pour l'année 2006 serait possible du 30 juillet au 27 octobre (figures 5.2 ou 5.8c'). Or le niveau de la nappe augmente du 27 juillet au 27 septembre puis stagne jusqu'au 20 octobre (figure 5.8d'). Bien que la recharge de la nappe et l'augmentation du niveau piézométrique ne soient pas directement liées, la relative concordance de ces périodes crédite cette hypothèse. Ce mécanisme de recharge de la nappe profonde par écoulement préférentiel dans l'horizon de subsurface est en accord avec le schéma conceptuel proposé par BORMANN et al. [2005]. Ces auteurs indiquent de plus que cette recharge n'est effective que lorsque la teneur en eau de subsurface est forte.

Un sol hétérogène est cohérent avec le caractère bimodal de la distribution granulométrique des sols tropicaux [DE CONDAPPA et al., 2008] et des courbes de rétention de subsurface issues de mesures effectuées par pométrie au mercure (figure 3.4(b)).

Nous avons tenté de mettre en évidence la présence ou l'absence de macroporosité avec des mesures de terrain². Pour cela, nous avons suivi trois méthodes. La première consiste à analyser les ruptures de pente des courbes $\log(K) = f(h)$ issues des mesures par infiltrométrie à disque. La deuxième méthode consiste à comparer la conductivité hydraulique à saturation obtenue par extrapolation des

1. Par la suite, un sol hétérogène désigne un sol composé d'une matrice poreuse et d'une macroporosité.
2. Pour plus de détails, voir le rapport d'analyse de mesures de terrain de RICHARD [2012]

courbes $\log(K) = f(h)$ mesurées par infiltrométrie à disque et la conductivité hydraulique à saturation mesurée par infiltromètre de laboratoire. La troisième méthode consiste à mettre en évidence la macroporosité par la différence des temps caractéristiques de l'humectation du sol par capillarité et l'humectation du sol par advection dans les macropores. Sur certains sites de mesures situés sur l'Ouémé supérieur, la présence d'une macroporosité est indéniable (figure 5.11). Néanmoins, la mise en évidence du rôle hydraulique de cette macroporosité n'est pas simple. L'analyse des mesures infiltrométriques et perméamétriques a mis en évidence la présence d'une macroporosité. L'expérience qualitative n'a pas permis de mettre en évidence le rôle hydraulique d'une possible macroporosité. Ces résultats ne sont pas contradictoires car l'état hydrique initial des sols est différent dans les deux cas. Dans le cas des mesures infiltrométriques et perméamétriques, le sol est proche de la saturation alors qu'il est sec dans le cas de l'expérience qualitative. L'analyse actuelle des mesures de terrain ne permet pas de conclure sur le rôle de la macroporosité dans le comportement hydraulique des sols.



FIGURE 5.11 – Photographie de macropores observés sur le billon d'un champ d'arachides récoltés proche de N'Dali, Ouémé supérieur (photographie A. Richard, 23 novembre 2011). Les macropores sont probablement le résultat de l'activité faunique.

Ainsi, l'introduction d'une anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation ne permet pas de répondre à toutes les questions laissées ouvertes par le chapitre 4. Cette introduction semble être qu'une première étape de la modélisation des processus de genèse des écoulements en rivière, l'introduction d'une macroporosité semble être une piste de modélisation sérieuse pour poursuivre les travaux sur cette question.

Il existe principalement deux modèles de physique du sol qui permettent de simuler le fonctionnement hydrodynamique d'un sol hétérogène : le modèle à double porosité et le modèle à double perméabilité [SIMUNEK et al., 2003]. Dans notre cas, le modèle à double perméabilité semble le plus adapté car il permet un transfert hydrique dans la matrice poreuse contrairement au modèle à double porosité. Ce travail pourrait faire l'objet d'une étude future.

5.5.2. Modélisation tridimensionnelle de l'hydrodynamique de versant

Les propriétés hydrodynamiques des couches de sol du versant peuvent être considérées variable spatialement. Des prospections géophysiques de subsurface [KAMAGATÉ et al., 2007] ont permis de mettre en évidence la variabilité spatiale du sous-sol du bassin de l'Ara et en particulier la présence de lentilles argileuses imperméables en subsurface. Des mesures par Résonance Magnétique des Protons (RMP) menées sur le bassin de l'Ara montrent la variabilité spatiale de la porosité efficace et de la teneur en eau, variabilité qui dépend des formations géologiques [DESCLOITRES et al., 2011]. Les travaux de terrain de ROBERT [2012] sur le bassin versant de l'Ara montrent, pour les couches de surface, une forte variabilité locale de la porosité et une dépendance de la conductivité hydraulique au travail du sol. Sur le bassin versant d'Aguima, GIERTZ et al. [2005] ont également montré que les conductivités hydrauliques à saturation sont dépendantes de l'occupation du sol.

Dans le cas d'un sol aux propriétés hydrodynamiques variables spatialement, certaines zones du versant pourraient permettre la genèse des écoulements en rivière et/ou la production de nappe de versant (des zones de lentilles argileuses par exemple) alors que d'autres pourraient permettre la recharge de la nappe profonde. Pour représenter cette variabilité spatiale, un modèle tridimensionnel est nécessaire.

D'une part, le rôle des bas-fonds dans l'hydrologie de l'Ouémé supérieur est connu [SÉGUIE et al., 2011b], d'autre part, notre étude montre que la modélisation de versant ne permet pas d'expliquer l'ensemble de la chronique d'écoulement en rivière observée à l'exutoire de l'Ara. Pour progresser dans la compréhension des processus hydrologiques en jeu dans cette région, la modélisation des bas-fonds est incontournable. Une approche tridimensionnelle avec une description précise des sols est nécessaire à une telle modélisation. La figure 5.12 montre la proximité d'un bas-fond dans la direction perpendiculaire au versant étudié.

En résumé, une modélisation tridimensionnelle du versant pourrait résoudre des questions laissées ouvertes par la modélisation bidimensionnelle et permettrait d'améliorer notre compréhension de l'hydrologie de la région en incluant des bas-fonds dans la mesure où ses propriétés hydrodynamiques tridimensionnelles sont connues. Le passage d'une modélisation bidimensionnelle à tridimensionnelle engendre un déplacement sur la surface proposée par GRAYSON et BLÖSCHL [2001]. Cette surface exprime la relation entre complexité du modèle, données disponibles et performances du modèle. Pour aborder cette modélisation, il semble important de garder à l'esprit deux questions soulevées par TROMP-VAN MEERVELD et WEILER [2008] à propos de la parcimonie de l'approche :

- Quelle complexité est nécessaire pour expliquer à la fois les flux sortants et la dynamique interne ?
- Parmi les processus identifiés, quels sont ceux qui sont suffisamment pertinents pour être implémentés dans les modèles de versant ou de bassin versant ?

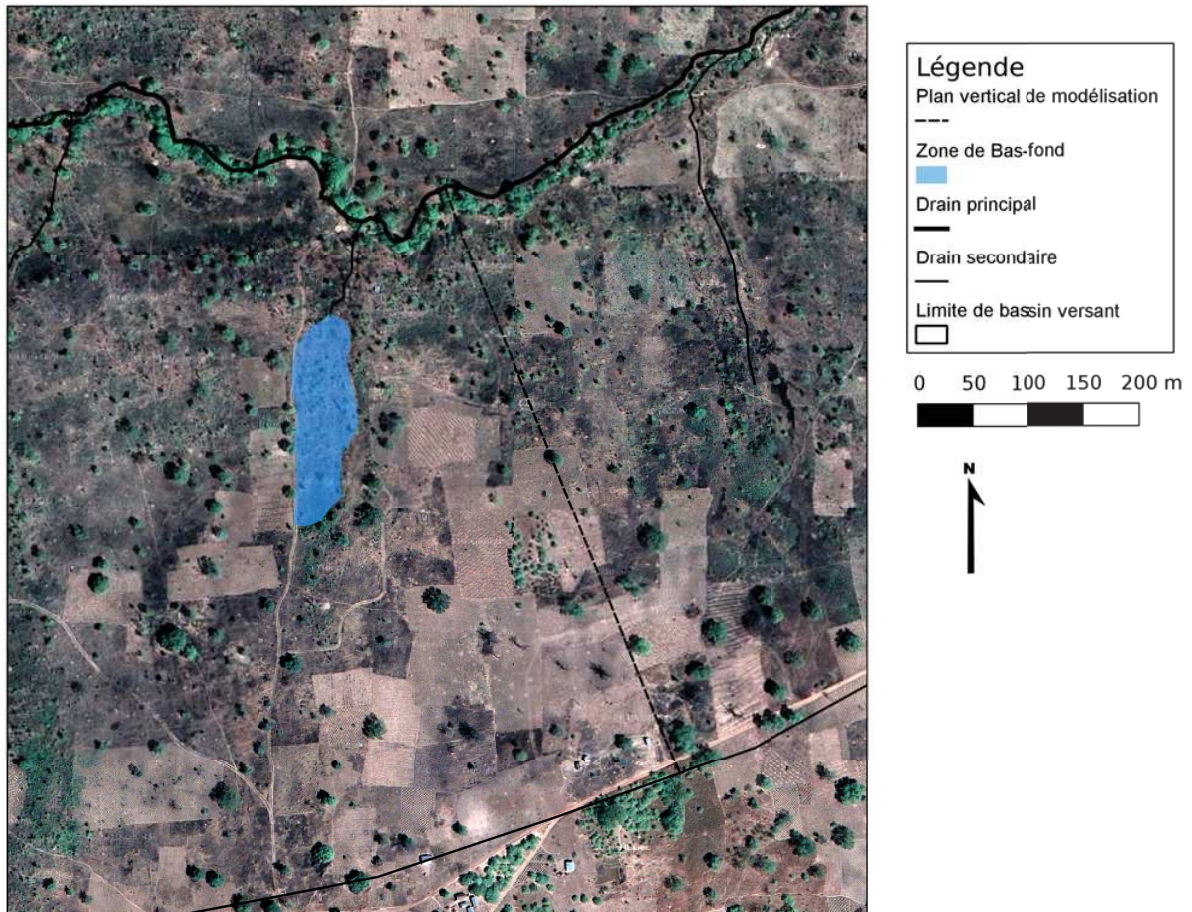


FIGURE 5.12 – Photographie aérienne de la zone d'étude (image Google Earth, 4 février 2010). Les drains principal et secondaires ainsi que la limite du bassin versant de l'Ara sont en trait noir. Le plan vertical de simulation est matérialisé par le tireté noir. La surface bleue représente la zone approximative du bas-fond identifié à proximité de la zone d'étude. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : m.

Synthèse partielle

La partie II visait à répondre au premier objectif spécifique de ce travail, à savoir améliorer notre représentation du fonctionnement hydrologique de l’Ouémé supérieur en intégrant dans une approche unique les transferts hydriques verticaux (sol-atmosphère) et latéraux (versant-réseau hydrographique). Cette partie a permis de quantifier, par une approche de modélisation à l’échelle du versant, différents processus hydrologiques précédemment identifiés dans la zone d’étude.

Le chapitre 4 a permis de montrer que la végétation de bas de versant joue un rôle majeur dans l’hydrodynamique de versant. La ripisylve présente en bas de versant et la nappe profonde forment un système transpiratoire. L’eau de la nappe profonde qui s’écoule quasiment selon la topographie de la surface du sol est transpirée tout au long de l’année par la ripisylve. Cette dernière assure la majorité de la transpiration du versant en saison sèche, ce qui est en accord avec les conclusions d’auteurs travaillant sur différentes mesures d’évapotranspiration [GUYOT et al., 2009 ; MAMADOU et al., 2014]. De plus, cette transpiration de bas de versant permet de vidanger la nappe profonde d’altérites et de déconnecter celle-ci de la rivière, ce qui est conforme aux hypothèses émises par différents auteurs [KAMAGATÉ, 2006 ; KAMAGATÉ et al., 2007 ; SÉGUI et al., 2011b]. La déconnexion entre la nappe d’altérites et le réseau hydrographique, observée sur ce bassin, est bien simulée par le modèle. Ces deux processus sont en accord avec les mesures des différents variables (évapotranspiration, niveau piézométrique de la nappe profonde) mais n’explique pas la genèse des écoulements en rivière.

Le chapitre 5 a permis d’avancer sur la compréhension des processus de subsurface et leurs liens avec la genèse des écoulements en rivière. Nous avons simulé l’origine superficielle (surface et subsurface) des écoulements en rivière, avec des écoulements uniquement subsurface dans notre cas. La genèse des débits en rivière est expliquée par des écoulements de subsurface sur l’ensemble du versant. La figure 5.13 actualise le schéma conceptuel de l’hydrodynamique de versant exposé à la fin du chapitre 4 en ajoutant les apports du chapitre 5. La bonne simulation des chroniques d’évapotranspiration et de débits (et dans une moindre mesure celle du niveau piézométrique de la nappe d’altérites) conforte l’idée d’une contribution négligeable (voire nulle) de la nappe d’altérites dans les écoulements en rivière. Nous avons montré que le versant est un objet hydrologique incontournable pour expliquer les écoulements en rivière à l’exutoire du bassin de l’Ara. Le recours aux bas-fonds reste nécessaire pour expliquer ces écoulements en rivière. Même si les bas-fonds sont les principaux contributeurs aux écoulements de la zone d’étude [SÉGUI et al., 2011b], ce chapitre a permis d’avancer dans la compréhension des processus hydrodynamiques de subsurface à l’échelle du versant qui produisent des écoulements en rivière ou qui permettent l’alimentation de ces bas-fonds. Finalement, nous avons suggéré le caractère prioritaire de l’évapotranspiration sur la genèse des écoulements en rivière. Ce constat permet d’expliquer deux caractéristiques importantes du fonctionnement hydrologique à méso-échelle. D’une part, ce constat permet d’expliquer le délai observé entre le début de la saison des pluies et le début de la saison des écoulements, période pendant laquelle l’évapotranspiration suffit à vidanger l’eau du sol. D’autre part, il permet d’expliquer en partie la non-linéarité de la relation pluie-débit de la zone d’étude et en particulier la forte sensibilité des volumes écoulés aux volumes précipités.

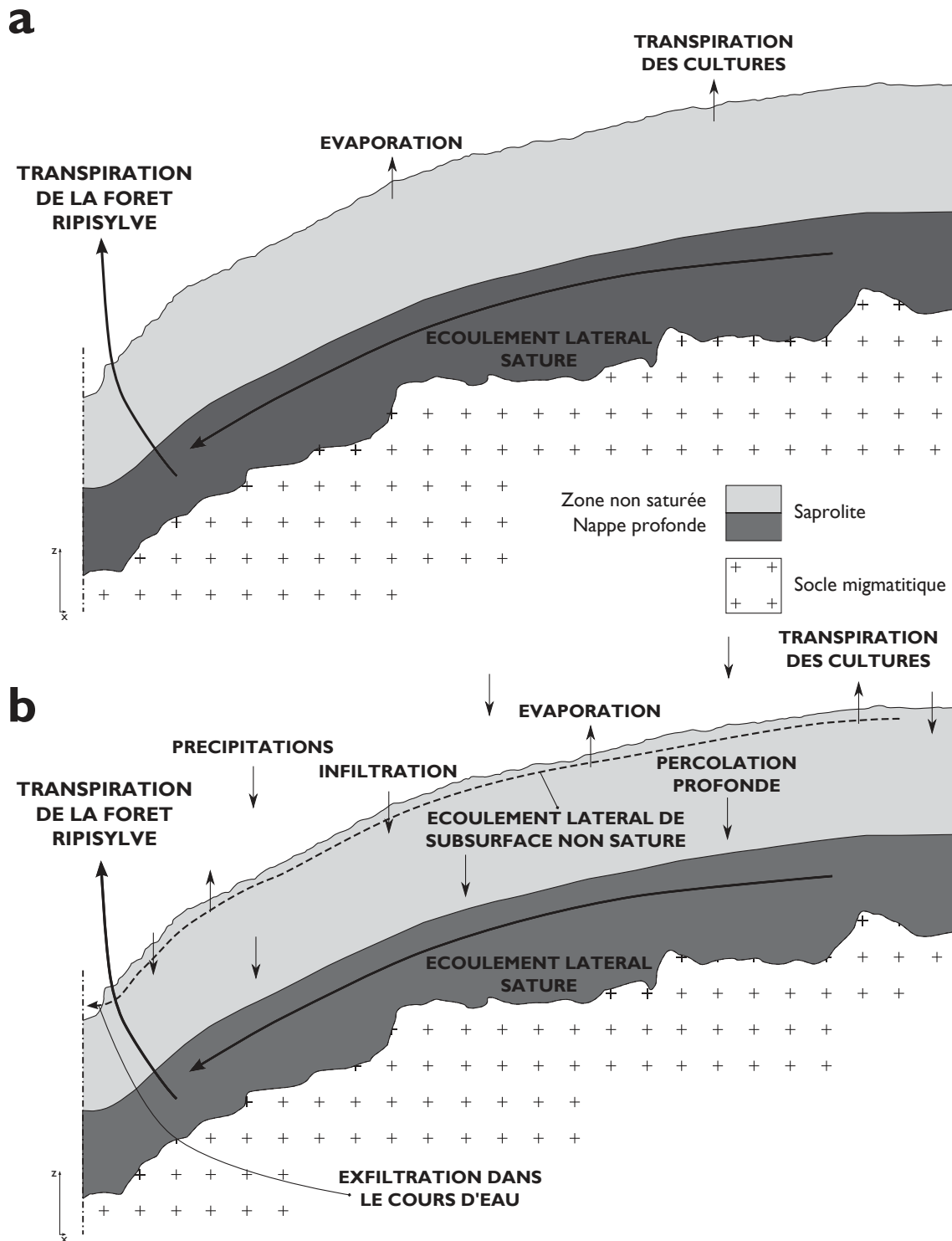


FIGURE 5.13 – Schéma conceptuel de l'hydrodynamique de versant pour les deux saisons contrastées : (a) saison sèche, (b) saison humide.

PARTIE III

Modélisation du bilan hydrologique à méso-échelle

CHAPITRE 6

nTopAMMA, outil d'analyse du bilan hydrologique à méso-échelle

Nous débutons cette partie III avec la présentation du modèle nTopAMMA qui nous ramène à la méso-échelle. Le modèle nTopAMMA a été choisi car il est adapté à notre approche ascendante et à l'identification d'axes d'amélioration visant à intégrer dans une représentation unique l'ensemble des termes du bilan hydrologique. De plus, il est possible d'intégrer l'hétérogénéité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation dans le modèle afin d'analyser l'impact de cette hétérogénéité sur la simulation du bilan hydrologique. Dans ce chapitre, nous détaillons la théorie et le formalisme du modèle nTopAMMA. Nous présentons ensuite les résultats d'une simulation de référence de ce modèle afin de préciser l'objet des chapitres suivants dans lesquels nous traiterons les deuxième et troisième objectifs spécifiques de ce travail.

6.1. Théorie et formalisme du modèle nTopAMMA

6.1.1. Concept de modélisation

Le modèle TopMODEL [BEVEN et KIRBY, 1979] a été initialement conçu dans le but de synthétiser de manière simple les connaissances existantes à l'époque sur les mécanismes d'apparition de zones contributives aux écoulements rapides [CAPPUS, 1960 ; HEWLETT et HIBBERT, 1967 ; DUNNE et BLACK, 1970]. TopMODEL est basé sur le concept de similarité hydrologique : tous les points d'un bassin versant qui possèdent le même indice de similarité hydrologique sont dans le même état hydrique à un instant donné et suivent la même dynamique hydrologique au cours du temps. La définition de l'indice de similarité hydrologique est basée sur la topographie qui est supposée contrôler au premier ordre l'organisation spatiale de l'humidité des sols et donc les écoulements latéraux de subsurface. Ceci explique le nom du modèle (TopMODEL : *Topography based MODEL*). Les écoulements latéraux de subsurface, centraux dans ce modèle, induisent l'apparition de zones saturées dans le bassin versant (processus dunnien). Ces zones permettent la production de ruissellement sur surfaces saturées ou surfaces contributives, leur extension est variable temporellement. TopMODEL simule d'autres processus hydrologiques tels que l'interception, le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration (processus hortonien), l'infiltration, l'évapotranspiration et l'exfiltration de la nappe de versant dans le réseau hydrographique. De par le type de processus qu'il prend en compte, ce modèle est adapté à la simulation de nappes de versant, peu profondes.

Le modèle TopAMMA [LE LAY, 2006 ; LE LAY et al., 2008] est une adaptation de TopMODEL aux bassins de l'Ouémé supérieur à climat soudanien. D'autres auteurs ont appliqué le modèle TopMODEL à des bassins situés en milieu tropical [QUINN et al., 1991 ; MOLIČOVÁ et al., 1997 ; CAMPLING et al., 2002]. TopAMMA a été développé dans le volet hydrologique du programme de recherche AMMA, ce qui explique son nom. Cette adaptation du modèle TopMODEL comprend trois éléments :

- la modification du formalisme de l'évapotranspiration et de l'interception,
- l'introduction d'un déficit seuil au-dessus duquel l'eau ne participe plus aux écoulements de subsurface,
- l'introduction d'une percolation profonde associée.

Les forçages atmosphériques du modèle TopAMMA sont considérés comme uniformes sur l'ensemble du bassin versant. Dans le but d'appliquer des forçages non uniformes, le modèle nTopAMMA a été développé. Dans ce modèle, le bassin versant d'étude est découpé en n mailles hydrologiques (ce qui explique son nom), qui sont des sous bassins versant de taille semblable. Les forçages atmosphériques sont uniformes par maille hydrologique mais différents d'une maille hydrologique à l'autre. Il s'agit de forçages atmosphériques semi-distribués. Cette semi-distribution des forçages est basée sur les travaux de LE LAY et SAULNIER [2007] qui ont travaillé sur des bassins cévenols avec le modèle TopSIMPL appliqué sur n mailles hydrologiques. Le modèle nTopAMMA utilise 3 échelles spatiales. Le point ou l'échelle locale est la plus petite unité spatiale du modèle. Dans la pratique, cette unité correspond au pixel des cartes utilisées pour la description topographique. Une maille hydrologique est un bassin versant et est constituée d'un ensemble de points. Une relation d'échelle basée sur les indices de similarité hydrologique est proposée entre le point et la maille hydrologique. Finalement le bassin versant est découpé en n mailles hydrologiques. Les variables simulées à l'échelle du bassin

versant sont les contributions des n mailles hydrologiques le constituant. Le bassin versant est l'objet d'intérêt.

6.1.2. Hypothèses

La plupart des hypothèses de nTopAMMA sont issues de celles de TopMODEL. Elles sont succinctement reprises ci-dessous.

6.1.2.1. Équilibre local

Hypothèse 1 : La dynamique du système est approchée par une succession d'états stationnaires. À chaque pas de temps t , on suppose la nappe en équilibre au niveau du versant, de sorte qu'au niveau d'un point i , le flux entrant q_{ent} est égal au flux sortant q_{sor} :

$$q_{ent,i}(t) = q_{sor,i}(t) \quad (6.1)$$

Le flux entrant s'exprime par :

$$q_{ent,i}(t) = a_i \cdot R_i(t) \quad (6.2)$$

avec a_i l'aire drainée par le point i et R_i la recharge de versant au niveau du point i , c'est-à-dire la lame d'eau moyenne qui alimente la nappe à l'amont de ce point.

La loi de Darcy permet d'écrire le flux sortant :

$$q_{sor,i}(t) = T_i(t) \cdot grad(H_i(t)) \quad (6.3)$$

avec $grad(H_i(t))$ le gradient de la charge hydraulique locale et $T_i(t)$ la transmissivité latérale du point i .

L'équilibre s'écrit donc :

$$a_i \cdot R_i(t) = T_i(t) \cdot grad(H_i(t)) \quad (6.4)$$

6.1.2.2. Gradient hydraulique parallèle à la pente topographique

Hypothèse 2 : Le gradient local de la charge hydraulique est approché par la pente topographique locale, il est donc supposé invariant dans le temps. On admet donc :

$$grad(H_i(t)) = \tan \beta_i \quad (6.5)$$

avec β_i la pente topographique locale.

Cette approximation étant faite au niveau local, cela implique que la nappe est localement parallèle à la surface du sol, néanmoins la profondeur de la nappe peut varier d'un pixel à l'autre.

6.1.2.3. Forme du profil de transmissivité

Hypothèse 3 : La variabilité spatiale de la transmissivité ne dépend que du déficit local :

$$T_i(t) = T(d_i(t)) \quad (6.6)$$

d_i le déficit local à saturation [m], défini sur \mathbb{R}_+ , représente la lame d'eau qui devrait atteindre la nappe de versant pour saturer le point i .

La transmissivité décroît exponentiellement avec la profondeur, jusqu'à la valeur seuil d_0 . Elle est ensuite nulle :

$$T(d_i(t)) = \begin{cases} T_s \cdot \exp\left(-\frac{d_i(t)}{m}\right) & \text{si } d_i(t) \leq d_0 \\ 0 & \text{si } d_i(t) > d_0 \end{cases} \quad (6.7)$$

avec :

- T_s la transmissivité latérale quand le sol est saturé [$\text{m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$], supposée constante sur la maille hydrologique dans la formulation actuelle ;
- m le coefficient de décroissance de la transmissivité en fonction de la profondeur [m] ; homogène à une épaisseur, il donne un indice de l'épaisseur efficace du sol où a lieu la majorité des écoulements.

Lorsque le déficit local est égal à 0, le point est saturé, il participe aux écoulements latéraux à sa capacité maximale. Lorsque le déficit local est supérieur ou égal à d_0 , le point ne participe pas aux écoulements latéraux de subsurface. La lame d'eau de la nappe de versant qui contribue aux écoulements latéraux de subsurface est donc limitée à d_0 .

6.1.2.4. Recharge uniforme

Hypothèse 4 : La recharge disponible pour les écoulements latéraux préférentiels est supposée spatialement uniforme pour chaque maille hydrologique :

$$R_i(t) = R(t) \quad (6.8)$$

6.1.3. Formalisme mathématique

Nous présentons ici le formalisme de nTopAMMA (qui est identique à celui de TopAMMA [LE LAY, 2006]).

6.1.3.1. Équilibre local

Compte tenu des quatre hypothèses faites précédemment, l'équation de l'équilibre local s'écrit :

$$R(t) \cdot a_i = T_s \cdot \exp\left(-\frac{d_i(t)}{m}\right) \cdot \tan \beta_i \quad (6.9)$$

On obtient ainsi une expression explicite du déficit local $d_i(t)$:

$$d_i(t) = -m \cdot \ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right) + m \cdot \ln(T_s) - m \cdot \ln(R(t)) \quad (6.10)$$

6.1.3.2. Indice de similarité hydrologique

Cette relation fait apparaître que tous les points ayant le même rapport $a_i / \tan \beta_i$ ont le même déficit local, et se comportent donc, d'un point de vue hydrologique, de façon identique. On aboutit ainsi au concept d'**indice de similarité hydrologique**, au cœur de la philosophie de la famille des

modèles TopMODEL. L'indice de similarité hydrologique λ_i d'un point i est défini par :

$$\lambda_i = \ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) \quad (6.11)$$

6.1.3.3. Spécification des épaisseurs du sol

La transmissivité latérale du sol T_s est contrôlée par les paramètres K_s , m et d_0 .

$$T_s = K_s \cdot m \cdot \left(1 - \exp \left(-\frac{d_0}{m} \right) \right) \quad (6.12)$$

avec K_s , la conductivité hydraulique à saturation [m.h⁻¹].

Étant données les valeurs prises en pratique par le rapport $\frac{d_0}{m}$, l'approximation $T_s = K_s \cdot m$ utilisée par la suite est acceptable [voir LE LAY, 2006, page 103].

6.1.3.4. Relation d'échelle

Le déficit moyen $\bar{D}(t)$ est la moyenne des déficits locaux $d_i(t)$ sur la maille hydrologique de surface A et constituée de N_A points.

$$\bar{D}(t) = \frac{1}{N_A} \cdot \sum_i^{N_A} d_i(t) \quad (6.13)$$

De même, l'indice de similarité hydrologique moyen est défini comme la moyenne des déficits locaux sur la maille hydrologique.

$$\bar{\lambda} = \frac{1}{N_A} \cdot \sum_i^{N_A} \lambda_i \quad (6.14)$$

La relation d'échelle suivante, issue de la combinaison des équations 6.10, 6.11, 6.13 et 6.14 relie deux variables globales $\bar{D}(t)$ et $\bar{\lambda}$ aux deux mêmes variables locales $d_i(t)$ et λ_i .

$$\bar{D}(t) - d_i(t) = -m \cdot (\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (6.15)$$

Cette relation est centrale dans le formalisme TopMODEL. L'originalité et la puissance du concept de TopMODEL réside en partie dans la mise en place de cette relation d'échelle. Le terme de gauche de l'équation 6.15 traduit la relation d'échelle qui lie l'état hydrique d'un point quelconque de la maille hydrologique à l'état hydrique moyen de la maille hydrologique elle-même. Le terme de droite de l'équation 6.15 n'est pas dépendant du temps. Puisqu'il ne nécessite que des informations topographiques, il est calculé en pré-traitement de la simulation hydrologique elle-même. Ce terme traduit la relation d'échelle qui lie l'indice de similarité hydrologique d'un point quelconque de la maille hydrologique à l'indice de similarité hydrologique moyen de la maille hydrologique. Le concept de TopMODEL consiste à considérer que la relation d'échelle de l'état hydrique est proportionnelle à la relation d'échelle de l'indice de similarité hydrologique. Comme nous le verrons dans la suite (sous-section 6.1.3.13), l'état hydrique est calculé à l'échelle de la maille hydrologique. Cette chronique d'état hydrique $\bar{D}(t)$, dépendante du temps, permet grâce à la relation d'échelle de déduire l'état hydrique local de chaque point de la maille hydrologique. L'état hydrique local est donc dépendant du temps et de l'indice de similarité hydrologique locale (caractéristiques topographiques locales).

6.1.3.5. Schéma fonctionnel du modèle nTopAMMA

L'ensemble des flux décrits dans les paragraphes suivants sont synthétisés au sein du schéma présenté sur la figure 6.1. Le tireté représente la limite du domaine du modèle. nTopAMMA comprend deux flux entrants (les précipitations P et l'évapotranspiration potentielle ETP) et quatre flux sortants (le débit simulé Q , la percolation profonde $Perc$, l'évapotranspiration ETR et l'évapotranspiration non satisfaite E_{n2}). Le modèle possède trois réservoirs : la nappe de versant dont la dynamique est décrite par la variable de déficit D , les réservoirs *Vadose* et *River*. Les flux internes sont : les termes d'évapotranspiration ETR_1 et ETR_2 , le terme d'évapotranspiration non satisfaite E_n , la pluie nette P_n , les ruissellements hortonien R_H et sur surfaces saturées (ou contributives) R_C , la recharge R et le débit de base Q_b . Les ronds représentent des agrégations ou dissociations de flux sans qu'il y ait de stockage. Ce schéma représente uniquement l'organisation des flux et des stocks au sein du modèle. Il ne doit pas être interprété du point de vue des échelles spatiales du modèle (échelle locale, maille hydrologique, bassin versant).

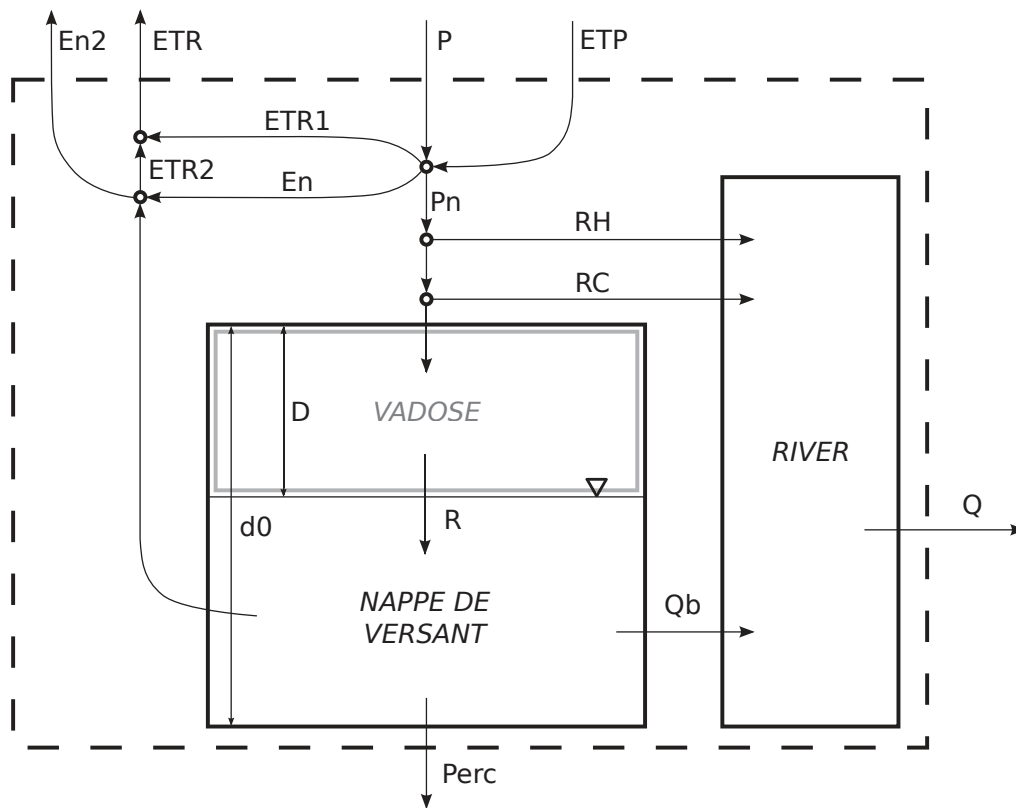


FIGURE 6.1 – Schéma fonctionnel du modèle nTopAMMA. Organisation des flux et des stocks au sein du modèle. Le tireté représente la limite du domaine du modèle.

6.1.3.6. Évapotranspiration

L'évapotranspiration $ETR(t)$ est la somme de deux termes $ETR_1(t)$ et $ETR_2(t)$.

Le premier terme $ETR_1(t)$ est le résultat de la neutralisation des précipitations $P(t)$ par l' $ETP(t)$. La pluie nette $P_n(t)$ et l'évapotranspiration non satisfaite $E_n(t)$ sont les deux autres produits de ce processus.

$$\begin{cases} \text{Si } P(t) \geq ETP(t) \\ \left\{ \begin{array}{l} P_n(t) = P(t) - ETP(t) \\ ETR_1(t) = ETP(t) \\ E_n(t) = 0 \end{array} \right. \\ \\ \text{Si } P(t) < ETP(t) \\ \left\{ \begin{array}{l} P_n(t) = 0 \\ ETR_1(t) = P(t) \\ E_n(t) = ETP(t) - P(t) \end{array} \right. \end{cases}$$

Le second terme d'évapotranspiration $ETR_2(t)$ est égal à l'évapotranspiration non satisfaite modulée par le taux de saturation de la maille hydrologique.

$$ETR_2(t) = E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{\overline{D}(t)}{d_0}\right) \quad (6.16)$$

Après ce second prélèvement, l'évapotranspiration potentielle peut ne pas être totalement satisfaite. On définit $E_{n2}(t)$, l'évapotranspiration non satisfaite après $ETR_2(t)$ telle que :

$$E_{n2}(t) = E_n(t) - ETR_2(t) \quad (6.17)$$

6.1.3.7. Ruissellement hortonien

Le ruissellement par refus d'infiltration, dit ruissellement hortonien $R_H(t)$, est produit lorsque $P_n(t) > K_s$. Il s'écrit :

$$\text{Si } P_n(t) > K_s, R_H(t) = P_n(t) - K_s \quad (6.18)$$

La lame d'eau non ruisselée est actualisée et alimente le processus de ruissellement sur surface contributive.

6.1.3.8. Ruissellement sur surface contributive

Le ruissellement sur surface contributive R_C , exprimé en lame d'eau sur la maille, est le produit de la pluie nette actualisée après le processus de ruissellement hortonien avec la fraction de la surface de la maille hydrologique qui est saturée (contributive) :

$$\text{Si } P_n(t) > K_s, R_C(t) = (P_n(t) - K_s) \cdot \frac{A_c(t)}{A} \quad (6.19)$$

$$\text{Si } P_n(t) \leq K_s, R_C(t) = P_n(t) \cdot \frac{A_c(t)}{A} \quad (6.20)$$

La lame d'eau non ruisselée après le processus de ruissellement sur surface contributive est de nouveau actualisée et est transférée au réservoir *Vadose* (infiltration).

6.1.3.9. Réservoir *Vadose*

$Vadose_i(t)$ est un réservoir tampon situé entre la surface du sol et la nappe de versant. La capacité de ce réservoir, exprimée en lame d'eau, est variable dans le temps et égale au déficit local $d_i(t)$. Le flux

entrant dans ce réservoir est la pluie nette actualisée après les processus de ruissellement hortonien et sur surface contributive. Le flux sortant est la recharge locale¹.

6.1.3.10. Recharge locale

La recharge locale R_i est le flux hydrique depuis le réservoir *Vadose* vers la nappe de versant qui dépend du volume d'eau dans la zone non saturée $V_{Vadose,i}(t)$ et de la conductivité hydraulique à la profondeur d_i .

$$R_i(t) = \min \left(K_{sV} \cdot \exp \left(-\frac{d_i(t)}{m} \right); \frac{V_{Vadose,i}(t)}{\delta t} \right) \quad (6.21)$$

δt est le pas de temps ; K_{sV} est la conductivité hydraulique à saturation dans la direction verticale [m.h⁻¹]. K_{sV} n'est pas nécessairement égale à la conductivité hydraulique à saturation latérale K_s , ce qui introduit une anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation K_sratio :

$$K_sratio = \frac{K_{sV}}{K_s} \quad (6.22)$$

La recharge moyenne sur une maille hydrologique est égale à la moyenne de la recharge locale sur la maille :

$$R(t) = \frac{1}{N_A} \cdot \sum_i^{N_A} R_i(t) \quad (6.23)$$

6.1.3.11. Percolation profonde

La percolation profonde locale, vidange de la nappe de versant, est exprimée par la relation :

$$Perc_i(t) = \begin{cases} K_{sV} \cdot \exp \left(-\frac{d_0}{m} \right) \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0} \right) & \text{si } d_i(t) \leq d_0 \\ 0 & \text{si } d_i(t) > d_0 \end{cases} \quad (6.24)$$

La percolation moyenne sur une maille hydrologique est égale à la moyenne de la percolation profonde locale sur cette maille :

$$Perc(t) = \frac{1}{N_A} \cdot \sum_i^{N_A} Perc_i(t) \quad (6.25)$$

6.1.3.12. Exfiltration de la nappe de versant

Dans la modélisation TopMODEL, l'exfiltration de la nappe de versant dans le réseau hydrologique s'exprime classiquement :

$$Q_b(t) = A \cdot K_s \cdot m \cdot \exp(-\bar{\lambda}) \cdot \exp \left(-\frac{\bar{D}(t)}{m} \right)$$

1. La traduction en français de *Vadose* (zone non saturée) laisse à penser qu'il existe une zone saturée qui serait la nappe de versant. La notion de nappe de versant est ici dangereuse car elle fait référence aux écoulements latéraux préférentiels de subsurface. Il est préférable de considérer que la quantité d'eau de la zone non saturée *Vadose* correspond à l'eau qui n'intervient pas dans les écoulements latéraux préférentiels alors que l'eau de la nappe de versant correspond à l'eau intervenant dans ces écoulements. Or l'existence d'écoulements préférentiels latéraux n'implique pas nécessairement qu'ils soient saturés [MUSY et HIGY, 2004]. Ainsi le déficit seuil d_0 correspond à la capacité de stockage des chemins préférentiels. Si $d_i(t) = d_0$, ces chemins préférentiels sont localement vides. Néanmoins, il peut exister une humidité résiduelle (non saturée) retenue dans la matrice par les forces capillaires qui est représentée par *Vadose*.

Dans la formulation nTopAMMA, il est nécessaire que le débit d'exfiltration de la nappe s'annule lorsque le déficit global est égal au déficit seuil d_0 :

$$\lim_{\bar{D}(t) \rightarrow d_0} Q_b(t) = 0 \quad (6.26)$$

Le débit d'exfiltration de la nappe de versant $Q_b(t)$, pour la modélisation nTopAMMA, s'exprime finalement :

$$Q_b(t) = A.K_s.m. \exp(-\lambda) \cdot \left[\exp\left(-\frac{\bar{D}(t)}{m}\right) - \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right) \right] \quad (6.27)$$

6.1.3.13. Équation du bilan de masse

Le bilan de masse, réalisé sur la nappe de versant, est calculé à l'échelle de la maille hydrologique à partir des flux entrants et sortants à cette échelle. Il permet d'actualiser la valeur du déficit moyen sur la maille.

$$\bar{D}(t + \delta t) = \bar{D}(t) + \left(\frac{Q_b(t)}{A} + ETR_2(t) + Perc(t) - R(t) \right) \cdot \delta t \quad (6.28)$$

Les déficits locaux sont déduits par la relation d'échelle (équation 6.15).

6.1.3.14. Fonction de transfert

La fonction de transfert utilisée dans le modèle nTopAMMA est basée sur l'hydrogramme unitaire géomorphologique [pour une description détaillée voir par exemple HINGRAY et al., 2009]. Cette approche présente l'avantage de ne pas utiliser de données pluie-débit mais seulement la géomorphologie du bassin. Pour chaque point du bassin, il est nécessaire de connaître les distances de transfert et les vitesses moyennes sur versant et les distances de transfert et les vitesses moyennes dans le réseau hydrographique. Le temps de transfert vers l'exutoire des points appartenant au réseau hydrographique s'écrit :

$$t_{out} = v_{river} \cdot d_{out} \quad (6.29)$$

et

$$t_{out} = v_{river} \cdot d_{out} + v_{hillslope} \cdot d_{river} \quad (6.30)$$

pour les points situés en zones saturées contributives. Avec v_{river} et $v_{hillslope}$ respectivement les vitesses dans le réseau hydrographique et sur le versant ; d_{out} la distance de parcours dans le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire ; d_{river} la distance de parcours sur le versant jusqu'au réseau hydrographique.

La distribution de ces temps de transfert constitue l'hydrogramme unitaire géomorphologique dont l'estimation s'appuie sur plusieurs hypothèses :

- le ruissellement est supposé être uniquement généré sur les surfaces saturées connectées au réseau hydrographique,
- la géométrie du réseau hydrographique est supposée être indépendante du temps,
- les vitesses d'écoulement, en rivière comme sur versant, sont supposées être uniformes sur le bassin.

La fonction de transfert fait donc apparaître deux paramètres : $V_{hillslope}$ et V_{river} . Puisque le réseau hydrographique reçoit des flux hydriques au sein du bassin versant et les restitue à l'exutoire du bassin

avec un délai, le réseau hydrographique peut être considéré comme un réservoir nommé *River*. Nous avons utilisé l'hydrogramme unitaire géomorphologique statique qui est considéré comme invariant dans le temps.

6.1.4. Mise en œuvre du modèle

Le modèle nTopAMMA propose différentes options de simulation qui correspondent à différentes paramétrisations des processus hydrologiques simulés. Dans les paragraphes qui suivent, nous décrivons uniquement la configuration utilisée durant cette étude.

6.1.4.1. Traitements topographiques préalables

La mise en œuvre de la modélisation nTopAMMA nécessite des traitements topographiques préalables dont le calcul de la carte d'indice de similarité hydrologique (figure 6.2). Ces traitements nécessitent d'identifier les points situés en tête du réseau hydrographique (points sources) et le réseau hydrographique lui-même. Deux critères sont retenus pour définir ces points sources :

- l'aire drainée par un point source doit être supérieure à une aire seuil ;
- l'indice de similarité hydrologique d'un point appartenant au réseau hydrologique pérenne doit être supérieur à un indice seuil.

Le seuil d'apparition des rivières, déterminé par analyse géomorphologique du Modèle Numérique de Terrain (MNT) [DEPRAETERE et MONIOD, 1991], est compris entre 10 et 44 hectares, avec une moyenne de 13,5 hectares sur le bassin de l'Ouémé supérieur (com. pers., C. Depraetere, 2005). Les valeurs de ces critères, choisies dans cette étude sont les suivantes :

- aire drainée seuil : 160 000 m² ;
- indice de similarité hydrologique seuil : 5.

6.1.4.2. Variables d'entrée

Le pas de temps choisi pour la modélisation est le pas de temps journalier. Il est nécessaire de fournir deux variables d'entrée au modèle nTopAMMA à ce pas de temps : le champ de précipitations $P(t)$ et le champ d'évapotranspirations potentielles $ETP(t)$. Ces champs peuvent être uniformes sur l'ensemble du bassin versant ou semi-distribués par maille hydrologique. Nous avons utilisé un champ de précipitations semi-distribué par maille hydrologique et un champ d'évapotranspirations potentielles uniforme sur tout le bassin d'étude.

6.1.4.3. Paramètres du modèle

À l'instar des modèles de la famille TopMODEL, nTopAMMA possède peu de paramètres. Il est nécessaire de renseigner les 6 paramètres suivants :

- m [m]
- d_{0ratio} [-]
- K_s [m.h⁻¹]
- K_sratio [-]
- V_{river} [m.s⁻¹]
- $Vratio$ [-]

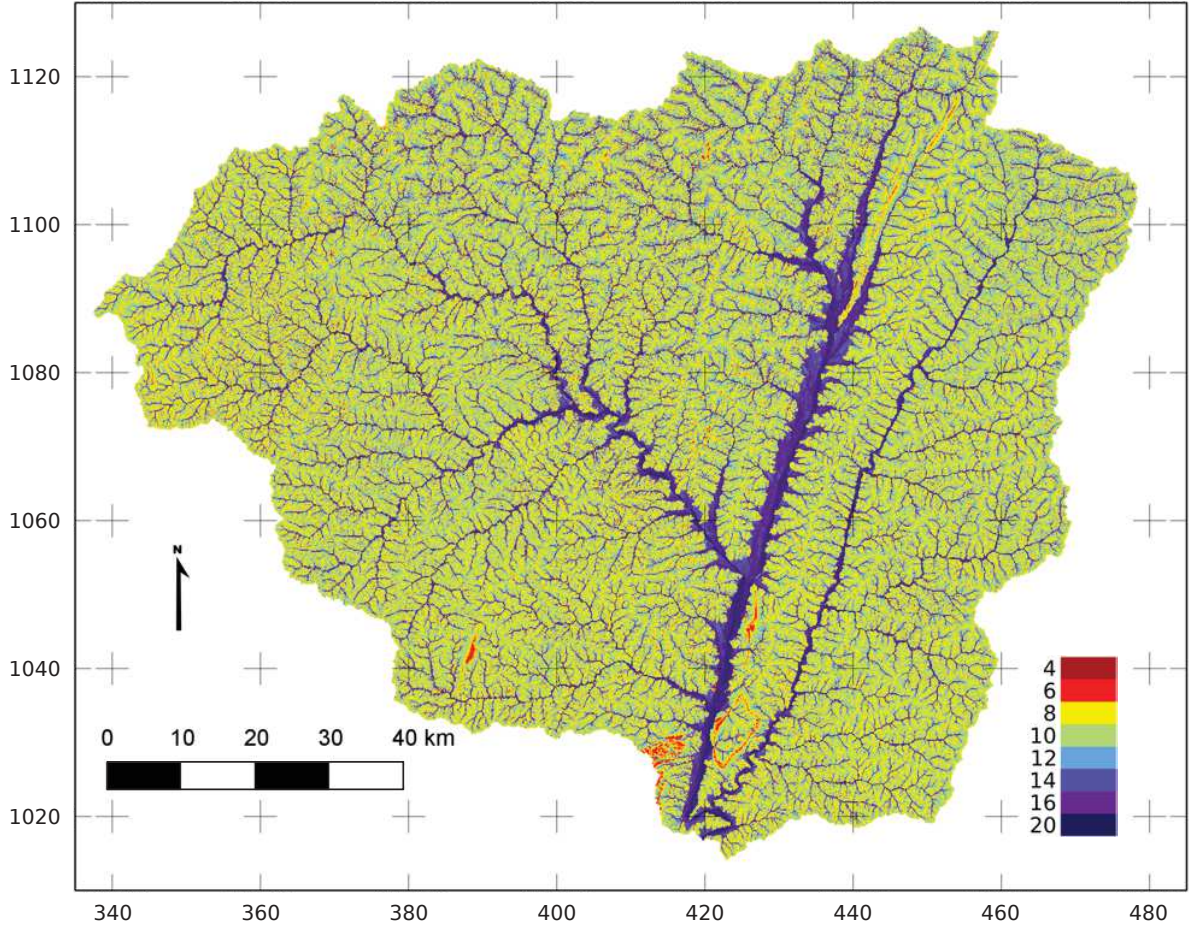


FIGURE 6.2 – Carte d'indice de similarité hydrologique [-] de l'Ouémé supérieur à Bétérou. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.

Le paramètre d_0ratio définit le déficit seuil d_0 connaissant le taux de décroissance de la transmissivité hydraulique en fonction de la profondeur m :

$$d_0ratio = \frac{d_0}{m} \quad (6.31)$$

K_sratio est le facteur d'anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation verticale K_{sV} sur la conductivité hydraulique à saturation latérale K_s (équation 6.22). $Vratio$ définit la vitesse de ruissellement sur le versant $V_{hillslope}$ par le biais de la vitesse d'écoulement dans le réseau hydrographique V_{river} :

$$Vratio = \frac{V_{river}}{V_{hillslope}} \quad (6.32)$$

LE LAY et al. [2008] introduit une anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation afin de prendre en compte les chemins préférentiels d'écoulements dans le sol. Ces auteurs imposent de plus une vitesse de ruissellement sur le versant égale à un dixième de la vitesse d'écoulement dans le réseau hydrographique. La simulation des débits est peu sensible à la valeur de ce ratio car la longueur de versant est faible devant la longueur du réseau hydrographique. Nous avons fixé la valeur des paramètres K_sratio et $Vratio$ à partir des considérations émises par LE LAY et al. [2008] : $K_sratio = 0,01$, $Vratio = 10$. Ainsi, le modèle nTopAMMA possède 4 paramètres effectifs : m ,

d_0ratio , K_s et V_{river} . Ces paramètres ont été optimisés dans le cadre de l'expérience ALMIP2 (voir la section 6.2).

6.1.4.4. Variables de sortie

Hormis les fichiers nécessaires au modèle pour réaliser une simulation, le modèle produit un fichier de résultats pour le bassin d'étude et n fichiers de résultats pour chacune des n mailles hydrologiques. Ces fichiers contiennent les forçages, la variable d'état du système (le déficit moyen), les flux sortants simulés $ETR(t)$, $Perc(t)$ et $Q(t)$, ainsi que d'autres variables secondaires.

6.2. Analyse du bilan hydrologique simulé par nTopAMMA

Cette section a pour objectif de présenter le fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur à Bétérou que nous avons simulé pour cette étude avec le modèle nTopAMMA.

6.2.1. Choix d'une simulation de référence

Le modèle nTopAMMA a été retenu pour l'expérience ALMIP2 [BOONE et al., 2009]. Un travail conséquent a été réalisé par C. Peugeot et J. Viarre à HSM afin de réaliser les simulations nTopAMMA pour l'exercice ALMIP2. J'ai aussi contribué à la production de ces simulations. Ces résultats ne sont pas présentés ici mais ce travail a permis de générer une simulation d'ensemble dont est extrait une simulation "optimale", simulation qui servira de référence pour l'analyse d'autres simulations.

Un découpage du bassin versant de l'Ouémé supérieur à Bétérou en 94 mailles hydrologiques, d'environ 100 km² (figure 6.3), a été retenu pour les simulations ALMIP2. Nous avons appliqué un champ de précipitations généré par interpolation lagrangienne. Ce champ est ensuite moyenné par maille hydrologique. Le champ d'évapotranspiration potentielle, uniforme sur l'ensemble du bassin versant, est renseigné par la chronique d'évapotranspiration de référence estimée à la station météorologique de Djougou.

La période retenue pour les simulations ALMIP2 s'étend du 1^{er} janvier 2005 au 31 décembre 2008. Le tableau 6.1 indique quelques caractéristiques hydrologiques des années étudiées. Cette période présente des années hydrologiques variées. Seule l'année humide de 2008 possède des précipitations annuelles supérieures à la moyenne (1 190 mm.an⁻¹ sur la période 1950–2002, voir le chapitre 1). La faible pluviosité de 2006, année sèche, est associée à un coefficient de ruissellement de 9 %, relativement faible par rapport à la valeur moyenne de 12 % pour une période de 1954–2002 (voir le chapitre 1). Au contraire, le coefficient de ruissellement de l'année 2008 est relativement fort. L'année 2007 est proche du fonctionnement hydrologique moyen concernant les précipitations et le coefficient de ruissellement.

La méthode de *spin-up* est employée pour assurer une stabilité de l'état initial du modèle au 1^{er} janvier 2005. Une durée de *spin-up* de 4 ans a été retenue pour cette initialisation (com. pers., C. Peugeot). Le calage du modèle est effectué sur l'ensemble de la période de simulation ALMIP2, soit 4 années. Il n'y a pas de période de validation. Le bassin versant étudié est celui de l'Ouémé supérieur à Bétérou.

Au pas de temps journalier, la sensibilité du modèle au paramètre V_r est faible et sa valeur est fixée à 0,2 m.s⁻¹ (com. pers., C. Peugeot). Le calage est réalisé sur les trois paramètres restants m , K_s

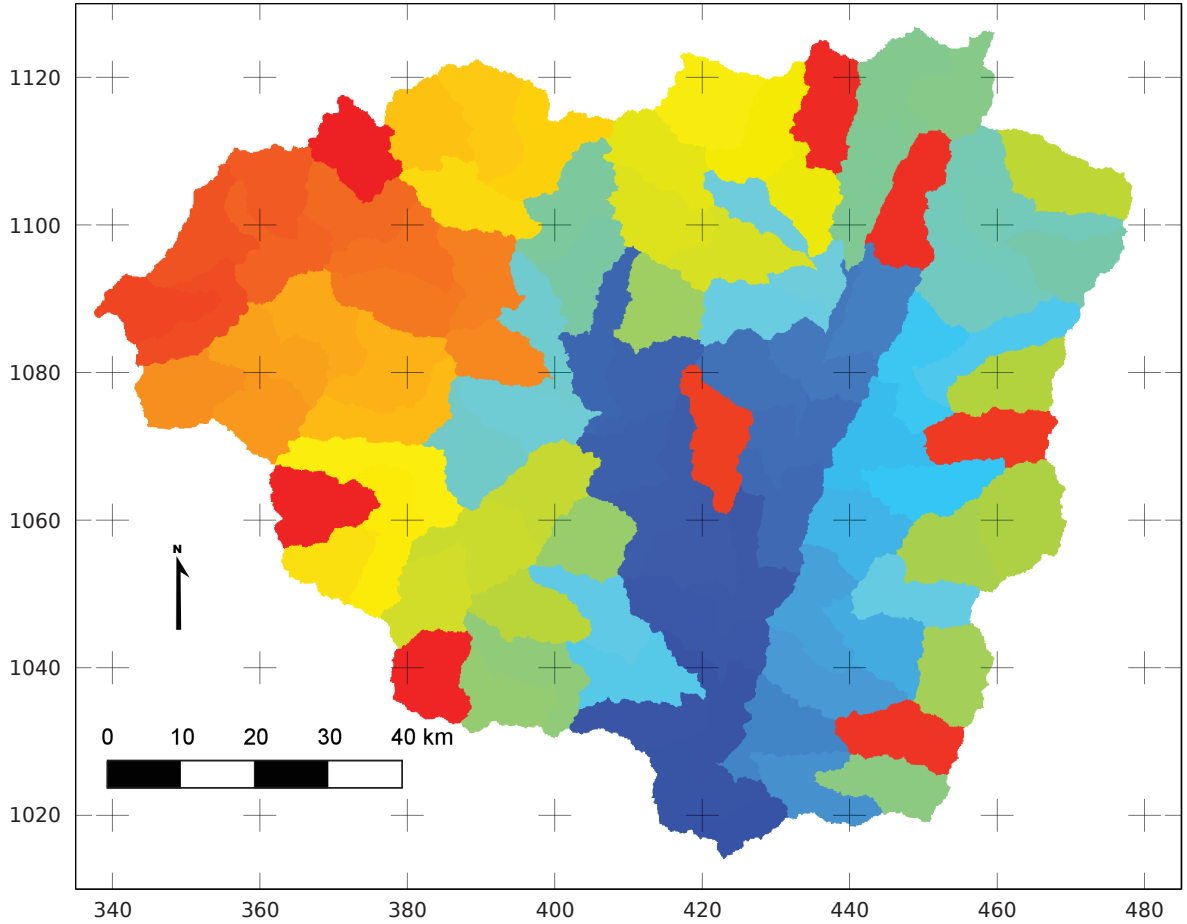


FIGURE 6.3 – Carte des 94 mailles hydrologiques de l’Ouémé supérieur à Bétérou. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.

et d_0ratio . Un sous-ensemble de l’hyper-espace des paramètres du modèle a été exploré (tableau 6.2). Celui-ci comporte 6 375 jeux de paramètres.

Nous avons évalué les performances du modèle sur la variable de débit simulé à l’exutoire. Pour évaluer les performances du modèle, nous avons utilisé différents scores statistiques tel que le coefficient d’efficacité de Nash-Stucliffe $Nash$ (équation 6.33), le coefficient de détermination r^2 (équation 6.34), le biais en volume $Biais.volume$ (équation 6.35) et le coefficient d’efficacité Kling-Gupta KGE [GUPTA et al., 2009](équation 6.36).

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Qsim_i - Qobs_i)^2}{\sum_{i=1}^N (\mu_{Qobs} - Qobs_i)^2} \quad (6.33)$$

$$r^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (Qsim_i - \mu_{Qobs})^2}{\sum_{i=1}^N (Qobs_i - \mu_{Qobs})^2} \quad (6.34)$$

$$Biais.volume = \frac{\sum_{i=1}^N (Qsim_i - Qobs_i)}{\sum_{i=1}^N Qobs_i} .100 \quad (6.35)$$

Tableau 6.1 – Précipitations annuelles, lames d'eau écoulées annuelles à l'exutoire de Bétérou et coefficient de ruissellement pour les années étudiées dans l'exercice ALMIP2.

Année	Précipitations [mm]	Lame écoulée [mm]	Coefficient de ruissellement [%]
2005	1 051	112	11
2006	956	88	9
2007	1 142	136	12
2008	1 257	205	16

Tableau 6.2 – Valeurs de paramètres nTopAMMA explorées pour l'exercice ALMIP2.

Paramètre	Valeur minimale	Valeur maximale	Incrément	Nombre de valeurs testées
m [m]	0,01	0,17	0,01	17
K_s [m.h ⁻¹]	0.5	48,5	2	25
d_0ratio [-]	1	15	1	15

$$KGE = \sqrt{\left(1 - \frac{\sigma_{Qsim}}{\sigma_{Qobs}}\right)^2 + \left(1 - \frac{\mu_{Qsim}}{\mu_{Qobs}}\right)^2 + \left(1 - \sqrt{r^2}\right)^2} \quad (6.36)$$

avec :

- $Qsim$: chronique de débit simulé
- $Qobs$: chronique de débit observé
- σ : opérateur écart-type
- μ : opérateur moyenne

Le score *Nash* permet d'exprimer la part de variance des débits mesurés expliquée par le modèle, normée par les performances d'un modèle constant égal à la moyenne des mesures. Si ce score est négatif, cela signifie que le modèle est moins performant que le modèle qui est défini par la moyenne inter-annuelle des débits mesurés. Le coefficient de détermination définit la proportion de la variance des débits mesurés expliquée par les variance des débits simulés. Le score *Biais.volume* définit le biais en volume du modèle. Le score *KGE* synthétise la capacité du modèle à reproduire les débits mesurés à partir de 3 grandeurs statistiques : la moyenne, l'écart-type et le coefficient de détermination. Ces scores permettent d'évaluer de façon complémentaire les performances du modèle à simuler les débits mesurés. La simulation de référence est définie comme étant la simulation de l'ensemble des 6 375 simulations qui possède le meilleur *KGE*, puis le meilleur *Nash*, puis le meilleur r^2 et enfin le plus faible biais en volume.

Avec ce jeu de paramètres, les scores de performances du modèle calculés sur la période 2005–2008 sont les suivants :

- $KGE = 0,93$
- $Nash = 0,90$
- $r^2 = 0,91$
- $Biais.volume = 0,86 \%$

Les paramètres de la simulation de référence sont les suivants :

- $K_s = 20,5 \text{ m.h}^{-1}$
- $d_0ratio = 8$, soit $d_0 = 0,56 \text{ m}$
- $m = 0,07 \text{ m}$

Pour mémoire, les paramètres suivants ont été fixés : $V_{river} = 0,2 \text{ m.s}^{-1}$; $Vratio = 10$; $K_sratio = 0,01$.

6.2.2. Analyse des flux sortants à méso-échelle

6.2.2.1. Le débit

La figure 6.4 présente les débits simulés pour le bassin de l'Ouémé supérieur à Bétérou. La chronique de débits simulés est comparée à celle de débits mesurés. La chronique représente deux années hydrologiques contrastées (2006 et 2007). Le modèle reproduit correctement les débits simulés à l'exutoire du bassin d'étude. La variabilité intra-saisonnière est reproduite avec l'absence de débits en saison sèche et des débits importants et regroupés en saison humide. La variabilité inter-annuelle du cycle hydrologique est reproduite par le modèle car il simule correctement les débits d'une année hydrologique relativement sèche (2006) avec des débits maximaux mesurés d'environ $300 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et d'une année hydrologique moyenne (2007) avec des débits maximaux mesurés atteignant $500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Néanmoins, durant l'année 2007 les débits sont globalement surestimés en particulier pour les plus fortes valeurs, ce biais atteint $100 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

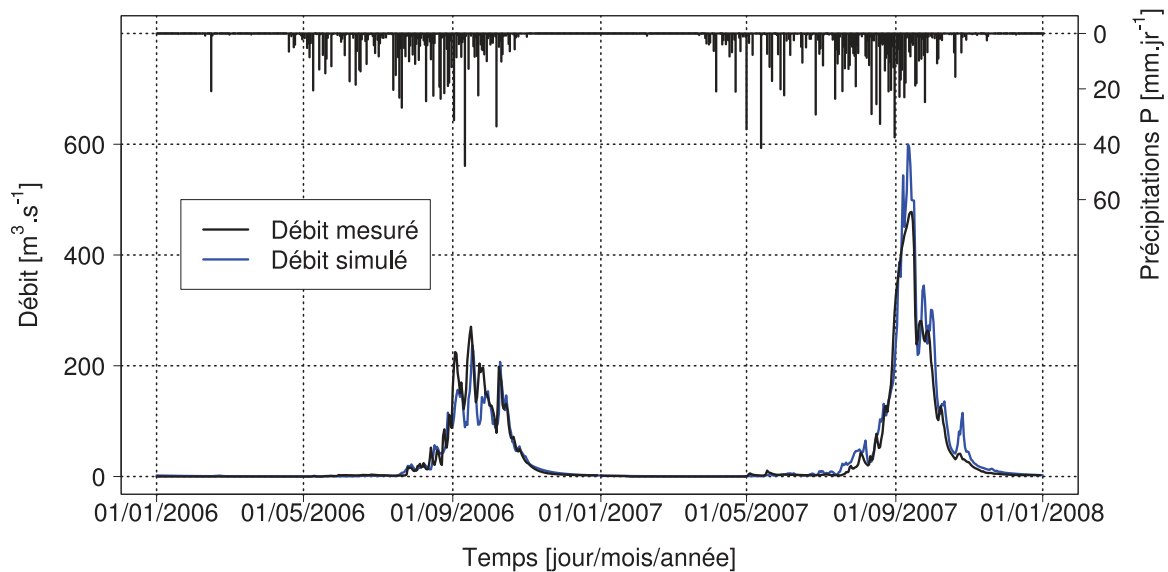


FIGURE 6.4 – Chronique de débits mesurés et simulés par nTopAMMA pour le bassin de l'Ouémé supérieur à Bétérou pour les années 2006 et 2007. Les paramètres utilisés sont ceux de la simulation de référence.

Cette bonne reproduction de la chronique de débit est expliquée notamment par le fait qu'il s'agit de la variable de calage du modèle. Les quatre paramètres du modèle sont donc optimisés de manière à ajuster les débits simulés aux débits mesurés. Au regard des critères de performances, nous considérons que le modèle nTopAMMA est performant dans la modélisation de la relation pluie-débit du bassin de l'Ouémé supérieur.

6.2.2.2. L'évapotranspiration

Nous analysons ici la dynamique intra-saisonnière de l'évapotranspiration simulée par nTopAMMA pour la simulation de référence. Nous comparons cette dynamique à celle de l'évapotranspiration réelle mesurée sur les sites de Nalohou et de Béléfoungou. Ces mesures ont déjà été présentées dans le chapitre 1. Nous analysons la période du 1^{er} janvier 2006 au 31 décembre 2008. La figure 6.5 représente la moyenne mensuelle de l'évapotranspiration réelle mesurée sur le site de Nalohou par LAS et EC (les mesures LAS et EC sont ici confondues), sur le site de Béléfoungou par EC et l'évapotranspiration réelle simulée à méso-échelle par nTopAMMA pour la simulation de référence. L'*ETP* du modèle nTopAMMA est également représentée. Rappelons que la variable *ETP* est renseignée avec l'estimation de l'évapotranspiration de référence de la station météorologique de Djougou.

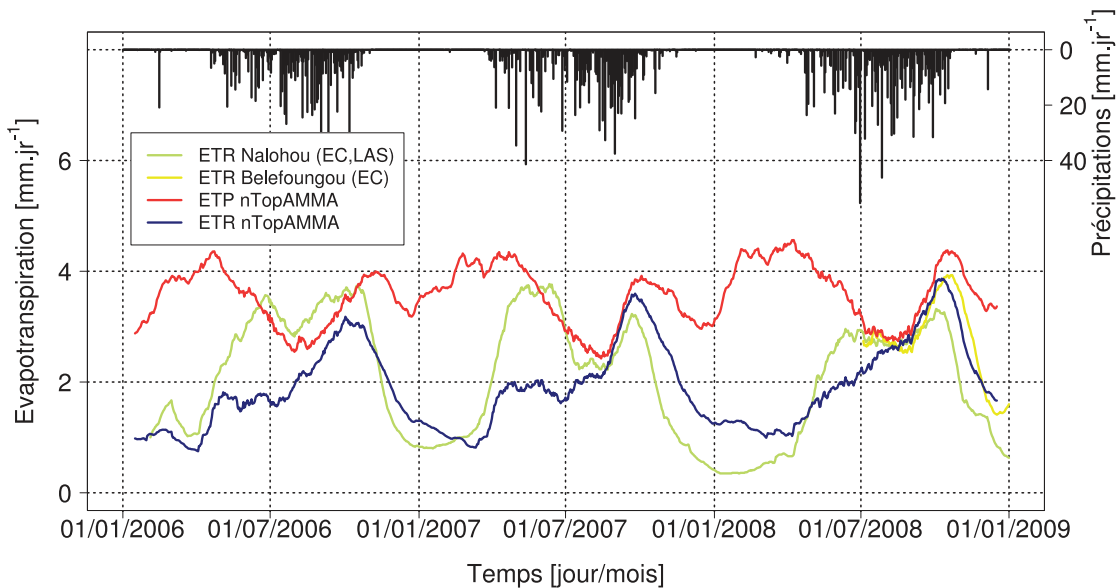


FIGURE 6.5 – Chroniques d'évapotranspiration : évapotranspiration réelle, mesurée par LAS et EC pour le site de Nalohou et par EC pour le site de Béléfoungou ; évapotranspiration potentielle et réelle simulée par nTopAMMA pour la simulation de référence sur les années 2006, 2007 et 2008. Les évapotranspirations sont moyennées sur 31 jours pour une meilleure visibilité.

La moyenne mensuelle de l'évapotranspiration mesurée en saison sèche varie entre 0,5 et 2 mm.jr⁻¹. Lors des premières pluies de la saison, l'évapotranspiration réelle mesurée augmente rapidement jusqu'à des valeurs comprises entre 2 et 4 mm.jr⁻¹. L'*ETR* mesurée atteint l'*ETP* durant la saison humide et est parfois supérieure à l'*ETP*. L'*ETP* de nTopAMMA étant égale à l'évapotranspiration de référence *ET0*, cela signifie que l'*ETR* est parfois supérieure à l'évapotranspiration d'un gazon. Outre la différence de végétation, ces valeurs élevées peuvent être expliquées par un effet oasis [ALLEN et al., 1998]. Finalement, l'évapotranspiration réelle mesurée au cœur de la saison humide est plus faible en moyenne d'environ 1,5 mm.jr⁻¹ que celle mesurée en début et en fin de saison. Cette baisse est due à une inflexion similaire de l'*ET0*, elle-même due à une augmentation de l'ennuagement à cette période [MAMADOU et al., 2014].

Si l'on compare ces mesures à l'évapotranspiration réelle simulée par nTopAMMA, il apparaît que le modèle sous-estime l'*ETR* dans la première moitié de la saison humide. À cette période, l'*ETR* simulée plafonne autour de 2 mm.jr⁻¹ en 2006 et 2007 et croît progressivement en 2008. Il semble manquer une composante d'évapotranspiration au modèle dans cette première partie de la saison

humide. Pour pallier ce manque, nous proposons une nouvelle composante d'évapotranspiration dans le chapitre 9.

6.2.2.3. Comparaison des flux sortants

Afin que les flux sortants soient comparables, nous avons utilisé non pas le débit mais le débit spécifique (variable homogène à un flux). La figure 6.6 illustre les chroniques de débit spécifique, d'évapotranspiration et de percolation pour l'année 2007 au pas de temps journalier.

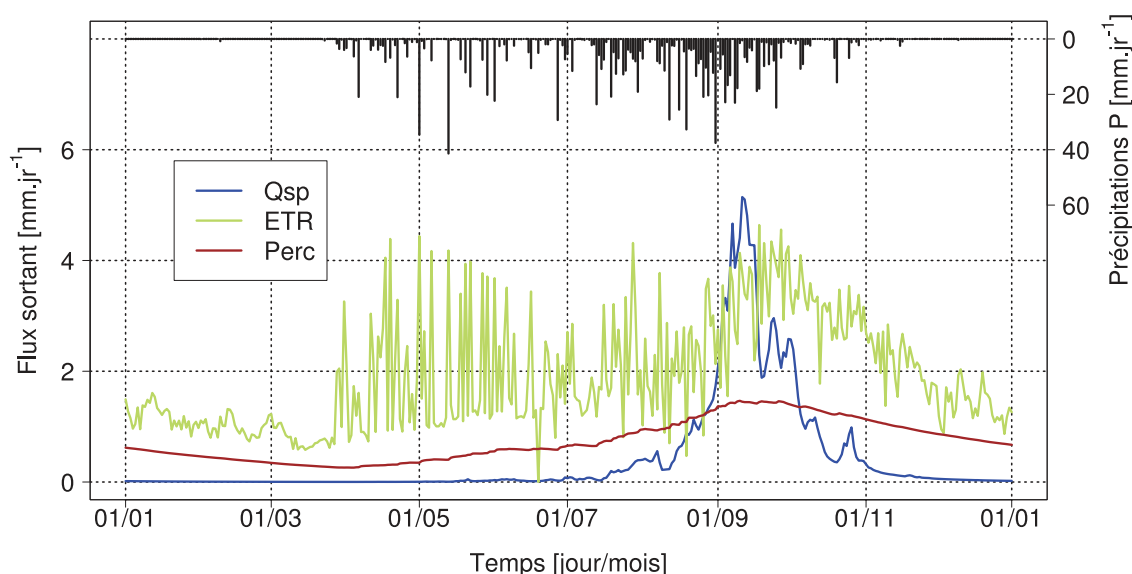


FIGURE 6.6 – Flux sortants du modèle nTopAMMA en 2007 pour la simulation de référence. Les débits sont exprimés en débits spécifiques Q_{sp} afin d'être comparables aux autres flux, l'évapotranspiration ETR et percolation profonde $Perc$.

Le débit spécifique annuel moyen simulé est de $0,44 \text{ mm.jr}^{-1}$. L'évapotranspiration ETR moyenne simulée par le modèle nTopAMMA pour l'année 2007 est de $1,9 \text{ mm.jr}^{-1}$ (figure 6.6). Bien que le pic d'évapotranspiration soit synchrone avec la période de hauts débits, l'amplitude intra-saisonnière de ce flux est moindre que celle des débits. La valeur minimale d'ETR d'environ 1 mm.jr^{-1} est atteinte en fin de saison sèche. La variabilité journalière est forte en début de saison humide puis diminue au cours de la saison humide. Le flux de percolation profonde $Perc$ présente une fluctuation à l'échelle annuelle d'une amplitude voisine de 1 mm.jr^{-1} . La moyenne annuelle de ce flux est de $0,74 \text{ mm.jr}^{-1}$ en 2007. Le minimum est atteint en fin de saison sèche et le maximum en septembre.

Les deux flux verticaux (ETR et $Perc$) sont non nuls tout au long de l'année contrairement aux écoulements en rivière qui sont inexistantes de décembre à juin. Les volumes d'eau simulés associés à ces transferts verticaux, sont loin d'être négligeables devant les débits, ils sont même prédominants dans le bilan hydrologique (figure 6.7). Pour l'année 2007, l'évapotranspiration cumulée est égale à 695 mm (soit 61 % des précipitations annuelles), la percolation profonde cumulée atteint 271 mm (soit 24 % des précipitations annuelles). Les flux verticaux simulés par nTopAMMA représentent donc 85 % des apports hydriques alors que les débits simulés n'en représentent que 14 % (159 mm). Bien que le modèle nTopAMMA soit initialement conçu pour simuler la relation pluie-débit, ce modèle doit nécessairement simuler des flux verticaux qui sont prédominants dans le bilan hydrologique (plus de 80 %).

De par la topographie, la diversité du support géologique et pédologique et la diversité de l'occupation du sol, les propriétés qui affectent le fonctionnement hydrologique du bassin versant sont variables dans l'espace. Les flux verticaux (évapotranspiration, percolation) sont sensibles à cette variabilité car ils sont directement dépendants des propriétés locales. Les expressions des flux verticaux ETR et $Perc$ font intervenir le paramètre K_s par le biais de K_{sV} . Or, dans le modèle nTopAMMA ce paramètre est actuellement uniforme sur l'ensemble du bassin de l'Ouémé supérieur. Cette simplification influence donc directement les flux verticaux simulés. Dans la suite du document nous caractérisons la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation des sols de surface de l'Ouémé supérieur (chapitre 7), et son influence sur la simulation de l'évapotranspiration (chapitre 8).

6.2.3. Analyse de la dynamique interne

La figure 6.7 illustre les chroniques de flux sortants cumulés et les variations cumulées des stocks¹.

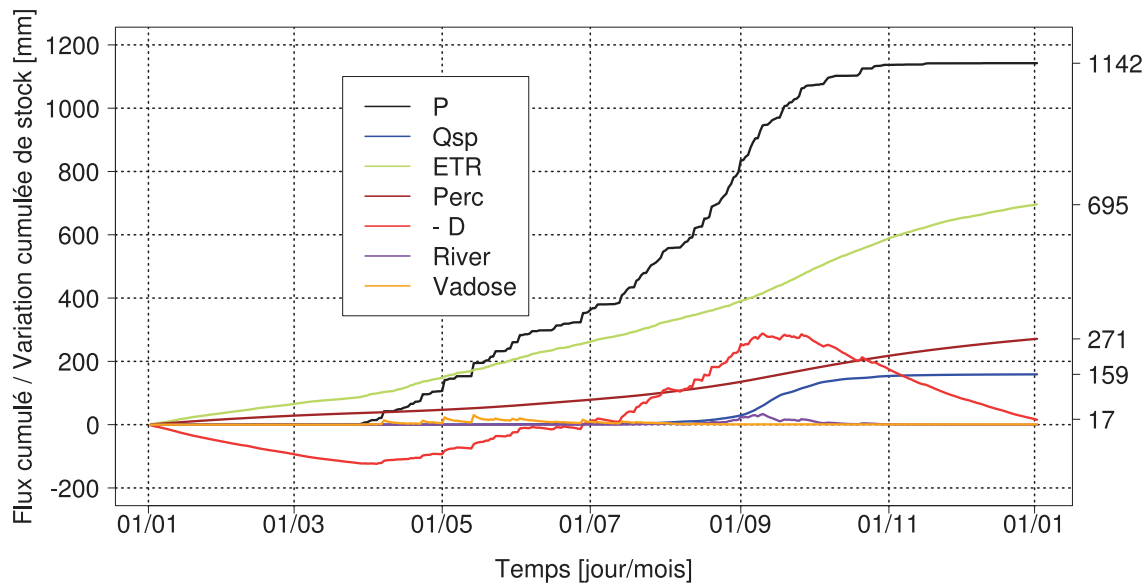


FIGURE 6.7 – Bilan de masse de l'Ouémé supérieur à Bétérou simulé par le modèle nTopAMMA pour l'année 2007 avec les paramètres de la simulation de référence. Flux cumulés : précipitations P , débit spécifique Q_{sp} , évapotranspiration ETR et percolation profonde $Perc$. Variations cumulées de stock : nappe de versant $-\bar{D}$, $River$ et $Vadose$.

Puisque \bar{D} est un déficit, nous travaillons avec son opposé $-\bar{D}$, c'est-à-dire un stock. Ce stock varie d'environ 400 mm durant l'année avec un minimum en fin de saison sèche et un maximum durant la période des écoulements (croissance de la courbe des débits cumulés). Sa variation à l'échelle annuelle est égale à 17 mm en 2007 (soit 1,5 % des précipitations annuelles), ce qui est très faible devant son amplitude annuelle. La dynamique des flux verticaux ETR et $Perc$ (figure 6.6) est globalement semblable à celle de $-\bar{D}$ (figure 6.7). Cela s'explique par leur dépendance directe à ce réservoir (l' ETR est dépendant de \bar{D} via ETR_2). Le stock $-\bar{D}$ décroît en saison sèche car les précipitations et les débits sont nuls alors que l'évapotranspiration et la percolation ne le sont pas. Lorsque la saison humide débute en avril, le stock augmente jusqu'en septembre où les flux sortants (évapotranspiration, percolation profonde et débit) équilibrent les précipitations. Une fois la saison humide achevée, le stock

1. La variation cumulée de stock est égale au stock lui-même à une constante près qui est égale à la valeur du stock à l'instant initial de la chronique cumulée. Manipuler la variation cumulée de stock permet de comparer plus aisément l'état du stock courant par rapport à une date donnée; en l'occurrence par rapport au 1^{er} janvier de l'année analysée.

décroît de nouveau. Les deux autres stocks du modèle *Vadose* et *River* présentent des amplitudes de variation bien plus faibles que $-\bar{D}$, de l'ordre de quelques dizaines de millimètres. Ces stocks sont vides la majeure partie de l'année. Le stock *Vadose* présente ses plus importantes variations durant la première partie de saison humide alors que le stock *River* est actif durant la seconde partie de saison humide, ce qui permet la production de débits simulés.

Les valeurs non nulles du stock *River* sont synchrones avec les valeurs fortes de $-\bar{D}$. Ceci s'explique par le fait que : le débit de base Q_b dépend directement du déficit global \bar{D} ; le ruissellement sur surfaces contributives R_C dépend indirectement de \bar{D} . Ainsi la production de débit est fortement dépendante du niveau du stock $-\bar{D}$. Or nous l'avons vu, la dynamique de $-\bar{D}$ dépend des prélèvements *ETR* (via le terme ETR_2) et *Perc*. Une simulation correcte des débits passe donc par un prélèvement adapté dans le stock $-\bar{D}$. Dans notre cas, la quantité d'eau prélevée par évapotranspiration et percolation profonde est adaptée à une bonne reproduction des débits. En d'autres termes sans percolation profonde, le stock $-\bar{D}$ serait plus élevé, ce qui surestimerait les débits. Le terme de percolation profonde a été introduit dans le modèle TopAMMA afin d'éviter la surestimation des débits. En conclusion, le flux vertical de percolation profonde *Perc* est la réponse apportée au sein de la modélisation nTopAMMA à la question de l'intégration des transferts hydriques verticaux au bilan hydrologique de cette zone d'étude. La présence nécessaire de cette percolation profonde dans la modélisation nTopAMMA pose question. Dans le chapitre 9, nous analysons la nature de cette percolation et plus généralement les processus verticaux dans la modélisation nTopAMMA.

CHAPITRE 7

Caractérisation de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols de surface de l'Ouémé supérieur

La caractérisation de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols de surface de l'Ouémé supérieur a fait l'objet d'une campagne de terrain menée en 2011. J'ai conçu et réalisé cette campagne de terrain de 3 mois grâce à une mission de longue durée financée par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Les travaux de terrain et de laboratoire, que j'ai coordonnés, ont fait l'objet d'une collaboration avec le Laboratoire d'Hydraulique et de Maîtrise de l'Eau (LHME) de l'Université d'Abomey-Calavi (Bénin). Cette campagne de terrain s'est déroulée d'octobre à décembre 2011. Les mesures de laboratoire se sont poursuivies au LHME jusqu'en 2013. La présentation de cette campagne et des résultats associés fait l'objet du présent chapitre. Après une rapide revue bibliographique, nous présentons l'objectif de la campagne de terrain. Nous décrivons ensuite la stratégie de mesures adoptée et les sites de mesures retenus. Nous présentons les différents outils statistiques utilisés pour analyser les mesures de conductivité hydraulique du sol. Nous analysons les résultats concernant les valeurs de conductivité hydraulique à saturation K_s et les courbes de conductivité hydraulique $K(h)$. Nous discutons pour finir l'apport relatif de ces mesures, l'impact du travail des sols cultivés sur la conductivité hydraulique de surface et nous comparons nos résultats à ceux obtenues par Giertz et ses collaborateurs.

7.1. Introduction

Une campagne de terrain réalisée en 2000 [ANGULO JARAMILLO et GALLE, 2001 ; DE CONDAPPA, 2006] avait pour objectif d'explorer la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols du bassin versant de la Donga (586 km²). Elle s'est déclinée en deux parties. La première a consisté à explorer ces propriétés à l'échelle du bassin versant. Pour cela, des mesures ont été réalisées sur une grille régulière de 2 minutes de côté (3,5 km). La seconde partie s'est consacrée à la mesure des mêmes propriétés sur un versant, celui d'Ananiga. Ces deux parties de la campagne de terrain ont utilisé la méthode *Beerkan* [BRAUD et al., 2005 ; HAVERKAMP et al., 1999]. 132 échantillons ont été prélevés sur le bassin et 86 sur le versant d'Ananiga. La distance de décorrélation est de 100 m [VARADO, 2004], bien supérieure à l'interdistance des mesures et en accord avec les résultats de VAUCLIN et al. [1994]. La variabilité spatiale du K_s a été analysée en fonction de la pédologie grâce à des tests statistiques. Ce travail est basé sur la carte de reconnaissance pédologique au 1/200 000^{ème} [FAURE, 1977a]. Le regroupement des K_s par unité pédologique est mitigé [VARADO, 2004]. Il ne semble pas possible de cartographier les caractéristiques hydrodynamiques des sols à partir de cette étude. Finalement, on retiendra que la conductivité hydraulique à saturation des sols de surface varie entre 8.10^{-6} et 4.10^{-5} m.s⁻¹ (médiane à 2.10^{-5} m.s⁻¹ [DE CONDAPPA, 2006]) ; tous les sols étudiés se trouvaient être non cultivés.

Dans une analyse des processus hydrologiques du bassin versant d'Aguima, GIERTZ et DIEKKRÜGER [2003] indiquent que les taux d'infiltration des sols diffèrent en fonction de la pédologie des sols et de la profondeur. La significativité de ces différences n'est pas analysée. Ces auteurs ont aussi montré des écarts significatifs du taux d'infiltration du sol en surface en fonction de l'occupation du sol. Les conductivités hydrauliques moyennes des sols cultivés et des sols de végétation naturelle sont significativement différentes [BORMANN et al., 2005]. Cette différence significative est expliquée par l'activité faunique dans les sols de végétation naturelle [GIERTZ et al., 2005].

En 2010, D. Robert a effectué une campagne de terrain sur le bassin versant de l'Ara [ROBERT, 2010]. L'objectif de cette étude était de caractériser la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du premier mètre des sols de ce bassin (12 km²). Les essais infiltrométriques réalisés dans des fosses de caractérisation montrent une forte variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols, ce qui confirme les résultats de VARADO [2004]. De plus, les propriétés hydrodynamiques du premier mètre de sol ne dépendent pas de l'organisation héritée de la géologie ni de la topographie. Par contre, l'occupation du sol permet de spatialiser à l'échelle de ce bassin, la conductivité hydraulique du premier mètre de sol.

Les campagnes de terrain antérieures qui se sont intéressées à l'hydrodynamique des sols ont souligné la grande variabilité spatiale des conductivités hydrauliques des sols mais n'ont pas pu conclure à propos de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols à l'échelle de l'Ouémé supérieur. L'objectif de cette campagne de terrain est donc de caractériser la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols de surface de l'Ouémé supérieur¹.

Nous cherchons à caractériser la variabilité spatiale car elle est susceptible d'expliquer en partie la variabilité spatiale de processus hydrologiques (évaporation, transpiration, percolation profonde)

1. Le lecteur peut aussi se référer aux rapports de mission [LOKONON et al., 2012] et d'analyse [RICHARD, 2012] décrivant cette campagne de terrain de façon plus complète. Ce dernier rapport est disponible sur le site Internet <http://www.amma-catch.org>.

et des flux et termes associés du bilan hydrologique (évapotranspiration, niveau piézométrique de la nappe d'altérites, processus de genèse des écoulements en rivière). Nous nous intéressons à la conductivité hydraulique à saturation K_s car il s'agit d'une propriété hydrodynamique majeure du sol, dans les processus hydrologiques et cette variable est un des paramètres du modèle nTopAMMA que nous employons comme outil de modélisation de l'hydrologie de l'Ouémé supérieur. Nous nous intéressons uniquement aux couches de sol de surface et de subsurface car l'étendue verticale du modèle nTopAMMA est limitée à ces couches. Nous avons souhaité réaliser cette caractérisation à l'échelle de la modélisation méso-échelle, c'est-à-dire, à l'échelle de l'Ouémé supérieur. Pour cela, nous avons réalisé des mesures sur l'ensemble du bassin afin d'éviter que notre caractérisation soit dépendante de la spécificité d'un seul site de mesure.

7.2. Matériel et méthodes

7.2.1. Stratégie de mesure

7.2.1.1. Méthode d'échantillonnage

Puisqu'il n'est pas possible de mesurer la conductivité hydraulique du sol en tous points du bassin et à toutes les profondeurs, nous proposons une caractérisation indirecte de la variabilité spatiale de cette variable. La méthode d'échantillonnage est basée sur quatre éléments : la variable d'intérêt, la variable intermédiaire, l'échelle d'intérêt et l'échelle de la mesure. Le but est de connaître la variable d'intérêt à l'échelle d'intérêt. Cependant, la variable d'intérêt ne peut être mesurée qu'à l'échelle de la mesure. Il faut donc trouver une variable intermédiaire qui ait les deux qualités suivantes : (i) la connaissance de cette variable doit être accessible à la fois à l'échelle de la mesure et à l'échelle d'intérêt et (ii) cette variable doit expliquer une partie significative de la variabilité spatiale des mesures de la variable d'intérêt. Dans ce cas, il est possible de proposer une spatialisation indirecte de la variable d'intérêt en s'appuyant sur la distribution spatiale de la variable intermédiaire connue à l'échelle d'intérêt. Cette méthode d'échantillonnage est énoncé par AMBROISE [1999] comme une solution aux problèmes méthodologiques de la disponibilité des données à l'échelle du bassin versant.

Dans notre cas, la variable d'intérêt est la conductivité hydraulique du sol de surface, l'échelle de la mesure est définie par l'instrument de mesure (quelques centimètres carré) et l'échelle d'intérêt est le bassin versant de méso-échelle (quelques milliers de kilomètres carré). Le choix de la variable intermédiaire n'est pas trivial. Nous avons basé ce choix sur des résultats de la littérature et sur un travail cartographique préliminaire. La première des qualités demandées à la variable intermédiaire (c'est-à-dire la connaissance accessible à l'échelle d'intérêt et à l'échelle de la mesure) est connue *a priori*. Néanmoins, la seconde qualité, qui est que la variable intermédiaire explique une partie significative de la variabilité spatiale des mesures de la variable d'intérêt, cette qualité donc, n'est connue qu'*a posteriori*. Cette stratégie nécessite donc un postulat qui sera infirmé ou confirmé par les mesures.

7.2.1.2. Choix d'une variable intermédiaire

À l'échelle du bassin versant, plusieurs types d'informations *a priori* pertinentes pourraient expliquer la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols de surface : la géologie, la pédologie, la topographie et l'occupation du sol. Les recherches menées dans le cadre du projet IMPETUS

[GIERTZ et DIEKKRÜGER, 2003; BORMANN et al., 2005; GIERTZ et al., 2005] ont montré que les conductivités hydrauliques moyennes des sols cultivés et des sols de végétation naturelle sont significativement différentes. ROBERT [2012] corrobore ces résultats sur le bassin de l’Ara en indiquant que l’occupation du sol permet la spatialisation de la conductivité hydraulique du premier mètre de sol. Nous avons choisi l’occupation du sol comme variable intermédiaire pour caractériser la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols de l’Ouémé supérieur. Nous avons basé notre travail sur la “Carte d’occupation du sol de l’Ouémé supérieur” [BEL, 2010]. Cette carte est réalisée à partir d’images SPOT/HRV d’octobre 2007. Elle présente 6 classes : forêt, savane boisée, jachères, zones anthropisées, ville, eau (figure 7.1). Dans ce travail de thèse, nous ne distinguons pas la savane boisée de la savane arborée. Les zones anthropisées intègrent les cultures annuelles. Des zones de la carte restent non classées pour des raisons techniques.

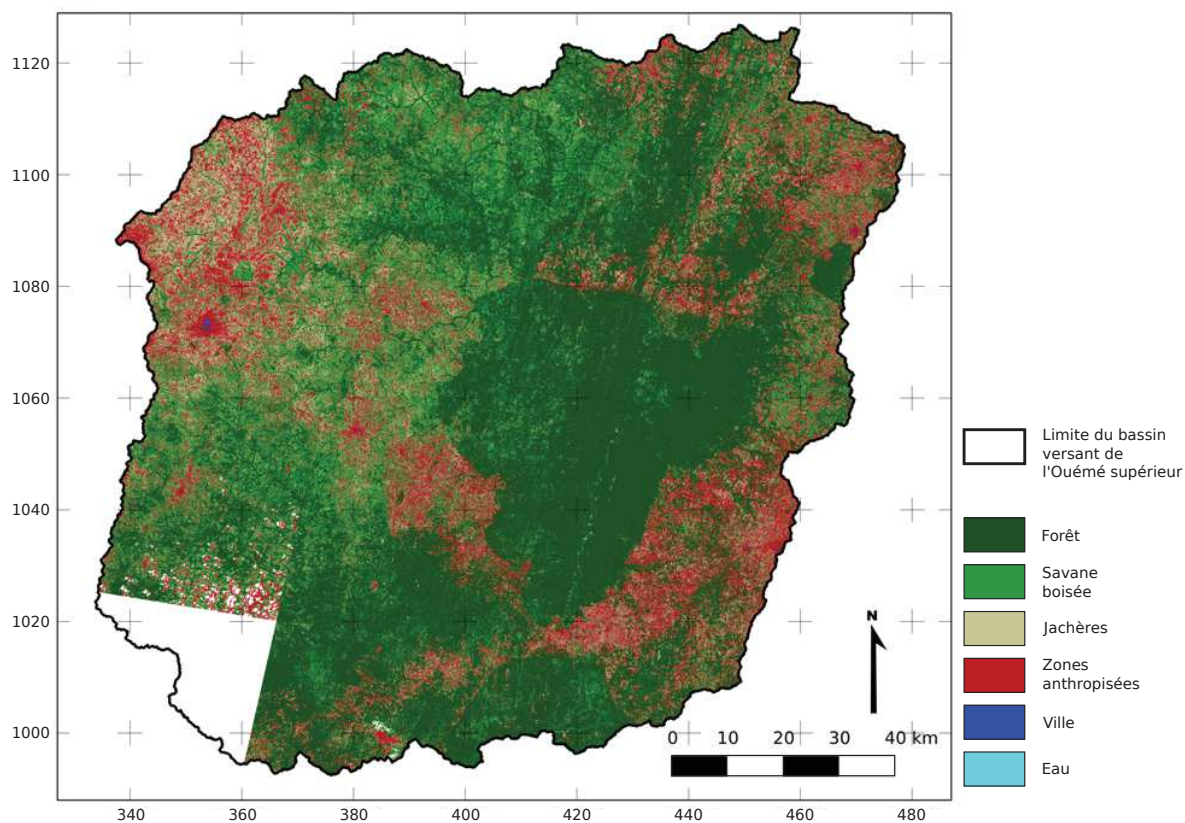


FIGURE 7.1 – Carte d’occupation du sol de l’Ouémé supérieur, d’après BEL [2010]. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.

La carte d’occupation du sol montre que l’Ouémé supérieur comporte 49 % de forêt, 28 % de savane boisée, 18 % de jachères et zones anthropisées et 1 % de ville ; 4 % de la superficie du bassin est non classée. Des travaux sur la dynamique d’utilisation des terres dans le centre du Bénin [JUDEX et al., 2009a] indiquent que sur la période 1991–2000, l’“augmentation du nombre de terres agricoles et d’agglomérations est évidente”. Quant aux scénarios de modélisation de la dynamique d’utilisation des terres [JUDEX, 2009], chacun d’eux “montre une augmentation des terres agricoles et une perte de végétation naturelle”. Ce phénomène est déjà sensible dans la région de Djougou pour laquelle les jachères et zones anthropisées représentent 53 % de la superficie du bassin versant de la Donga, la savane boisée et la forêt représentent respectivement 37 et 10 %. Ainsi, bien que les zones anthropisées

et les jachères ne représentent actuellement que 18 % de la surface du bassin de l'Ouémé supérieur, ce type d'occupation du sol a vocation à croître.

En complément de cette analyse basée sur l'occupation du sol, nous avons analysé l'impact de la pédologie sur la conductivité hydraulique à saturation. Les résultats n'ont pas permis de dégager de lien entre la pédologie et la conductivité hydraulique à saturation, ils sont présentés en annexe A.

7.2.2. Site de mesures

Nous avons choisi deux occupations du sol qui possèdent des fonctionnements hydrodynamiques *a priori* différents [GIERTZ et al., 2005 ; BORMANN et al., 2005] : Cultures et Savane arborée¹, en d'autres termes des sols cultivés et des sols occupés par une végétation naturelle . Pour s'affranchir de l'effet du site sur les mesures, nous avons effectué des mesures sur trois sites répartis sur le bassin versant comprenant chacun des cultures et de la savane arborée. Nous avons donc défini six sites (figure 7.2) proches de 3 villes ou villages (Djougou, Bétérou et N'Dali) :

- Djougou Cultures (site de Nalohou),
- Djougou Savane arborée (site de Béléfoungou),
- Bétérou Cultures,
- Bétérou Savane arborée,
- N'Dali Cultures,
- N'Dali Savane arborée.

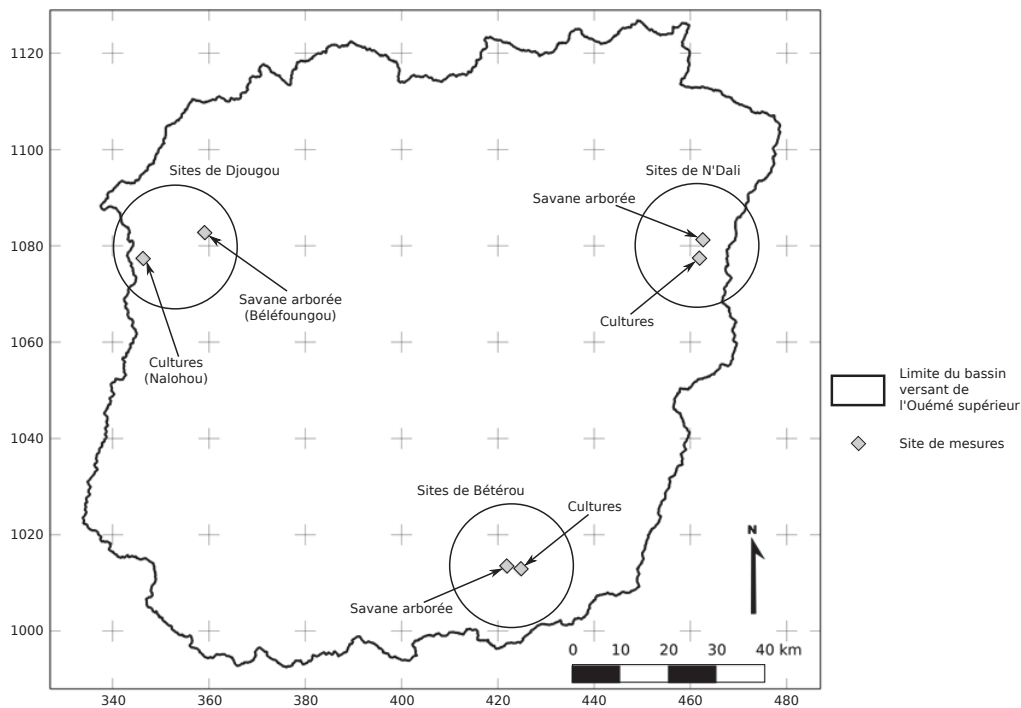


FIGURE 7.2 – Position des 6 sites de mesures au sein du bassin versant de l'Ouémé supérieur. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.

1. Nous voulions initialement travailler sur les sols de forêt qui représentent la moitié de la superficie du bassin. Il s'est avéré par l'observation de la végétation *in situ* que de nombreux sites du bassin versant, classés en forêt se trouvaient être des savanes arborées. Cette classe de savane arborée représente sans doute une fraction de la superficie du bassin bien plus grande que 28 %.

Sur chacun des sites, en plus d'une description du couvert végétal (annexe B), nous avons effectué 3 fois les mêmes mesures (sur 3 emplacements distants d'une centaine de mètres environ) afin de renseigner la variabilité des mesures propre au site. La conductivité hydraulique du sol étant fortement variable avec la profondeur, nous avons étudié le sol en surface et en subsurface. La subsurface présente une apparence visuelle nettement différente de celle de la surface. Ceci se traduit *a priori* par une modification des propriétés hydrodynamiques des sols. Pour cela, nous avons fait creuser des fosses. Ces fosses présentent toutes une géométrie semblable. Elles mesurent 1 m de largeur et 1,5 à 2 m de longueur. Une première marche d'une profondeur variant de 0,6 à 0,9 m (profondeur appelée subsurface dans ce chapitre) est dédiée aux mesures. La seconde marche à environ 1 m sert d'emplacement pour l'expérimentateur. Pour chaque emplacement, nous avons réalisé des mesures et des prélèvements en surface et en subsurface. Pour chaque emplacement, nous avons effectué un essai d'infiltrométrie à disque, prélevé un Échantillon Non Remanié (ENR) verticalement (figure 7.3). Sur chaque site, nous avons prélevé 2 ENR supplémentaires en surface et nous avons aussi prélevé au moins 2 ENR supplémentaires horizontalement et dans des directions perpendiculaires en surface et en subsurface (figure 7.3) pour caractériser l'anisotropie du K_s (sous-section 3.2.3.2) excepté pour le site Nalohou Cultures en subsurface. Nous avons prélevé des ENR supplémentaires et réalisé un essai infiltrométrique supplémentaire pour analyser la dispersion intrinsèque des mesures. Le tableau 7.1 synthétise les sites, les occupations du sol et les profondeurs de ces mesures.

Pour chaque emplacement, nous avons réalisé une description des horizons du sol des fosses de mesure. À titre d'exemple, l'annexe B présente la description d'une fosse (emplacement) par site, l'intégralité des descriptions se trouve dans le rapport de LOKONON et al. [2012]. Pour chaque empla-

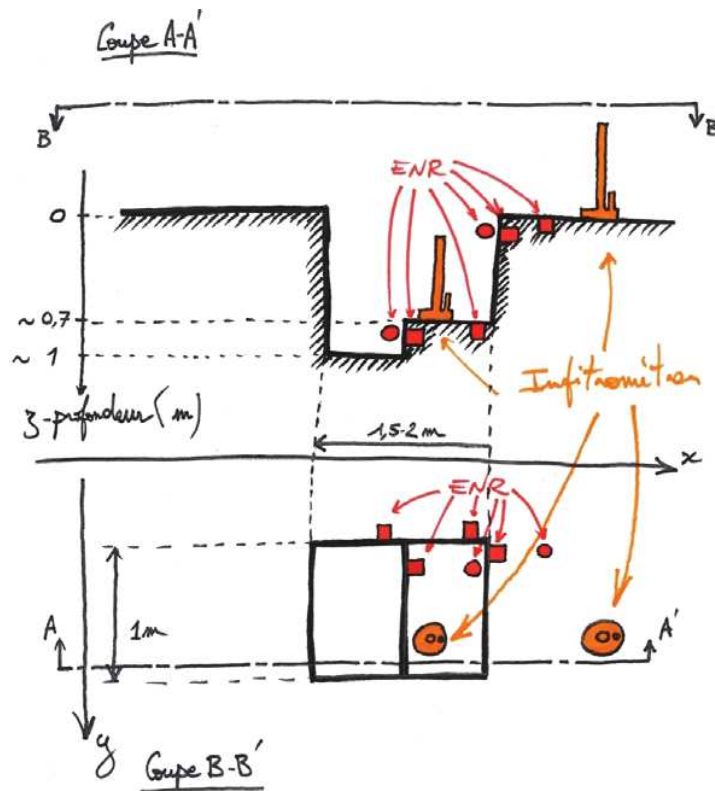


FIGURE 7.3 – Schéma d'une fosse de mesure. La coupe A-A' est une coupe verticale. La coupe B-B' est une vue zénithale. Les infiltromètres sont en orange, les ENR en rouge. Les ENR prélevés horizontalement sont représentés.

Tableau 7.1 – Sites, occupations du sol, profondeurs, nombre d'essais infiltrométriques et nombre de prélèvements d'ENR réalisés. Ces mesures et prélèvements ont été réalisés lors de la campagne de terrain sauf lorsque c'est indiqué.

Site	Occupation du sol	Profondeur	Nb. d'essais	Nb. d'ENR
			infiltrométriques	prélevés
Djougou	Savane arborée (Béléfoungou)	Surface	3 [°]	5+2 ^h
		Subsurface	3 [°]	2 [†] +2 ^h
	Cultures (Nalohou)	Surface	3	5+2 ^h
		Subsurface	3*	0 [•]
Bétérou	Savane arborée	Surface	3+1 ^{di}	5+2 ^h
		Subsurface	3	3+2 ^h
	Cultures	Surface	3	5+2 ^h
		Subsurface	3	3+2 ^h
N'Dali	Savane arborée	Surface	3	5+2 ^h +2 ^{di}
		Subsurface	3	3+4 ^h +3 ^{di}
	Cultures	Surface	3	5+2 ^h
		Subsurface	3	3+2 ^h

^h prélèvement horizontal de l'ENR pour l'analyse de l'anisotropie

^{di} pour l'analyse de la dispersion intrinsèque

[°] dont 1 essai réalisé par S. Soubeyran et B. Hector

[†] S. Soubeyran et B. Hector n'ont pas prélevé d'ENR dans leur fosse de caractérisation

* essais réalisés par D. Robert

[•] D. Robert n'a pas prélevé d'ENR dans ses fosses de caractérisation

cement, nous avons aussi prélevé un Échantillon Remanié (ER) afin de déterminer sa granulométrie et sa quantité de matière organique.

Nous avons intégré à cette étude les mesures infiltrométriques effectuées dans le cadre de recherches précédentes, de façon complémentaire et coordonnée (mesures de D. Robert [ROBERT, 2010] et mesures de S. Soubeyran et B. Hector [SOUBEYRAN et al., 2011]).

7.2.3. Instruments et protocoles de mesures

La conductivité hydraulique du sol est obtenue par les mesures suivantes : mesures *in situ* de K en fonction de h (potentiel matriciel) par infiltrométrie à disque [VANDERVAERE, 1995]; mesures de K_s par perméamètre de laboratoire sur des ENR prélevés.

7.2.3.1. Infiltrométrie à disque

Les essais d'infiltrométrie ont été réalisés grâce à trois infiltromètres à disque. Deux d'entre eux sont des appareils fabriqués au LTHE, le troisième, appartenant au LHME, est un *09.09 Tension infiltrometer* de marque *Eijkelkamp Agrisearch Equipment*. Ces trois appareils possèdent un disque d'infiltration de 10 cm de rayon, échelle caractéristique de la mesure. Ce type d'instrument permet de mesurer le flux d'infiltration dans le sol d'étude pour un potentiel matriciel imposé h . Les essais entrepris sont multi-potentiels. La gamme de potentiels matriciels explorée s'étend de -5 mm à -80 mm.

Les données infiltrométriques nécessitent un traitement pour passer des valeurs de flux stabilisés (régime permanent) aux conductivités hydrauliques et ainsi obtenir la conductivité hydraulique K en fonction du potentiel matriciel imposé h [VANDERVAERE, 1995]. Nous avons réalisé 38 essais infiltrométriques dont un qui est inexploitable.

7.2.3.2. Echantillons non remaniés (ENR)

Les ENR sont des échantillons de sol qui conservent le même agencement spatial que l'agencement *in situ*, en d'autres termes la structure du sol. La structure du sol joue un rôle majeur dans le fonctionnement hydraulique du sol proche de la saturation. Ces échantillons sont prélevés grâce à des cylindres de 53 mm de diamètre intérieur (échelle caractéristique de la mesure) et de 60 mm de longueur. Il s'agit de cylindres de prélèvement de marque *Eijkelkamp Agrisearch Equipment*. Nous avons prélevé 73 ENR. Les ENR sont prélevés *in situ* en étant perturbés le moins possible puis exploités en laboratoire. Ils permettent la mesure de la conductivité hydraulique à saturation K_s par application de la loi de Darcy grâce à un perméamètre de laboratoire, instrument *09.02 Laboratory permeameter* de marque *Eijkelkamp Agrisearch Equipment*. Cette campagne de terrain a été l'occasion d'installer et de mettre en service cet équipement au LHME. Les notices d'utilisation en français ont été rédigées à cette occasion.

7.2.3.3. Echantillons remaniés (ER)

Les ER sont des prélèvements de sols qui n'ont pas conservé leur structure *in situ*. Les prélèvements sont stockés soit dans les sacs plastiques, soit dans des boîtes aluminium tous les deux étanches. Les ER ont été principalement utilisés pour la détermination de la composition granulométrique 5 classes (argile, limon fin, limon gros, sable fin, sable grossier) par la méthode de Robinson effectuée par le Laboratoire des Sciences du Sol (Université d'Abomey-Calavi, Bénin). La détermination de la quantité de matière organique a été réalisée par le Laboratoire d'Analyse des Sols d'Arras¹. Il s'agit de la mesure SOL 04-05. Nous avons prélevé 58 ER. La quantité de matière organique a été déterminée pour 14 ER.

7.2.4. Outils d'analyse statistique

7.2.4.1. Analyse de distribution statistique

“La compilation de nombreuses études montre que les propriétés de type statique telles que masse volumique, composants texturaux, humidité à différentes valeurs de pression sont normalement distribuées [...]. Les propriétés de type dynamique telles perméabilité à saturation, sorptivité, vitesse de pore, coefficient de dispersion hydrodynamique sont très souvent distribuées log-normalement [...]” [VAUCLIN, 1982]

Pour la conductivité hydraulique des sol étudiés, nous avons estimé la probabilité que l'échantillon soit issu d'une population dont la distribution suit une loi log-normale. Pour cela nous avons ajusté les paramètres de la loi statistique sur notre échantillon puis nous avons effectué un test de normalité. Le test de normalité utilisé est celui d'Anderson-Darling. L'hypothèse nulle de ce test statistique est : “l'échantillon est issu d'une population qui suit la loi statistique choisie”. Le résultat du test (la *p-value*) est la probabilité de se tromper en refusant l'hypothèse nulle. Nous choisissons le seuil

1. <http://www5.lille.inra.fr/las>

de 10 % pour le rejet de l'hypothèse nulle. Si le résultat du test (*p-value*) est inférieur à 10 %, nous considérons que l'échantillon suit une loi statistique log-normale.

7.2.4.2. Analyse de la significativité des écarts entre les mesures

Afin de quantifier l'impact des paramètres d'occupation du sol et de profondeur sur la variabilité inter classe des mesures (une classe étant définie comme la sous-population des individus de l'échantillon ayant la même valeur de paramètre), nous avons réalisé des tests statistiques sur l'écart-type (test de Fischer), la moyenne (test de Student¹) et la médiane (test de Wilcoxon). Ces tests ont respectivement pour hypothèse nulle : les deux populations ont des écart-types identiques, les deux populations ont des moyennes identiques et les deux populations ont des médianes identiques. Nous choisissons le seuil de 10 % pour le rejet de l'hypothèse nulle. Si le résultat du test (*p-value*) est inférieur à 10%, nous considérons que la variable statistique en question est significativement différente d'une population à l'autre.

7.2.4.3. Analyse de l'impact relatif des paramètres

La variabilité totale d'une propriété étudiée est expliquée par la variabilité de différents paramètres : l'occupation du sol, la profondeur, le site de mesures. Nous définissons des classes pour lesquelles chacune regroupe les mesures d'une même occupation du sol, d'une même profondeur et d'un même site de mesures. Si la variabilité des mesures entre classes (inter classe) est significativement plus importante que la variabilité au sein de la classe (intra classe), nous analysons la capacité relative de chaque paramètre à expliquer la variabilité totale de la propriété étudiée. Nous basons cette analyse de variabilité sur l'analyse de variance à un facteur. Ce test nécessite la normalité des distributions considérées. Le test de normalité préliminaire appuiera cette hypothèse. Lorsque les distributions suivent des lois statistiques log-normale nous travaillons avec le logarithme des valeurs pour respecter la normalité de la distribution. Ce test nécessite aussi de vérifier l'homoscédasticité des classes de l'échantillon (égalité des variances). Elle est vérifiée par le test de Fischer. Dans les cas étudiés, la variable est $K(h)$ ou K_s , l'individu correspond à une valeur de la variable étudiée et la classe est la combinaison d'une occupation du sol, d'une profondeur et d'un site de mesure. L'hypothèse nulle de ce test statistique est : "les distributions suivent la même loi normale". Nous choisissons le seuil de 10 % pour le rejet de l'hypothèse nulle. Si le résultat du test (*p-value*) est inférieur à 10 %, nous considérons qu'au moins une moyenne s'écarte des autres moyennes.

7.2.4.4. Analyse en composantes principales

Lorsque l'analyse de l'impact relatif des paramètres est pertinente, nous réalisons une Analyse en Composantes Principales (ACP). Cette analyse projette les données dans une nouvelle base dont les vecteurs unitaires maximisent la variance des données et sont orthogonaux (indépendants) les uns des autres. Ces vecteurs correspondent aux composantes principales de l'analyse. La dispersion de la population est expliquée en premier lieu par la première composante principale puis par la deuxième, etc. Dans cette nouvelle projection, il est possible d'ajouter des informations contenues par les paramètres associés aux individus (occupation du sol, profondeur, site de mesure). Les paramètres ne sont pas utilisés pour déterminer les composantes principales. La position de ces paramètres dans la

1. L'homoscédasticité (égalité des variances) étant une condition d'application nécessaire de ce test, nous l'avons vérifiée par le test de Fischer.

nouvelle projection correspond au barycentre des individus possédant cette valeur de paramètre. Les coordonnées de ces barycentres renseignent sur la capacité des paramètres à expliquer la variabilité des données.

7.3. Résultats

Les mesures réalisées sur les ER montrent que les sols analysés présentent une faible teneur en limon. Ces sols sont semblables à ceux décrits par DE CONDAPPA et al. [2008] sur la même région. La teneur en argile augmente avec la profondeur de prélèvement (figure 7.4). La quantité de matière organique dans le sol est plus importante et plus variable en surface (entre 10 et 60 g.kg⁻¹) qu'à 0,6 m de profondeur (entre 3 et 8 g.kg⁻¹).

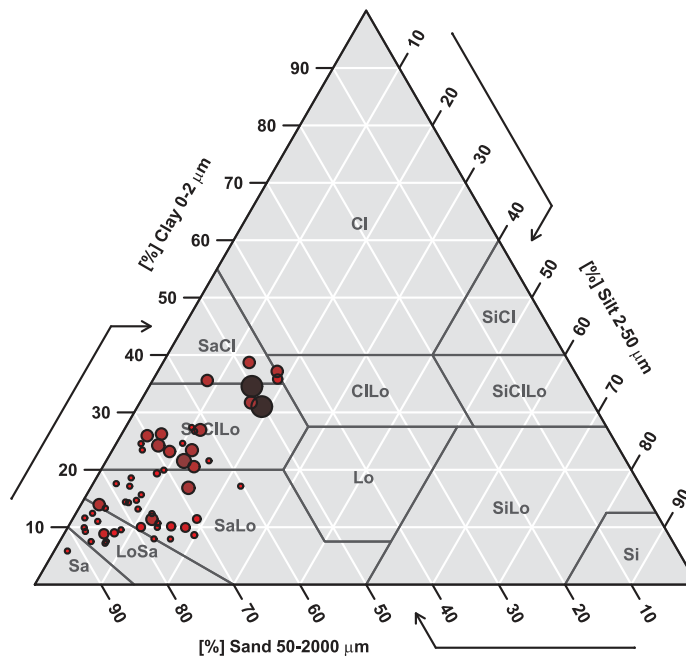


FIGURE 7.4 – Triangle des textures. Composition granulométrique des 58 ER prélevés. *Clay* (argile, Cl), *silt* (limon, Si), *sand* (sable, Sa), *loam* (loam, Lo). Classification du *United States Department of Agriculture (USDA soil texture classification)*. La taille et la couleur des cercles sont fonction de la profondeur de prélèvement. La taille des cercles augmente avec la profondeur, la clarté diminue avec la profondeur.

7.3.1. Conductivités hydrauliques à saturation K_s des sites de mesures

Nous avons prélevé des ENR dans les trois directions de l'espace afin de caractériser l'anisotropie de K_s . Ces mesures sont analysées dans la sous-section 3.2.3.2 et utilisées dans le chapitre 5.

7.3.1.1. Dispersion intrinsèque aux mesures

Deux triplets et un couple d'ENR ont été prélevés dans des conditions similaires : même site, même occupation du sol, même profondeur et distants de quelques décimètres. Il s'agit des triplets d'ENR 2084–2502–2505 et 2092–2507–2617 et du couple d'ENR 2076–2508. Ces comparaisons donnent

un ordre de grandeur de la dispersion intrinsèque à la mesure (tableau 7.2). Elles montrent que ce type de mesures peut amener à des différences de K_s proche de la décade.

Tableau 7.2 – Conductivités hydrauliques à saturation K_s prélevés dans des conditions similaires. Les valeurs sont arrondies pour garder deux chiffres significatifs.

Triplet 1		Triplet 2		Couple	
ENR	K_s [m.s ⁻¹]	ENR	K_s [m.s ⁻¹]	ENR	K_s [m.s ⁻¹]
2 084	4,9.10 ⁻⁵	2 092	4,8.10 ⁻⁵	2 076	8,6.10 ⁻⁵
2 502	2,0.10 ⁻⁵	2 507	16.10 ⁻⁵	2 508	62.10 ⁻⁵
2 505	6,3.10 ⁻⁵	2 617	2,5.10 ⁻⁵		

7.3.1.2. Distribution statistique des K_s

La loi statistique qui s'ajuste à l'échantillon de 73 individus de K_s est une loi log-normale de paramètres $\alpha = -9,48$ et $\beta = 1,38$. La p -value du test d'Anderson-Darling est de 97 %. Il est donc raisonnable de considérer que la population de K_s suit une loi log-normale, ce qui rejoint les constatations de VAUCLIN [1982]. La log-normale ajustée de l'échantillon de K_s a une espérance de $1,96.10^{-4}$ m.s⁻¹ ; une médiane de $7,60.10^{-5}$ m.s⁻¹, un mode de $1,14.10^{-5}$ m.s⁻¹ et une variance de $2,18.10^{-7}$ m².s⁻² (figure 7.5).

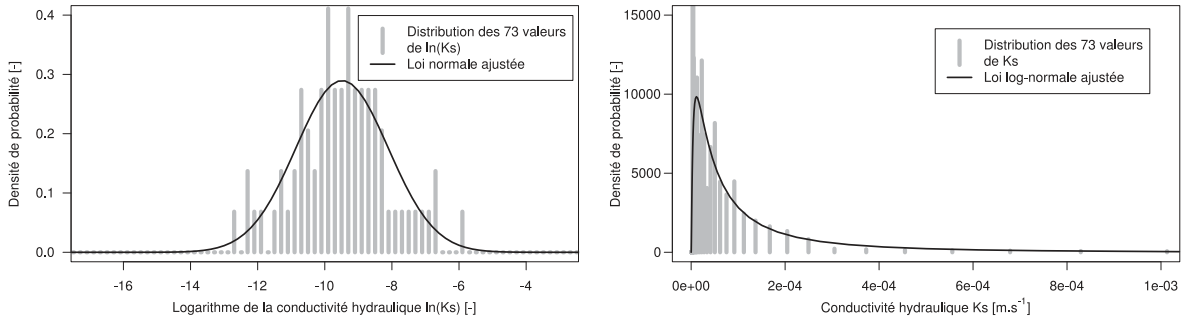


FIGURE 7.5 – Distribution des 73 valeurs de K_s des sites d'étude avec la loi log-normale correspondante ajustée.

7.3.1.3. Paramètres explicatifs de la variabilité des mesures

Si l'on considère les K_s de subsurface et que l'on réalise les tests sur la significativité des écarts de mesures sur le paramètre d'occupation du sol, nous ne rejetons pas l'hypothèse nulle en moyenne et en médiane (les écart-types étant égaux). En d'autres termes, les K_s moyens et médians en subsurface pour les cultures ne sont pas significativement différents des K_s en subsurface pour les savanes arborées. Les tests statistiques sur l'occupation du sol sans distinction de profondeur et en surface ne vérifient pas l'hypothèse d'homoscédasticité.

Si l'on considère les K_s sans distinction d'occupation du sol et que l'on réalise les tests sur la significativité des écarts de mesures sur le paramètre de profondeur, nous ne rejetons pas l'hypothèse nulle en moyenne et en médiane (les écart-types étant égaux). En d'autres termes, les K_s moyens et médians en surface ne sont pas significativement différents des K_s en subsurface. Ces écarts en moyenne et en médiane concernant la profondeur restent non significatifs pour la sous-population de K_s de savane arborée alors qu'ils deviennent significatifs pour la sous-population de K_s de cultures. La conductivité hydraulique à saturation moyenne de cultures en surface ($1,4.10^{-4}$ m.s⁻¹) est significativement différente de la conductivité hydraulique à saturation moyenne de cultures en subsurface

($6,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Les conductivités hydrauliques étant distribuées log-normalement, les moyennes sont calculées comme étant l'exponentiel de la moyenne des logarithmes népériens des valeurs.

7.3.1.4. Analyse de l'impact relatif des paramètres

La variable est ici K_s , l'individu est une valeur de K_s et la classe est la combinaison d'un site, d'une occupation du sol et d'une profondeur. Nous disposons d'une variable, 48 individus et 11 classes (la classe Nalohou Cultures Subsurface n'est pas représentée). L'homoscédasticité des 11 classes est vérifiée.

La *p-value* de l'analyse de variance à un facteur est de 30 %. Ce résultat montre que les valeurs moyennes de K_s des classes ne sont pas significativement différentes. L'analyse de l'impact relatif des paramètres sur la variabilité de K_s n'est pas pertinente car la variabilité inter classe n'est pas significativement différente de la variabilité intra classe.

7.3.2. Courbes $K(h)$ des sites de mesures

7.3.2.1. Dispersion intrinsèque aux mesures

Deux essais infiltrométriques (essais 6 et 36) ont été menés dans des conditions similaires : site de savane arborée à Bétérou en surface, distants de 10 m. Leur comparaison donne un ordre de grandeur de la dispersion intrinsèque à la mesure (tableau 7.3). Le rapport de K entre les deux essais varie selon le potentiel matriciel imposé de 1,51 à 2,02 et le maximum est atteint pour un potentiel matriciel de -60 mm.

Tableau 7.3 – Tableau des conductivités hydrauliques K [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] en fonction du potentiel matriciel h pour les essais 6 et 36 réalisés dans des conditions similaires. Rapport des K entre les 2 essais (sans unité). - : valeur manquante.

h [mm]	-80	-60	-30	-15	-7,5	-5
Essai 6	$1,23 \cdot 10^{-6}$	$1,48 \cdot 10^{-6}$	$3,15 \cdot 10^{-6}$	$5,21 \cdot 10^{-6}$	$6,57 \cdot 10^{-6}$	$7,10 \cdot 10^{-6}$
Essai 36	$2,15 \cdot 10^{-6}$	$2,99 \cdot 10^{-6}$	$4,91 \cdot 10^{-6}$	$7,85 \cdot 10^{-6}$	-	-
Essai 36 / Essai 6	1,75	2,02	1,56	1,51	-	-

7.3.2.2. Distribution statistique des $K(h)$

Après ajustement de lois log-normales aux 6 échantillons $K(h = -80 \text{ mm})$, $K(h = -60 \text{ mm})$, $K(h = -30 \text{ mm})$, $K(h = -15 \text{ mm})$, $K(h = -7,5 \text{ mm})$ et $K(h = -5 \text{ mm})$ comprenant chacun 37 individus, les *p-values* respectives sont 80 %, 71 %, 64 %, 57 %, 78 % et 88 %. Puisque nous avons retenu le seuil de 10 %, il est donc raisonnable d'affirmer que la population des courbes $K(h)$ suit une loi log-normale.

7.3.2.3. Paramètres explicatifs de la variabilité des mesures

Si l'on considère les essais infiltrométriques de surface et que l'on réalise les tests sur la significativité des écarts de mesures sur le paramètre d'occupation du sol, nous rejetons l'hypothèse nulle en moyenne et en médianes (les écart-types étant égaux). En d'autres termes, les courbes moyennes et médianes $K(h)$ en surface pour les cultures sont significativement différentes des mêmes courbes en surface pour les savanes arborées. Rappelons que notre stratégie de mesure est basée sur le postu-

lat suivant : la variable intermédiaire explique une partie significative de la variabilité spatiale des mesures de la variable d'intérêt. L'analyse des courbes $K(h)$ de surface valide, *a posteriori*, le choix de l'occupation du sol comme variable intermédiaire. La figure 7.6, en boîtes à moustaches, illustre ces écarts en termes de médiane. En surface, les sols des cultures ont une conductivité hydraulique supérieure à celle du sol de savane. Cette différence s'accroît avec la saturation (figure 7.6). Le tableau 7.4 indique les valeurs moyennes des sous-populations Cultures et Savane arborée en surface qui sont significativement différentes¹. En subsurface, les courbes moyennes et médianes de $K(h)$ issues d'occupations du sol différentes, ne sont pas significativement différentes. Ce résultat est similaire à celui trouvé pour les K_s . Les tests statistiques sur l'occupation du sol sans distinction de profondeur ne vérifient pas l'hypothèse d'homoscédasticité. Les tests statistiques sur la profondeur ne vérifient pas l'hypothèse d'homoscédasticité.

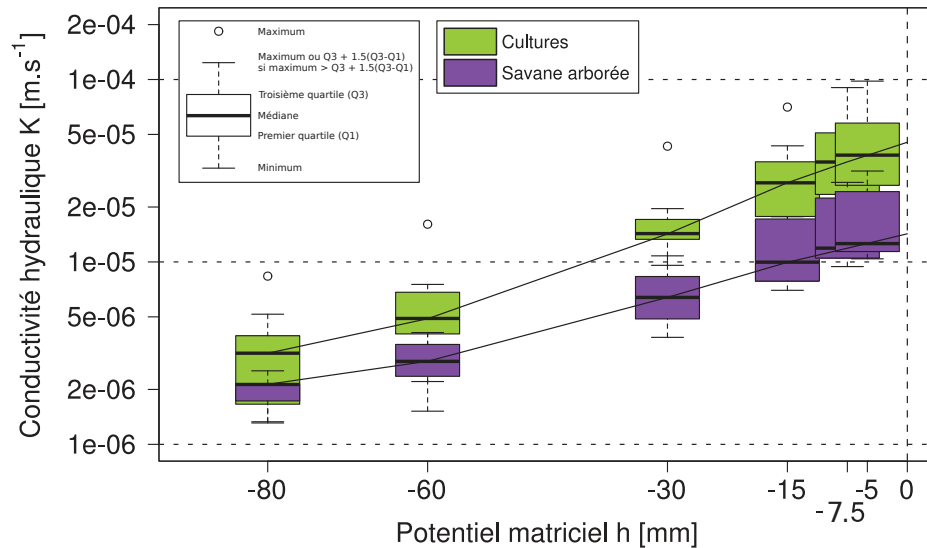


FIGURE 7.6 – Distributions des valeurs $K(h)$ pour les essais infiltrométriques de surface (profondeur nulle) selon l'occupation du sol (Cultures en vert, Savane arborée en violet). Les courbes noires sont les interpolations et extrapolations à $h = 0$ mm des médianes des distributions.

Tableau 7.4 – Conductivités hydrauliques moyennes en surface $K(h)$ [$m.s^{-1}$] significativement différentes pour les cultures et les savanes arborées.

h [mm]	-80	-60	-30	-15	-7,5	-5
Cultures – Surface	$2,9 \cdot 10^{-6}$	$5,4 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Savane arborée – Surface	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$2,7 \cdot 10^{-6}$	$6,3 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$

7.3.2.4. Analyse de l'impact relatif des paramètres

Pour l'analyse de variance à un facteur, la variable est $K(h)$, l'individu est l'essai infiltrométrique et la classe est la combinaison d'un site, une occupation du sol et une profondeur. Nous disposons de 6 variables (une variable par potentiel matriciel imposé), 36 individus et 12 classes. Chaque classe comporte 3 individus. L'homoscédasticité des 12 classes est vérifiée pour les 6 variables.

Les *p-values* de l'analyse de variance à un facteur pour les potentiels matriciels imposés -80 mm ; -60 mm ; -30 mm ; -15 mm ; -7,5 mm et -5 mm sont respectivement 0,04 % ; 0,2 % ; 0,5 % ; 0,4 % ; 1 % et

1. Nous utilisons ce résultat dans le chapitre 8.

2 %. Les résultats de ce test statistique montrent que l’une des moyennes des classes diffère des autres moyennes pour tous les potentiels matriciels imposés. En d’autres termes, au moins une des courbes moyennes de $K(h)$ diffère des autres courbes moyennes de $K(h)$. L’analyse de l’impact relatif des paramètres sur la variabilité de $K(h)$ est pertinente car la variabilité inter classe est significativement plus importante que la variabilité intra classe.

7.3.2.5. Analyse en composantes principales des essais infiltrométriques

Pour analyser l’impact relatif des paramètres sur la variabilité de $K(h)$ nous réalisons une ACP. Nous disposons de 36 courbes $K(h)$. La variable analysée est la courbe $K(h)$. Les individus sont les 36 essais infiltrométriques.

La première composante principale explique 86 % de la variance des individus, la deuxième en explique 12 %. Cette analyse inclut les variables qualitatives suivantes : occupation du sol, profondeur, site. Le tableau 7.5 indique les coordonnées des barycentres des variables qualitatives. Les valeurs d’occupation du sol possèdent les valeurs les plus importantes sur la première composante principale. Cette composante expliquant 86 % de la variance des individus, l’occupation du sol est le paramètre qui explique le mieux la variabilité des conductivités hydrauliques (figure 7.7). Le site de mesures est le dernier paramètre qui explique la dispersion des $K(h)$ sur cette composante. Ainsi il est possible d’affirmer que le site de mesures n’a pas une influence prédominante sur la variabilité des mesures.

Tableau 7.5 – Tableau des coordonnées des barycentres de variables qualitatives pour les 2 premières composantes principales.

Variables qualitatives	Coordonnées	
	1 ^{ère} composante	2 ^{ème} composante
Cultures	0.746	0.100
Savane arborée	-0.746	-0.100
Surface	0.613	0.037
Subsurface	-0.613	-0.037
Bétérou	0.494	0.200
N’Dali	-0.198	-0.427
Djougou	-0.296	0.226

7.4. Discussion

7.4.1. Apports relatifs de l’infiltrométrie à disque et de la perméamétrie de laboratoire

Pour les K_s , les tests statistiques nous renseignent plutôt sur l’impact de la profondeur (3 résultats sur 3) que sur l’impact de l’occupation du sol (1 résultat sur 3). La mesure et l’analyse des K_s par perméamétrie ne permet donc pas de proposer une caractérisation spatiale de la conductivité hydraulique à saturation à l’échelle de l’Ouémé supérieur par le biais de la connaissance de l’occupation du sol. Les mesures de K_s montrent peu de différences significatives pour les paramètres étudiés (seuls

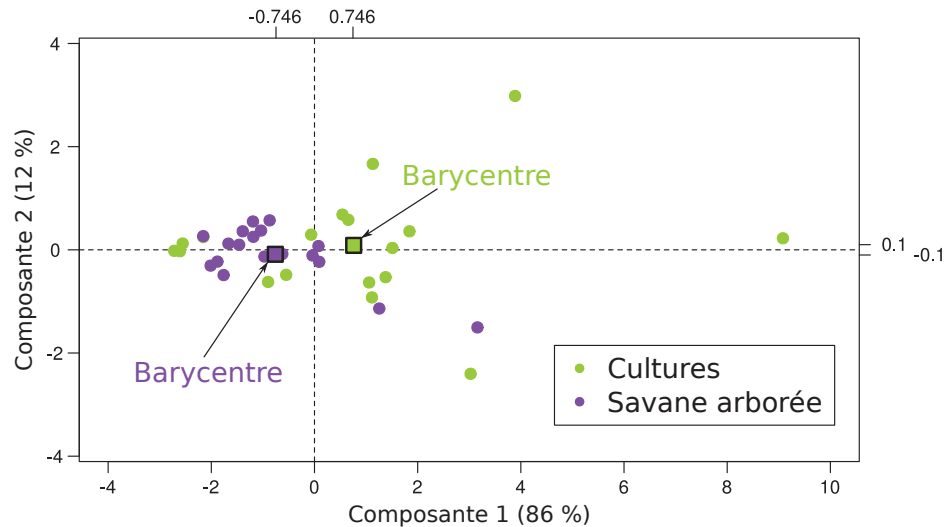


FIGURE 7.7 – Position des individus (points ronds) sur les 2 premières composantes principales. La couleur correspond à la variable qualitative “Occupation du sol” : Cultures en vert, Savane arborée en violet. La position des carrés correspond au barycentre des individus possédant cette valeur d’occupation du sol correspondante.

les K_s en cultures diffèrent significativement entre la surface et la subsurface). Cette absence de différences significatives peut être expliquée en partie par la forte dispersion intrinsèque des mesures. Cette dispersion peut aussi expliquer en partie la différence non significative entre la variabilité inter classe et la variabilité intra classe qui ne permet pas l’analyse de l’impact relatif des paramètres sur la variabilité du K_s .

Les courbes $K(h)$ nous renseignent sur l’impact de l’occupation du sol (2 résultats sur 3) et non sur l’impact de la profondeur (0 résultat sur 3). Le fait que les courbes $K(h)$ en surface sont significativement différentes selon l’occupation du sol est un résultat important apporté par les mesures infiltrométriques au regard de l’objectif de cette campagne de terrain et de la stratégie de mesure adoptée. Nous utilisons ce résultat dans le chapitre 8 pour analyser l’impact de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation sur l’évapotranspiration et le bilan hydrologique simulés par le modèle nTopAMMA. La faible dispersion intrinsèque des mesures des courbes $K(h)$ peut expliquer en partie la pertinence de l’analyse de l’impact relatif des paramètres sur la variabilité de ces courbes. Cette analyse met en évidence le fait que l’occupation du sol est le paramètre qui explique au mieux la variabilité des courbes $K(h)$, ce qui constitue un second résultat important amené par les essais infiltrométriques.

7.4.2. Impact significatif du travail des sols cultivés sur la conductivité hydraulique de surface

Les mesures de K_s des sols de cultures en surface sont significativement supérieures à celles de subsurface alors qu’elles ne le sont pas sur les sols de savane arborée. Par le simple fait des différences texturales et structurales des horizons pédologiques des sols, le résultat concernant les cultures est attendu alors que celui concernant les savanes arborées l’est moins. Ce dernier peut être expliqué en partie par la forte dispersion intrinsèque des mesures de K_s que nous avons déjà relevé.

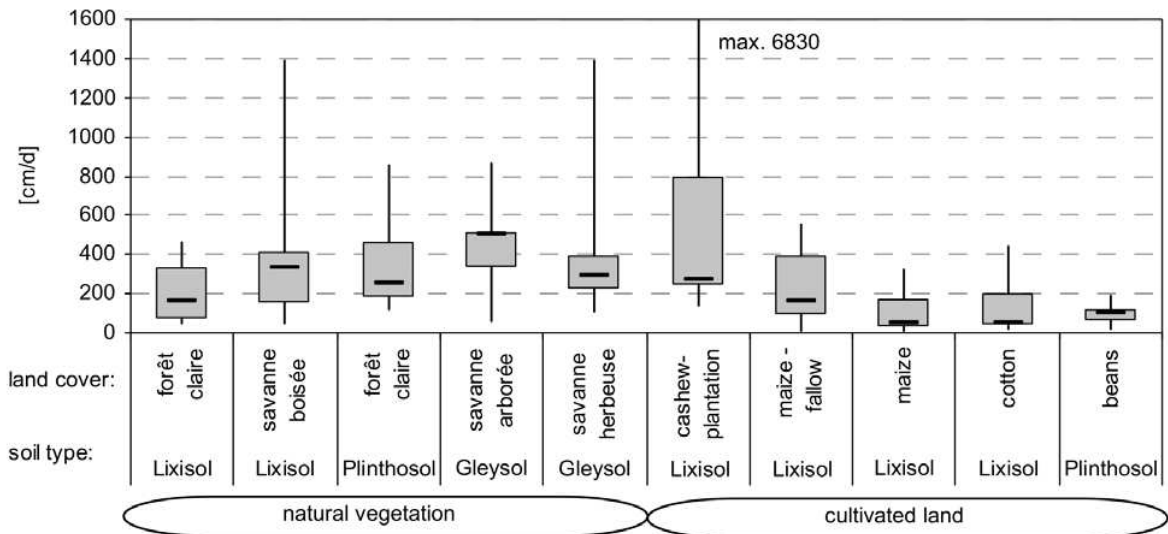
Les mesures de $K(h)$ pour les sols de surface montrent des écarts significatifs concernant l'occupation du sol (les sols de cultures sont plus conducteurs que les sols de savane arborée). En subsurface ces écarts sont non significatifs à la fois pour les courbes $K(h)$ et les valeurs de K_s . Cela implique que le travail des couches de sols de surface sur les zones de cultures augmente significativement la conductivité hydraulique à saturation des sols. Ce résultat est en accord avec ceux de ROBERT [2012] qui indiquent que la spatialisaton des propriétés hydrodynamiques des sols du bassin de l'Ara peut être effectuée en s'appuyant sur l'occupation du sol. Puisque la tendance actuelle de l'occupation du sol est à l'accroissement des surfaces cultivées au détriment des surfaces de végétation naturelle [JUDEX, 2009], ce résultat implique que la conductivité hydraulique à saturation des sols de surface de l'Ouémé supérieur a plutôt tendance à s'accroître. L'absence d'écart significatif des sols de subsurface concernant l'occupation du sol implique que l'impact de l'occupation du sol sur la conductivité hydraulique des sols de l'Ouémé supérieur est limité aux couches de sol de surface.

7.4.3. Comparaison des résultats avec ceux de Giertz et ses collaborateurs

Giertz et ses collaborateurs analysent dans deux articles [GIERTZ et DIEKCRÜGER, 2003 ; GIERTZ et al., 2005] l'impact de l'occupation du sol sur la conductivité hydraulique des sols du bassin versant d'Aguima. GIERTZ et DIEKCRÜGER [2003] présentent des mesures réalisées sur des sols couverts par une végétation naturelle (forêt claire, savane boisée, savane arborée, savane herbeuse) et des sols cultivés (champs d'anacardier produisant des noix de cajou, champs de maïs, de coton, de haricots et jachères). Les sites de mesures correspondent à différents types pédologiques de sols. Les mesures sont réalisées grâce à un *hood-infiltrometer* [SCHWÄRZEL et PUNZEL, 2007], un infiltromètre de Muntz et un infiltromètre à double anneau. Des tests statistiques de Student sont réalisés sur les taux d'infiltration pour analyser la significativité des écarts en fonction de l'occupation du sol. Les champs d'anacardier n'étant pas labourés, les valeurs associées sont retirées des tests. Les résultats montrent des écarts significatifs pour les mesures par *hood-infiltrometer* et par infiltromètre de Muntz. Les sols couverts de végétation naturelle ont des taux d'infiltration moyens significativement plus élevés que les sols cultivés (figure 7.8). GIERTZ et al. [2005] indiquent les valeurs moyennes, minimales, maximales et écarts-types pour certaines occupations du sol. Les valeurs moyennes sont : 112,4 cm.jr⁻¹ ($1,30 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹) pour le maïs ; 136,2 cm.jr⁻¹ ($1,58 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹) pour le coton ; 122,9 cm.jr⁻¹ ($1,42 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹) pour l'igname ; 181,9 cm.jr⁻¹ ($2,11 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹) pour la forêt claire ; 329,9 cm.jr⁻¹ ($3,82 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹) pour la savane boisée et 416,6 cm.jr⁻¹ ($4,82 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹) pour la savane arborée.

Si l'on compare les résultats de Giertz et al. à ceux présentés ici ; dans les deux cas des écarts significatifs apparaissent en fonction de l'occupation du sol ; néanmoins, ces écarts sont opposés. Nos résultats montrent que les sols de surface en cultures ont une conductivité hydraulique plus importante que ceux de savane arborée alors que Giertz et al. montrent que les taux d'infiltration des sols en végétation naturelle sont plus importants que pour les sols cultivés ; ce qui semble paradoxal.

Tout d'abord, s'agit-il vraiment d'un paradoxe ? Les conditions d'obtention de ces résultats diffèrent sur de nombreux points. Les mesures ont été réalisées avec des instruments différents. Les occupations du sol étudiées diffèrent légèrement : nous avons étudié uniquement les savanes arborées alors que Giertz et al. ont étudié des sols de forêt claire, de savane boisée, de savane arborée et de savane herbeuse. Les écarts significatifs que nous avons trouvé portent sur les courbes $K(h)$ alors que ceux de Giertz et al. portent sur les taux d'infiltration. Chacun de ces éléments ou leur combinaison



Crossbar: Median, length of box: interquartile range, tails: minimum and maximum

FIGURE 7.8 – Comparaison des distributions statistiques des taux d’infiltration pour différentes occupations du sol et différents types pédologiques de sols [Figure 4 de l’article de GIERTZ et DIEKKRÜGER, 2003].

peut expliquer en partie les différences de résultats. Un dernier point qui peut expliquer ce paradoxe réside dans l’échelle d’investigation des mesures. Nous avons travaillé sur des sites distants d’une centaine de kilomètres alors que les mesures de Giertz et al. ont été réalisées sur un bassin de 30 km². Les valeurs obtenues pour ces mesures concentrées pourraient être affectées (i) par une spécificité locale des sols due à différents facteurs potentiels (pédologie, géologie) et (ii) par la valeur locale d’une variation spatiale est-ouest observée à plus grande échelle sur les propriétés hydrodynamiques liées au substrat [DE CONDAPPA, 2006].

Impact de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation sur l'évapotranspiration simulée dans nTopAMMA

L'évapotranspiration est un terme majeur du bilan hydrologique en climat soudanien. Ce terme présente par définition une variabilité spatiale due en partie à la variabilité spatiale des propriétés du sol qui le conditionnent. Avec les résultats du chapitre précédent, l'objectif de ce chapitre consiste à quantifier l'impact de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation sur la représentation du fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur et en particulier sur le terme d'évapotranspiration avec le modèle nTopAMMA. Tout d'abord, nous détaillons la méthode d'obtention de la carte de conductivité hydraulique à saturation de l'Ouémé supérieur à Bétérou, compatible avec nTopAMMA. Ensuite, nous présentons la méthode retenue pour distribuer la conductivité hydraulique à saturation au sein du modèle nTopAMMA. Finalement, nous présentons les résultats et discutons l'impact de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation sur le bilan hydrologique et l'évapotranspiration simulés par nTopAMMA ; ceci à méso-échelle et à l'échelle locale.

8.1. Introduction

La variabilité spatiale de l'évapotranspiration peut être expliquée par plusieurs facteurs dont celui de la disponibilité en eau et celui des propriétés du sol et de son couvert végétal qui modulent le flux d'évapotranspiration.

FAMIGLIETTI et WOOD [1995] ont montré que l'hétérogénéité spatiale des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère joue un rôle majeur dans la simulation de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant. Ces auteurs indiquent que la non prise en compte de la variabilité spatiale des données (variable d'état et paramètres) amène à un biais significatif de la simulation de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant. Dans leur étude, l'évapotranspiration simulée à l'échelle du bassin versant avec des données uniformes est plus faible que celle simulée avec des données distribuées. Dans le but d'améliorer la simulation de l'évapotranspiration dans le modèle nTopAMMA, l'objectif de cette étude est d'analyser et quantifier l'impact de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation sur la modélisation du fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur et en particulier sur le terme d'évapotranspiration ; ceci à méso-échelle et à l'échelle locale.

8.2. Méthode

8.2.1. Production d'une carte de K_s distribué adaptée à nTopAMMA

Suite aux mesures de terrain (chapitre 7), nous avons construit une carte de K_s distribué compatible avec les besoins de nTopAMMA sur la base de l'occupation du sol. Cette carte doit permettre d'associer à chaque pixel i du bassin étudié, une valeur locale de conductivité hydraulique à saturation K_{si} , en plus de l'indice de similarité hydrologique λ_i .

Nous avons donc rééchantillonné la carte d'occupation du sol¹[BEL, 2010] à la résolution du MNT² du modèle nTopAMMA puis masqué cette dernière sur le bassin d'intérêt défini par le MNT.

La valeur locale de conductivité hydraulique à saturation K_{si} est ensuite exprimée comme le produit de la valeur moyenne sur le bassin K_s par sa variabilité locale k_i :

$$K_{si} = K_s \cdot k_i \quad (8.1)$$

Dans le cadre de notre étude, K_s est calé, alors que les valeurs de k_i , décrivant la variabilité spatiale de K_s d'un pixel à l'autre, sont issues des mesures de terrain. Ainsi, une fois la carte de k_i produite, celle-ci est intégrée à la modélisation et n'est plus modifiée. Afin que K_s reste la valeur moyenne du paramètre K_{si} sur le bassin versant d'étude, il est nécessaire que :

$$\overline{K_{si}} = K_s \quad (8.2)$$

Reste à définir la valeur moyenne du paramètre K_{si} sur le bassin versant d'étude. VAUCLIN [1982] indique que la conductivité hydraulique à saturation suit très souvent une distribution log-normale.

1. Données SPOT/HRV des 22 et 28 octobre 2007, résolution : 20 m en WGS 84 - UTM 31 Nord ; fichiers au format binaire "20071022-28 6class complet" et "20071022-28 6class complet.hdr"

2. MNT du bassin issu du *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) 90 m, résolution : 0,000833 degrés en latitude-longitude WGS 84 ; fichier "beterou FilledDTM.map"

Il semble judicieux de définir la valeur moyenne de la conductivité hydraulique à saturation telle que :

$$\overline{K_{si}} = \exp \left(\frac{1}{N_A} \sum_i^{N_A} \ln(K_{si}) \right) \quad (8.3)$$

Il en résulte que la valeur moyenne $\overline{k_i}$ des k_i doit satisfaire l'égalité suivante :

$$\overline{k_i} = \exp \left(\frac{1}{N_A} \sum_i^{N_A} \ln(k_i) \right) = 1 \quad (8.4)$$

Pour cela, nous introduisons la conductivité hydraulique à saturation issue des mesures κ_i pour le pixel i . La carte de κ_i est normalisée pour obtenir la carte de k_i (équation 8.5).

$$k_i = \frac{\kappa_i}{\overline{\kappa}} \quad (8.5)$$

avec

$$\overline{\kappa} = \exp \left(\frac{1}{N_A} \sum_i^{N_A} \ln(\kappa_i) \right) \quad (8.6)$$

Nous utilisons les mesures d'infiltrométrie à disque réalisées en surface pour les deux occupations du sol étudiées : la culture et la savane arborée. Rappelons que ces mesures réalisées en surface montrent un écart significatif selon l'occupation du sol (sous-section 7.3.2.3). Le logarithme népérien est appliqué aux mesures de conductivité hydraulique. Les trois mesures les plus proches de la saturation (dans la plupart des cas il s'agit de $h = -15$ mm, $-7,5$ mm et 5 mm) sont extrapolées à $h = 0$ mm. Les extrapolations donnent des valeurs de $K(h = 0)$ qui sont assimilées à la conductivité hydraulique à saturation. La figure 8.1 donne la distribution log-normale qui ajuste les échantillons de K_s ainsi obtenus pour les deux occupations du sol étudiées.

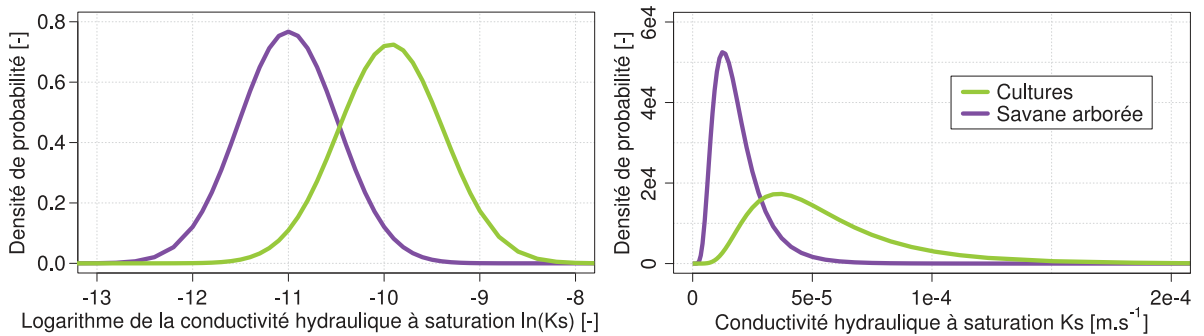


FIGURE 8.1 – Densités de probabilités des lois log-normales qui ajustent les échantillons de K_s pour les deux occupations du sol étudiées.

La variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation apparaît au sein de chaque classe d'occupation du sol. Nous avons pris en compte cette variabilité spatiale. Pour chaque pixel appartenant à une classe d'occupation du sol, κ_i est un tirage aléatoire dans une loi log-normale $\mathcal{LN}(\alpha, \beta)$ dont les paramètres dépendent de l'occupation du sol. Cette méthode de génération d'un champ aléatoire de K_s (par le biais de k_i) est semblable à celle employée par WOOD et al. [1988] hormis le fait que nous n'avons pas imposé de cohérence spatiale du champ généré. Comme le montrent les mesures, la distance de décorrélation de K_s est plus faible que 90 m, résolution du MNT. Nous

n'avons pas trouvé judicieux d'introduire une cohérence spatiale dans la production de cette carte. Les paramètres α et β de la loi log-normale sont déduits de l'espérance μ et la variance σ^2 des mesures¹. Le tableau 8.1 synthétise les paramètres des lois log-normales utilisées.

Tableau 8.1 – Paramètres de la loi log-normale de chaque occupation du sol, utilisés pour générer les tirages aléatoires de κ_i .

Occupation du sol	α	β
<i>forêt</i>	-11	0,52
<i>savane arborée</i>	-11	0,52
<i>jachères</i>	-10,49	0,53
<i>cultures</i>	-9,93	0,55
<i>ville*</i>	-11	0,52

* tirage aléatoire ensuite divisé par 1 000.

Grâce aux mesures nous définissons la loi log-normale de l'occupation du sol *cultures* : $\kappa_i(\text{cultures}) \sim \mathcal{LN}(-9,93, 0,55)$, ainsi que celle de l'occupation du sol *savane arborée* : $\kappa_i(\text{savane arborée}) \sim \mathcal{LN}(-11, 0,52)$.

L'occupation du sol de classe *forêt* présente une strate herbacée éparsée associée à des couvertures arbustive et arborée denses. Nous considérons que les sols de *forêt* sont impactés par la végétation de la même manière que les sols de *savane arborée*. Nous proposons que la loi de distribution de κ_i de la classe d'occupation du sol *forêt* soit égale à celle de la *savane arborée* : $\kappa_i(\text{forêt}) \sim \mathcal{LN}(-11, 0,52)$. Cette simplification est également justifiée par le fait que la distinction entre les deux classes de végétation *forêt* et *savane arborée* était difficile à faire par télédétection et que nos validations de terrain montraient de nombreuses confusions entre ces deux classes.

L'occupation du sol de classe *jachères* comprend une strate herbacée dense associée à une couverture arbustive éparsée. Cette classe d'occupation du sol correspond à un état intermédiaire entre les *cultures* et la *savane arborée*. Nous proposons que κ_i de la classe d'occupation du sol *jachères* soit tiré dans une distribution intermédiaire aux valeurs *cultures* et *savane arborée*² : $\kappa_i(\text{jachères}) \sim \mathcal{LN}(-10,49, 0,53)$.

Les surfaces du bassin en classe *ville* correspondent à des surfaces pratiquement imperméabilisées. Nous proposons d'attribuer à cette classe d'occupation du sol une valeur de κ_i très inférieure à la valeur de *savane arborée* : $\kappa_i(\text{ville}) \sim \mathcal{LN}(-11, 0,52)/1\,000$.

La carte de κ_i est normalisée par l'équation 8.5 pour obtenir la carte de k_i . La variabilité spatiale de K_s est composée d'une variabilité spatiale portée par la classe d'occupation du sol (figure 8.2) et d'un signal aléatoire qui traduit la variabilité spatiale interne à la classe d'occupation du sol (figure 8.3).

1. Dans le cas d'une loi log-normale, les deux paramètres de la loi (α et β) ne sont pas identiques aux deux premiers moments (espérance μ et variance σ^2) : $\alpha = \ln(\mu) - \frac{1}{2} \ln\left(1 + \frac{\sigma^2}{\mu^2}\right)$; $\beta = \ln\left(\frac{\sigma^2}{\mu^2} + 1\right)$.

2. La moyenne et l'écart-type de la distribution *jachères* sont obtenues en calculant l'exponentiel de la moyenne du logarithme népérien des valeurs *cultures* et *savane arborée*. Les paramètres de la loi log-normale sont déduits de la moyenne et de l'écart-type.

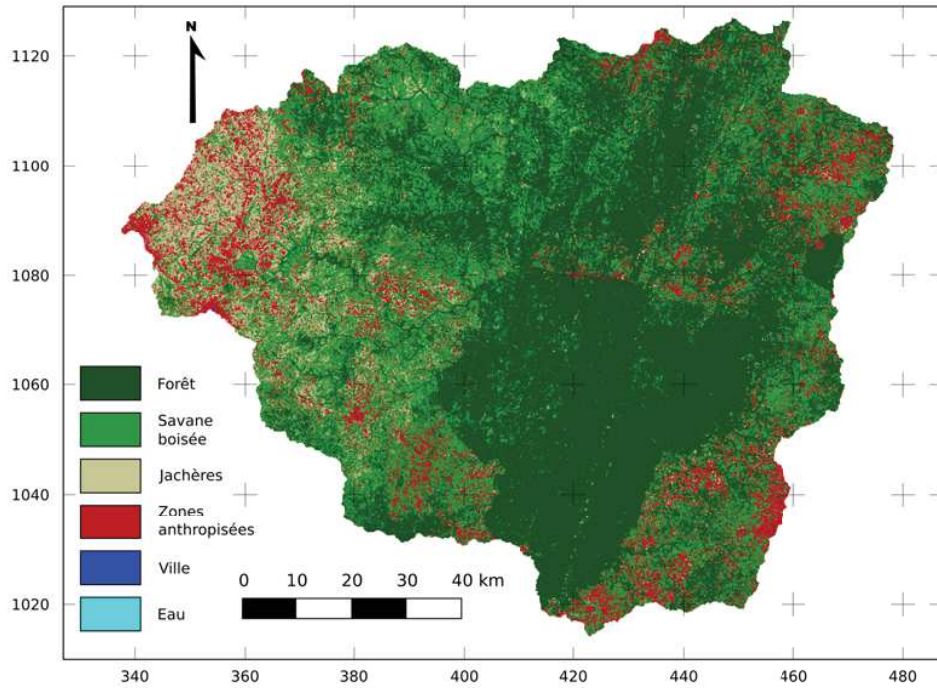


FIGURE 8.2 – Carte d’occupation du sol de l’Ouémé supérieur à Bétérou compatible avec le modèle nTopAMMA, d’après [BEL, 2010]. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.

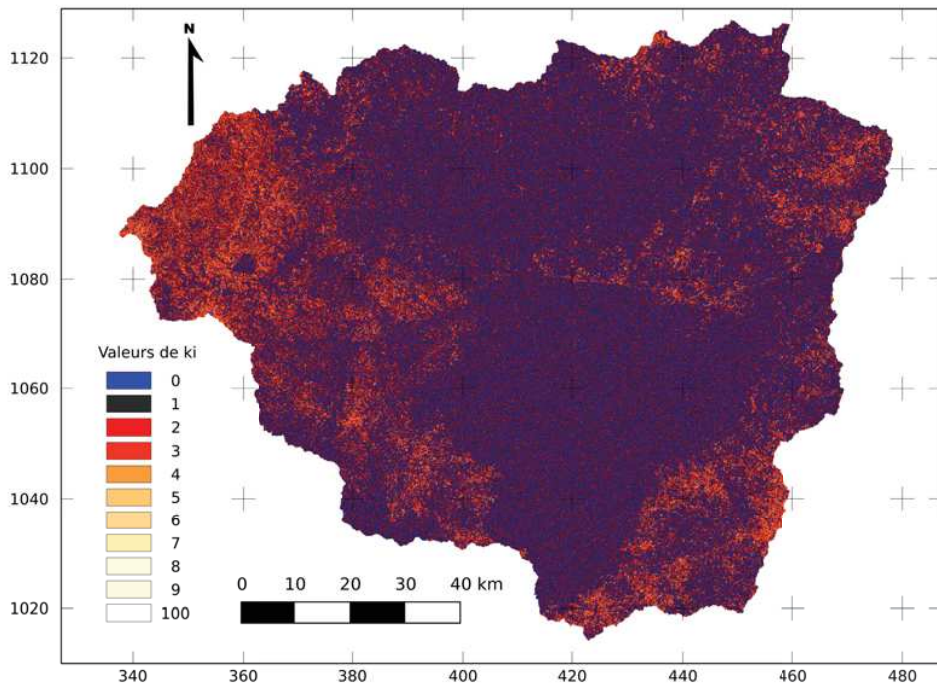


FIGURE 8.3 – Carte de la conductivité hydraulique à saturation relative (k_i) du bassin versant de l’Ouémé supérieur à Bétérou basée sur les mesures de terrain et incluant la variabilité spatiale interne à chaque classe. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.

8.2.2. Méthode d'intégration du paramètre K_s distribué dans nTopAMMA

8.2.2.1. Introduction de K_s distribué dans l'indice de similarité hydrologique

Nous cherchons ici à intégrer la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation au modèle nTopAMMA. Nous intégrons cette variabilité spatiale dans l'équilibre local du modèle. Ceci consiste à revenir sur l'hypothèse 3 du modèle (à savoir que la transmissivité locale T_s ne dépend que du déficit local, équation 6.6) en considérant que la transmissivité locale dépend du déficit local et aussi de la conductivité hydraulique à saturation locale. Cette modification a été proposée par BEVEN [1986]. Même si le formalisme de cette modification présentée dans la suite diffère légèrement de celui de BEVEN [1986], la modification résultante est identique. La transmissivité $T_{s,i}$ s'écrit :

$$T_{s,i} = K_{si} \cdot m \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right) \right) \quad (8.7)$$

Ceci modifie l'équilibre local classique (équation 6.9), qui devient :

$$R(t) \cdot a_i = T_{s,i} \cdot \exp\left(-\frac{d_i(t)}{m}\right) \cdot \tan \beta_i \quad (8.8)$$

Les expressions du déficit local et de la relation d'échelle sont aussi modifiées. En extrayant le terme k_i du terme de transmissivité, l'équilibre local s'écrit :

$$d_i(t) = -m \cdot \ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right) + m \cdot \ln(k_i) + m \cdot \ln(T_s) - m \cdot \ln(R(t)) \quad (8.9)$$

Dans ce cas, le déficit local et l'indice de similarité hydrologique sont liés par la relation :

$$d_i(t) = -m \cdot \lambda_i + m \cdot \ln(k_i) + m \cdot \ln(T_s) - m \cdot \ln(R(t)) \quad (8.10)$$

La relation d'échelle s'écrit :

$$\overline{D}(t) - d_i(t) = -m \cdot (\overline{\lambda} - \lambda_i) + m \cdot (\overline{\ln(k)} - \ln(k_i)) \quad (8.11)$$

avec

$$\overline{\ln(k)} = \frac{1}{N_A} \cdot \sum_i^{N_A} \ln(k_i) \quad (8.12)$$

Par rapport à la relation classique (équation 6.15), cette méthode fait explicitement apparaître k_i de façon similaire à celle de l'indice de similarité hydrologique λ_i . Dans l'équation 8.11, le déficit local est lié au déficit moyen par la relation d'échelle de l'indice de similarité hydrologique classique mais aussi par la relation d'échelle du logarithme népérien de la conductivité hydraulique à saturation. Or le déficit local intervient dans la définition de plusieurs réservoirs et processus hydrologiques du modèle : stock de la zone non saturée, stock de la nappe de versant, recharge locale et percolation profonde. Il est intéressant d'analyser les impacts relatifs de la topographie et de la conductivité hydraulique à saturation, dans la valeur du déficit local. Pour cela nous avons construit l'indice α , défini comme suit :

$$\alpha_i = \left| \frac{\overline{\lambda} - \lambda_i}{\overline{\ln(k)} - \ln(k_i)} \right| \quad (8.13)$$

Nous distinguons trois plages de valeurs de α , définies dans le tableau 8.2.

Tableau 8.2 – Impacts relatifs des paramètres topographique et hydrodynamique du sol dans la relation d'échelle.

Valeur de α_i	Impact relatif des paramètres sur la valeur de $d_i(t)$
$\alpha_i < 1$	k_i est dominant relativement à λ_i
$1 < \alpha_i < 10$	λ_i est dominant relativement à k_i
$10 < \alpha_i$	k_i est négligeable relativement à λ_i

Il est possible de tracer la carte de l'indice α afin de visualiser sa structure spatiale. Nous analysons la structure spatiale de cette carte ainsi que la structure statistique de cet indice dans la sous-section 8.3.1.

8.2.2.2. Implémentation dans le code numérique

Pour implémenter la distribution de K_{si} dans le code numérique, le terme k_i est intégré à l'indice de similarité hydrologique. Le déficit local s'exprime tel que :

$$d_i(t) = -m \cdot \ln \left(\frac{a_i}{k_i \cdot \tan \beta_i} \right) + m \cdot \ln (T_s) - m \cdot \ln (R(t)) \quad (8.14)$$

Un nouvel indice de similarité hydrologique λ_i' peut être défini. Il prend en compte la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique du sol en plus des termes liés à la topographie :

$$\lambda_i' = \ln \left(\frac{a_i}{k_i \cdot \tan \beta_i} \right) \quad (8.15)$$

Cet indice peut être défini comme un indice de similarité hydro-topographique et est souvent nommé *topographic-soil index* dans la littérature anglaise pour le différencier de l'indice de similarité hydrologique classique (*topographic index*). Remarquons dès à présent que les deux indices de similarité hydrologique sont liés par la relation :

$$\lambda_i' = \lambda_i - \ln (k_i) \quad (8.16)$$

D'après les équations 8.11 et 8.16, la relation d'échelle entre le déficit local et global s'écrit :

$$\bar{D}(t) - d_i(t) = -m \cdot (\bar{\lambda} - \lambda_i') \quad (8.17)$$

Cette dernière équation possède la même structure que la relation d'échelle classique, ce qui rend l'intégration de la variabilité spatiale de k_i transparente dans le solveur. Aucune autre équation n'est modifiée dans le code de nTopAMMA. Seule l'expression de l'indice de similarité hydrologique est modifiée. Cette modification est effectuée en pré-traitement du modèle.

8.2.3. Méthode d'obtention de l'évapotranspiration réelle locale

Nous cherchons à obtenir l'évapotranspiration réelle simulée locale, c'est-à-dire dépendant des conditions hydriques locales. Nous distribuons donc le terme $ETR_2(t)$ en remplaçant le déficit global de la maille hydrologique par le déficit local dans son expression. Ce terme étant distribué, nous lui

1. Dans ce chapitre, le symbole ' est réservé aux indices de similarité hydrologique incluant la variabilité spatiale k_i .

ajoutons l'indice i . L'expression de $ETR_{2,i}(t)$ est :

$$ETR_{2,i}(t) = E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \quad (8.18)$$

Cette distribution est réalisée en post-traitement en reconstituant la chronique de $d_i(t)$ connaissant la chronique de $\bar{D}(t)$ et la relation d'échelle. Introduire cette modification explicitement dans le solveur n'a pas d'intérêt actuellement car elle ne modifie pas la valeur moyenne par maille de $ETR_2(t)$. Or c'est à l'échelle de la maille que le bilan de masse est calculé. Pour s'en convaincre, définissons $ETR_{2,maille}(t)$, la moyenne des flux $ETR_{2,i}(t)$ sur une maille.

$$\begin{aligned} ETR_{2,maille}(t) &= \frac{1}{N_A} \cdot \sum_i^{N_A} ETR_{2,i}(t) & (8.19) \\ &= \frac{1}{N_A} \cdot \sum_i^{N_A} E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \\ &= \frac{1}{N_A} \cdot E_n(t) \cdot \sum_i^{N_A} 1 - \frac{1}{N_A} \cdot \frac{E_n(t)}{d_0} \cdot \sum_i^{N_A} d_i(t) \\ &= E_n(t) - \frac{E_n(t)}{d_0} \cdot \bar{D}(t) \\ &= E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{\bar{D}(t)}{d_0}\right) \\ &= ETR_2(t) & (8.20) \end{aligned}$$

La moyenne, sur la maille, des flux $ETR_{2,i}(t)$ distribués est égale au flux $ETR_2(t)$ semi-distribué. Ceci est dû à la contribution linéaire de $d_i(t)$ dans l'expression de $ETR_{2,i}$ (équation 8.18).

8.3. Résultats et discussion

8.3.1. Impacts relatifs de la topographie et de la conductivité hydraulique à saturation

Nous présentons le travail réalisé avec une carte de k_i dont la structure spatiale est définie dans la sous-section 8.2.1 (figure 8.3). La densité de probabilité empirique de λ' est légèrement plus dispersée que celle de λ (figure 8.4), notamment pour les faibles valeurs de λ . La diminution de la densité maximale de λ' est principalement compensée par des densités plus fortes autour de 6,5 et 11,5. L'introduction de la distribution de K_s n'apporte pas de modification majeure à la densité de probabilité empirique de l'indice de similarité hydrologique au niveau de l'Ouémé à Bétérou.

Nous analysons la distribution statistique et la structure spatiale de l'indice α qui qualifie l'impact relatif de la topographie (λ_i) et de la conductivité hydraulique à saturation (k_i). Pour la population constituée de l'ensemble des pixels du bassin de l'Ouémé supérieur à Bétérou, la valeur médiane de α est de 2,97. Définissons la moyenne de l'indice α telle que :

$$\bar{\alpha} = \exp \left(\frac{1}{N_A} \sum_i^{N_A} \ln(\alpha_i) \right) \quad (8.21)$$

Cette moyenne $\bar{\alpha}$ est égale à 2,99. Donc, en moyenne, la topographie est dominante relativement à la conductivité hydraulique à saturation. 21% des pixels ont une valeur de α inférieure à l'unité. Le déficit local de ces pixels est donc plus dépendant de leur valeur de conductivité hydraulique à saturation que de leur indice de similarité hydrologique. Inversement, α est compris entre 1 et 10 pour 60% des pixels du bassin. Dans ces cas, l'indice de similarité hydrologique est prédominant relativement à la conductivité hydraulique à saturation dans la détermination de la valeur du déficit local. Enfin 19% des pixels ont une valeur de α supérieure à 10. La contribution de la conductivité hydraulique à saturation dans la détermination de la valeur de $d_i(t)$ est, dans ces cas, faible voire négligeable devant celle de l'indice de similarité hydrologique.

La figure 8.5 illustre la carte de l'indice α sur l'Ouémé supérieur. Cette carte fait apparaître la structure du réseau hydrographique (particulièrement sur la faille géologique de Kandi) dans les zones à fort indice de similarité hydrologique (où λ_i est dominant) et les différences tendancielle de la structure de l'occupation du sol. Cette carte permet d'avoir un aperçu du poids relatif de la topographie et de l'hydrodynamique dans la relation d'échelle, relation qui pilote la redistribution spatiale de l'eau au sein du bassin versant.

L'indice α est supérieur à l'unité pour 79 % des pixels du bassin étudié. L'information topographique est donc prédominante par rapport à la conductivité hydraulique du sol pour expliquer l'état hydrique local. Néanmoins la conductivité hydraulique du sol n'est pas une information négligeable puisqu'elle explique de manière prédominante l'état hydrique d'un cinquième de la surface du bassin versant. $\bar{\alpha}$ égal à 2,99 signifie qu'en moyenne, l'état hydrique local est expliqué aux trois-quarts par la topographie et à un quart par la conductivité hydraulique du sol. Ce résultat n'est pas étonnant car il indique que la topographie reste le premier facteur explicatif de l'état hydrique local. C'est pourquoi les simulations avec K_s uniforme, reproduisant des états hydriques locaux au premier ordre, captent correctement la dynamique de bassin. Le fait que le bassin de l'Ouémé supérieur soit peu pentu explique en partie que la conductivité hydraulique du sol impacte de manière non négligeable l'état hydrique local.

8.3.2. Impact de la distribution du K_s sur le bilan hydrologique à méso-échelle

Nous avons calé le modèle pour lequel K_s est distribué selon la méthode décrite dans la section 6.2. Dans le cas où K_s est distribué, la simulation qui produit les meilleures performances possède les mêmes paramètres que la simulation de référence.

Pour décrire l'impact de la distribution de K_s sur le bilan hydrologique à méso-échelle, nous comparons la simulation de référence (section 6.2) pour laquelle K_s est uniforme à la simulation pour laquelle K_s est distribué.

Les chroniques de déficit global pour la simulation de référence et la simulation avec K_s distribué sont quasiment identiques. L'écart maximal des déficits globaux est de 4 mm pour l'année 2007. Or l'évolution de $\bar{D}(t)$ est définie par l'équation 6.28. Cela implique que les flux $Q_b(t)$, $ETR_2(t)$, $Perc(t)$ et $R(t)$ sont quasiment identiques dans le cas où K_s est uniforme et dans le cas où il est distribué. $Q_b(t)$ (équation 6.27) et $ETR_2(t)$ (équation 6.16) dépendent de la variable globale $\bar{D}(t)$. Ce ne sont pas ces termes qui expliquent directement la modification de la chronique de $\bar{D}(t)$. $Perc(t)$ (équation 6.24) dépend de la variable locale $d_i(t)$ mais la contribution linéaire de ce terme ne modifie

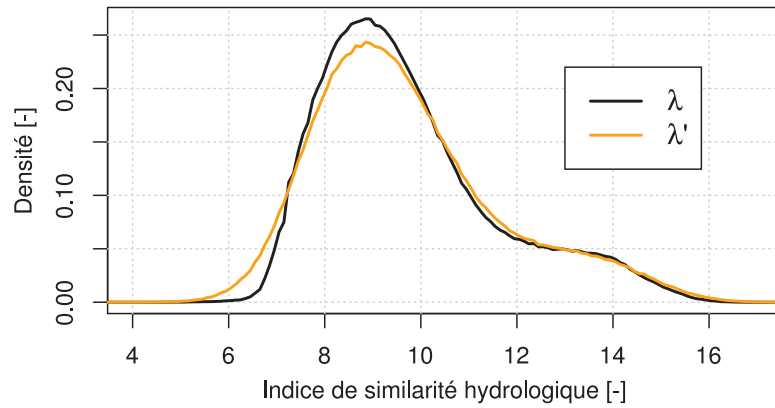


FIGURE 8.4 – Densités de probabilité empiriques des indices de similarité hydrologique λ et λ' du bassin versant de l'Ouémé supérieur à Bétérou. Par l'équation 8.4, les moyennes $\bar{\lambda}$ et $\bar{\lambda}'$ sont égales.

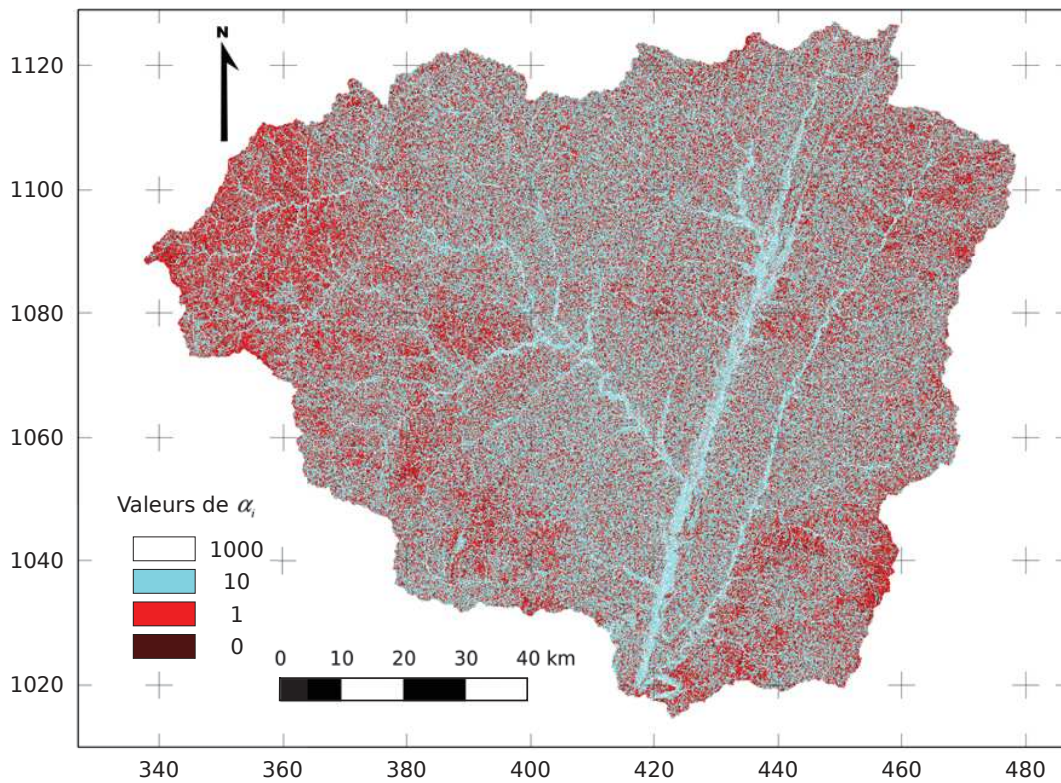


FIGURE 8.5 – Carte de l'indice α construite à partir des mesures de terrain et incluant la variabilité intra classe. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.

pas la valeur de la percolation profonde moyenne sur la maille hydrologique. En effet, on peut montrer que :

$$Perc(t) = \frac{1}{N_A} \cdot \sum_i^{N_A} Perc_i(t) = K_{sV} \cdot \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right) \cdot \left(1 - \frac{\overline{D}(t)}{d_0}\right) \quad (8.22)$$

Ce terme non plus ne permet pas d'expliquer directement la modification de la chronique de $\overline{D}(t)$. Finalement, $R(t)$, valeur moyenne sur la maille de $R_i(t)$ (équation 6.21) dépend de $d_i(t)$. La contribution de $d_i(t)$ dans le terme $R(t)$ est non-linéaire. Ainsi, la modification de la valeur de $d_i(t)$ par l'introduction de K_s distribué modifie le terme $R_i(t)$. Cette dernière modifie la valeur moyenne $R(t)$ qui à son tour modifie le déficit global $\overline{D}(t)$. Néanmoins, ces modifications sont négligeables.

Ces modifications négligeables de la chronique de $\overline{D}(t)$ modifient les flux simulés (évapotranspiration, percolation profonde et débit) de manière négligeable. Pour l'évapotranspiration simulée, l'écart maximal pour l'année 2007 est de 0,03 mm.jr⁻¹.

Ainsi l'impact négligeable de la distribution du K_s sur le bilan hydrologique de méso-échelle peut être expliqué par plusieurs facteurs. Tout d'abord, deux des quatre flux de l'équation du bilan de masse ($Q_b(t)$ et $ETR_2(t)$) dépendent du déficit global. Ensuite, le terme de percolation profonde est une expression linéaire du déficit local, ce qui ne modifie pas la valeur moyenne de ce terme. Ces trois flux ne sont donc pas sensibles à l'introduction d'une variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation. Finalement, l'impact de la distribution du K_s sur le bilan hydrologique de méso-échelle est négligeable car l'impact de la conductivité hydraulique du sol sur l'état hydrique local est, en moyenne sur le bassin, de second ordre derrière l'impact de la topographie.

8.3.3. Impact de la distribution du K_s sur le bilan hydrique à l'échelle locale

8.3.3.1. Analyse des chroniques de déficit local

Si les modifications de la distribution de K_s ont un impact négligeable à méso-échelle, ce n'est pas le cas à l'échelle locale. Pour illustrer l'impact de la distribution du K_s à l'échelle locale, nous avons extrait trois pixels du bassin versant, appartenant à la même maille hydrologique. Le premier pixel se trouve en bas de versant (BAS) sur l'occupation du sol *forêt* (il s'agit de la ripisylve étudiée dans le chapitre 4). Le deuxième au milieu de versant (MILIEU) se trouve sur l'occupation du sol *jachères*. Le dernier pixel en haut de versant (HAUT) se trouve sur l'occupation du sol *cultures*. Ces pixels correspondent aux emplacements des stations de mesures de l'humidité du sol décrites dans le chapitre 3. Nous avons extrait pour ces trois pixels leur indice de similarité hydrologique $\lambda_i(t)$ classique (K_s uniforme) et modifié $\lambda'_i(t)$ (K_s distribué). L'indice de similarité hydrologique moyen de la maille considérée, pour la simulation de référence est égal à $\overline{\lambda} = 9,74$. Par l'équation 8.4, l'indice de similarité hydrologique moyen de la maille considérée, pour la simulation avec K_s distribué est égal à $\overline{\lambda'} = 9,74$. Les caractéristiques des pixels étudiés sont données dans le tableau 8.3.

Grâce à la relation d'échelle et à la chronique de déficit moyen de la maille associée, nous avons reconstitué, pour chaque pixel, (i) la chronique de déficit local dans le cas où K_s est uniforme et (ii) la chronique de déficit local dans le cas où K_s est distribué. Pour une occupation du sol donnée la valeur de k_i dépend du tirage aléatoire. Pour cerner cette variabilité sur le graphe, nous avons calculé les quantiles 10 % et 90 % de k_i . Nous en avons déduit l'enveloppe des quantiles 10 % et 90 % des

Tableau 8.3 – Caractéristiques des trois pixels étudiés : BAS, MILIEU et HAUT.

Paramètre	BAS	MILIEU	HAUT
λ	13,78	10,92	9,29
$\ln(k)$	-0,96	0,91	0,57
λ'	14,74	10,01	8,72
α	4,20	1,30	0,79

déficits locaux associés à l'occupation de chaque pixel, par l'équation 8.11. Les figures 8.6, 8.7 et 8.8 illustrent ces déficits.

Le déficit de la simulation avec K_s distribué est supérieur au déficit de la simulation de référence pour les pixels HAUT (figure 8.6) et MILIEU (figure 8.7). Inversement, pour le pixel BAS (figure 8.8), le déficit de la simulation avec K_s distribué est inférieur au déficit avec K_s uniforme.

La signification du paramètre α est illustrée par les chroniques de déficits ; prenons le pixel BAS (figure 8.8). Le numérateur du paramètre α représente l'écart du déficit local au déficit moyen dans le cas d'une simulation avec K_s uniforme. Cet écart correspond à la différence entre la courbe noire et la courbe orange. Le dénominateur du paramètre α représente l'écart supplémentaire du déficit local dans le cas d'une simulation avec K_s distribué au déficit local dans le cas d'une simulation avec K_s uniforme. Cet écart correspond à la différence entre la courbe orange et la courbe bleue. Le rapport de ces écarts est égal à 4,20 pour le pixel BAS. Ce rapport est modifié lorsque l'un des déficits locaux atteint 0.

8.3.3.2. Analyse des chroniques d'évapotranspiration locale

Analysons maintenant l'impact de la distribution de K_s sur l'évapotranspiration à l'échelle locale. Nous calculons le terme $ETR_{2,i}(t)$ pour chacun des trois pixels connaissant leur chronique de déficit local et la chronique d'évapotranspiration non satisfaite $E_n(t)$. Les enveloppes des quantiles 10 % et 90 % sont calculées grâce aux enveloppes de déficits. Les figures 8.9, 8.10 et 8.11 illustrent ces chroniques d'évapotranspiration. Par souci de lisibilité, nous avons appliqué une moyenne glissante de 20 jours sur ces chroniques.

En haut de versant (figure 8.9), la distribution du K_s (écart entre les courbes orange et bleue) produit des différences d'évapotranspiration de l'ordre de 0,2 mm.jr⁻¹ en saison sèche. Cette différence se résorbe en saison humide. Pour les pixels MILIEU (figure 8.10) et BAS (figure 8.11), cette différence atteint 0,5 mm.jr⁻¹ en saison sèche. Ainsi, l'évapotranspiration annuelle simulée pour le pixel BAS avec un K_s distribué est augmentée de 74 mm par rapport à celle d'une simulation avec un K_s uniforme (tableau 8.4). Il s'agit d'une diminution pour les pixels MILIEU et HAUT de 120 mm et 81 mm respectivement.

La topographie est la caractéristique qui explique au premier ordre le flux d'évapotranspiration local $ETR_{2,i}$, la conductivité hydraulique étant de second ordre (tableau 8.4). Néanmoins, l'introduction de la distribution du K_s produit à l'échelle locale des variations de l'évapotranspiration $ETR_{2,i}(t)$ annuelle de l'ordre de 100 mm pour les trois pixels étudiés. Voyons quelles sont les structures spatiales de ces évapotranspirations.

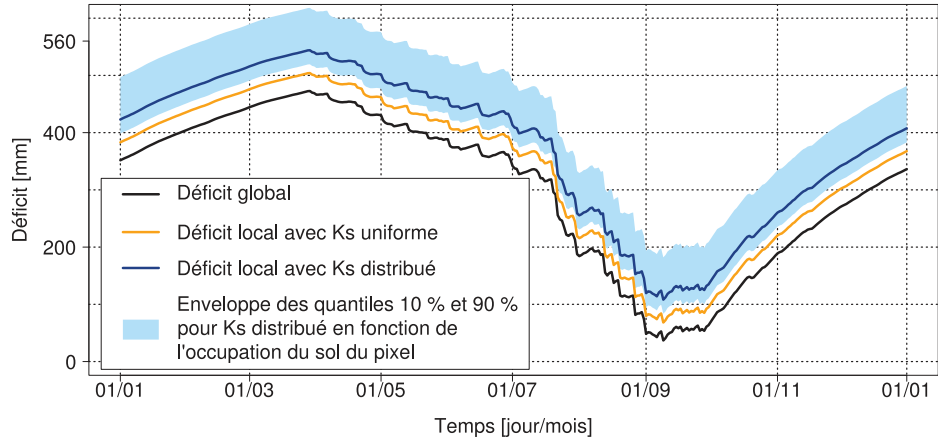


FIGURE 8.6 – Déficit global (noir) et déficits locaux du pixel HAUT avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (*cultures*, bleu clair) pour l'année 2007.

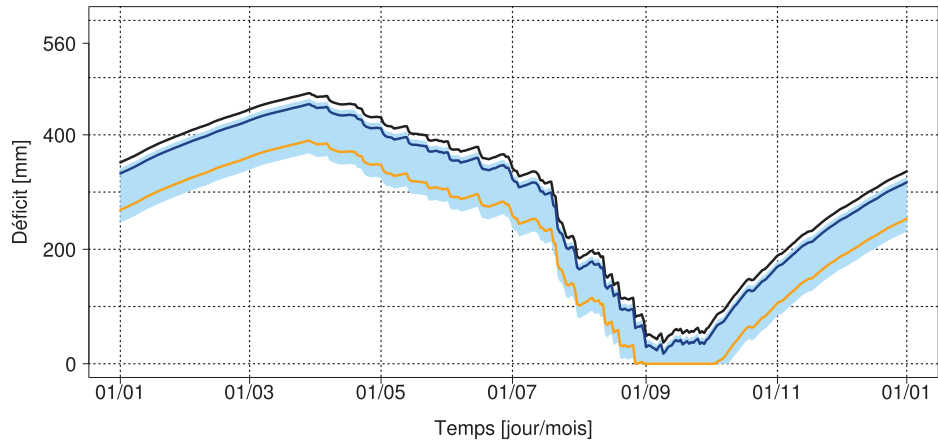


FIGURE 8.7 – Déficit global (noir) et déficits locaux du pixel MILIEU avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (*jachères*, bleu clair) pour l'année 2007.

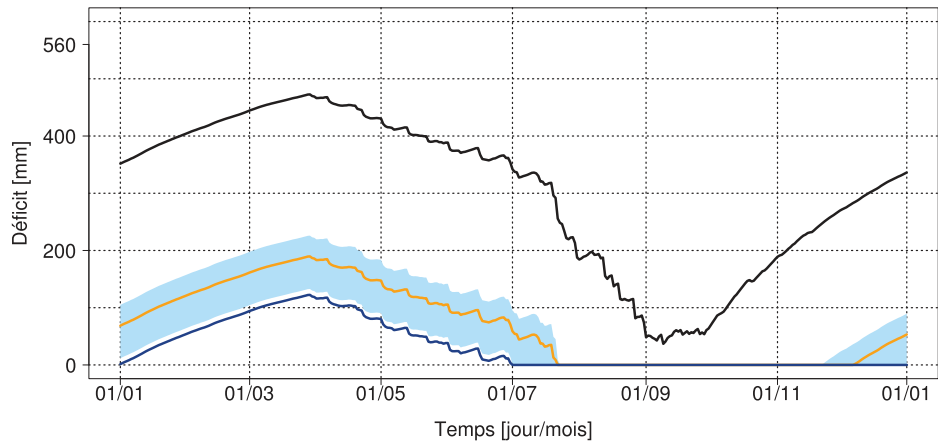


FIGURE 8.8 – Déficit global (noir) et déficits locaux du pixel BAS avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (*forêt*, bleu clair) pour l'année 2007.

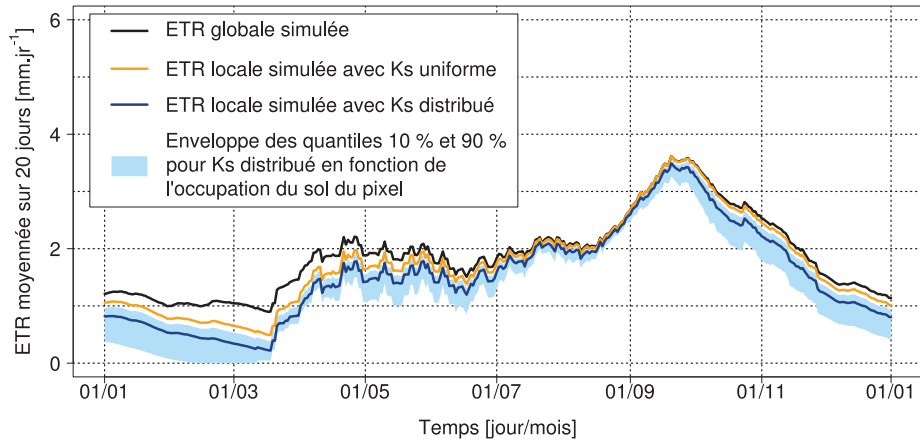


FIGURE 8.9 – Évapotranspiration globale (noir) et évapotranspirations locales du pixel HAUT avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (*cultures*, bleu clair) pour l'année 2007.

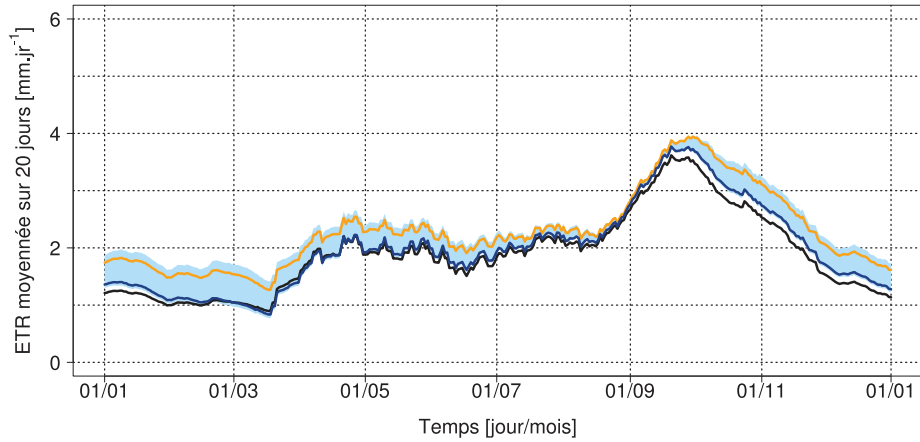


FIGURE 8.10 – Évapotranspiration globale (noir) et évapotranspirations locales du pixel MILIEU avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (*jachères*, bleu clair) pour l'année 2007.

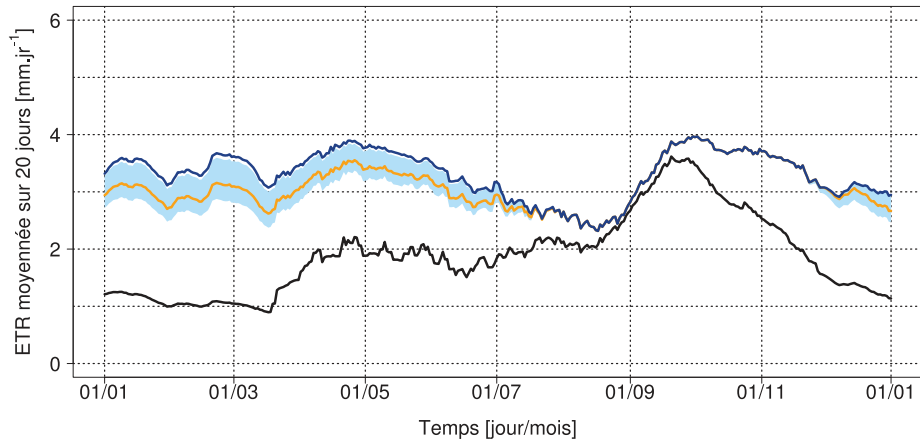


FIGURE 8.11 – Évapotranspiration globale (noir) et évapotranspirations locales du pixel BAS avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (*forêt*, bleu clair) pour l'année 2007.

Tableau 8.4 – Évapotranspirations annuelles simulées à l'échelle de la maille hydrologique, à l'échelle locale avec K_s uniforme, à l'échelle locale avec K_s distribué pour les trois pixels étudiés BAS, MILIEU et HAUT pour l'année 2007. L'écart par rapport à la ligne précédente est entre parenthèses.

Flux	BAS	MILIEU	HAUT
ETR annuelle globale [mm]	694	694	694
ETR annuelle locale, K_s uniforme [mm]	1 137 (+443)	840 (+146)	639 (-55)
ETR annuelle locale, K_s distribué [mm]	1 211 (+74)	719 (-120)	558 (-81)

8.3.3.3. Structures spatiales de l'évapotranspiration locale

Nous comparons la structure spatiale de l'évapotranspiration du mois de janvier 2007 (saison sèche) simulée dans le cas où K_s est uniforme (figure 8.12) à celle de l'évapotranspiration du mois de janvier 2007 dans le cas où K_s est distribué (figure 8.13). Dans le cas où K_s est uniforme (figure 8.12), la structure spatiale de l'évapotranspiration simulée en saison sèche est marquée. L'évapotranspiration peut atteindre 80 mm pour le mois de janvier pour les zones à indice de similarité hydrologique fort, ce qui fait apparaître le réseau hydrographique sur la figure 8.12. Sur les versants (zones à indice de similarité hydrologique plus faible), l'évapotranspiration simulée du mois de janvier, est plus faible, atteignant seulement 10 mm à certains endroits. Analyser la différence de cumuls (figure 8.13) nous permet d'isoler l'impact de la distribution de K_s sur l'évapotranspiration locale. Ces différences sont comprises entre -20 mm et 20 mm en janvier 2007. De plus, la structure spatiale de ces différences correspond à celle de la carte de k_i (figure 8.3). Ainsi, nous retrouvons un résultat précédemment identifié, à savoir, l'impact de la distribution de K_s est de second ordre mais non négligeable.

Nous comparons maintenant les mêmes variables mais pour le mois d'août 2007, c'est-à-dire, durant la saison humide (figures 8.14 et 8.15). Dans le cas où K_s est uniforme (figure 8.14), la structure spatiale de l'évapotranspiration simulée est moins marquée en saison humide qu'en saison sèche, avec des cumuls mensuels d'évapotranspiration locale situés entre 40 mm et 80 mm. Les différences de cumuls d'évapotranspiration (figure 8.15) varient entre -4 mm et 4 mm pour la majorité des pixels du bassin. Ainsi la distribution de K_s n'impacte pratiquement pas la structure spatiale de l'évapotranspiration locale en saison humide, alors qu'elle est importante en saison sèche. Ce résultat est lié au fait qu'au Bénin en saison des pluies, le déficit en eau est très faible quelle que soit la position dans le versant et quel que soit le type de couvert (figures 8.6, 8.7 et 8.8). En conséquence, l'évapotranspiration est proche de l'ETP et ne dépend pratiquement que de la demande atmosphérique et très peu des propriétés de bassin.

À l'échelle annuelle, les différences entre l'évapotranspiration simulée dans le cas où K_s est uniforme et dans le cas où K_s est distribué (figure 8.16) peut atteindre ± 150 mm, ce qui représente ± 25 % du cumul annuel d'évapotranspiration simulée. Ainsi, bien que l'impact de la distribution de K_s sur la structure spatiale de l'évapotranspiration simulée soit de second ordre derrière l'impact de la topographie, cette distribution modifie le cumul annuel de l'évapotranspiration locale simulée jusqu'à 25 %, ce qui est notable.

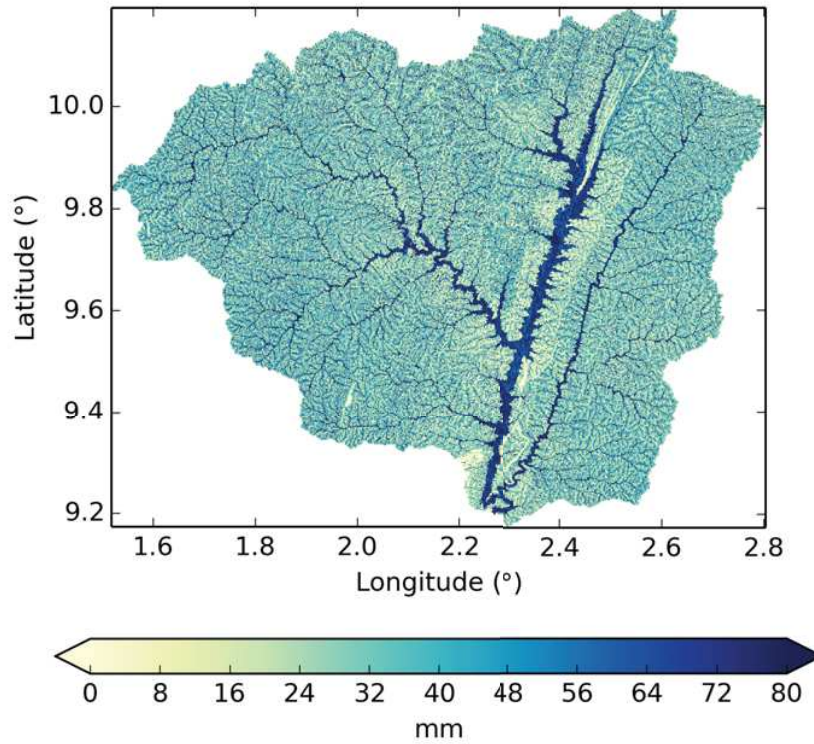


FIGURE 8.12 – Carte de l'évapotranspiration simulée du mois de janvier 2007 (saison sèche) avec K_s uniforme.

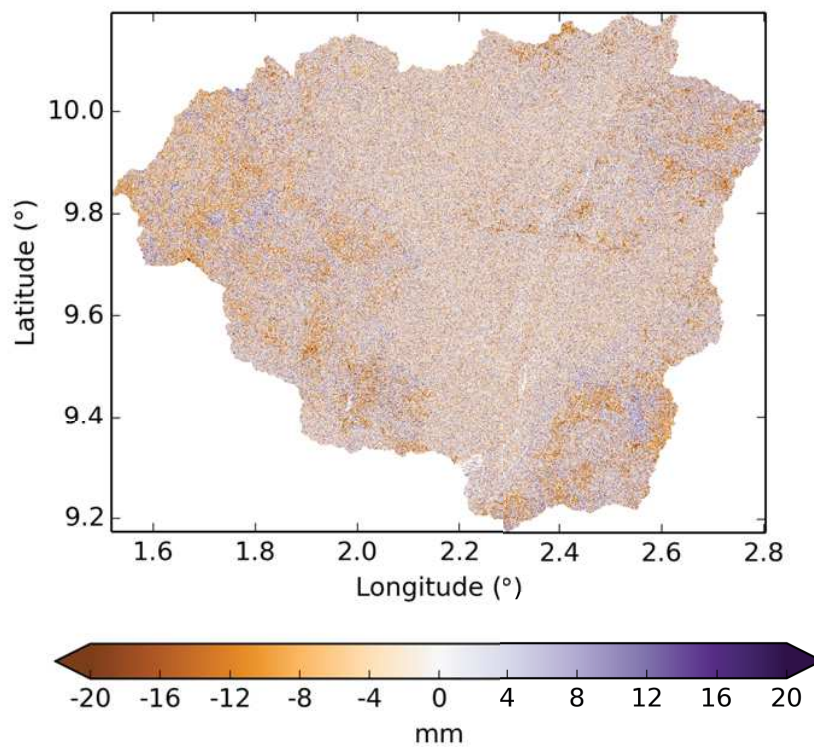


FIGURE 8.13 – Carte des différences du mois de janvier 2007 (saison sèche) entre l'évapotranspiration simulée avec K_s uniforme et l'évapotranspiration simulée avec K_s distribué.

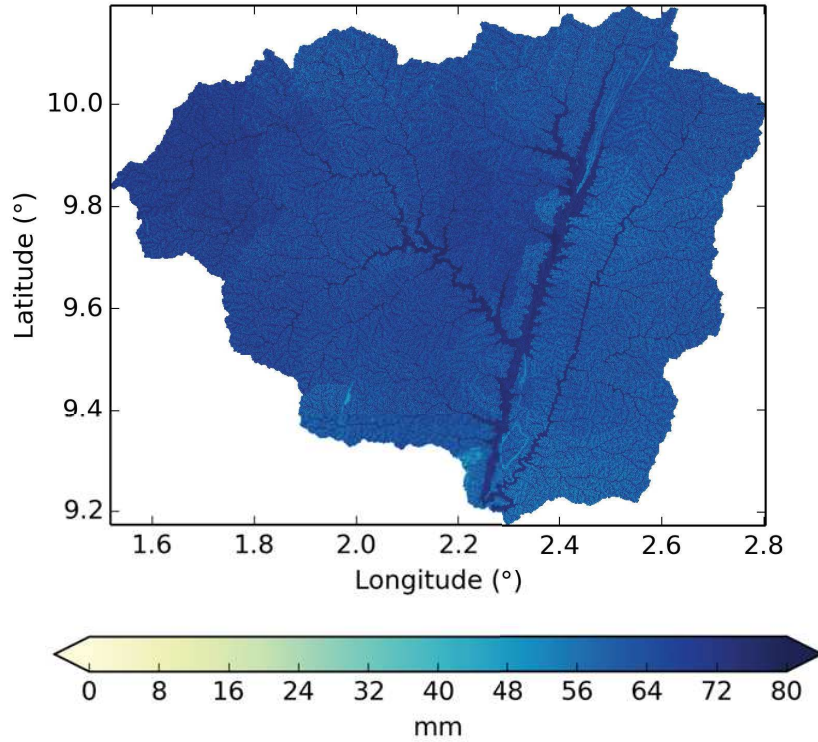


FIGURE 8.14 – Carte de l'évapotranspiration simulée du mois d'août 2007 (saison humide) avec K_s uniforme.

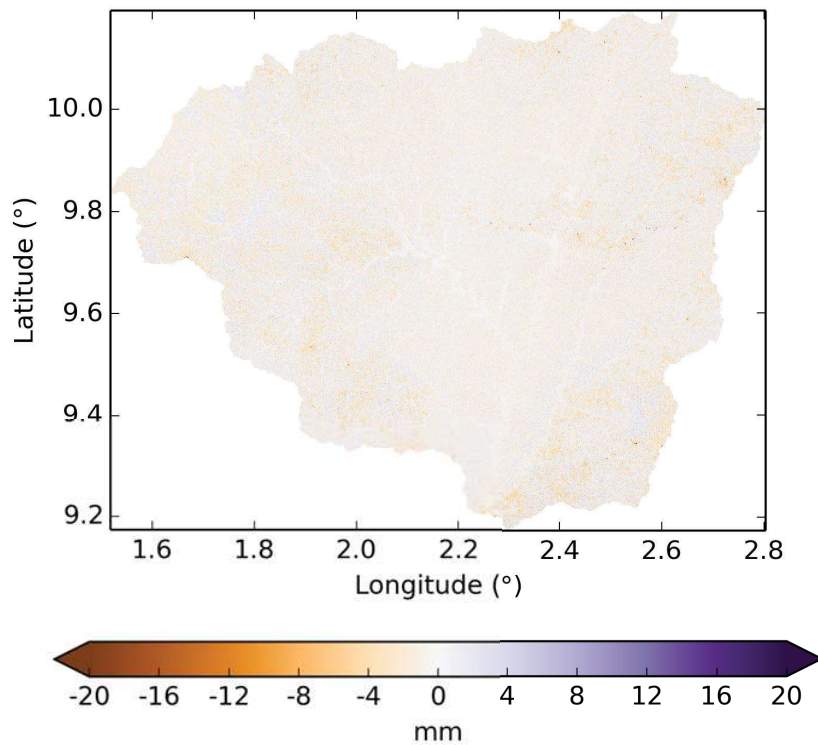


FIGURE 8.15 – Carte des différences du mois d'août 2007 (saison humide) entre l'évapotranspiration simulée avec K_s uniforme et l'évapotranspiration simulée avec K_s distribué.

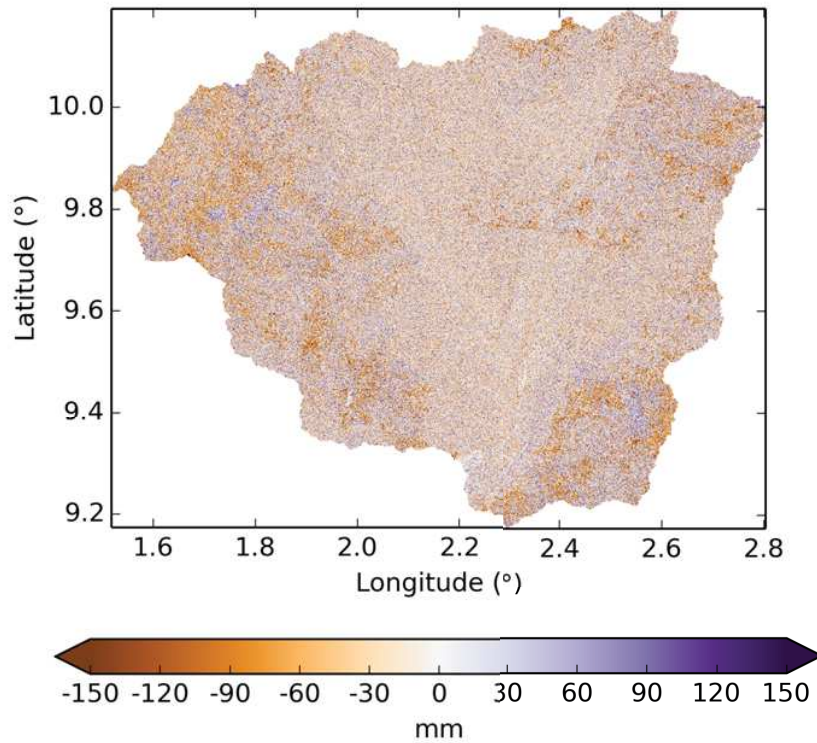


FIGURE 8.16 – Carte des différences cumulées annuelles (2007) entre l'évapotranspiration simulée avec K_s uniforme et l'évapotranspiration simulée avec K_s distribué.

8.4. Perspectives

8.4.1. Alternatives de distribution de K_s

Dans le cas précédemment étudié, nous avons travaillé avec une structure spatiale du k_i basée sur l'occupation du sol et des mesures de terrain. Le même type de simulations peut être réalisé avec d'autres cartes de conductivité hydraulique relative k_i :

- en affectant par exemple d'autres valeurs de conductivité hydraulique aux classes d'occupation du sol. Les travaux de GIERTZ et DIEKKRÜGER [2003] et GIERTZ et al. [2005], discutés dans le chapitre 7, peuvent être utilisés à cette fin.
- en utilisant une autre classification de l'occupation du sol (grâce à d'autres produits satellite).
- en utilisant des cartes d'occupation du sol passées ou issues de projections futures.
- en choisissant une autre variable à méso-échelle pour définir la structure spatiale de la conductivité hydraulique à saturation, comme l'information pédologique ou l'absence de structure méso-échelle par exemple.

8.4.2. Alternatives d'intégration du paramètre K_s distribué dans nTopAMMA

Nous avons choisi d'intégrer la distribution de K_s dans la modélisation nTopAMMA en faisant intervenir la structure spatiale de ce paramètre directement dans la relation d'échelle. Deux alternatives sont possibles : (i) la semi-distribution de la conductivité hydraulique à saturation selon les mailles

hydrologiques, (ii) la distribution de la conductivité hydraulique à saturation dans la formulation des processus hydrologiques n'intervenant pas dans l'équilibre local.

La semi-distribution de la conductivité hydraulique à saturation selon les mailles hydrologiques consiste à imposer une valeur de K_s par maille hydrologique. La valeur affectée à une maille peut être la moyenne des conductivités hydrauliques à saturation sur la maille. Pour que cette méthode ait un intérêt, le modélisateur doit découper le bassin versant d'étude de sorte à maximiser l'écart entre les valeurs de K_s de chaque maille. Or la structure du réseau hydrographique ne correspond pas nécessairement à la structure spatiale de la conductivité hydraulique à saturation. L'agencement spatial des mailles hydrologiques doit donc être dépendant de la carte de K_s . Ce n'est pas souhaitable si l'on étudie la sensibilité du modèle à la variabilité spatiale de K_s , qui nous amène à réaliser des simulations avec différentes cartes de K_s . De plus, si l'on considère que la valeur de K_s par maille correspond à la valeur moyenne sur la maille, ceci atténue considérablement la variabilité spatiale du K_s . L'impact sur le bilan hydrologique simulé serait sans doute faible.

La distribution de la conductivité hydraulique à saturation dans les processus hydrologiques n'intervenant pas dans l'équilibre local, consiste à introduire directement cette variabilité spatiale dans la représentation des processus. La conductivité hydraulique à saturation apparaît dans le formalisme de trois processus de la modélisation nTopAMMA : le ruissellement hortonien, la percolation profonde et l'exfiltration de la nappe de versant. Introduire une variabilité spatiale de K_s directement dans les deux premiers processus produirait une rupture de la relation d'échelle. Nous expliquons ci-dessous ce que nous entendons par rupture de la relation d'échelle.

Dans les modèles de la famille de TopMODEL, pour le pas de temps courant, le déficit global connu est distribué sur la maille hydrologique par la relation d'échelle. L'ensemble des pixels qui ont le même indice de similarité hydrologique aura donc le même fonctionnement hydrologique. En d'autres termes, il est absolument nécessaire que pour un indice de similarité hydrologique, il corresponde un unique déficit local et réciproquement. Si cette bijection n'est plus vérifiée, il y a une rupture de la relation d'échelle et il n'est plus possible de reconstituer une chronique de déficit local.

Concernant le ruissellement hortonien, la rupture de la relation d'échelle est indirecte. Le ruissellement hortonien ne fait pas intervenir le déficit local. Dans la modélisation nTopAMMA, il y a un ruissellement hortonien lorsque la capacité d'infiltration K_{sV} de surface est inférieure à la pluie nette $P_n(t)$. Pour un ensemble de pixels ayant le même indice, si la capacité d'infiltration est différente de par la variabilité spatiale de K_s , la quantité d'eau infiltrée suite au processus hortonien sera variable. Or cette quantité d'eau intervient dans la recharge locale du pixel et donc impacte la valeur du déficit local. Le ruissellement hortonien étant préalable à l'équilibre local, malgré le fait qu'il ne fasse pas intervenir le déficit local, il impacte ce dernier. Distribuer K_s dans le processus de ruissellement hortonien rompt la relation d'échelle.

La structure spatiale de l'indice de similarité hydrologique est vraisemblablement différente de la structure spatiale de la conductivité hydraulique à saturation. Ainsi, il est très probable que l'ensemble des pixels qui possèdent un même indice de similarité hydrologique aient des K_s différents. Introduire la variabilité spatiale de K_s dans le terme de percolation profonde produirait des flux percolés différents pour des pixels ayant le même indice. En fin de pas de temps, le déficit local initial augmenté d'un flux de percolation profonde variable produirait des déficits locaux différents pour

un même indice de similarité hydrologique. Ceci produit une rupture de la relation d'échelle. C'est pourquoi il n'est pas pertinent de distribuer K_s dans le processus de percolation profonde.

Il aurait été possible d'introduire la variabilité spatiale de K_s dans l'exfiltration de la nappe de versant. Le nouveau flux d'exfiltration aurait eu comme expression :

$$Q_b(t) = m \cdot \exp(-\bar{\lambda}(t)) \cdot \left[\exp\left(-\frac{\bar{D}(t)}{m}\right) - \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right) \right] \cdot \sum_i^{N_{résseau}} K_{si} \cdot a_i \quad (8.23)$$

Rappelons que a_i représente l'aire drainée par le point i . La distribution de la conductivité hydraulique à saturation dans les processus hydrologiques n'intervenant pas dans l'équilibre local, produirait donc des ruptures de la relation d'échelle pour deux processus sur trois. Cette solution ne semble donc pas judicieuse.

8.4.3. Alternatives de prélèvement évapotranspiratoire

Les non-linéarités de la physique du sol, les non-linéarités et les effets à seuil du prélèvement racinaire des couverts végétaux impliquent que l'évapotranspiration réelle n'est pas une fonction linéaire du stock d'eau contenue dans la nappe de versant. Dans nTopAMMA, la simplicité de l'expression linéaire entre le flux évapotranspiratoire et la disponibilité en eau n'est pas réaliste et explique l'absence d'impact de la distribution du K_s sur l'évapotranspiration à méso-échelle. Ce problème de formalisme avait déjà été soulevé par PEUGEOT et al. [2011]. Il serait donc judicieux de proposer une modification du formalisme.

À titre d'essai, nous avons remplacé, dans le code, l'expression $ETR_2(t)$ par l'expression suivante qui est une fonction non-linéaire du déficit local $d_i(t)$:

$$ETR'_{2,i}(t) = E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right)^\beta \quad (8.24)$$

avec $\beta > 1$.

Une telle modification a un impact fort sur le bilan hydrologique à l'échelle annuelle et sur la dynamique intra-saisonnière des différents flux (évapotranspiration, percolation profonde, débit) simulés par nTopAMMA. $ETR'_{2,i}$ est inférieur à $ETR_{2,i}$ sur l'intervalle $[0; d_0]$. Ce formalisme puissance prélève donc moins d'eau que le formalisme linéaire, ce qui est problématique du point de vue du bilan hydrologique (chapitre 6). Proposer un formalisme plus détaillé de ce processus évapotranspiratoire implique *a priori* de rompre cette linéarité. Dans ce cas, la distribution de la conductivité hydraulique du sol pourrait avoir un impact non négligeable sur le bilan hydrologique à méso-échelle car d'une part cette distribution a un effet non négligeable sur l'état hydrique local, d'autre part l'évapotranspiration est un flux majeur du bilan hydrologique dans la zone d'étude.

Il est *a priori* tentant de vouloir coupler à nTopAMMA des modélisations de type SVAT afin d'améliorer la modélisation de l'évapotranspiration, de tels modèles ayant pour objet ce type de transferts hydriques contrairement à nTopAMMA. Néanmoins, il est à noter que le modèle TOPLATS, qui est un modèle SVAT couplé au concept de TopMODEL, a été utilisé dans la zone d'étude [BORMANN et al., 2005] et a montré qu'une telle modélisation ne pourra être validée que lorsque la variabilité spatiale des données d'entrée (forçages et paramètres) sera connue (sous-section 2.2.3.1). Nous avons

travaillé sur la distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation, mais il reste de nombreuses autres variabilités à renseigner.

Synthèse partielle

Nous synthétisons ici les apports des chapitres 7 et 8 qui visaient à répondre au deuxième objectif spécifique de ce travail, à savoir caractériser une des hétérogénéités du bassin de l’Ouémé supérieur (la conductivité hydraulique à saturation du sol de surface) et analyser l’impact de cette hétérogénéité sur l’évapotranspiration et sur le bilan hydrologique simulés par le modèle nTopAMMA.

Une campagne de mesures de terrain réalisée en 2011 a caractérisé la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique du sol de surface de l’Ouémé supérieur. Ne pouvant pas mesurer de manière exhaustive cette propriété à l’échelle du bassin versant de l’Ouémé supérieur, nous avons proposé une caractérisation de la variabilité spatiale basée sur l’occupation du sol. Les mesures de K_s par perméamétrie soulignent la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation entre les couches de sol de surface et les couches de sol de subsurface. Les mesures d’infiltrométrie à disque montrent que l’occupation du sol est le paramètre qui explique le mieux la variabilité des mesures réalisées comparées aux paramètres de profondeur et de site de mesures. Pour les mesures de surface, nous avons montré que les valeurs des courbes $K(h)$ pour les sols de cultures étaient significativement plus élevées en moyenne et en médiane que les valeurs des mêmes courbes pour les sols de savane arborée. Ce résultat nous a permis de proposer une caractérisation de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique des sols de surface de l’Ouémé supérieur par le biais de la connaissance de l’occupation du sol du bassin versant.

Nous avons utilisé ce dernier résultat pour étudier l’impact de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation sur le bilan hydrologique et sur l’évapotranspiration simulés par nTopAMMA. Afin d’améliorer la modélisation du flux d’évapotranspiration du modèle nTopAMMA, nous avons construit une carte de conductivité hydraulique à saturation distribuée, compatible avec nTopAMMA. Nous avons intégré la distribution spatiale de la conductivité hydraulique du sol dans la modélisation nTopAMMA. Nous avons distribué le processus d’évapotranspiration $ETR_2(t)$ en post-traitement car son intégration dans le code n’a pas d’impact sur les résultats de simulation.

L’impact relatif de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation par rapport à la distribution de la topographie est analysé grâce à l’indice α . La carte de cet indice permet de visualiser l’influence relative de la topographie et de la conductivité hydraulique à saturation à méso-échelle (figure 8.5). La conductivité hydraulique à saturation est influente plutôt pour des zones à faible aire drainée. En moyenne, l’état hydrique local est expliquée aux trois-quarts par la topographie et à un quart par la conductivité hydraulique à saturation. Ainsi la conductivité hydraulique à saturation apparaît comme étant un paramètre explicatif de l’état hydrique local important mais de second ordre derrière la topographie. La prise en compte de la distribution de la conductivité hydraulique à saturation n’a qu’un impact négligeable sur le bilan hydrologique et sur les flux simulés à méso-échelle. Cette absence d’impact est due aux formalismes actuels du modèle nTopAMMA, en particulier aux processus dépendant linéairement de la disponibilité en eau. Ce résultat met en évidence le fait que le modèle nTopAMMA souffre d’un formalisme d’évapotranspiration trop simple, insuffisance déjà identifiée par PEUGEOT et al. [2011] lors de l’expérience ALMIP. À l’échelle locale, nous avons analysé l’apport de la distribution spatiale de la conductivité hydraulique à saturation sur la dynamique locale de l’état hydrique et de l’évapotranspiration. L’impact de la distribution de K_s sur l’évapotranspiration locale est de second ordre derrière l’impact de la topographie, à l’instar du déficit. La prise en compte de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation modifie

l'évapotranspiration simulée localement de façon notable, jusqu'à 25 % de l'évapotranspiration locale annuelle. Finalement, nous avons vu qu'en saison sèche, la structure spatiale de l'évapotranspiration dépend fortement de celles des propriétés du bassin (topographie, conductivité hydraulique des sols) alors qu'en saison humide, cette structure spatiale est très peu dépendante de celles des propriétés de bassin. Lorsque l'eau n'est plus limitante, c'est l'évapotranspiration potentielle qui conditionne l'évapotranspiration et non plus les propriétés du sol.

CHAPITRE 9

Processus verticaux dans la modélisation nTopAMMA

Ce chapitre a pour objectif d'identifier des axes d'amélioration du modèle nTopAMMA visant à intégrer l'ensemble des termes du bilan hydrologique dans une représentation unique. Pour cela, nous tirons profit des résultats obtenus dans la partie II pour analyser la modélisation des processus verticaux dans le modèle nTopAMMA. Suite à une comparaison des flux simulés à l'échelle locale, par nTopAMMA et par Hydrus 2D, nous pouvons considérer qu'à l'échelle annuelle le flux de percolation profonde du modèle nTopAMMA peut être repris par la végétation sous la forme d'un flux de transpiration profonde. L'élaboration d'un modèle simple de transpiration profonde, associé à nTopAMMA, nous renseigne sur la capacité de ce dernier à simuler les transferts hydriques avec la nappe profonde. L'analyse de la dynamique intra-saisonnière de l'évapotranspiration nous amène à proposer un nouveau prélèvement évapotranspiratoire de surface. L'intégration de ces modifications au modèle permet d'analyser les capacités de nTopAMMA à intégrer l'ensemble des termes du bilan hydrologique de l'Ouémé supérieur. Nous finissons ce chapitre par quelques axes d'améliorations futures du modèle nTopAMMA.

9.1. Introduction

Nous avons vu dans le chapitre 6 que les flux verticaux ETR et $Perc$ du modèle nTopAMMA sont nécessaires pour une simulation correcte des débits en rivière. Ils produisent le même résultat, à savoir vidanger la nappe de versant et limiter la production des débits en rivière à la seconde moitié de la saison humide, conformément aux observations. Nous avons également vu l'importance de ces flux verticaux dans le bilan hydrologique de la zone d'étude. Dans ce chapitre, nous analysons ces deux termes afin de mieux comprendre la dynamique des flux hydriques verticaux de la zone d'étude. Bien que certains produits satellite fournissent une estimation de l'évapotranspiration à méso-échelle, ils ne sont pas encore validés dans cette région. Nous choisissons d'utiliser l'évapotranspiration mesurée au sol comme référence pour notre analyse, malgré le fait qu'elle ne donne qu'une information locale de l'évapotranspiration.

9.2. Analyse des flux verticaux du modèle nTopAMMA

9.2.1. Nature de la percolation profonde dans le modèle nTopAMMA

La nature du terme $Perc$ dans le modèle nTopAMMA pose question. nTopAMMA modélisant la nappe de versant, ce terme correspond à un flux hydrique vertical des couches de subsurface, support de la nappe de versant vers des couches de sol plus profondes. Pour analyser la nature du terme $Perc$, nous nous sommes appuyés sur l'analyse du bilan hydrologique menée à l'échelle locale (partie II) puisque les couches profondes ont été intégrées à cette analyse.

Nous avons vu dans le chapitre 4 le rôle de la transpiration profonde dans la dynamique de l'évapotranspiration à l'échelle du versant. Ainsi, la percolation profonde simulée par nTopAMMA pourrait atteindre la nappe profonde, s'écouler dans cette nappe et être transpirée par la végétation arborée du bassin versant (ripisylve ou forêt de versant). Nous émettons donc l'hypothèse que la percolation profonde de nTopAMMA est un flux qui se trouve être transpiré depuis la nappe profonde. L'étude de la partie II a été menée sur un versant cultivé. Nous avons reconstitué les flux verticaux du versant de Nalohou calculés par nTopAMMA. Pour cela, nous avons utilisé les pixels BAS, MILIEU et HAUT déjà employés dans le chapitre précédent. Le versant de Nalohou, long de 554 m, représente environ 6 pixels dans le modèle nTopAMMA. Nous avons pondéré les flux verticaux des trois pixels considérés tel que le pixel BAS représente un sixième des flux, le pixel MILIEU représente 3 sixièmes des flux et le pixel HAUT représente 2 sixièmes des flux, ce qui donne une meilleure représentation de la topographie du versant que la simple considération de la moyenne arithmétique.

Pour analyser l'hypothèse ci-dessus, nous comparons les flux évapotranspiratoires simulés par Hydrus 2D à l'échelle du versant et les flux verticaux de nTopAMMA à l'échelle du versant reconstitué, pour les simulations de référence (chapitre 4 pour Hydrus 2D, chapitre 6 pour nTopAMMA). Le tableau 9.1 indique ces flux (flux atmosphériques et percolation profonde de nTopAMMA) et certaines de leur combinaison pour les deux modèles. Les fractions de ces flux par rapport aux précipitations annuelles sont données en pourcentage.

Les forçages de précipitations sont différents pour les deux modèles car les échelles spatiales le sont aussi. La comparaison des flux évapotranspiratoires est donc plus pertinente en fraction des précipitations annuelles. Les évapotranspirations simulées par les deux modèles sont différentes (100 % pour

Tableau 9.1 – Flux évapotranspiratoires simulés par Hydrus 2D et nTopAMMA pour les années 2006 et 2007. Il s’agit dans les deux cas des simulations de référence (chapitre 6 pour nTopAMMA, chapitre 4 pour Hydrus 2D). Les fractions des précipitations annuelles sont données en pourcentage pour chaque flux.

2006	Hydrus 2D		nTopAMMA (mésos-échelle)		nTopAMMA (versant de Nalohou)	
Précipitations	851 mm	100 %	956 mm	100 %	940 mm	100 %
$E_{Hydrus2D}$	229 mm	27 %	-	-	-	-
$T_{Hydrus2D}$	625 mm	73 %	-	-	-	-
$E_{Hydrus2D} + T_{Hydrus2D}$	854 mm	100 %	-	-	-	-
ETR	-	-	639 mm	67 %	755 mm	80 %
$Perc$	-	-	243 mm	25 %	152 mm	16 %
$ETR + Perc$	-	-	882 mm	92 %	908 mm	97 %
ETR_1	-	-	266 mm	28 %	255 mm	27 %
ETR_2	-	-	374 mm	39 %	500 mm	53 %
$ETR_2 + Perc$	-	-	617 mm	65 %	653 mm	69 %
2007	Hydrus 2D		nTopAMMA (mésos-échelle)		nTopAMMA (versant de Nalohou)	
Précipitations	1 217 mm	100 %	1 142 mm	100 %	1 205 mm	100 %
$E_{Hydrus2D}$	389 mm	32 %	-	-	-	-
$T_{Hydrus2D}$	695 mm	57 %	-	-	-	-
$E_{Hydrus2D} + T_{Hydrus2D}$	1 084 mm	89 %	-	-	-	-
ETR	-	-	696 mm	61 %	819 mm	68 %
$Perc$	-	-	271 mm	24 %	134 mm	11 %
$ETR + Perc$	-	-	967 mm	85 %	953 mm	79 %
ETR_1	-	-	295 mm	26 %	288 mm	24 %
ETR_2	-	-	397 mm	35 %	531 mm	44 %
$ETR_2 + Perc$	-	-	668 mm	58 %	665 mm	55 %

Hydrus 2D et 80 % pour nTopAMMA (versant de Nalohou) en 2006 ; 89 % pour Hydrus 2D et 68 % pour nTopAMMA (versant de Nalohou) en 2007). Si l’on ajoute le terme de percolation profonde au terme d’évapotranspiration de nTopAMMA ($ETR + Perc$), l’évapotranspiration nTopAMMA se rapproche de celle d’Hydrus 2D : 100 % pour Hydrus 2D et 97 % pour nTopAMMA (versant de Nalohou) en 2006 ; 89 % pour Hydrus 2D et 79 % pour nTopAMMA (versant de Nalohou) en 2007. Le terme ETR_1 , neutralisant les précipitations P par l’ ETP , peut être assimilé à de l’évaporation. Les flux annuels de $E_{Hydrus2D}$ et ETR_1 sont effectivement comparables à l’échelle annuelle : 27 % pour Hydrus 2D et 27 % pour nTopAMMA en 2006 ; 32 % pour Hydrus 2D et 24 % pour nTopAMMA en 2007. Dans ce cas, la transpiration du modèle nTopAMMA est composée du terme ETR_2 et de la percolation profonde $Perc$. Les flux transpiratoires de ces deux modèles sont comparables : 73 % pour Hydrus 2D et 69 % pour nTopAMMA en 2006 ; 57 % pour Hydrus 2D et 55 % pour nTopAMMA en 2007. La transpiration simulée par Hydrus 2D comprend une composante de subsurface et une composante profonde. Le prélèvement ETR_2 ayant lieu en subsurface, on peut considérer $Perc$ comme un flux prélevé en profondeur, ce qui est en accord avec la position géométrique de ce flux dans le modèle nTopAMMA (flux sortant par la base du modèle) ainsi qu’avec les observations qui montrent un prélèvement d’eau à une profondeur supérieure à un mètre pour alimenter la transpiration [DESCLOITRES et al., 2011 ; MAMADOU et al., 2014]. De plus, la moyenne annuelle (2006) de la percolation profonde simulée par nTopAMMA à l’échelle du versant de Nalohou est égale à 0,42 mm.jr⁻¹ (152 mm dans le tableau 9.1 divisé par 365 jours). Cette valeur est remarquablement proche de la transpiration profonde à l’échelle locale, estimée à 0,41 mm.jr⁻¹ en moyenne annuelle pour 2006 avec Hydrus 2D. De

cette analyse nous tirons un premier constat : à l'échelle annuelle, la percolation profonde du modèle nTopAMMA semble être transformée en un flux de transpiration, prélevé en profondeur.

9.2.2. Dynamique temporelle de l'évapotranspiration

Analysons maintenant la dynamique temporelle de l'évapotranspiration simulée par nTopAMMA.

Une première analyse de l'évapotranspiration simulée par nTopAMMA a été réalisée dans le chapitre 6. Nous avons alors conclu que le modèle sous-estime l'ETR dans la première moitié de la saison humide. Nous reprenons cette analyse et nous ajoutons l'évapotranspiration simulée par nTopAMMA pour le versant de Nalohou (figure 9.1), évapotranspiration calculée par moyenne pondérée des flux d'évapotranspiration des pixels BAS, MILIEU et HAUT (sous-section 9.2.1). On constate que cette évapotranspiration de versant calculée par nTopAMMA possède la même dynamique que l'évapotranspiration calculée à méso-échelle. La sous-estimation de l'ETR dans la première moitié de la saison humide par le modèle nTopAMMA n'est donc pas liée à une question d'échelle ou à une mauvaise prise en compte de l'hétérogénéité du couvert végétal. Dans la suite de l'analyse, nous resterons à méso-échelle pour des raisons de simplicité.

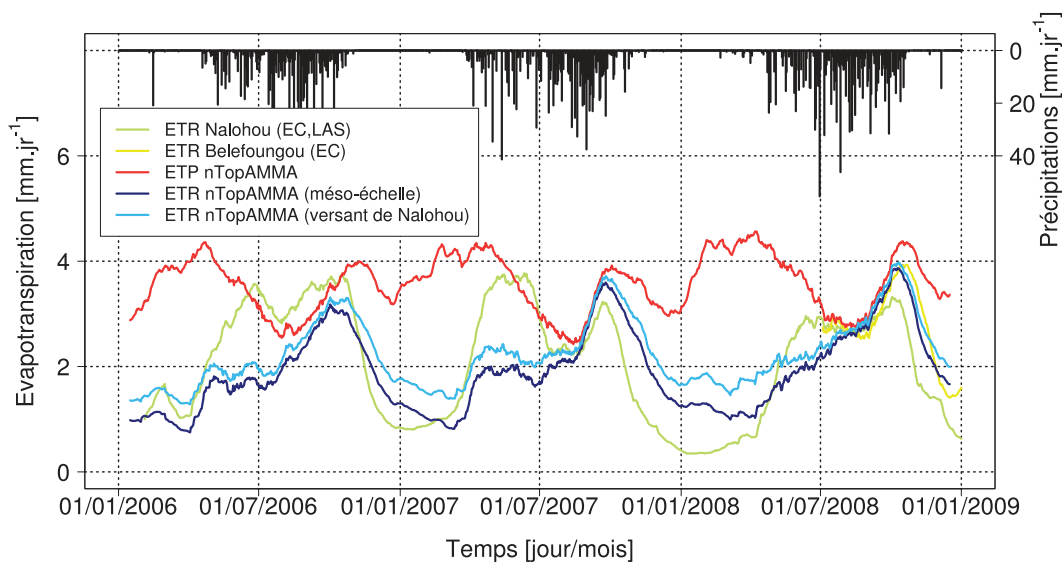


FIGURE 9.1 – Chroniques d'évapotranspiration : évapotranspiration réelle, mesurée par LAS et EC pour le site de Nalohou et par EC pour le site de Béléfoungou ; évapotranspiration potentielle et réelle simulée par nTopAMMA (méso-échelle et versant de Nalohou) pour la simulation de référence sur les années 2006, 2007 et 2008. Les évapotranspirations sont moyennées sur 31 jours pour une meilleure visibilité.

Pour comprendre la dynamique de l'évapotranspiration simulée par nTopAMMA, nous analysons les deux termes de l'ETR simulée : ETR_1 et ETR_2 . Pour cela, nous concentrons l'analyse sur l'année 2007, bien que celle-ci eût pu être réalisée sur l'une des deux autres années 2006 et 2008. La figure 9.2 illustre l'ETR simulée par nTopAMMA (méso-échelle) pour la simulation de référence, avec ses deux composantes ETR_1 et ETR_2 , ainsi que la variation du stock d'eau dans la nappe de versant, représentée par la variation de l'opposé du déficit global $-\bar{D}$. Les variables ETR , ETR_1 et ETR_2 sont moyennées sur 31 jours pour une meilleure lecture.

En saison sèche, l'ETR simulée est uniquement constituée de l' ETR_2 (qui représente le prélèvement évapotranspiratoire dans la nappe de versant). Le terme ETR_1 (qui représente la neutralisation des

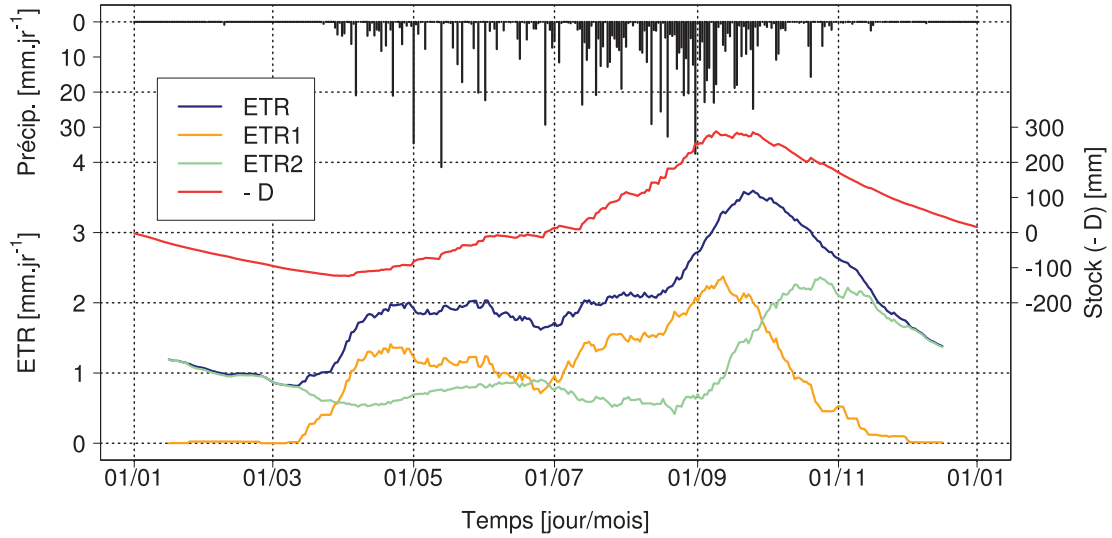


FIGURE 9.2 – Chroniques d'évapotranspiration ETR , ETR_1 et ETR_2 (mésos-échelle) de la simulation de référence pour l'année 2007. Les évapotranspirations sont moyennées sur 31 jours pour une meilleure visibilité. Chronique de variation temporelle de $-\bar{D}$ pour la même année.

précipitations par l'évapotranspiration potentielle) répond dès les premières précipitations de la saison humide. Sa dynamique est d'ailleurs directement liée à celle des précipitations de par sa formulation. Du début de la saison humide au début du mois de septembre, ETR_2 décroît légèrement avec des valeurs comprises entre 0,5 et 1 mm.jr⁻¹. Elle croit en fin de saison des pluies pour atteindre 2 mm.jr⁻¹ en octobre puis décroît durant les deux derniers mois de l'année. Cette dynamique d' ETR_2 est expliquée par la variation de $-\bar{D}$. En début de saison humide, ETR_2 est faible car le stock de la nappe de versant est à son minimum. Par contre, en fin de saison humide, ETR_1 décroît et le stock de la nappe de versant est fort. C'est donc le fort déficit de la nappe de versant en début de saison humide qui explique les valeurs d'évapotranspiration faible et inversement le faible déficit de la nappe de versant en fin de saison humide qui explique l' ETR simulée proche de l' ETP . De cette analyse nous tirons un second constat : le stock de la nappe de versant ne semble pas pouvoir combler le déficit d' ETR de début de saison humide.

Résumons ici les deux constats formulés, à savoir : (i) à l'échelle annuelle, la percolation profonde du modèle nTopAMMA semble être transformée en un flux de transpiration, prélevé en profondeur ; (ii) le stock de la nappe de versant ne semble pas pouvoir combler le déficit d' ETR de début de saison humide. Il semble naturel de penser que la transpiration profonde puisse combler le déficit d' ETR de début de saison humide. Bien que cette hypothèse soit écartée par ce qui suit, elle implique qu'il est nécessaire d'ajouter à la modélisation hydrologique de mésos-échelle un réservoir profond qui possède sa propre dynamique (d'écoulement et de prélèvement), ce que nous montrons par un autre moyen dans la suite.

9.3. L'hypothèse d'une reprise transpiratoire profonde

9.3.1. Vers un fonctionnement hydrologique à deux réservoirs

Repartons du premier constat. Pour discuter de la dynamique intra-saisonnière de la transpiration profonde, nous allons construire des modèles de transpiration profonde de plus en plus complexes. Le premier modèle consiste à considérer que le terme de percolation profonde est immédiatement transpiré. Ce modèle implique qu'il n'y a pas de réservoir sous la nappe de versant ou que ce réservoir n'a pas de dynamique propre.

Si l'on somme donc ETR_2 et $Perc$ et que l'on compare la dynamique temporelle de cette somme à la transpiration calculée par Hydrus 2D, il apparaît que les défauts d'évapotranspiration du modèle nTopAMMA sont amplifiés à l'échelle intra-saisonnière (évapotranspiration relativement forte en saison sèche, très faible dans la première moitié de saison humide et fort dans la seconde moitié de la saison humide). En effet, la dynamique de percolation profonde dépend directement de celle de la nappe de versant (proportionnalité entre le flux de percolation et le stock d'eau, équation 6.24 et figure 6.6). Le second constat que nous avons fait est que le stock de la nappe de versant ne semble pas pouvoir combler le déficit d' ETR en début de saison humide. Cela implique que la dynamique de transpiration profonde est différente de la dynamique de percolation profonde. En d'autres termes, il est nécessaire d'introduire un réservoir profond (la nappe profonde) qui possède sa propre dynamique temporelle, pour pouvoir améliorer la simulation de la chronique de transpiration simulée par nTopAMMA.

9.3.2. Un modèle simple de transpiration profonde

Nous proposons un second modèle de transpiration profonde. Ce modèle de transpiration profonde fait appel à des éléments de nTopAMMA, afin de savoir si cette modélisation peut suffire à simuler la transpiration profonde. Premièrement, nous émettons une hypothèse de stationnarité de la profondeur de nappe profonde à l'échelle inter-annuelle (absence de stockage inter-annuel de la nappe profonde). En d'autres termes, nous considérons que la moyenne inter-annuelle de la transpiration profonde est égale à la moyenne inter-annuelle de la percolation profonde sur l'ensemble de la période considérée (1^{er} janvier 2005 au 31 décembre 2008). Deuxièmement, nous avons vu que la transpiration profonde, assurée par la ripisylve, présentait une faible variabilité intra-saisonnière (chapitre 4). De plus, AWESSOU [2011] a mis en évidence la faible variabilité intra-saisonnière des flux de sève mesurés sur des individus de la strate arborée de la zone d'étude. Ces flux de sève mesurés chutent uniquement durant un mois, sur la période allant du début du mois de novembre à la fin du mois de janvier. Cette diminution est liée à l'absence de feuilles pour un individu. Or, l'ensemble des individus ne perdent pas leurs feuilles au même moment, et lorsque l'on considère un ensemble d'individus, la diminution du flux de sève est lissée. Nous faisons donc une première approximation en considérant la transpiration profonde comme invariante dans le temps. Nous disposons donc de deux flux verticaux : la percolation profonde et la transpiration profonde. Si l'on considère que ces deux flux sont les seuls échanges hydriques ayant lieu avec la nappe profonde, nous pouvons déterminer la variation de stock de cette dernière, aux transferts latéraux près. La variation de stock de la nappe profonde issue de ce modèle simple peut être comparée à une variable externe qui est la variation de la profondeur de nappe profonde. Pour cela, il faut utiliser une porosité afin de transformer la lame d'eau en profondeur de nappe. Nous utilisons la notion de porosité de drainage qui correspond à la quantité d'eau qu'il

est possible d'extraire d'un sous-sol par drainage gravitaire ou pompage. Cette porosité est adaptée à l'étude des fluctuations de la hauteur piézométrique. Ainsi, notre modèle unidimensionnel vertical peut être schématisé par la figure 9.3.

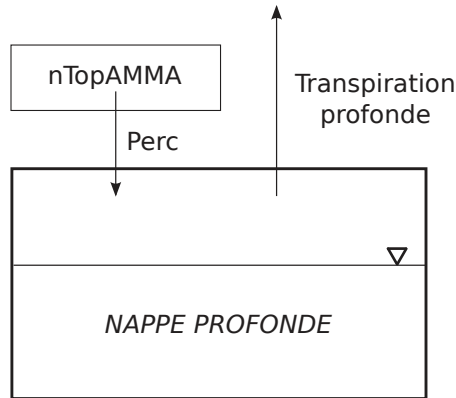


FIGURE 9.3 – Schéma fonctionnel du modèle simple de nappe profonde. Le seul flux entrant dans la nappe profonde est la percolation profonde simulée par nTopAMMA. Le seul flux sortant de la nappe profonde est la transpiration profonde. Cette dernière est stationnaire et égale à la moyenne inter-annuelle de la percolation profonde.

Nous avons utilisé les mesures piézométriques du versant de l'Ara étudié dans la partie II¹. Afin d'être au plus proche de notre hypothèse unidimensionnelle verticale, nous avons utilisé les mesures de haut de versant. Les apports amont sont donc faibles par rapport aux positions de milieu et bas de versant. Nous avons fait l'hypothèse d'une porosité de drainage égale à 1,5 % en accord avec les mesures de RMP réalisés sur le site [DESCLOITRES et al., 2011]².

La variation de la profondeur de la nappe profonde est déterminée par rapport à sa valeur au début de période (1^{er} janvier 2005). La figure 9.4 illustre les flux entrants et sortants de notre modèle simple ainsi que les variations de stock de nappe profonde.

Ce modèle simple permet de reproduire le battement annuel de la nappe profonde au premier ordre. L'amplitude du battement modélisé (de 3,9 m en moyenne de 2005 à 2008) est remarquablement proche de celle du battement mesuré de 3,8 m. La porosité de drainage impacte l'amplitude du battement de la nappe sans changer sa dynamique. Une porosité de drainage de 1 % (respectivement 2 %) produit une amplitude du battement de la nappe profonde simulée de 5,9 m (respectivement 2,9 m).

La nappe profonde simulée est déphasée par rapport à la nappe profonde mesurée. Le déphasage des maxima est d'environ 85 jours alors que celui des minima est autour de 10 jours. Le modèle simule une recharge de la nappe trop lente et une vidange trop rapide. Le fort déphasage du maxima explique le biais de la variation de la profondeur de la nappe simulée. Ce déphasage peut être expliqué en premier lieu par une transpiration profonde variable dans le temps, ce qui met en défaut l'hypothèse de stationnarité du prélèvement transpiratoire profond. Ensuite, à l'échelle locale, le début de l'augmentation de la hauteur piézométrique de la nappe profonde mesurée est synchrone avec le début

1. Ce choix est justifié par une dynamique synchrone de la nappe d'altérites, mise en évidence par KAMAGATÉ et al. [2007] à l'échelle du bassin de la Donga.

2. Les auteurs indiquent une porosité efficace de 1,5 à 3 % dans la zone où se trouve le piézomètre utilisé. La porosité de drainage est liée à la porosité efficace par un facteur compris entre 0,6 et 0,7 en première approximation ; ce qui donne une porosité de drainage comprise entre 0,9 % et 2,1 %.

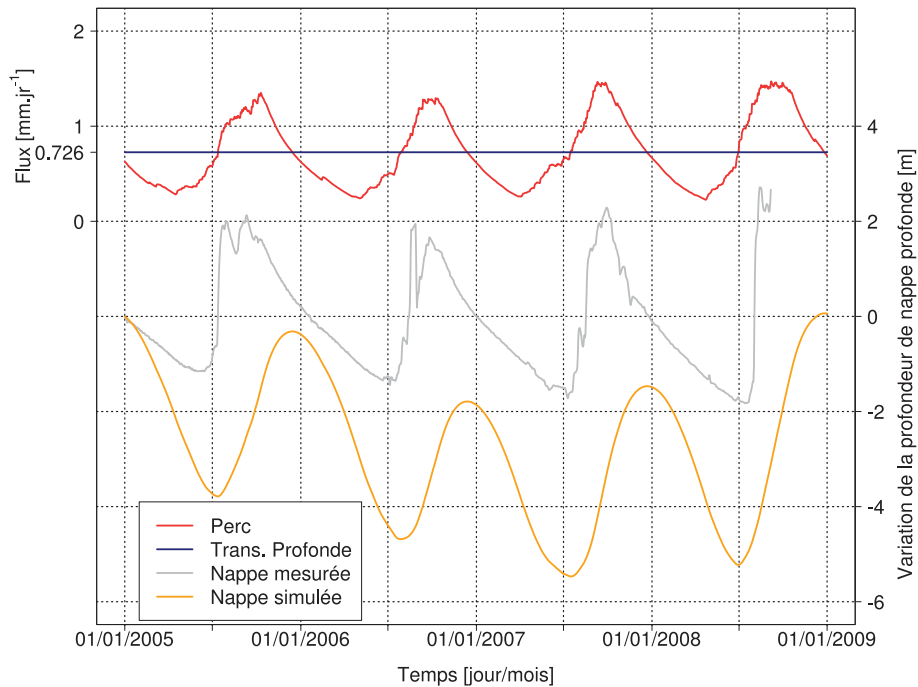


FIGURE 9.4 – Chronique de variation de la profondeur de la nappe profonde par rapport à la valeur au 1^{er} janvier 2005. La mesure de la profondeur de nappe profonde correspond au piézomètre HAUT du bassin de l’Ara (aussi appelée Nalohou), voir le chapitre 3. La nappe simulée est le résultat du modèle simple (porosité de drainage de 1,5 %). Flux entrant (percolation profonde) et sortant (transpiration profonde) de la nappe profonde. La transpiration profonde est fixée à 0,726 mm.jr⁻¹.

de l’augmentation des teneurs en eau mesurées à 1 m de profondeur (figures 5 et 9 du chapitre 4). La percolation profonde simulée par nTopAMMA semble tardive dans la saison humide et peut aussi expliquer ce déphasage. La dynamique de la percolation profonde simulée par nTopAMMA, directement dépendante de celle de la nappe de versant ne semble pas appropriée. De manière contre intuitive, l’hypothèse unidimensionnelle de ce modèle n’explique pas ce déphasage car dans ce cas, la recharge simulée devrait être plus longue que celle observée et la vidange simulée plus courte que celle observée, or le contraire se produit ici.

La nappe profonde simulée reproduit quelques caractéristiques de la variabilité inter-annuelle de la dynamique de nappe profonde mesurée, caractéristiques indépendantes de l’hypothèse sur la valeur de la porosité de drainage. À l’instar des mesures piézométriques, le modèle simule le plus faible maximum annuel en 2006 et une augmentation des maxima de 2006 à 2008. La décroissance des minima annuels de 2005 à 2007 est aussi reproduite par ce modèle simple. Cependant, le plus faible minimum mesuré en 2008 n’est pas le plus faible minimum du modèle, atteint en 2007.

Ainsi, bien que cette solution présente encore certains défauts, la stationnarité de la transpiration profonde, égale à la moyenne inter-annuelle de la percolation profonde, est une voie à explorer. Pour cela, nous introduisons une transpiration profonde stationnaire dans la modélisation nTopAMMA dans la section 9.5. De plus, la stationnarité de la transpiration profonde implique que celle-ci ne peut pas combler le déficit d’ETR en début de saison humide. Pour cela, nous proposons un nouveau prélèvement évapotranspiratoire de surface.

9.4. Proposition d'une nouvelle évapotranspiration de surface

Nous avons vu que ni le stock de la nappe de versant ni une transpiration profonde stationnaire ne semblent pouvoir combler le déficit d' ETR de début de saison humide. Pour pallier ce déficit, nous proposons un nouveau prélèvement évapotranspiratoire en surface.

9.4.1. Formalisme du prélèvement

Nous avons vu dans le chapitre 6 que le modèle nTopAMMA possède deux stocks en plus de celui de la nappe de versant : *River* et *Vadose*. Ce dernier réservoir est situé entre la surface et la nappe de versant ; il est donc potentiellement réactif en début de saison humide. De plus, les variations de ce stock apparaissent principalement en début de saison humide (figure 6.7). Bien que l'amplitude annuelle de la variation de ce stock soit faible (environ 20 mm) devant celle de la nappe de versant (environ 400 mm), ce stock est potentiellement suffisant pour combler le déficit d'évapotranspiration de début de saison humide. Nous proposons un prélèvement qui ne dépend ni du taux de remplissage du stock (qui traduirait la résistance au prélèvement), ni de la capacité totale du stock à un pas de temps donné (qui n'est autre que le déficit local). Ce prélèvement est limité par la demande atmosphérique et le stock d'eau du réservoir *Vadose*. Le nouveau prélèvement $ETR_{3,i}(t)$ s'exprime :

$$ETR_{3,i}(t) = \min \left(E_{n2}(t); \frac{Vadose_i(t)}{\delta t} \right) \quad (9.1)$$

Le stock $Vadose_i(t)$ est actualisé en lui soustrayant le flux $ETR_{3,i}(t)$.

9.4.2. Impact sur la simulation de référence

Nous comparons l' ETR de la simulation de référence (sous-section 6.1.3.6) à l' ETR de la simulation intégrant le nouveau prélèvement ETR_3 (équation 9.1). La figure 9.5 représente les chroniques d' ETR avec et sans ETR_3 . Ce nouveau prélèvement évapotranspiratoire augmente l' ETR en début de saison humide d'environ 0,5 mm.jr⁻¹, ce qui rend l' ETR simulée plus réactive aux premières précipitations. Ainsi l' ETR simulée se rapproche des mesures locales durant la saison humide avec deux périodes de maximum en début et en fin de saison humide, séparées par le cœur de la saison humide qui présente une ETR moindre. Néanmoins, l' ETR de début de saison humide reste inférieure d'environ 1 mm.jr⁻¹ à celui de fin de saison humide. Ce nouveau prélèvement n'a pas d'impact notable sur les autres périodes de l'année hydrologique.

L' ETR annuelle simulée avec ETR_3 est supérieure à l' ETR de la simulation de référence de 34 mm pour 2006, 43 mm pour 2007 et 45 mm pour 2008. Cette augmentation représente environ 4 % des précipitations annuelles et 6 % de l'évapotranspiration annuelle. La modification du point de fonctionnement du modèle (autre jeu de paramètres optimal) engendrée par ce nouveau prélèvement est analysée dans la section 9.5 conjointement aux modifications proposées dans la section 9.3.

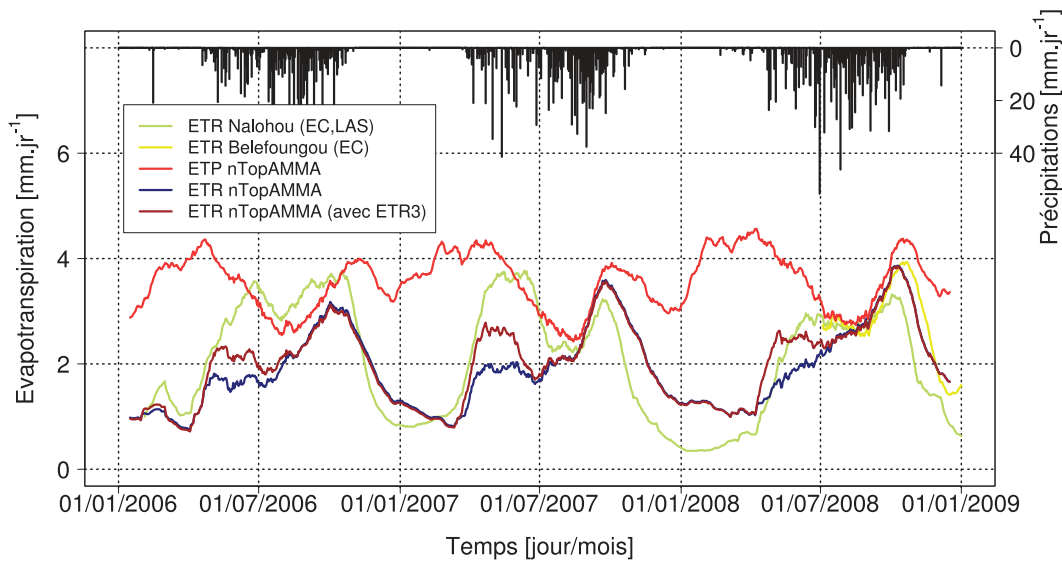


FIGURE 9.5 – Chroniques d'évapotranspiration : évapotranspiration réelle, mesurée par LAS et EC pour le site de Nalohou et par EC pour le site de Béléfoungou ; évapotranspiration potentielle et réelle simulée par nTopAMMA (mésos-échelle) pour la simulation de référence et pour la simulation intégrant le terme d'évapotranspiration ETR_3 pour les années 2006, 2007 et 2008. Les évapotranspirations sont moyennées sur 31 jours pour une meilleure visibilité.

9.5. Impact sur le fonctionnement de nTopAMMA

9.5.1. Intégration du modèle simple de transpiration profonde à nTopAMMA

Nous cherchons ici à intégrer la transpiration profonde (nommée ETR_4 par la suite) à nTopAMMA. Une première méthode pour prélever ce terme ETR_4 consiste à augmenter l'évapotranspiration de nTopAMMA (ETR incluant ETR_3) de $0,726 \text{ mm.jr}^{-1}$ (flux de transpiration profonde considéré comme égal à la moyenne inter-annuelle de la percolation profonde pour la simulation de référence). Cet ajout amène à une forte surestimation de l'évapotranspiration simulée par nTopAMMA, particulièrement en saison sèche, en plus d'être indépendant du modèle hydrologique. Nous avons considéré que ce terme constitue le premier prélèvement évapotranspiratoire, prélèvement inconditionnel, et nous avons réduit l' ETP de nTopAMMA de la valeur ETR_4 correspondante.

Nous avons réalisé les simulations nTopAMMA incluant les deux termes ETR_3 et ETR_4 pour l'ensemble des 6 375 jeux de paramètres puis extrait de ces simulations celle pour laquelle les critères de performance sont les meilleurs. Nous appelons cette simulation, simulation 3-4 (en référence aux 2 nouveaux prélèvements qu'elle comporte, ETR_3 et ETR_4). La prise en compte de ces prélèvements a déplacé le point de fonctionnement du modèle dans l'espace des paramètres. Les paramètres associés à la simulation 3-4 sont les suivants :

- $K_s = 8,5 \text{ m.h}^{-1}$
- $d_{0ratio} = 6$
- $m = 0,07 \text{ m}$
- $V_{river} = 0,2 \text{ m.s}^{-1}$

Le tableau 9.2 présente les critères de performances du modèle nTopAMMA pour la simulation de référence et pour la simulation 3-4. Cette dernière est équivalente ou légèrement plus performante (biais en volume) que la simulation de référence en termes de simulation des débits pour tous les critères. Cette modification de la modélisation de l'évapotranspiration ne pénalise donc pas la simulation des débits.

Tableau 9.2 – Performance du modèle nTopAMMA sur la variable de débit pour la simulation de référence (chapitre 6) et pour la simulation 3-4 incluant les prélèvements de surface ETR_3 et de profondeur ETR_4 .

	KGE [-]	NSE [-]	r ² [-]	Biais en volume [%]
Simulation de référence	0,93	0,90	0,91	0,86
Simulation 3-4	0,94	0,91	0,91	-0,23

9.5.2. Bilan de masse et modification du point de fonctionnement du modèle

Les modifications apportées par la prise en compte des deux nouvelles évapotranspirations, ETR_3 et ETR_4 , dans la modélisation ont un impact notable sur le calcul des flux évapotranspiratoires : valeurs d' ETR de la première et seconde moitié de la saison humide comparables, à l'instar des mesures ; réduction des fortes valeurs d' ETR en saison sèche. Pour mieux comprendre l'impact de ces modifications, nous analysons le bilan de masse simulé par nTopAMMA dans la simulation 3-4 et le déplacement du point de fonctionnement du modèle dans l'espace des paramètres.

La figure 9.6 présente les cumuls des flux simulés et les variations de stocks du modèle dans le cas de la simulation 3-4 pour l'année 2007. Cette figure est comparable à la figure 6.7 pour la simulation de référence. Le cumul annuel de percolation profonde atteint 707 mm (62 % des précipitations annuelles) alors qu'il n'est que de 271 mm (24 % des précipitations annuelles) dans la simulation de référence. Bien que nous ne possédions pas de mesure directe de la percolation profonde, cette valeur annuelle semble être forte. Le terme ETR_2 est nul toute l'année (non représenté sur la figure). Le cumul annuel de transpiration profonde est de 265 mm (23 % des précipitations annuelles), ce qui correspond bien à une transpiration profonde de 0,726 mm.jr⁻¹ pendant 365 jours. Le terme ETR_3 atteint 38 mm sur l'année ; ce prélèvement réduit le stock *Vadose* durant la première moitié de la saison humide. L'amplitude de la variation du déficit global est plus faible dans la simulation 3-4 comparée à la simulation de référence.

Il est à noter que la partie invariante du terme de percolation profonde pour la simulation 3-4 est 3 fois plus importante que pour la simulation de référence. En effet, la valeur du paramètre K_s est passée de 20,5 m.h⁻¹ à 8,5 m.h⁻¹ ; celle du paramètre d_{oratio} est passée de 8 à 6. La partie invariante du terme de percolation profonde (équation 6.24) : $K_{sV} \cdot \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right)$, est égale à 6,88.10⁻⁵ m.h⁻¹ avec les paramètres de la simulation de référence alors qu'elle est égale à 2,11.10⁻⁴ m.h⁻¹ avec les paramètres de la simulation 3-4. Le déplacement du point de fonctionnement explique donc la forte augmentation du flux de percolation profonde précédemment identifiée.

La transpiration profonde prélevée de manière inconditionnelle réduit l'évapotranspiration non satisfaite E_n et par conséquent, réduit aussi le flux ETR_2 . Or nous avons vu qu'à l'échelle annuelle les flux ETR_2 et $Perc$ permettent de vidanger la nappe de versant afin que le modèle simule correctement

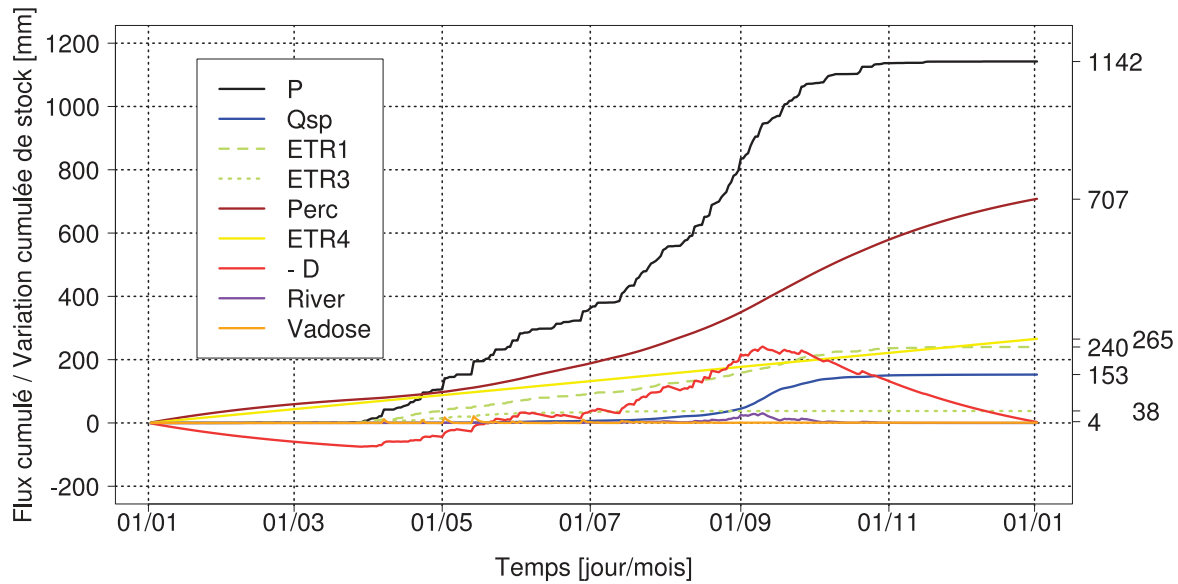


FIGURE 9.6 – Bilan de masse de l’Ouémé supérieur à Bétérou simulé par le modèle nTopAMMA pour l’année 2007 avec les paramètres de la simulation 3-4. Le flux ETR_2 n’est pas représenté car il est nul tout au long de l’année. Le flux de transpiration profonde (ETR_4) est stationnaire.

les débits mesurés. Donc soit le terme $Perc$ est maintenu et l’eau de la nappe de versant qui n’est pas prélevée par ETR_2 contribue à augmenter les volumes écoulés, ce qui diminue les performances du modèle ; soit le volume d’eau écoulé en rivière est maintenu et le terme $Perc$ doit nécessairement prélever plus d’eau. Puisque nous nous intéressons aux simulations ayant les meilleures performances en termes de débit, nous analysons le cas d’une augmentation de la percolation profonde. L’augmentation de la percolation profonde passe par le déplacement du point de fonctionnement du modèle dans l’espace des paramètres : augmentation de K_{sV} , augmentation de m , diminution de d_0ratio ou une combinaison de ces variations.

9.5.3. Simulations non stationnaires de la nappe profonde à l’échelle inter-annuelle

Ce déplacement modifie la moyenne inter-annuelle de la percolation profonde qui n’est plus de $0,726 \text{ mm.jr}^{-1}$ comme pour la simulation de référence mais de $1,901 \text{ mm.jr}^{-1}$. La transpiration profonde de la simulation 3-4 étant de $0,726 \text{ mm.jr}^{-1}$ et la moyenne inter-annuelle de la percolation profonde de $1,901 \text{ mm.jr}^{-1}$, la nappe profonde du modèle simple mis en place dans la section 9.3 n’est pas stationnaire à l’échelle inter-annuelle. La figure 9.7 illustre la non-stationnarité de la simulation de la nappe profonde pour les deux cas étudiés (simulation de référence et simulation 3-4).

La contrainte d’une chronique de débit de bonne qualité implique que la somme $ETR + Perc$ possède la même dynamique que celle de la simulation de référence. Or une augmentation de la transpiration profonde dans le but d’égaliser la percolation profonde, diminue le terme ETR_2 , ce qui augmente la percolation profonde. Cette dernière est supérieure en moyenne inter-annuelle à la transpiration imposée. Il ne semble pas y avoir de solution pour atteindre la stationnarité inter-annuelle de la nappe profonde par cette méthode.

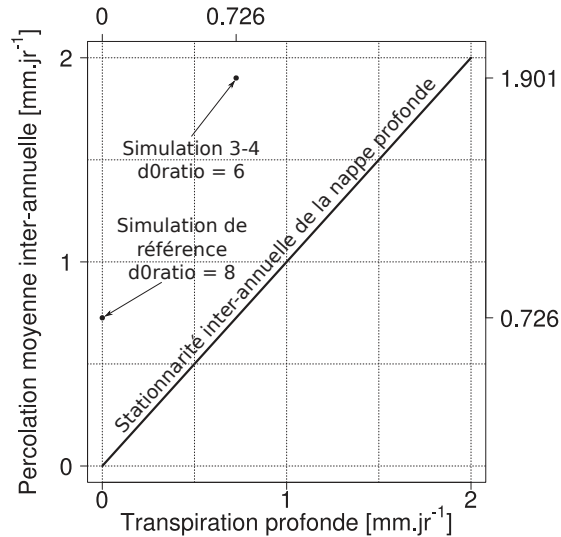


FIGURE 9.7 – Percolation moyenne inter-annuelle en fonction de la transpiration profonde. La stationnarité inter-annuelle de la nappe profonde est respectée lorsqu’une simulation se trouve sur la première bissectrice. La simulation de référence et la simulation 3-4 sont placées avec leur valeur de d_0ratio associée.

Ainsi, l’introduction d’une transpiration profonde inconditionnelle et constante (ETR_4 égale à la moyenne inter-annuelle de la percolation profonde) ne permet pas d’assurer la stationnarité inter-annuelle de la nappe profonde. Il faut donc envisager d’introduire la transpiration profonde après les évapotranspirations de surface, ce qui est en accord avec le fait que le système racinaire d’une plante prélève *a priori* l’eau en surface avant l’eau de profondeur. La transpiration profonde ne serait plus inconditionnelle et donc plus stationnaire, ce qui ne permettrait pas d’assurer la stationnarité inter-annuelle de la nappe profonde. Pour assurer cette dernière, il est nécessaire d’introduire une loi de prélèvement propre au réservoir profond.

En conclusion, l’introduction d’une nouvelle évapotranspiration de surface ETR_3 permet de combler partiellement le déficit d’ETR durant la première moitié de la saison humide. En comparant les simulations réalisées avec Hydrus 2D et nTopAMMA, il apparaît que la percolation profonde est recyclée en une transpiration profonde. Une transpiration profonde stationnaire, égale à la moyenne inter-annuelle de la percolation profonde, permet de reproduire quelques caractéristiques du battement de la nappe profonde mesurée. Néanmoins, l’introduction d’une transpiration profonde stationnaire ne permet pas de respecter de stationnarité de la profondeur de nappe profonde. Il est donc nécessaire d’introduire dans la modélisation hydrologique de méso-échelle nTopAMMA un nouveau réservoir profond qui possède un fonctionnement propre, c’est-à-dire, un fonctionnement dissocié de celui de nTopAMMA.

9.6. Perspectives

9.6.1. De la nécessité d'une modélisation hydrologique méso-échelle à deux réservoirs

La simulation de la relation pluie-débit passe par la modélisation d'un réservoir de subsurface, réservoir nécessaire à la genèse des écoulements en rivière. La modélisation de ce réservoir reste primordiale pour la modélisation du bilan hydrologique méso-échelle de la zone d'étude. Le modèle nTopAMMA est adapté à cette modélisation. De plus, nous avons montré dans la section 9.5 que l'hypothèse d'une transpiration profonde invariante et inconditionnelle est mise en défaut. Il faut donc envisager un prélèvement profond variable dans le temps dans un second réservoir profond. Cela implique qu'il faut définir une loi de prélèvement profond. Si ce prélèvement n'impacte pas la relation pluie-débit du modèle nTopAMMA (c'est-à-dire si la transpiration profonde est prélevée après le terme ETR_2), la seule variable de débit ne sera pertinente ni pour contraindre, ni pour caler, ni pour évaluer ce prélèvement. Il faut donc introduire la profondeur de nappe profonde comme nouvelle variable dans la modélisation du bilan hydrologique pour traiter ce prélèvement profond. De plus, nous avons vu dans le chapitre 4 que la nappe profonde assure une grande partie de la redistribution de l'eau au sein du versant, il faudra donc introduire une loi d'écoulement de la nappe profonde. Finalement, il semble pertinent de dissocier la transpiration de l'évaporation car le prélèvement profond fait appel aux processus de transpiration et non aux processus d'évaporation. Or la transpiration dépend de la disponibilité en eau du sol mais aussi du cycle végétal.

9.6.2. De l'intérêt de la modélisation de la nappe profonde

L'introduction d'un nouveau réservoir profond présente un intérêt pour plusieurs raisons. Cette introduction est techniquement évaluable car la profondeur de la nappe profonde est mesurée sur l'ensemble du bassin grâce à l'observatoire AMMA-CATCH (mesure en continu et lecture manuelle). La mesure de cette variable étant fiable, la nappe profonde peut être utilisée comme seconde variable de calage d'un modèle hydrologique à méso-échelle, à condition de pouvoir traduire ce signal en termes de lame d'eau. Les variations d'amplitude de la nappe profonde sont dépendantes de la porosité de drainage du sous-sol du site d'observation (pour une même valeur de lame d'eau, des terrains peu poreux montreront des variations piézométriques plus importantes).

Les études hydrogéophysiques actuellement menées (projet GRIBA¹), couplant des essais de pompage de longue durée et la RMP, cherchent entre autre à caractériser la porosité de drainage des sous-sols de la zone d'étude. Ces avancées dans le domaine de l'hydrogéophysique permettront de quantifier les variations de lames d'eau de la nappe profonde mesurée et de comparer les lames mesurées et simulées, cela afin de mieux appréhender la question du stock d'eau de la nappe profonde et de sa recharge, question directement liée aux problématiques de ressources en eau.

Cette introduction permettrait d'intégrer le terme de percolation profonde dans le modèle, ce qui permettrait d'évaluer ce flux sortant jusqu'alors non contraint. Cela permettrait de mieux contraindre la simulation du bilan hydrologique à méso-échelle tout en améliorant son réalisme. Dans ce cas, la seule variable non contrainte serait l'évapotranspiration. Les mesures d'évapotranspiration permet-

1. <http://projet-griba.com/>

traient d'évaluer la capacité du modèle à simuler le bilan hydrologique car l'évapotranspiration simulée concentrerait l'ensemble des erreurs du modèle.

9.6.3. Prise en compte des processus verticaux dans la relation d'échelle

La distribution spatiale de l'eau est décrite par la relation d'échelle. Or, cette relation est déduite de l'équilibre local qui prend en compte les processus latéraux et non les processus verticaux. Ainsi, bien que les flux verticaux soient différents d'un pixel à l'autre, la distribution spatiale de l'eau ne permet pas d'en tenir compte. Il semble donc intéressant d'essayer d'intégrer les processus verticaux à la relation d'échelle. Pour cela, il faut prendre en compte dès la formulation de l'équilibre local l'ensemble des processus hydrologiques que l'on souhaite intégrer. Cela amènerait à une nouvelle relation entre le déficit local et l'indice de similarité hydrologique et donc à une nouvelle relation d'échelle.

Nous proposons ici une solution qui intègre l'évapotranspiration distribuée directement dans l'équilibre local. Le flux entrant de l'équilibre local $q_{ent}(t)$ est inchangé, par contre, le flux sortant $q_{sor}(t)$ est composé du drainage latéral de la nappe de versant $T_i(t) \cdot \tan \beta_i$ et de l'évapotranspiration $ETR_{2,i}(t)$. Nous pouvons exprimer le flux sortant associé à ces processus et le déficit résultant.

$$\begin{cases} ETR_{2,i}(t) &= E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \\ d_{i,actualisé}(t) &= d_i(t) + ETR_{2,i}(t) \end{cases}$$

De même :

$$\begin{cases} Drain_i(t) &= T_s \cdot \exp\left(-\frac{d_i(t)}{m}\right) \cdot \tan \beta_i \\ d_{i,actualisé}(t) &= d_i(t) + Drain_i(t) \end{cases}$$

Pour une raison de simplicité du formalisme mathématique, nous introduisons une chronologie dans le déroulement des processus. Nous considérons que le processus d'évapotranspiration précède le processus de drainage latéral. Cette hypothèse est justifiée par le caractère prioritaire de l'évapotranspiration sur la genèse des écoulements, discuté dans la sous-section 5.4.5. Il s'agit de produire la fonction composée de ces deux processus de flux sortants. Cette fonction produit le flux $ETR_{2,i}(t)$, le nouveau flux de drainage latéral $Drain_i(t)$ et le déficit résultant.

$$\begin{cases} ETR_{2,i}(t) &= E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \\ Drain_i(t) &= T_s \cdot \exp\left(-\frac{(d_i(t) + ETR_{2,i}(t))}{m}\right) \cdot \tan \beta_i \\ d_{i,actualisé}(t) &= d_i(t) + ETR_{2,i}(t) + Drain_i(t) \end{cases}$$

L'équilibre local s'écrit :

$$a_i \cdot R(t) = T_s \cdot \exp\left(-\frac{1}{m} \cdot \left[d_i(t) + E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \right]\right) \cdot \tan \beta_i \quad (9.2)$$

$$= T_s \cdot \exp\left(-\frac{1}{m} \cdot \left[d_i(t) \cdot \left(1 - \frac{E_n(t)}{d_0}\right) + E_n(t) \right]\right) \cdot \tan \beta_i \quad (9.3)$$

La relation entre le déficit local et l'indice local s'écrit :

$$d_i(t) = \frac{d_0}{d_0 - E_n(t)} \cdot [E_n(t) - m \cdot \lambda_i - m \cdot \ln(R(t)) + m \cdot \ln(T_s)] \quad (9.4)$$

La relation d'échelle s'exprime finalement :

$$\bar{D}(t) - d_i(t) = -\frac{m \cdot d_0}{d_0 - E_n(t)} \cdot (\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (9.5)$$

Cette nouvelle relation d'échelle garde une forme classique. Néanmoins, le terme $d_0 / (d_0 - E_n(t))$ apparaît avec le même rôle que le facteur d'échelle classique m . Ce terme est lui dépendant du temps par le biais de l'évapotranspiration non satisfaite $E_n(t)$. La différence entre le déficit global et local est toujours proportionnelle à la différence entre l'indice global et local mais le facteur de proportionnalité dépend maintenant du temps.

Analysons quelques caractéristiques de cette nouvelle relation d'échelle. Lorsque l'évapotranspiration non satisfaite $E_n(t)$ tend vers zéro, cette expression tend vers la relation d'échelle classique. Ceci est attendu puisque la relation d'échelle classique ne prend pas en compte $ETR_2(t)$. Lorsque le terme $E_n(t)$ augmente, le facteur de proportionnalité $-(m \cdot d_0) / (d_0 - E_n(t))$ augmente en valeur absolue. Ceci s'explique par le fait que l'introduction de $ETR_2(t)$ a tendance à accroître les écarts entre déficits locaux. Prenons le cas de la relation d'échelle classique, pour un pixel ayant un λ_i supérieur à la moyenne. Ce pixel ayant une aire drainée *a priori* relativement grande et une pente relativement faible, il est nécessaire que la transmissivité du pixel soit relativement forte par rapport à la moyenne pour équilibrer flux entrants et flux sortants. Cette forte transmissivité se traduit par un déficit relativement faible par rapport à la moyenne. Prenons maintenant le cas de la nouvelle relation d'échelle, toujours pour un pixel ayant un λ_i supérieur à la moyenne. Ce pixel ayant toujours une aire drainée *a priori* relativement grande et une pente relativement faible, il aura un déficit relativement faible. Or le terme d'évapotranspiration distribuée est d'autant plus fort que le déficit est faible. Pour équilibrer flux entrants et flux sortants, le déficit de ce pixel sera encore plus faible que le même déficit calculé dans le cas de la relation d'échelle classique. Ce nouveau formalisme aura donc tendance à accentuer la variabilité spatiale de la redistribution des déficits locaux à l'intérieur de la maille hydrologique. Lorsque $E_n(t)$ tend vers d_0 par valeurs négatives, les écarts entre déficits locaux et déficit moyen tendent vers l'infini. Lorsque $E_n(t) \geq d_0$, ce formalisme mathématique perd son sens physique. Dans la plupart des cas pratiques $E_n(t) \ll d_0$, ces deux cas sont donc très improbables.

9.6.4. Généralisation

Il est possible de réaliser le même raisonnement pour intégrer le processus de percolation profonde directement à l'équilibre local. Nous obtenons :

$$d_i(t) = \frac{d_0}{d_0 - K_{sV} \cdot \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right)} \cdot \left[K_{sV} \cdot \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right) - m \cdot \lambda_i - m \cdot \ln(R(t)) + m \cdot \ln(T_s) \right] \quad (9.6)$$

$$\bar{D}(t) - d_i(t) = -\frac{m \cdot d_0}{d_0 - K_{sV} \cdot \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right)} \cdot (\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (9.7)$$

Les processus $ETR_{2,i}(t)$ et $Perc_i(t)$ peuvent aussi être intégrés simultanément dans la relation d'échelle par le même raisonnement.

$$d_i(t) = \frac{d_0}{d_0 - E_n(t) - K_{sV} \cdot \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right)} \cdot \left[E_n(t) + K_{sV} \cdot \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right) - m \cdot \lambda_i - m \cdot \ln(R(t)) + m \cdot \ln(T_s) \right] \quad (9.8)$$

$$\bar{D}(t) - d_i(t) = -\frac{m \cdot d_0}{d_0 - E_n(t) - K_{sV} \cdot \exp\left(-\frac{d_0}{m}\right)} \cdot (\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (9.9)$$

La chronologie introduite dans l'équilibre local provient du formalisme mathématique. Soit f la fonction qui lie l'indice local au déficit local : $d_i(t) = f(\lambda_i)$. Si la fonction f ne possède pas une forme analytique et explicite, le développement qui suit se complexifie. C'est le cas si l'on écrit l'équilibre local avec une simultanéité des processus de drainage latéral et d'évapotranspiration :

$$a_i \cdot R(t) = T_s \cdot \exp\left(-\frac{d_i(t)}{m}\right) \cdot \tan \beta_i + E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \quad (9.10)$$

De plus, cette méthode d'intégration de processus à l'équilibre local semble ne pouvoir accepter que des processus dont le formalisme reste simple du point de vue analytique.

Synthèse partielle

Le troisième objectif spécifique de ce travail était d'identifier des axes d'amélioration du modèle nTopAMMA visant à intégrer l'ensemble des termes du bilan hydrologique dans une représentation unique.

Les flux verticaux cumulés à l'échelle annuelle, simulés par nTopAMMA sont de bonne qualité pour deux raisons. Premièrement, ils permettent de produire une chronique de débits à méso-échelle très proche de celle observée. Néanmoins, cette qualité est expliquée par le fait que le modèle est calé uniquement sur la chronique de débits. Deuxièmement, si l'on considère que le terme de percolation profonde *Perc est in fine* un flux de transpiration provenant des couches profondes, les flux d'évapotranspiration simulés à l'échelle annuelle par nTopAMMA et par Hydrus 2D sont proches. Or, nous avons vu dans la partie II que le modèle Hydrus 2D reproduit avec qualité les flux évapotranspiratoires mesurés.

Le flux d'évapotranspiration de nTopAMMA ne permet pas de reproduire la dynamique intra-saisonnière de l'ETR mesurée localement. En effet, le modèle évapotranspiratoire de nTopAMMA est trop dépendant de la dynamique de la nappe de versant. Ce flux est faible en début de saison humide et devient fort en fin de saison humide. L'ajout d'un troisième terme d'évapotranspiration de surface ETR_3 , dont le prélèvement fait appel à un stock différent de celui de la nappe de versant, a permis de combler partiellement le déficit d'ETR en début de saison humide, sans dégrader la simulation des débits. Nous avons montré que la percolation profonde du modèle nTopAMMA pouvait être assimilée à une transpiration profonde si, au modèle, il est ajouté un réservoir profond (la nappe profonde), qui possède sa propre dynamique temporelle.

Ces deux ajouts (l'évapotranspiration ETR_3 et la transpiration profonde ETR_4) montrent qu'une simulation améliorée de la chronique intra-saisonnière d'ETR passe par la prise en compte de plusieurs réservoirs (le stock *Vadose*, la nappe de versant et la nappe profonde). Ceci est en accord avec l'analyse du bilan hydrologique réalisée à l'échelle locale (partie II) et d'autres études qui se sont intéressées aux interactions sol-atmosphère dans cette région [GUYOT et al., 2009 ; SÉGUI et al., 2011b ; GUYOT et al., 2012 ; ROBERT, 2012 ; MAMADOU et al., 2014].

La mise en place d'un modèle unidimensionnel vertical de la transpiration profonde, basé sur la stationnarité inter-annuelle de la profondeur de nappe profonde, a permis de proposer une première simulation de la dynamique de nappe profonde. Il apparaît que la dynamique inter-annuelle de cette nappe profonde semble être expliquée en premier lieu par la variabilité inter-annuelle de la recharge et non par celle de la reprise transpiratoire ; ceci malgré une percolation profonde tardive dans la saison humide. Ce résultat fragile et qui demande à être consolidé, est à rapprocher du caractère prioritaire des processus d'évapotranspiration identifié au chapitre 5. Ici, le processus de transpiration profonde n'est plus prioritaire sur les écoulements en rivière mais sur le stock d'eau de la nappe profonde.

L'intégration des deux nouveaux prélèvements évapotranspiratoires au modèle a légèrement amélioré les performances du modèle en termes de débit et a modifié de manière notable la chronique d'évapotranspiration simulée par nTopAMMA. Bien que certaines caractéristiques de la dynamique d'ETR soient améliorées et que les débits soient bien simulés, l'analyse du bilan de masse simulé discrédite le nouvel équilibre hydrologique simulé. L'ajout de ces nouveaux prélèvements rend le terme ETR_2 nul et augmente grandement la percolation profonde, pour un modèle calé sur les débits

mesurés. Cette augmentation de la percolation profonde met en défaut l'hypothèse de stationnarité inter-annuelle de la profondeur de nappe profonde. Ce formalisme n'est donc pas satisfaisant.

Une transpiration profonde, indépendante de la relation pluie-débit et dont le prélèvement stationnaire est égal à la moyenne inter-annuelle de percolation profonde (sous-section 9.3.2) est une ébauche d'amélioration du modèle qui possède plusieurs qualités. Cela permet de supprimer un flux sortant non contraint du modèle (la percolation profonde). Ce modèle simple permet d'augmenter le flux annuel d'évapotranspiration du modèle jusqu'à une valeur comparable aux mesures et aux simulations Hydrus 2D réalisées à l'échelle locale. De plus, cette transpiration profonde ($0,726 \text{ mm.jr}^{-1}$) est du même ordre de grandeur que la transpiration profonde simulée à l'échelle du versant ($0,41 \text{ mm.jr}^{-1}$). Le fait que le versant étudié soit cultivé peut expliquer cette valeur plus faible à l'échelle locale relativement à la méso-échelle où d'autres couverts végétaux (savane arborée, forêt) pourraient assurer une transpiration profonde plus importante. Finalement, ce modèle simple de transpiration profonde reproduit assez bien quelques caractéristiques du battement annuel de la nappe profonde. Il nécessite, pour son évaluation, la connaissance de la dynamique de la nappe profonde.

Conclusions et perspectives

En Afrique de l'Ouest, le cycle hydrologique est tributaire du système de mousson qui présente d'importantes variabilités intra-saisonnière, inter-annuelle et inter-décennale. Les difficultés des modèles climatiques à représenter la mousson ouest-africaine rendent les projections régionales, du changement climatique global, incertaines pour le XXI^{ème} siècle. De plus, cette région du monde présente de fortes interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Bien que les zones situées en climat soudanien jouent un rôle pivot dans la dynamique de mousson, leur fonctionnement hydrologique est resté peu documenté avec notamment les premières mesures continues d'évapotranspiration réelle datant de 2006.

Par ailleurs, la zone à climat soudanien du bassin de l'Ouémé supérieur connaît, à l'instar du Bénin et de l'Afrique de l'Ouest, une augmentation démographique soutenue, associée à une rapide évolution de l'occupation du sol. Du fait d'une agriculture vivrière de type pluvial sans irrigation et du recours à la ressource en eau souterraine pour les usages domestiques (incluant l'approvisionnement en eau de boisson), les populations locales restent, à l'heure actuelle, vulnérables.

Dans ce contexte, la compréhension du cycle hydrologique continental en climat soudanien ainsi que l'estimation de la ressource en eau présente et à venir sont des sujets de première importance. Nous avons cherché dans ce travail à approfondir la connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Ouémé supérieur en considérant l'ensemble des termes et des processus du cycle hydrologique. Ainsi, les principaux résultats rappelés ci-dessous contribuent à l'obtention d'une représentation complète du fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur regroupant l'ensemble des termes du bilan hydrologique.

Principaux résultats

Une représentation unifiée des processus hydrologiques

À l'échelle locale, nous avons regroupé l'ensemble des processus hydrologiques précédemment mis en évidence sur l'Ouémé supérieur dans une représentation unifiée grâce une modélisation numérique. Nous avons confirmé :

- l'origine superficielle (surfacique et subsurfacique) des écoulements en rivière,
- l'absence de contribution de la nappe d'altérites aux écoulements en rivière,
- la reprise transpiratoire profonde comme mécanisme de vidange de la nappe d'altérites.

Cette analyse nous a permis de mettre en évidence le rôle de la ripisylve dans le fonctionnement hydrologique de la zone d'étude. Nous avons montré que la nappe d'altérites et la ripisylve forment un système interactif de transpiration. La reprise transpiratoire profonde assurée par la ripisylve permet un abaissement de la nappe profonde qui déconnecte cette dernière du réseau hydrographique. À l'échelle du versant, la redistribution de l'eau, principalement assurée par la nappe profonde, permet la transpiration de la ripisylve tout au long de l'année. En saison humide, la contribution de ce système transpiratoire interactif à la transpiration totale du versant est proche de la fraction du volume du système racinaire de la ripisylve, la fraction complémentaire du système racinaire étant celle des cultures. Par contre, en saison sèche, ce système transpiratoire interactif contribue à plus de la moitié

de la transpiration totale du versant. Ce résultat est en accord avec les mesures d'évapotranspiration de la zone d'étude qui montrent que l'évapotranspiration mesurée en saison sèche est la signature de la transpiration de la strate arborée. Dans la modélisation numérique mise en place, nous avons vu d'une part que des écoulements non saturés de subsurface alimentent une zone saturée à proximité du cours d'eau, saturation qui s'exfiltre et produit les écoulements en rivière. D'autre part nous avons vu que l'ensemble du versant contribue à alimenter les écoulements en rivière. Nos simulations montrent que l'évapotranspiration est un processus prioritaire devant les processus d'écoulements latéraux de subsurface qui produisent les écoulements en rivière. Ce caractère prioritaire de l'évapotranspiration sur la genèse des écoulements en rivière pourrait expliquer le délai observé entre le début de la saison des pluies et le début de la saison des écoulements mais aussi la non-linéarité de la relation pluie-débit de la zone d'étude.

L'impact de l'hétérogénéité du bassin versant sur la modélisation de son fonctionnement hydrologique

À méso-échelle, nous avons caractérisé la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique du sol de surface de l'Ouémé supérieur grâce à la connaissance de l'occupation du sol. Nous avons montré grâce à des mesures de terrain et une analyse statistique associée que les sols de surface des zones de cultures possèdent une conductivité hydraulique significativement plus importante que les sols de surface des zones de savane arborée. L'occupation du sol est le paramètre qui explique le mieux la dispersion des mesures réalisées devant la profondeur et le site de mesure. Nous avons utilisé ce résultat pour analyser l'impact de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation sur l'évapotranspiration et le bilan hydrologique simulés par le modèle hydrologique nTopAMMA. À méso-échelle, le formalisme linéaire de plusieurs processus, dont le prélèvement évapotranspiratoire, du modèle nTopAMMA explique l'absence d'impact de cette variabilité sur le bilan hydrologique et l'évapotranspiration simulés. À l'échelle locale par contre, nous avons montré un effet de cette distribution spatiale même si la conductivité hydraulique à saturation est un paramètre moins important que la topographie pour expliquer l'état hydrique et l'évapotranspiration simulés. En moyenne sur le bassin versant, la variabilité spatiale de l'état hydrique local est expliquée aux trois-quarts par la topographie et à un quart par la conductivité hydraulique à saturation. Ce résultat met en évidence l'impact non négligeable des hétérogénéités du bassin versant sur la modélisation de son fonctionnement hydrologique.

L'intégration de la dynamique de nappe profonde, une nécessité pour l'amélioration de la modélisation du cycle hydrologique

La représentation du fonctionnement hydrologique de la zone d'étude à l'échelle locale nous a permis d'analyser le fonctionnement hydrologique simulé à méso-échelle par le modèle nTopAMMA. Nous avons montré un déficit évapotranspiratoire du modèle en début de saison humide, déficit expliqué par le stock d'eau faible dans la nappe de versant à cette période de l'année hydrologique. L'ajout d'un prélèvement évapotranspiratoire de surface, réactif en début de saison humide, résout partiellement ce déficit et améliore la dynamique d'évapotranspiration simulée. Nous avons aussi montré qu'à l'échelle annuelle, le flux cumulé de percolation profonde, terme sortant du modèle, pouvait être assimilé à une transpiration profonde. Néanmoins, à l'échelle intra-saisonnière, l'hypothèse d'une

reprise instantanée de la percolation profonde par transpiration profonde est mise en défaut. L'ajout du réservoir profond qu'est la nappe d'altérites dans la modélisation du fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur nécessite de représenter la dynamique propre à ce réservoir.

Perspectives

Les perspectives de ce travail semblent là encore nécessiter un dialogue permanent entre les mesures de terrain et la modélisation, comme cela a guidé les travaux des hydrologues impliqués dans le volet hydrologique du programme AMMA au Bénin depuis une décennie. La nécessité de ce dialogue a été souligné par SEIBERT et MCDONNELL [2002]. Des perspectives peuvent être formulées aux deux échelles spatiales que sont l'échelle locale et la méso-échelle, le dialogue entre ces deux échelles étant lui aussi souhaitable.

À l'échelle locale

Un travail fin de modélisation de la physique du sol à l'échelle locale pourrait permettre de lever l'interrogation à propos du fonctionnement hydrodynamique des couches de sol de subsurface. Nous avons vu que ces couches de sol devaient posséder un caractère imperméable afin de permettre des écoulements de subsurface tout en étant perméable pour assurer la recharge de la nappe d'altérites. Même si nous avons évoqué l'hypothèse d'un sol hétérogène constitué d'une matrice poreuse et d'une macroporosité, cette question reste ouverte.

Dans la lignée du travail réalisé à l'échelle du versant, il serait intéressant d'effectuer des analyses similaires pour des versants ayant d'autres couverts végétaux représentatifs du bassin de l'Ouémé supérieur : savane arborée, forêt. Le site instrumenté de Béléfoungou, situé en savane arborée, semble être approprié à cette analyse.

Nous avons vu qu'il est nécessaire de faire appel à la nappe d'altérites pour expliquer l'évapotranspiration mesurée. L'amélioration de notre représentation du fonctionnement hydrologique du bassin passe par une meilleure connaissance des processus de transferts entre la nappe d'altérites et l'atmosphère. À ce titre, les mesures en cours de flux de sève sur des individus de la strate arborée à Béléfoungou semblent prometteuses pour nous renseigner sur la dynamique temporelle de transpiration de cette strate et sur les prélèvements profonds. Une analyse détaillée de ces flux et leur confrontation avec la modélisation pourraient être bénéfiques pour avancer sur les interactions entre la nappe d'altérites et l'atmosphère. Une meilleure description du profil racinaire de la strate arborée et des profondeurs actives de transpiration pourraient compléter ce travail.

Dans la même optique de compréhension des interactions entre la nappe d'altérites et l'atmosphère, le projet "Ara" a récemment été initié. Son objectif est d'évaluer l'influence des structures géologiques et de leurs altérations sur la recharge des aquifères de socle et la reprise évapotranspiratoire en milieu soudanien. Une modélisation tridimensionnelle à base physique couplant un modèle de surface et un modèle d'écoulement souterrain est engagée sur le bassin de l'Ara. Pour contraindre la paramétrisation du modèle, ce projet utilise la gravimétrie qui renseigne sur les variations de stocks d'eau souterrains et des méthodes électriques et électromagnétiques (RMP) pour cartographier le substratum de l'aquifère. À ce titre, les travaux de thèse de B. Hector en gravimétrie devraient apporter un éclairage complémentaire et novateur sur les questions de stocks d'eau souterrains. De plus,

l'instrumentation hydrologique du bassin de l'Ara va être renforcée avec l'installation de 10 nouveaux piézomètres, une nouvelle station limnimétrique et une station de flux dans un bas-fond.

Finalement, l'analyse de l'hydrodynamique des bas-fonds semble essentielle pour appréhender de manière plus complète le cycle hydrologique de l'Ouémé supérieur. Les bas-fonds, objets hydrologiques caractéristiques de l'Ouémé supérieur, restent peu connus du point de vue hydrodynamique. Les questions de leur recharge, de leur évapotranspiration, de leur interaction avec la nappe profonde et de leur vidange sont à analyser. Le projet "Ara" a vocation à traiter au moins en partie cette problématique.

À méso-échelle

L'amélioration de la modélisation des transferts hydriques verticaux dans le modèle nTopAMMA constitue la perspective la plus évidente à méso-échelle. Ce modèle souffre d'un prélèvement évapotranspiratoire d'une part linéairement dépendant du stock d'eau de la nappe de versant, d'autre part uniquement tributaire de la dynamique de cette nappe.

La paramétrisation d'un prélèvement évapotranspiratoire, fonction *a priori* non-linéaire du stock d'eau de la nappe de versant est une perspective de travail. Une fois cette modification réalisée, l'introduction de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation dans le modèle nTopAMMA aura un impact non nul sur le fonctionnement hydrologique de méso-échelle. Il pourrait alors être intéressant d'effectuer des simulations du fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur avec d'autres occupations du sol, en particulier avec des projections d'occupation du sol à venir. Cela permettrait de traiter la question de l'impact du changement d'occupation du sol sur le fonctionnement hydrologique de l'Ouémé supérieur.

La diversification des sources du prélèvement de l'évapotranspiration dans ce modèle nécessite la prise en compte du prélèvement hydrique dans la nappe d'altérites. Cette nappe, nous l'avons vu, devra posséder sa dynamique propre (dynamique d'écoulement et dynamique de prélèvement). De plus, l'introduction de la nappe d'altérites dans la modélisation hydrologique de méso-échelle permettrait d'éliminer un flux sortant non contraint, la percolation profonde. Cette introduction permettrait aussi de mieux contraindre la modélisation hydrologique par une seconde variable, le niveau piézométrique de la nappe d'altérites. Les résultats du projet "Ara" à l'échelle locale pourraient être bénéfiques à cet axe de recherche.

Le prélèvement profond dans la nappe d'altérites étant assuré par la transpiration de la strate arborée, une paramétrisation différenciant les processus d'évaporation et de transpiration au sein du modèle, semble nécessaire. Cette différenciation nécessite la prise en compte de l'occupation du sol du bassin dans la modélisation hydrologique. Ces avancées pourront être bénéfiques à la fois pour estimer les ressources en eau du bassin et pour fournir aux disciplines voisines des éléments de compréhension des interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère en climat soudanien. L'expérience ALMIP2 est une véritable opportunité pour avancer sur cette voie. De plus, le modèle ainsi modifié serait alors un bon candidat pour le projet de recherche "CyMcA", récemment déposé par C. Peugeot. L'objectif de ce projet est de réduire les biais et les incertitudes des LSM appliqués à l'Ouémé supérieur et plus généralement en Afrique de l'Ouest, en les contraignant à reproduire les fonctionnements hydrologiques propres à chaque contexte éco-climatique.

Références bibliographiques

- AFFATON, P. (1987). “Le bassin des Volta (Afrique de l’Ouest) : une marge passive, d’âge protérozoïque supérieur, tectonisée au panafrican (600+-50Ma)”. Thèse de doct. Marseille, France : Université d’Aix-Marseille 3.
- AFOUDA, A., LAWIN, E. et LEBEL, T. (2004). “A stochastic Streamflow Model based on Minimum Energy Expenditure Concept”. Proceedings of the Third International Workshop on Contemporary Problems in Mathematical Physics. Sous la dir. de J. GOVAERTS, M. N. HOUNKONNOU et A. Z. MSEZANE. Cotonou, Bénin : World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., p. 153–169.
- ALAMOU, E. (2011). “Application du principe de moindre action à la modélisation pluie-débit”. Thèse de doct. Cotonou, Bénin : Université d’Abomey-Calavi.
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D. et SMITH, M. (1998). “Crop evapotranspiration : guidelines for computing crop water requirements”. Irrigation and Drainage no. 56. Rome, Italie : Food et Agriculture Organization of the United Nations.
- ALLEN, R. G., PRUITT, W. O., WRIGHT, J. L., HOWELL, T. A., VENTURA, F., ALKAMA, R., ITENFISU, D., STEDUTO, P., BERENGENA, J., YRISARRY, J. B., SMITH, M., PEREIRA, L. S., RAES, D., PERRIER, A., ALVES, I., WALTER, I. et ELLIOTT, R. (2006). “A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ETo by the FAO56 Penman-Monteith method”. *Agricultural Water Management*. Vol. 81. no. 1-2, p. 1–22.
- AMBROISE, B. (1999). “La dynamique du cycle de l’eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles”. Bucarest, Roumanie : Éditions HGA.
- ANGULO JARAMILLO, R. et GALLE, S. (2001). “Bénin 2000 - Hydrologie du Sol Propriétés Hydrodynamiques des Sols du Bassin Versant de la Donga et du Transect d’Ananinga.” Rap. tech. Grenoble, France : LTHE, p. 28.
- ASHBY, S. F. et FALGOUT, R. D. (1996). “A parallel multigrid preconditioned conjugate gradient algorithm for groundwater flow simulations”. *Nuclear Science and Engineering*. Vol. 124. no. 1, p. 145–159.
- AWESSOU, B. (2011). “Facteurs influençant la transpiration ligneuse en bioclimat soudanien (Nord-Bénin)”. Rapport de stage M1. Montpellier, France : HSM, p. 25.
- BALEK, J. et PERRY, J. E. (1973). “Hydrology of seasonally inundated African headwater swamps”. *Journal of Hydrology*. Vol. 19. no. 3, p. 227–249.
- BARTHEL, R., SONNEVELD, B. G. J. S., GÖTZINGER, J., KEYZER, M.A., PANDE, S., PRINTZ, A. et GAISER, T. (2009). “Integrated assessment of groundwater resources in the Ouémé basin, Benin, West Africa”. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. Vol. 34. no. 4-5, p. 236–250.
- BEL, C. (2010). “Carte de l’occupation du sol de l’Ouémé supérieur, Bénin, réalisée à partir d’images SPOT/HRV d’octobre 2007”. Grenoble, France.
- BERGSTRÖM, S. (1995). “The HBV model”. Computer models of watershed hydrology. Sous la dir. de V. P. SINGH. Water Resources Publications, p. 443–476.
- BEVEN, K. J. (1986). “Runoff Production and Flood Frequency in Catchments of Order n : An Alternative Approach”. Scale Problems in Hydrology. Sous la dir. de V. K. GUPTA, I. RODRÍGUEZ-ITURBE et E. F. WOOD. Vol. 6. Water Science and Technology Library. Dordrecht, Netherlands : Springer, p. 107–131.
- BEVEN, K. J. et KIRBY, M. J. (1979). “A physically based, variable contributing area model of basin hydrology”. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 24. no. 1, p. 43–69.
- BLANCHARD, M. (2007). “Structure et dynamique saisonnière de la végétation sur quatre faciès du bassin versant de la Donga”. Rapport de stage M2R. Cotonou, Bénin : HSM, Direction de l’hydraulique, p. 41.
- BOONE, A., GETIRANA, A. C. V., DEMARTY, J., CAPPELAERE, B., GALLE, S., GRIPPA, M., LEBEL, T., MOUGIN, E., PEUGEOT, C. et VISCHÉL, T. (2009). “The African Monsoon Multidisciplinary Analyses (AMMA) Land surface Model Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP2)”. *Gewex News*. Vol. 19. no. 4, p. 9–10.

- BORMANN, H. et DIEKKRÜGER, B. (2003). "Possibilities and limitations of regional hydrological models applied within an environmental change study in Benin (West Africa)". *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. Vol. 28. no. 33-36, p. 1323-1332.
- BORMANN, H. et DIEKKRÜGER, B. (2004). "A conceptual, regional hydrological model for Benin (West Africa) : validation, uncertainty assessment and assessment of applicability for environmental change analyses". *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. Vol. 29. no. 11-12, p. 759-768.
- BORMANN, H., FASS, T., GIERTZ, S., JUNGE, B., DIEKKRÜGER, B., REICHERT, B. et SKOWRONEK, A. (2005). "From local hydrological process analysis to regional hydrological model application in Benin : Concept, results and perspectives". *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. Vol. 30. no. 6-7, p. 347-356.
- BOULET, G., KALMA, J. D., BRAUD, I. et VAUCLIN, M. (1999). "An assessment of effective land surface parameterisation in regional-scale water balance studies". *Journal of Hydrology*. Vol. 217. no. 3-4, p. 225-238.
- BRABANT, P. (1991). "Le sol des forêts claires du Cameroun : Exemple d'étude d'un site représentatif en vue de la cartographie des sols et de l'évaluation des terres". Paris, France : ORSTOM.
- BRAUD, I., DANTAS-ANTONINO, A. C., VAUCLIN, M., THONY, J. L. et RUELLE, P. (1995). "A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification". *Journal of Hydrology*. Vol. 166. no. 3-4, p. 213-250.
- BRAUD, I., DE CONDAPPA, D., SORIA, J. M., HAVERKAMP, R., ANGULO JARAMILLO, R., GALLE, S. et VAUCLIN, M. (2005). "Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method)". *European Journal of Soil Science*. Vol. 56. no. 3, p. 361-374.
- BRONSTERT, A. (1999). "Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling". *Hydrological Processes*. Vol. 13. no. 1, p. 21-48.
- BROWN, A. E., ZHANG, L., MCMAHON, T. A., WESTERN, A. W. et VERTESSY, R. A. (2005). "A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation". *Journal of Hydrology*. Vol. 310. no. 1-4, p. 28-61.
- BULLOCK, A. (1992). "The role of dams in determining river flow regimes in Zimbabwe". *Journal of Hydrology*. Vol. 134. no. 1-4, p. 349-372.
- BUTLER, J. J., KLUITENBERG, G. J., WHITEMORE, D. O., LOHEIDE II, S. P., JIN, W., BILLINGER, M. A. et ZHAN, X. (2007). "A field investigation of phreatophyte-induced fluctuations in the water table". *Water Resources Research*. Vol. 43. no. 2, W02404.
- CAMPLING, P., GOBIN, A., BEVEN, K. J. et FEYEN, J. (2002). "Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment : the TOPMODEL approach". *Hydrological Processes*. Vol. 16. no. 2, p. 231-253.
- CAPPUS, P. (1960). "Étude des lois de l'écoulement - Application au calcul et à la prévision des débits". *La Houille Blanche*. no. A, p. 493-520.
- CHEVALLIER, P. et PLANCHON, O. (1993). "Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast)". *Journal of Hydrology*. Vol. 151. no. 2-4, p. 173-191.
- CPCS (1967). "Classification des sols CPCS 1967 (Commission de Pédologie et de Cartographie des sols)".
- DANTAS-ANTONINO, A. C. (1992). "Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère : influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol". Thèse de doct. Grenoble, France : Université Joseph Fourier.
- DAÏAN, J.-F. et SÉGUI, L. (2013). "Exploitation de l'injection du mercure sur échantillons du Bénin".
- DE CONDAPPA, D. (2006). "Paramétrisation du bassin de la Donga en vue de la modélisation avec POWER". Rap. tech. Cotonou, Bénin : LTHE, p. 30.
- DE CONDAPPA, D., GALLE, S., DEWANDEL, B. et HAVERKAMP, R. (2008). "Bimodal Zone of the Soil Textural Triangle : Common in Tropical and Subtropical Regions". *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 72. no. 1, p. 33-40.
- DE ROSNAY, P. (2005). "Land Surface Modelling in AMMA". Biarritz, France.
- DEPRAETERE, C. et MONIOD, F. (1991). "Contribution des modèles numériques de terrain à la simulation des écoulements dans un réseau hydrographique : exemple du bassin de Bras-David (Guadeloupe)". *Hydrologie continentale*. Vol. 6. no. 1, p. 29-53.

- DESCLOITRES, M., SÉGUI, L., LEGCHENKO, A., WUBDA, M., GUYOT, A. et COHARD, J.-M. (2011). "The contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of actual evapo-transpiration measurements : a case study in metamorphic context in north Bénin". *Near Surface Geophysics*. Vol. 9. no. 2, p. 187–200.
- DIEKKRÜGER, B. et ARNING, M. (1995). "Simulation of water fluxes using different methods for estimating soil parameters". *Ecological Modelling*. Vol. 81. no. 1-3, p. 83–95.
- DUBROEUCQ, D. (1977). "Carte pédologique de reconnaissance au 1/200 000^{ème}, feuille de Parakou". Paris, France.
- DUBROEUCQ, D. (1977). "Carte pédologique de reconnaissance au 1/200 000^{ème}, feuille de Savé". Paris, France.
- DUNFORD, E. G. et FLETCHER, P. W. (1947). "Effect of removal of stream-bank vegetation upon water yield". *Transactions, American Geophysical Union*. Vol. 28. no. 1, p. 105–110.
- DUNNE, T. et BLACK, R. D. (1970). "Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed". *Water Resources Research*. Vol. 6. no. 5, p. 1296–1311.
- DYE, P. J. et POULTER, A. G. (1995). "A Field Demonstration of the Effect on Streamflow of Clearing Invasive Pine and Wattle Trees from a Riparian Zone". *South African Forestry Journal*. Vol. 173. no. 1, p. 27–30.
- EL-FAHEM, T. (2008). "Hydrogeological conceptualisation of a tropical river catchment in a crystalline basement area and transfer into a numerical groundwater flow model, Case study for the Upper Ouémé catchment in Benin". Thèse de doct. Bonn, Allemagne : Université de Bonn.
- FAMIGLIETTI, J. S. et WOOD, E. F. (1994). "Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes". *Water Resources Research*. Vol. 30. no. 11, p. 3061–3078.
- FAMIGLIETTI, J. S. et WOOD, E. F. (1995). "Effects of Spatial Variability and Scale on Areal Averaged Evapotranspiration". *Water Resources Research*. Vol. 31. no. 3, p. 699–712.
- FASS, T. (2004). "Hydrogeologie im Aguima Einzugsgebiet in Benin/Westafrika". Thèse de doct. Bonn, Allemagne : Université de Bonn.
- FAURE, P. (1977). "Carte pédologique de reconnaissance au 1/200 000^{ème}, feuille de Djougou". Paris, France.
- FAURE, P. (1977). "Carte pédologique de reconnaissance au 1/200 000^{ème}, feuille de Natitingou". Paris, France.
- FEDDES, R., KOWALIK, Piotr J. et ZARADNY, Henryk (1978). "Simulation of field water use and crop yield". Australia : John Wiley & Sons.
- FONTAINE, B., PHILIPPON, N. et CAMBERLIN, P. (1999). "An improvement of June–September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April–May moist static energy content (1968–1997)". *Geophysical Research Letters*. Vol. 26. no. 14, p. 2041–2044.
- GAZAL, R. M., SCOTT, R. L., GOODRICH, D. C. et WILLIAMS, D. G. (2006). "Controls on transpiration in a semiarid riparian cottonwood forest". *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 137. no. 1-2, p. 56–67.
- GIERTZ, S. et DIEKKRÜGER, B. (2003). "Analysis of the hydrological processes in a small headwater catchment in Benin (West Africa)". *Physics and Chemistry of the Earth*. Vol. 28. no. 33-36, p. 1333–1341.
- GIERTZ, S., JUNGE, B. et DIEKKRÜGER, B. (2005). "Assessing the effects of land use change on soil physical properties and hydrological processes in the sub-humid tropical environment of West Africa". *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. Vol. 30. no. 8-10, p. 485–496.
- GIERTZ, S., DIEKKRÜGER, B. et STEUP, G. (2006). "Physically-based modelling of hydrological processes in a tropical headwater catchment (West Africa) – process representation and multi-criteria validation". *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 10. no. 6, p. 829–847.
- GIERTZ, S., SCHÖNBRODT, S. et MENZ, G. (2009). "Géomorphologie du Bénin". IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Sous la dir. de M. JUDEX, H.-P. THAMM, J. RÖHRIG et O. SCHULZ. Allemagne : Département de Géographie, Université de Bonn, p. 63–64.
- GRAYSON, R. et BLÖSCHL, G. (2001). "Spatial patterns in catchment hydrology : observations and modelling". Cambridge University Press.
- GRIBOVSKI, Z., KALICZ, P., SZILÁGYI, J. et KUCSARA, M. (2008). "Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations". *Journal of Hydrology*. Vol. 349. no. 1-2, p. 6–17.

- GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. K. et MARTINEZ, G. F. (2009). “Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling”. *Journal of Hydrology*. Vol. 377. no. 1-2, p. 80–91.
- GUYOT, A. (2010). “Estimation de l'évapotranspiration sur un couvert complexe par utilisation de la scintillométrie infrarouge”. Thèse de doct. Grenoble, France : Université de Grenoble.
- GUYOT, A., COHARD, J.-M., ANQUETIN, S., GALLE, S. et LLOYD, C. R. (2009). “Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment”. *Journal of Hydrology*. Vol. 375. no. 1-2, p. 227–240.
- GUYOT, A., COHARD, J.-M., ANQUETIN, S. et GALLE, S. (2012). “Long-term observations of turbulent fluxes over heterogeneous vegetation using scintillometry and additional observations : A contribution to AMMA under Sudano-Sahelian climate”. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 154-155, p. 84–98.
- HAVERKAMP, R., BOURAOUI, F., ZAMMIT, C. et ANGULO JARAMILLO, R. (1999). “Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone”. *The handbook of groundwater engineering*. Sous la dir. de J. W. DELLEUR. Springer, CRC Press, p. 6–1–6–50.
- HELDMANN, M. et DOEVENSPECK, M. (2009). “Approvisionnement en eau potable au Bénin”. IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Sous la dir. de M. JUDEX, H.-P. THAMM, J. RÖHRIG et O. SCHULZ. Allemagne : Département de Géographie, Université de Bonn, p. 43–44.
- HELDMANN, M., DOEVENSPECK, M. et MENZ, G. (2009). “Démographie : Disparités spatiales et taux de croissance élevés”. IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Sous la dir. de M. JUDEX, H.-P. THAMM, J. RÖHRIG et O. SCHULZ. Allemagne : Département de Géographie, Université de Bonn, p. 103–104.
- HEWLETT, J. D. et HIBBERT, A. R. (1967). “Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas”. *International Symposium on Forest Hydrology Proceedings of a National Science Foundation Advanced Science Seminar*. Sous la dir. de W. E. SOPPER et H. W. LULL. New York : Pergamon Press, p. 275–290.
- HINGRAY, B., PICOUET, C. et MUSY, A. (2009). “Hydrologie : Une science pour l'ingénieur”. *Ingénierie de l'environnement*. Lausanne, Suisse : Presses polytechniques et universitaires romandes.
- IPCC (2013). “Climate Change 2013, The Physical Science Basis, Working Group I, Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change”. Rap. tech. IPCC.
- IUSS WORKING GROUP WRB (2006). “World reference base for soil resources 2006”. *World Soil Resources* no. 103. Rome, Italie : Food et Agriculture Organization of the United Nations.
- JARVIS, N. J. (1989). “A Simple Empirical Model of Root Water Uptake”. *Journal of Hydrology*. Vol. 107. no. 1-4, p. 57–72.
- JONES, J. E. et WOODWARD, C. S. (2001). “Newton–Krylov-multigrid solvers for large-scale, highly heterogeneous, variably saturated flow problems”. *Advances in Water Resources*. Vol. 24. no. 7, p. 763–774.
- JUDEX, M. (2009). “Scénarii de modélisation de la dynamique d'utilisation des terres”. IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Sous la dir. de M. JUDEX, H.-P. THAMM, J. RÖHRIG et O. SCHULZ. Allemagne : Département de Géographie, Université de Bonn, p. 89–90.
- JUDEX, M., THAMM, H.-P. et MENZ, G. (2009). “Dynamiques d'utilisation des terres dans le centre du Bénin”. IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Sous la dir. de M. JUDEX, H.-P. THAMM, J. RÖHRIG et O. SCHULZ. Allemagne : Département de Géographie, Université de Bonn, p. 87–88.
- JUDEX, M., THAMM, H.-P. et MENZ, G. (2009). “Utilisation des terres et occupation du sol dans le centre du Bénin”. IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Sous la dir. de M. JUDEX, H.-P. THAMM, J. RÖHRIG et O. SCHULZ. Allemagne : Département de Géographie, Université de Bonn, p. 85–86.
- KAMAGATÉ, B. (2006). “Fonctionnement hydrologique et origine des écoulements sur un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin : bassin versant de la Donga (haute vallée de l'Ouémé)”. Thèse de doct. Montpellier, France : Université de Montpellier 2.
- KAMAGATÉ, B., SÉGUI, L., FAVREAU, G., SEIDEL, J.-L., DESCLOITRES, M. et AFFATON, P. (2007). “Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Bénin (Donga, upper Ouémé River)”. *Comptes Rendus Geoscience*. Vol. 339. no. 6, p. 418–429.

- KEIM, R. F., TROMP-VAN MEERVELD, H. J. et McDONNELL, J. J. (2006). "A virtual experiment on the effects of evaporation and intensity smoothing by canopy interception on subsurface stormflow generation". *Journal of Hydrology*. Vol. 327. no. 3-4, p. 352–364.
- KLEMEŠ, V. (1983). "Conceptualization and scale in hydrology". *Journal of Hydrology*. Vol. 65. no. 1-3, p. 1–23.
- KOSTER, R. D., DIRMEYER, P. A., GUO, Z., BONAN, G., CHAN, E., COX, P., GORDON, C. T., KANAE, S., KOWALCZYK, E., LAWRENCE, D., LIU, P., LU, C.-H., MALYSHEV, S., MCAVANEY, B., MITCHELL, K., MOCKO, D., OKI, T., OLESON, K., PITMAN, A., SUD, Y. C., TAYLOR, C. M., VERSEGHY, D., VASIC, R., XUE, Y. et YAMADA, T. (2004). "Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation". *Science*. Vol. 305. no. 5687, p. 1138–1140.
- LAFFORGUE, A. (1982). "Etude hydrologique des bassins versants de Sakassou : Côte d'Ivoire, 1972-1977". Travaux et Documents de l'ORSTOM no. 149. Paris : ORSTOM.
- LAUTZ, L. K. (2008). "Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone". *Hydrogeology Journal*. Vol. 16. no. 3, p. 483–497.
- LE BARBÉ, L., ALÉ, G., MILLET, B., TEXIER, H., BOREL, Y. et GUALDE, R. (1993). "Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin". Monographies Hydrologiques no. 11. Paris, France : ORSTOM.
- LE BARBÉ, L., LEBEL, T. et TAPSOBA, D. (2002). "Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90". *Journal of Climate*. Vol. 15. no. 2, p. 187–202.
- LE LAY, M. (2006). "Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin." Thèse de doct. Grenoble, France : Institut National Polytechnique de Grenoble.
- LE LAY, M. et GALLE, S. (2005). "How changing rainfall regimes may affect the water balance : a modelling approach in West Africa". Regional hydrological impacts of climatic change : hydroclimatic variability : proceedings. Sous la dir. de S. FRANKS, T. WAGENER, E. BOGH, H. V. GUPTA, L. BASTIDAS, C. NOBRE et C. DE OLIVEIRA GALVAO. IAHS Publication no. 296. Wallingford, UK : IAHS, p. 203–210.
- LE LAY, M. et GALLE, S. (2005). "Seasonal cycle and interannual variability of rainfall at hydrological scales. The West African monsoon in a Sudanese climate". *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 50. no. 3, p. 509–524.
- LE LAY, M. et SAULNIER, G.-M. (2007). "Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events : Case of the 8–9 September 2002 Cévennes-Vivarais catastrophic event". *Geophysical Research Letters*. Vol. 34. no. 13, p. L13401.
- LE LAY, M., SAULNIER, G.-M., GALLE, S., SÉGUI, L., MÉTADIER, M. et PEUGEOT, C. (2008). "Model representation of the Sudanian hydrological processes : Application on the Donga catchment (Benin)". *Journal of Hydrology*. Vol. 363. no. 1-4, p. 32–41.
- LEBEL, T. et ALI, A. (2009). "Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007)". *Journal of Hydrology*. Vol. 375. no. 1-2, p. 52–64.
- LEBEL, T. et VISCHEL, T. (2005). "Climat et cycle de l'eau en zone tropicale : un problème d'échelle". *Comptes Rendus Geoscience*. Vol. 337. no. 1-2, p. 29–38.
- LEBEL, T., CAPPELAERE, B., GALLE, S., HANAN, N., KERGOAT, L., LEVIS, S., VIEUX, B., DESCROIX, L., GOSSET, M., MOUGIN, É., PEUGEOT, C. et SÉGUI, L. (2009). "AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa : An overview". *Journal of Hydrology*. Vol. 375. no. 1-2, p. 3–13.
- LOHEIDE II, S. P., BUTLER, J. J. et GORELICK, S. M. (2005). "Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations : A saturated-unsaturated flow assessment". *Water Resources Research*. Vol. 41. no. 7, W07030.
- LOKONON, J., RICHARD, A. et HOUNSO, M. (2012). "Caractérisation de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols de l'Ouémé supérieur (Bénin) : Descriptions des sites de mesures et valeurs numériques". Rap. tech. Cotonou, Bénin : LHME, LTHE, p. 45.
- LÓPEZ-CEDRÓN, F. X., BOOTE, K. J., PIÑEIRO, J. et SAU, F. (2008). "Improving the CERES-Maize model ability to simulate water deficit impact on maize production and yield components". *Agronomy journal*. Vol. 100. no. 2, p. 296–307.

- MAMADOU, O. (2009). "Contribution à l'étude de l'évapotranspiration sur le bassin de la Donga (Bénin). Comparaison du bilan d'énergie de 3 périodes de 15 jours." Rapport de stage M2R. Cotonou, Bénin : Université d'Abomey-Calavi, p. 75.
- MAMADOU, O., COHARD, J.-M., GALLE, S., AWANOU, C. N., DIEDHIOU, A., KOUNOUHEWA, B. et PEUGEOT, C. (2013). "Energy fluxes and surface characteristics over a cultivated area in Benin : daily and seasonal dynamics". *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. Vol. 10. no. 8, p. 10605–10657.
- MAMADOU, O., COHARD, J.-M., GALLE, S., AWANOU, C. N., DIEDHIOU, A., KOUNOUHEWA, B. et PEUGEOT, C. (2014). "Energy fluxes and surface characteristics over a cultivated area in Benin : daily and seasonal dynamics". *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 18. no. 3, p. 893–914.
- MARKEWITZ, D., DEVINE, S., DAVIDSON, E. A., BRANDO, P. et NEPSTAD, D. C. (2010). "Soil moisture depletion under simulated drought in the Amazon : impacts on deep root uptake". *New Phytologist*. Vol. 187. no. 3, p. 592–607.
- MASIYANDIMA, M. C., VAN DE GIESEN, N., DIATTA, S., WINDMEIJER, P. N. et STEENHUIS, T. S. (2003). "The hydrology of inland valleys in the sub-humid zone of West Africa : rainfall-runoff processes in the M'bé experimental watershed". *Hydrological Processes*. Vol. 17. no. 6, p. 1213–1225.
- MAXWELL, R. M. et MILLER, N. L. (2005). "Development of a coupled land surface and groundwater model". *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 6. no. 3, p. 233–247.
- MCDONNELL, J. J. (1990). "A Rationale for Old Water Discharge Through Macropores in a Steep, Humid Catchment". *Water Resources Research*. Vol. 26. no. 11, p. 2821–2832.
- MCDONNELL, J. J., BRAMMER, D., KENDALL, C., HJERDT, N., ROWE, L., STEWART, M. et WOODS, R. (1998). "Flow Pathways on Steep Forested Hillslopes : the Tracer, Tensiometer and Trough Approach". *Environmental Forest Science*. Sous la dir. de K. SASSA. Forestry Sciences no. 54. Netherlands : Springer, p. 463–474.
- MOLIČOVÁ, H., GRIMALDI, M., BONELL, M. et HUBERT, P. (1997). "Using TOPMODEL towards identifying and modelling the hydrological patterns within a headwater, humid, tropical catchment". *Hydrological Processes*. Vol. 11. no. 9, p. 1169–1196.
- MOSLEY, M. P. (1979). "Streamflow generation in a forested watershed, New-Zealand". *Water Resources Research*. Vol. 15. no. 4, p. 795–806.
- MUSY, A. et HIGY, C. (2004). "Hydrologie : Une science de la nature". Gérer l'environnement. Lausanne, Suisse : Presses polytechniques et universitaires romandes, p. 314.
- NACHABE, M., SHAH, N., ROSS, M. et VOMACKA, J. (2005). "Evapotranspiration of two vegetation covers in a shallow water table environment". *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 69. no. 2, p. 492–499.
- NATTA, A. K., SINSIN, B. et VAN DER MAESEN, L. J. G. (2002). "Riparian forests, a unique but endangered ecosystem in Benin". *Botanische Jahrbücher*. Vol. 124. no. 1, p. 55–69.
- NEPSTAD, D. C., DE CARVALHO, C. R., DAVIDSON, E. A., JIPP, P. H., LEFEBVRE, P. A., NEGREIROS, G. H., DA SILVA, E. D., STONE, T. A., TRUMBORE, S. E. et VIEIRA, S. (1994). "The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures". *Nature*. Vol. 372. no. 6507, p. 666–669.
- NEWMAN, B. D., CAMPBELL, A. R. et WILCOX, B. P. (1998). "Lateral subsurface flow pathways in a semiarid Ponderosa pine hillslope". *Water Resources Research*. Vol. 34. no. 12, p. 3485–3496.
- PEEK, M. S., LEFFLER, A. J., HIPPS, L., IVANS, S., RYEL, R. J. et CALDWELL, M. M. (2006). "Root turnover and relocation in the soil profile in response to seasonal soil water variation in a natural stand of Utah juniper (*Juniperus osteosperma*)". *Tree physiology*. Vol. 26. no. 11, p. 1469–1476.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2003). "Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation". *Journal of Hydrology*. Vol. 279. no. 1-4, p. 275–289.
- PEUGEOT, C., GUICHARD, F., BOCK, O., BOUNIOL, D., CHONG, M., BOONE, A., CAPPELAERE, B., GOSSET, M., BESSON, L., LEMAÎTRE, Y., SÉGUI, L., ZANNOU, A., GALLE, S. et REDELSPERGER, J.-L. (2011). "Mesoscale water cycle within the West African Monsoon". *Atmospheric Science Letters*. Vol. 12. no. 1, p. 45–50.
- PHILIPPON, N. et FONTAINE, B. (2002). "The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons : a monsoon regulation by soil wetness?" : *Annales Geophysicae*. Vol. 20. no. 4, p. 575–582.

- POPULATION DIVISION OF THE UNITED NATIONS (2013). “World Population Prospects : The 2012 Revision.” Rap. tech. United Nations, Department of Economic et Social Affairs, Population Division.
- QUINN, P., BEVEN, K. J., CHEVALLIER, P. et PLANCHON, O. (1991). “The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models”. *Hydrological Processes*. Vol. 5. no. 1, p. 59–79.
- REGGIANI, P., SIVAPALAN, M. et HASSANIZADEH, S. M. (1998). “A unifying framework for watershed thermodynamics : balance equations for mass, momentum, energy and entropy, and the second law of thermodynamics”. *Advances in Water Resources*. Vol. 22. no. 4, p. 367–398.
- REGGIANI, P., HASSANIZADEH, S. M., SIVAPALAN, M. et GRAY, W. G. (1999). “A unifying framework for watershed thermodynamics : constitutive relationships”. *Advances in Water Resources*. Vol. 23. no. 1, p. 15–39.
- RICHARD, A. (2010). “Modélisation simplifiée de la redistribution de l’eau sur un versant au Bénin. Sensibilité aux caractéristiques du sol et à la végétation”. Rapport de stage M2R. Grenoble, France : Université Joseph Fourier, p. 32.
- RICHARD, A. (2012). “Caractérisation de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols de l’Ouémé supérieur (Bénin) : Rapport d’analyse”. Rap. tech. Grenoble, France : LTHE, p. 31.
- RICHARD, A., GALLE, S., DESCLOITRES, M., COHARD, J.-M., VANDERVAERE, J.-P., SÉGUI, L. et PEUGEOT, C. (2013). “Interplay of riparian forest and groundwater in the hillslope hydrology of Sudanian West Africa (northern Benin)”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 17. no. 12, p. 5079–5096.
- RICHARDS, L. A. (1931). “Capillary conduction of liquids through porous mediums”. *Physics*. Vol. 1. no. 5, p. 318–333.
- RITCHIE, J. T. (1972). “Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover”. *Water Resources Research*. Vol. 8. no. 5, p. 1204–1213.
- ROBERT, D. (2010). “Caractérisation de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du premier mètre des sols du bassin versant de l’Ara (Nord Bénin)”. Rap. tech. Grenoble, France : LTHE, p. 28.
- ROBERT, D. (2012). “Caractérisation et modélisation de la dynamique de l’évapotranspiration en Afrique soudanienne en zone de socle”. Thèse de doct. Grenoble, France : Université de Grenoble.
- ROKO, F. (2007). “Evolution des variables météorologiques sur le haut bassin de l’Ouémé et leurs influences sur l’évapotranspiration de référence”. Rapport de stage M2R. Cotonou, Bénin : Université d’Abomey-Calavi, p. 62.
- SALEMI, L. F., GROppo, J. D., TREVISAN, R., MARCOS DE MORAES, J., DE PAULA LIMA, W. et MARTINELLI, L. A. (2012). “Riparian vegetation and water yield : A synthesis”. *Journal of Hydrology*. Vol. 454–455, p. 195–202.
- SCHILLING, K. E. (2007). “Water table fluctuations under three riparian land covers, Iowa (USA)”. *Hydrological Processes*. Vol. 21. no. 18, p. 2415–2424.
- SCHWÄRZEL, K. et PUNZEL, J. (2007). “Hood Infiltrimeter—A New Type of Tension Infiltrimeter”. *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 71. no. 5, p. 1438–1447.
- SCOTT, D. F (1999). “Managing riparian zone vegetation to sustain streamflow : results of paired catchment experiments in South Africa”. *Canadian Journal of Forest Research*. Vol. 29. no. 7, p. 1149–1157.
- SEIBERT, J. et McDONNELL, J. J. (2002). “On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology : Use of soft data for multicriteria model calibration”. *Water Resources Research*. Vol. 38. no. 11, p. 23.1 –23.14.
- SERVIÈRE, M. (2010). “Les variations de la transpiration de la strate ligneuse en environnement soudano-guinéen”. Rapport de stage M2P. Montpellier, France : Polytech’Montpellier, p. 79.
- SIMUNEK, J., JARVIS, N. J., VAN GENUCHTEN, M. T. et GARDENAS, A. (2003). “Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone”. *Journal of Hydrology*. Vol. 272. no. 1-4, p. 14–35.
- SIMUNEK, J., VAN GENUCHTEN, M. T. et SEJNA, M. (2006). “The HYDRUS software package for simulating the two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media”. Technical Manual no. Version 1.0. Prague, Czech Republic : PC-Progress, p. 213.

- SKLASH, M. G., STEWART, M. K. et PEARCE, A. J. (1986). "Storm Runoff Generation in Humid Headwater Catchments : 2. A Case Study of Hillslope and Low-Order Stream Response". *Water Resources Research*. Vol. 22. no. 8, p. 1273–1282.
- SMITH, R. E. et PARLANGE, J.-Y. (1978). "A parameter-efficient hydrologic infiltration model". *Water Resources Research*. Vol. 14. no. 3, p. 533–538.
- SOUBEYRAN, S., HECTOR, B., DESCLOITRES, M. et WUBDA, M. (2011). "Etudes géophysiques, géologiques et hydrologiques des sites de Nalohou et Béléfoungou (Djougou, Nord Bénin)". Rap. tech. Cotonou, Bénin : IRD-LTHE-HSM, Programmes AMMA et ANR Ghyraf, p. 31.
- STEUP, G. (2009). "Processus hydrologiques et répartition des sols dans le bassin versant de l'Ara". IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Sous la dir. de M. JUDEX, H.-P. THAMM, J. RÖHRIG et O. SCHULZ. Allemagne : Département de Géographie, Université de Bonn, p. 77–78.
- SULTAN, B. et JANICOT, S. (2003). "The West African Monsoon Dynamics. Part II : The "Preonset" and "Onset" of the Summer Monsoon". *Journal of Climate*. Vol. 16. no. 21, p. 3407–3427.
- SÉGUI, L., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., COHARD, J.-M., FAVREAU, G., GALLE, S., GUYOT, A., HIERNAUX, P., MOUGIN, É., PEUGEOT, C., RAMIER, D., SEGHERI, J., TIMOUK, F., DEMAREZ, V., DEMARTY, J., DESCROIX, L., DESCLOITRES, M., GRIPPA, M., GUICHARD, F., KAMAGATÉ, B., KERGOAT, L., LEBEL, T., LE DANTEC, V., LE LAY, M., MASSUEL, S. et TRICHON, V. (2011). "Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient". *Atmospheric Science Letters*. Vol. 12. no. 1, p. 31–37.
- SÉGUI, L., KAMAGATÉ, B., FAVREAU, G., DESCLOITRES, M., SEIDEL, J.-L., GALLE, S., PEUGEOT, C., GOSSET, M., LE BARBÉ, L., MALINUR, F., VAN EXTER, S., ARJOUNIN, M., BOUBKRAOUI, S. et WUBDA, M. (2011). "Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone : The Donga basin (Benin, West Africa)". *Journal of Hydrology*. Vol. 402. no. 1-2, p. 1–13.
- TREFRY, M. G. et MUFFELS, C. (2007). "FEFLOW : A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool". *Ground Water*. Vol. 45. no. 5, p. 525–528.
- TROMP-VAN MEERVELD, H. J. et MCDONNELL, J. J. (2006). "Threshold relations in subsurface stormflow : 2. The fill and spill hypothesis". *Water Resources Research*. Vol. 42. no. 2, W02411.
- TROMP-VAN MEERVELD, I. et WEILER, M. (2008). "Hillslope dynamics modeled with increasing complexity". *Journal of Hydrology*. Vol. 361. no. 1-2, p. 24–40.
- VAN DE GIESEN, N., STOMPH, T.-J., AJAYI, A. E. et BAGAYOKO, F. (2011). "Scale effects in Hortonian surface runoff on agricultural slopes in West Africa : Field data and models". *Agriculture, Ecosystems & Environment*. Vol. 142. no. 1-2, p. 95–101.
- VAN GENUCHTEN, M. T. (1980). "A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils". *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 44. no. 5, p. 892–898.
- VAN GENUCHTEN, M. T. (1987). "A numerical model for water and solute movement in and below the root zone". Research Report no. 121. Riverside, California : U.S. Salinity laboratory, USDA.
- VANDERVAERE, J.-P. (1995). "Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroutés." Thèse de doct. Grenoble, France : Université Joseph Fourier.
- VANDERVAERE, J.-P., VAUCLIN, M. et ELRICK, D. E. (2000). "Transient Flow from Tension Infiltrimeters". *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 64. no. 4, p. 1272–1284.
- VARADO, N. (2004). "Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin versant de la Donga, au Bénin." Thèse de doct. Grenoble, France : Institut National Polytechnique de Grenoble.
- VARADO, N., BRAUD, I., GALLE, S., LE LAY, M., SÉGUI, L., KAMAGATE, B. et DEPRAETERE, C. (2006). "Multi-criteria assessment of the Representative Elementary Watershed approach on the Donga catchment (Benin) using a downward approach of model complexity". *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 10. no. 3, p. 427–442.
- VAUCLIN, M. (1982). "Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol". Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols. Vol. 15. Les colloques de l'INRA. Avignon, France : Institut National de la Recherche Agronomique, p. 9–44.

- VAUCLIN, M., ELRICK, D. E., THONY, J. L., VACHAUD, G., REVOL, P. et RUELLE, P. (1994). "Hydraulic Conductivity Measurements of the Spatial Variability of a Loamy Soil". *Soil Technology*. Vol. 7. no. 3, p. 181–195.
- VIENNOT, M. (1978). "Carte pédologique de reconnaissance au 1/200 000^{ème}, feuille de Bimbéréké". Paris, France.
- VISCHEL, T., QUANTIN, G., LEBEL, T., VIARRE, J., GOSSET, M., CAZENAVE, F. et PANTHOU, G. (2011). "Generation of High-Resolution Rain Fields in West Africa : Evaluation of Dynamic Interpolation Methods". *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 12. no. 6, p. 1465–1482.
- VON DER HEYDEN, C. J. (2004). "The hydrology and hydrogeology of dambos : a review". *Progress in physical geography*. Vol. 28. no. 4, p. 544–564.
- WAN, C., YILMAZ, I. et SOSEBEE, R. E. (2002). "Seasonal soil–water availability influences snakeweed root dynamics". *Journal of Arid Environments*. Vol. 51. no. 2, p. 255–264.
- WEILER, M. et MCDONNELL, J. J. (2004). "Virtual experiments : a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology". *Journal of Hydrology*. Vol. 285. no. 1-4, p. 3–18.
- WEILER, M., MCDONNELL, J. J., TROMP-VAN MEERVELD, I. et UCHIDA, T. (2005). "Subsurface stormflow". Encyclopedia of Hydrological Sciences. Sous la dir. de M. G. ANDERSON et J. J. MCDONNELL. John Wiley & Sons. Chichester, West Sussex, England et Hoboken, New Jersey.
- WEISS, M., BARET, F., SMITH, G. J., JONCKHEERE, I. et COPPIN, P. (2004). "Review of methods for in situ leaf area index (LAI) determination : Part II. Estimation of LAI, errors and sampling". *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 121. no. 1-2, p. 37–53.
- WESTERN, A. W., BLÖSCHL, G. et GRAYSON, R. B. (2001). "Toward capturing hydrologically significant connectivity in spatial patterns". *Water Resources Research*. Vol. 37. no. 1, p. 83–97.
- WHITE, F. (1981). "Carte de végétation de l'Afrique (nord-ouest de l'Afrique) extraite de La végétation de l'Afrique : mémoire accompagnant la carte de végétation de l'Afrique Unesco / AETFAT / UNSO". Paris, France.
- WHITE, W. N. (1932). "A Method of Estimating Ground-water Supplies Based on Discharge by Plants and Evaporation from Soil : Results of Investigations in Escalante Valley, Utah". USGS Numbered Series no. 659-A. U.S. Department of the Interior, Geological Survey.
- WOOD, E. F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K. J. et BAND, L. (1988). "Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling". *Journal of Hydrology*. Vol. 102. no. 1-4, p. 29–47.
- XU, K., DAÏAN, J.-F. et QUENARD, D. (1997). "Multiscale structures to describe porous media part I : theoretical background and invasion by fluids". *Transport in Porous Media*. Vol. 26. no. 1, p. 51–73.
- XU, K., DAÏAN, J.-F. et QUENARD, D. (1997). "Multiscale Structures to Describe Porous Media Part II : Transport Properties and Application to Test Materials". *Transport in Porous Media*. Vol. 26. no. 3, p. 319–338.
- ZANNOU, A. (2011). "Analyse et modélisation du cycle hydrologique continental pour la gestion intégrée des ressources en eau au Bénin. Cas du bassin de l'Ouémé à Bétérou". Thèse de doct. Cotonou, Bénin : Université d'Abomey-Calavi.

Glossaire

- ACP** Analyse en Composantes Principales. 143, 148
- ALMIP** *AMMA Land surface Model Intercomparison Project*. 34, 174
- ALMIP2** *AMMA Land surface Model Intercomparison Project Phase 2*. 39, 61, 126, 202
- AMMA** Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine. 3, 11, 116, 201
- AMMA-CATCH** Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère
Tropicale et du Cycle Hydrologique. 11, 12, 14, 15, 33, 40, 48, 190
- DG-Eau** Direction Générale de l'Eau. 4, 39
- EC** *Eddy Covariance*. 16, 17, 51, 130
- ENR** Échantillon Non Remanié. 140–142, 144, 226
- ER** Échantillon Remanié. 141, 142, 144
- GIEC** Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat. 3
- GIRE** Gestion Intégrée de la Ressource en Eau. 35
- GR4J** Génie Rural 4 paramètres Journalier. 32–34, 36, 38
- HSM** HydroSciences Montpellier. 39, 126
- IRD** Institut de Recherche pour le Développement. 135
- ITCZ** *InterTropical Convergence Zone*. 10
- JJ** Jour Julien. 98, 99
- LAI** *Leaf Area Index*. 16, 61, 62
- LAS** *Large Aperture Scintillometer*. 16, 17, 51, 130
- LHME** Laboratoire d'Hydraulique et de Maîtrise de l'Eau. 135, 141, 142
- LSM** *Land Surface Model*. 34–36, 202
- LTHE** Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement. 39, 141
- MNT** Modèle Numérique de Terrain. 124, 154, 155
- PMA** Principe de Moindre Action. 35, 36
- REW** *Representative Elementary Watershed*. 32
- RMP** Résonance Magnétique des Protons. 108, 183, 190, 201
- SiSPAT** *Simple Soil Plant Atmosphere Transfer*. 28, 29, 36
- SRTM** *Shuttle Radar Topography Mission*. 154
- SVAT** *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer*. 26–31, 34, 36, 172
- TDR** *Time Domain Reflectometry*. 52
- UCP** Unité Cartographique Pédologique. 226, 227

Liste des tableaux

1.1	Bassins versants de l’Ouémé supérieur illustrés sur la figure 1.3.	11
2.1	Modèles hydrologiques appliqués sur l’Ouémé supérieur depuis une décennie	28
1	Characteristics of measurements, instruments, locations sampling intervals and storage intervals.	68
2	Soil physical parameters used in the van Genuchten–Mualem model for the three soil layers. θ_r : residual water content; θ_s : saturated water content; h_g : inflection point pressure; n : pore size distribution parameter; K_s : saturated hydraulic conductivity; L : pore conductivity parameter.	71
3	Characteristics of the virtual experiment simulations.	73
4	Summary of the annual output fluxes of the virtual experiment simulations.	78
5.1	Conductivités hydrauliques à saturation utilisées dans l’expérience virtuelle, présentées par triplets : $K_{s1,H}$; $K_{s1,V}$; K_{s1bis} . $K_{s1,H}$: conductivité hydraulique à saturation de la couche 1 dans la direction horizontale, $K_{s1,V}$: conductivité hydraulique à saturation de la couche 1 dans la direction verticale, K_{s1bis} : conductivité hydraulique à saturation de la couche 1 bis (isotrope).	95
5.2	Synthèse des flux sortants annuels pour les simulations composant l’expérience virtuelle.	97
6.1	Précipitations annuelles, lames d’eau écoulées annuelles à l’exutoire de Bétérou et coefficient de ruissellement pour les années étudiées dans l’exercice ALMIP2.	128
6.2	Valeurs de paramètres nTopAMMA explorées pour l’exercice ALMIP2.	128
7.1	Sites, occupations du sol, profondeurs, nombre d’essais infiltrométriques et nombre de prélèvements d’ENR réalisés. Ces mesures et prélèvements ont été réalisés lors de la campagne de terrain sauf lorsque c’est indiqué.	141
7.2	Conductivités hydrauliques à saturation K_s prélevés dans des conditions similaires. Les valeurs sont arrondies pour garder deux chiffres significatifs.	145
7.3	Tableau des conductivités hydrauliques K [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] en fonction du potentiel matriciel h pour les essais 6 et 36 réalisés dans des conditions similaires. Rapport des K entre les 2 essais (sans unité). - : valeur manquante.	146
7.4	Conductivités hydrauliques moyennes en surface $K(h)$ [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] significativement différentes pour les cultures et les savanes arborées.	147
7.5	Tableau des coordonnées des barycentres de variables qualitatives pour les 2 premières composantes principales.	148

8.1	Paramètres de la loi log-normale de chaque occupation du sol, utilisés pour générer les tirages aléatoires de κ_i	156
8.2	Impacts relatifs des paramètres topographique et hydrodynamique du sol dans la relation d'échelle.	159
8.3	Caractéristiques des trois pixels étudiés : BAS, MILIEU et HAUT.	164
8.4	Évapotranspirations annuelles simulées à l'échelle de la maille hydrologique, à l'échelle locale avec K_s uniforme, à l'échelle locale avec K_s distribué pour les trois pixels étudiés BAS, MILIEU et HAUT pour l'année 2007. L'écart par rapport à la ligne précédente est entre parenthèses.	167
9.1	Flux évapotranspiratoires simulés par Hydrus 2D et nTopAMMA pour les années 2006 et 2007. Il s'agit dans les deux cas des simulations de référence (chapitre 6 pour nTopAMMA, chapitre 4 pour Hydrus 2D). Les fractions des précipitations annuelles sont données en pourcentage pour chaque flux.	179
9.2	Performance du modèle nTopAMMA sur la variable de débit pour la simulation de référence (chapitre 6) et pour la simulation 3-4 incluant les prélèvements de surface ETR_3 et de profondeur ETR_4	187
B.1	Comptage d'arbres à Bétérou – Savane arborée	230
B.2	Comptage d'arbres à N'Dali – Savane arborée	232
B.3	Comptage d'arbres à Béléfoungou – Savane arborée	234

Table des figures

1.1	Extension régionale des climats sahélien, soudanien et guinéen et types de végétation [WHITE, 1981] en Afrique de l'Ouest. Les isohyètes 200 mm, 700 mm, 1 400 mm et 2 100 mm sont tracées d'après G. Panthou (com. pers.). Les frontières des États sont représentées ainsi que le bassin versant de l'Ouémé supérieur (zone grisée). Système géodésique : WGS 84, unité : degré (°).	10
1.2	Observatoire hydrologique AMMA-CATCH, site soudanien de l'Ouémé supérieur au Bénin. Instrumentation, réseau routier et contour de bassin versant. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.	12
1.3	Bassins de l'Ouémé supérieur : l'Ouémé à Bétérou, la Donga à Donga Pont, l'Ara à Ara Pont, la Térrou à Wanou, l'Aguimo, l'Aguima. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.	13
1.4	Représentation des flux et stock du bilan hydrologique d'un bassin versant.	14
1.5	Répartition spatio-temporelle des pluies sur le Bénin en année moyenne. L'intensité de pluie est exprimée en % de la pluie moyenne annuelle sur l'ensemble du pays et par mois [d'après LE BARBÉ et al., 1993]. Étude réalisée sur la période de 1925 à 1984 (60 ans) sur 53 stations pluviométriques situées sur l'ensemble du territoire béninois. La bande grisée représente cette intensité sur l'étendue latitudinale du bassin de l'Ouémé supérieur. Unité de latitude : degré (°).	14
1.6	Précipitations journalières sur l'Ouémé supérieur (a) pour la décennie d'observation AMMA-CATCH (2001–2010); (b) cumuls moyens de précipitations sur l'Ouémé supérieur pour la période humide (1950–1969), pour la période sèche (1970–1989) et pour la décennie d'observation AMMA-CATCH (2001–2010); la surface grisée représente les cumuls minimaux et maximaux journaliers de précipitations sur l'Ouémé supérieur pour la décennie d'observation AMMA-CATCH.	15
1.7	Moyenne et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % de la distribution des débits journaliers à Bétérou sur la période AMMA-CATCH (2001–2010).	16
1.8	Évapotranspirations pour la période 2006–2009 sur deux sites de l'Ouémé supérieur ayant des couverts végétaux différents : Nalohou (cultures) et Béléfoungou (savane arborée). L'évapotranspiration de référence ET0 est mesurée sur les deux sites. Sur le site de Nalohou, l'évapotranspiration réelle ETR est mesurée par Eddy-Covariance (ETR-	17
1.9	Profondeur moyenne journalière de la nappe (trait continu) et écart-type (pointillés) d'un réseau de 24 puits creusés à la main sur le bassin versant de la Donga (d'après SÉGUI et al. [2011b]).	19
1.10	Processus hydrologiques prédominants d'un bas-fond et d'un versant type de l'Ouémé supérieur en saison humide (adapté de SÉGUI et al. [2011b]).	20
3.1	Photographies de ripisylves du bassin versant de l'Ouémé supérieur.	49

3.2	Bassin de l'Ara et instruments de mesure utilisés dans cette étude : pluviomètre, station d'humidité, limnimètre, station de flux/station météorologique, scintillomètre (trajet optique entre l'émetteur et le récepteur). Les piézomètres sont colocalisés avec les stations d'humidité du sol. Les emplacements de mesures de physique de sol réalisées par D. Robert et A. Richard sont représentés. Le fond de carte représente l'altitude (SRTM). Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : m.	50
3.3	Photographie aérienne de la zone d'étude, (image Google Earth, 4 février 2010). Les instruments de mesure utilisés dans cette étude sont : pluviomètre, station d'humidité, station de flux / station météorologique, scintillomètre (une partie du trajet optique entre l'émetteur et le récepteur). Le tireté noir représente le plan vertical de modélisation. Les emplacements de mesures de physique de sol réalisées par D. Robert et A. Richard sont illustrés. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : m.	52
3.4	Courbes de rétention. Modèles retenus pour chacune des trois couches de sol ; mesures : porométrie au mercure en Haut de versant, réessuyage des stations d'humidité du sol en Haut, Milieu et Bas de versant pour l'année 2006.	60
1	Location of the study site. The watershed is the Sudanian climate mesoscale site of the AMMA-CATCH observing system, northern Benin, West Africa. Republic of Benin is the grey area.	66
2	Schematic hillslope representation (fluxes, water storage, available hydrologic sensors), assuming two axes of symmetry: the river at the bottom of the hillslope and the topographic divide at the top of the hillslope. Only the Large Aperture Scintillometer receiver is illustrated, the transmitter is at the symmetrical position on the opposite hillslope. Vertical stretching: 10.	67
3	Annual cycle of the reference evapotranspiration ET_0 (10-day moving average filter, solid lines) and of the leaf area index (LAI; averages from a composite of satellite products, dashed lines) for 2006 (black lines) and 2007 (grey lines).	69
4	Schematic of the plant root system distribution and of the soil distribution with indication of the boundary conditions. Left, plant root system distribution. Dark grey corresponds to the region where $b' = 1$, light grey corresponds to the region where $b' = 0$. The vertical dashed line shows the lateral extent of the tree root system, fitted to 30 m (5 % of the hillslope length), while the long dashed lines show the continuation of the plant root system upslope. Right, schematic of the 3-layer soil distribution with dotted lines showing its continuation upslope and downslope. Boundary conditions are indicated in italics. Short grey segments separate different boundary conditions. Vertical stretching: 10.	70
5	Forcing variable (rainfall) and state variables of Hydrus 2-D for the 2006 simulation. Graphs on the left are for the bottom of the hillslope; graphs on the right are for the middle of the hillslope. (a, a') measured rainfall; (b, b') measured and simulated water content at 0.2 m depth; (c,c') measured and simulated water content at 1 m depth; (d,d') measured and simulated groundwater table level.	74

6	Simulated and observed evapotranspiration, averaged over the elementary hydrological unit, for year 2006. Actual evapotranspiration is measured by LAS (AET-LAS) or by eddy covariance (AET-EC).	74
7	Simulated water velocity within the hillslope. The black solid line corresponds to the simulated groundwater table. Day of year: 210 (29 July 2006). Vertical stretching: 10.	75
8	Synthetic annual water balance of the hillslope: rainfall, transpiration, evaporation, seepage and water storage. All terms are simulated except the rainfall, which is measured. Seepage is close to zero all year long.	76
9	Forcing variable (rainfall) and state variables of Hydrus 2-D for the 2007 simulation. Graphs on the left are for the bottom of the hillslope; graphs on the right are for the middle of the hillslope. (a, a') measured rainfall; (b, b') measured and simulated water content at 0.2 m depth; (c, c') measured and simulated water content at 1 m depth; (d, d') measured and simulated groundwater table level.	77
10	Part of the riparian forest transpiration on total transpiration (%) for year 2006. This variable is built by subtracting the transpiration of simulation 3 from the transpiration of the 2006 simulation and then dividing this difference by the transpiration of the 2006 simulation. Rainfall is plotted on the top, scale being on the right-hand side. Shaded areas show the dry season (dark grey) and the wet season (light grey).	79
11	Schematic hillslope hydrodynamics during the two contrasted seasons: dry season (a), wet season (b). Vertical stretching.	82
5.1	Teneur en eau à 1 m de profondeur et nappe de subsurface observées en haut de versant. La profondeur de la nappe de subsurface est représentée par un cercle lorsqu'elle est inférieure à 1 m.	91
5.2	Teneur en eau à 1 m de profondeur et nappe de subsurface observées en milieu de versant.	91
5.3	Teneur en eau à 1 m de profondeur et nappe de subsurface observées en bas de versant. La profondeur de la nappe de subsurface est représentée par un cercle lorsqu'elle est inférieure à 1 m.	92
5.4	Précipitations mesurées (a) et teneurs en eau mesurées et simulées à 1 m de profondeur en haut (b), milieu (c) et bas (d) de versant, pour la simulation de référence, année 2006.	93
5.5	Potentiel matriciel simulé (simulation 3) pour le	98
5.6	Teneur en eau simulée (simulation 3) pour le	99
5.7	Précipitations mesurées et débits simulés (simulation 3) et observés pour l'année 2006.	99

5.8	Variable de forçages (précipitations) et variables d'état du modèle pour la simulation 3. Sur la gauche, les variables en bas de versant ; sur la droite, les variables au milieu de versant. (a,a') précipitations mesurées (identiques) ; (b,b') teneurs en eau mesurées et simulées à 0,2 m de profondeur ; (c,c') teneurs en eau mesurées et simulées à 1 m de profondeur ; (d,d') profondeurs mesurées et simulées de la nappe profonde.	100
5.9	Évapotranspiration mesurée et simulée (simulation 3) en 2006. L'évapotranspiration réelle est mesurée par LAS (ETR-LAS) et EC (ETR-EC).	101
5.10	Précipitations mesurées et débits simulés (simulation 3) et observés pour l'année 2007.	101
5.11	Photographie de macropores observés sur le billon d'un champ d'arachides récoltés proche de N'Dali, Ouémé supérieur (photographie A. Richard, 23 novembre 2011). Les macropores sont probablement le résultat de l'activité faunique.	107
5.12	Photographie aérienne de la zone d'étude (image Google Earth, 4 février 2010). Les drains principal et secondaires ainsi que la limite du bassin versant de l'Ara sont en trait noir. Le plan vertical de simulation est matérialisé par le tireté noir. La surface bleue représente la zone approximative du bas-fond identifié à proximité de la zone d'étude. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : m.	109
5.13	Schéma conceptuel de l'hydrodynamique de versant pour les deux saisons contrastées : (a) saison sèche, (b) saison humide.	111
6.1	Schéma fonctionnel du modèle nTopAMMA. Organisation des flux et des stocks au sein du modèle. Le tireté représente la limite du domaine du modèle.	120
6.2	Carte d'indice de similarité hydrologique [-] de l'Ouémé supérieur à Bétérou. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.	125
6.3	Carte des 94 mailles hydrologiques de l'Ouémé supérieur à Bétérou. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.	127
6.4	Chronique de débits mesurés et simulés par nTopAMMA pour le bassin de l'Ouémé supérieur à Bétérou pour les années 2006 et 2007. Les paramètres utilisés sont ceux de la simulation de référence.	129
6.5	Chroniques d'évapotranspiration : évapotranspiration réelle, mesurée par LAS et EC pour le site de Nalohou et par EC pour le site de Béléfougou ; évapotranspiration potentielle et réelle simulée par nTopAMMA pour la simulation de référence sur les années 2006, 2007 et 2008. Les évapotranspirations sont moyennées sur 31 jours pour une meilleure visibilité.	130
6.6	Flux sortants du modèle nTopAMMA en 2007 pour la simulation de référence. Les débits sont exprimés en débits spécifiques Q_{sp} afin d'être comparables aux autres flux, l'évapotranspiration ETR et percolation profonde $Perc$	131
6.7	Bilan de masse de l'Ouémé supérieur à Bétérou simulé par le modèle nTopAMMA pour l'année 2007 avec les paramètres de la simulation de référence. Flux cumulés : précipitations P , débit spécifique Q_{sp} , évapotranspiration ETR et percolation profonde $Perc$. Variations cumulées de stock : nappe de versant $-\bar{D}$, $River$ et $Vadose$	132

7.1	Carte d'occupation du sol de l'Ouémé supérieur, d'après BEL [2010]. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.	138
7.2	Position des 6 sites de mesures au sein du bassin versant de l'Ouémé supérieur. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.	139
7.3	Schéma d'une fosse de mesure. La coupe A-A' est une coupe verticale. La coupe B-B' est une vue zénithale. Les infiltromètres sont en orange, les ENR en rouge. Les ENR prélevés horizontalement sont représentés.	140
7.4	Triangle des textures. Composition granulométrique des 58 ER prélevés. <i>Clay</i> (argile, Cl), <i>silt</i> (limon, Si), <i>sand</i> (sable, Sa), <i>loam</i> (loam, Lo). Classification du <i>United States Department of Agriculture (USDA soil texture classification)</i> . La taille et la couleur des cercles sont fonction de la profondeur de prélèvement. La taille des cercles augmente avec la profondeur, la clarté diminue avec la profondeur.	144
7.5	Distribution des 73 valeurs de K_s des sites d'étude avec la loi log-normale correspondante ajustée.	145
7.6	Distributions des valeurs $K(h)$ pour les essais infiltrométriques de surface (profondeur nulle) selon l'occupation du sol (Cultures en vert, Savane arborée en violet). Les courbes noires sont les interpolations et extrapolations à $h = 0$ mm des médianes des distributions.	147
7.7	Position des individus (points ronds) sur les 2 premières composantes principales. La couleur correspond à la variable qualitative "Occupation du sol" : Cultures en vert, Savane arborée en violet. La position des carrés correspond au barycentre des individus possédant cette valeur d'occupation du sol correspondante.	149
7.8	Comparaison des distributions statistiques des taux d'infiltration pour différentes occupations du sol et différents types pédologiques de sols [Figure 4 de l'article de GIERTZ et DIEKKRÜGER, 2003].	151
8.1	Densités de probabilités des lois log-normales qui ajustent les échantillons de K_s pour les deux occupations du sol étudiées.	155
8.2	Carte d'occupation du sol de l'Ouémé supérieur à Bétérou compatible avec le modèle nTopAMMA, d'après [BEL, 2010]. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.	157
8.3	Carte de la conductivité hydraulique à saturation relative (k_i) du bassin versant de l'Ouémé supérieur à Bétérou basée sur les mesures de terrain et incluant la variabilité spatiale interne à chaque classe. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.	157
8.4	Densités de probabilité empiriques des indices de similarité hydrologique λ et λ' du bassin versant de l'Ouémé supérieur à Bétérou. Par l'équation 8.4, les moyennes $\bar{\lambda}$ et $\bar{\lambda}'$ sont égales.	162
8.5	Carte de l'indice α construite à partir des mesures de terrain et incluant la variabilité intra classe. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km.	162

8.6	Déficit global (noir) et déficits locaux du pixel HAUT avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (<i>cultures</i> , bleu clair) pour l'année 2007.	165
8.7	Déficit global (noir) et déficits locaux du pixel MILIEU avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (<i>jachères</i> , bleu clair) pour l'année 2007.	165
8.8	Déficit global (noir) et déficits locaux du pixel BAS avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (<i>forêt</i> , bleu clair) pour l'année 2007.	165
8.9	Évapotranspiration globale (noir) et évapotranspirations locales du pixel HAUT avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (<i>cultures</i> , bleu clair) pour l'année 2007.	166
8.10	Évapotranspiration globale (noir) et évapotranspirations locales du pixel MILIEU avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (<i>jachères</i> , bleu clair) pour l'année 2007.	166
8.11	Évapotranspiration globale (noir) et évapotranspirations locales du pixel BAS avec K_s uniforme (orange), K_s distribué (bleu) et enveloppe des quantiles 10 % et 90 % pour K_s distribué en fonction de l'occupation du sol du pixel (<i>forêt</i> , bleu clair) pour l'année 2007.	166
8.12	Carte de l'évapotranspiration simulée du mois de janvier 2007 (saison sèche) avec K_s uniforme.	168
8.13	Carte des différences du mois de janvier 2007 (saison sèche) entre l'évapotranspiration simulée avec K_s uniforme et l'évapotranspiration simulée avec K_s distribué.	168
8.14	Carte de l'évapotranspiration simulée du mois d'août 2007 (saison humide) avec K_s uniforme.	169
8.15	Carte des différences du mois d'août 2007 (saison humide) entre l'évapotranspiration simulée avec K_s uniforme et l'évapotranspiration simulée avec K_s distribué.	169
8.16	Carte des différences cumulées annuelles (2007) entre l'évapotranspiration simulée avec K_s uniforme et l'évapotranspiration simulée avec K_s distribué.	170
9.1	Chroniques d'évapotranspiration : évapotranspiration réelle, mesurée par LAS et EC pour le site de Nalohou et par EC pour le site de Béléfoungou ; évapotranspiration potentielle et réelle simulée par nTopAMMA (mésos-échelle et versant de Nalohou) pour la simulation de référence sur les années 2006, 2007 et 2008. Les évapotranspirations sont moyennées sur 31 jours pour une meilleure visibilité.	180

9.2	Chroniques d'évapotranspiration ETR , ETR_1 et ETR_2 (mésos-échelle) de la simulation de référence pour l'année 2007. Les évapotranspirations sont moyennées sur 31 jours pour une meilleure visibilité. Chronique de variation temporelle de $-\bar{D}$ pour la même année.	181
9.3	Schéma fonctionnel du modèle simple de nappe profonde. Le seul flux entrant dans la nappe profonde est la percolation profonde simulée par nTopAMMA. Le seul flux sortant de la nappe profonde est la transpiration profonde. Cette dernière est stationnaire et égale à la moyenne inter-annuelle de la percolation profonde.	183
9.4	Chronique de variation de la profondeur de la nappe profonde par rapport à la valeur au 1 ^{er} janvier 2005. La mesure de la profondeur de nappe profonde correspond au piézomètre HAUT du bassin de l'Ara (aussi appelée Nalohou), voir le chapitre 3. La nappe simulée est le résultat du modèle simple (porosité de drainage de 1,5 %). Flux entrant (percolation profonde) et sortant (transpiration profonde) de la nappe profonde. La transpiration profonde est fixée à 0,726 mm.jr ⁻¹	184
9.5	Chroniques d'évapotranspiration : évapotranspiration réelle, mesurée par LAS et EC pour le site de Nalohou et par EC pour le site de Béléfoungou ; évapotranspiration potentielle et réelle simulée par nTopAMMA (mésos-échelle) pour la simulation de référence et pour la simulation intégrant le terme d'évapotranspiration ETR_3 pour les années 2006, 2007 et 2008. Les évapotranspirations sont moyennées sur 31 jours pour une meilleure visibilité.	186
9.6	Bilan de masse de l'Ouémé supérieur à Bétérou simulé par le modèle nTopAMMA pour l'année 2007 avec les paramètres de la simulation 3-4. Le flux ETR_2 n'est pas représenté car il est nul tout au long de l'année. Le flux de transpiration profonde (ETR_4) est stationnaire.	188
9.7	Percolation moyenne inter-annuelle en fonction de la transpiration profonde. La stationnarité inter-annuelle de la nappe profonde est respectée lorsqu'une simulation se trouve sur la première bissectrice. La simulation de référence et la simulation 3-4 sont placées avec leur valeur de d_0ratio associée.	189
A.1	Carte des prélèvements réalisés sur la coupe Djougou - N'Dali. Le fond de carte correspond aux UCP. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km	227
A.2	Valeurs de K_s de la coupe Djougou - N'Dali en fonction des UCP. Le fond est coloré en fonction de la sous-classe pédologique, ces sous-classes sont définies au-dessus du graphique en couleur. Les lignes continues verticales séparent les classes pédologiques, ces classes sont définies au-dessus du graphique en noir.	228
B.1	Photographies du site de Bétérou – Savane arborée.	236
B.2	Photographies du site de Bétérou – Cultures.	237
B.3	Photographies du site de N'Dali – Savane arborée.	238
B.4	Photographies du site de N'Dali – Cultures.	239

B.5 Photographies du site de Djougou – Savane arborée (site de Béléfoungou)	240
B.6 Photographie du couvert végétal du site de Djougou – Cultures (site de Nalohou) le 10/12/2011.	241

Annexes

ANNEXE A

La coupe Djougou - N'Dali

L'expérience de la "coupe Djougou - N'Dali" a vocation à mesurer la conductivité hydraulique à saturation des sols de surface ayant des propriétés pédologiques différentes. Ceci afin de juger si la pédologie est une variable intermédiaire pertinente pour caractériser la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation des sols de surface de l'Ouémé supérieur.

L'information pédologique est issue des cartes pédologiques de reconnaissance éditées par l'ORSTOM [FAURE, 1977a; FAURE, 1977b; DUBROEUCQ, 1977a; DUBROEUCQ, 1977b; VIENNOT, 1978]. L'information de ces cartes est hiérarchisée en classe, sous-classe, groupe, sous-groupe, famille et Unité Cartographique Pédologique (UCP) selon la classification CPCS [1967].

Les cartes pédologiques de reconnaissance de l'ORSTOM, construites à une échelle de 1/200 000^{ème}, ne doivent pas faire l'objet d'une interprétation trop précise à propos des processus hydrodynamiques (com. pers., C. Prat). Les auteurs de ces cartes indiquent que "les unités cartographiques ci-dessus correspondent parfois à des unités pédologiques homogènes, mais assez fréquemment à des associations, qui sont alors représentées par le seul élément dominant" [FAURE, 1977a]. Ainsi pour aborder ces cartes du point de vue hydrologique, il est sans doute judicieux de ne conserver que les premiers degrés d'information de la hiérarchisation de l'information pédologique, c'est-à-dire la classe et la sous-classe pédologiques. Nous avons donc cherché à savoir si l'information portée par les classes et les sous-classes pédologiques pouvait expliquer la variabilité de la conductivité hydraulique à saturation des sols de surface. De plus, nous avons tout de même cherché à savoir si l'information portée par l'UCP, l'information pédologique spatialisée la plus précise de ces cartes, pouvait expliquer la variabilité de la conductivité hydraulique à saturation des sols de surface. Nous avons appliqué le test statistique de Kruskal-Wallis aux valeurs de K_s regroupés selon différents objets : classe pédologique, sous-classe pédologique et UCP. Ce dernier teste si les échantillons étudiés proviennent de la même distribution en comparant leurs médianes. L'hypothèse nulle de ce test est : les échantillons ont la mêmes médianes. Nous choisissons le seuil de 10 % pour le rejet de l'hypothèse nulle.

La route qui relie Djougou à N'Dali traverse le bassin d'ouest en est. Le tracé de cette route traverse de nombreuses UCP sur lesquels nous avons prélevé des ENR. D'autres prélèvements ont été effectués ultérieurement sur d'autres routes du bassin pour enrichir l'échantillon de prélèvements issus d'UCP absents de la coupe Djougou - N'Dali. Nous avons finalement prélevé des ENR sur 27 sites répartis sur 21 UCP (figure A.1). Des ENR ont été prélevés sur deux sites pour les UCP 28, 48, 57, 90, 91 et 95. Ces prélèvements redondants appartiennent à des occurrences différentes de chacune des UCP.

Les sites ont été choisis dans la mesure du possible comme ayant le même emplacement au sein du versant (milieu de versant) et étant sur le même type d'occupation du sol (jachères). Ceci afin de s'affranchir au mieux de l'impact de la position sur le versant et de l'occupation du sol et ainsi explorer uniquement l'impact du support pédologique. Sur chaque site, la manipulation a consisté à définir 3 emplacements distants de quelques dizaines de mètres. Les propriétés hydrodynamiques étant fortement liées à la profondeur, nous avons réalisé, pour chaque emplacement, les prélèvements nécessaires à l'obtention de la conductivité hydraulique à saturation K_s en surface et en subsurface immédiate (0,2 m). Nous avons donc prélevé 6 ENR par site.

Les valeurs de K_s de l'échantillon d'ENR de la coupe Djougou - N'Dali suivent une loi log-normale. Les résultats des tests statistiques confirment ce qu'illustre la figure A.2.

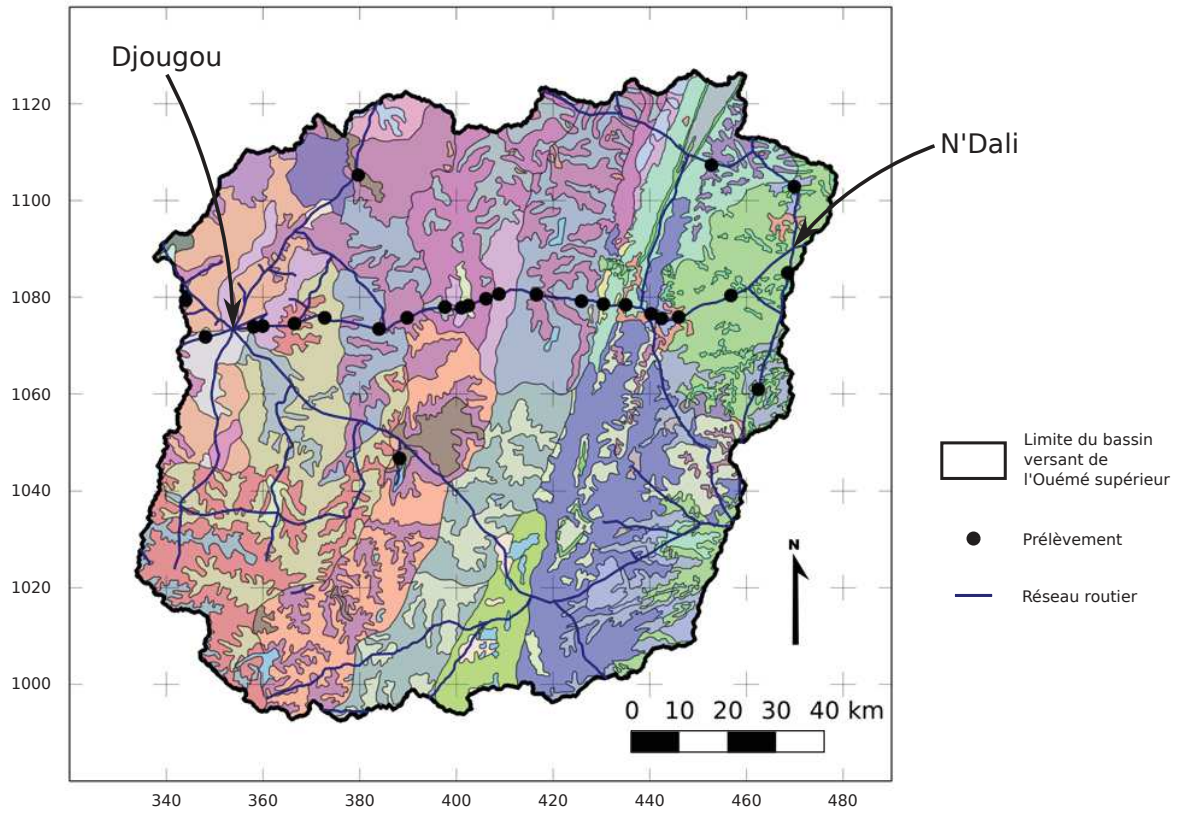


FIGURE A.1 – Carte des prélèvements réalisés sur la coupe Djougou - N'Dali. Le fond de carte correspond aux UCP. Système géodésique et projection : WGS 84 - UTM31N, unité : km

En regroupant les K_s en fonction de leur classe pédologique, les K_s d'au moins une classe pédologique proviennent d'une distribution différente des autres classes pédologiques, au sens du test de Kruskal-Wallis. Si l'on réalise le même test en enlevant les K_s de la classe pédologique "Sols hydromorphes", les K_s proviennent de la même distribution. Hormis la particularité de la classe pédologique "Sols hydromorphes", l'information contenue par la classe pédologique ne semble pas expliquer la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation.

En regroupant les K_s en fonction de leur sous-classe pédologique, les K_s proviennent d'une même distribution, au sens du test de Kruskal-Wallis. L'information contenue par la sous-classe pédologique n'explique pas la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation.

En regroupant les K_s en fonction de leur UCP, les K_s d'au moins une UCP proviennent d'une distribution différente des autres UCP, au sens du test de Kruskal-Wallis. Puisque la plupart des prélèvements d'une même UCP sont réalisés sur le même site, ce résultat pourrait être expliqué par la variabilité de K_s entre les sites. Nous avons appliqué le test aux K_s des UCP prélevés sur deux sites (UCP 28, 48, 57, 90, 91 et 95). Dans ce cas aussi, les K_s d'au moins une UCP proviennent d'une distribution différente des autres UCP, au sens du test de Kruskal-Wallis. Si l'on réalise le même test en enlevant les K_s de l'UCP 90, les K_s proviennent de la même distribution. Donc les K_s de l'UCP 90 expliquent que les K_s regroupés par UCP ne proviennent pas d'une même distribution, au sens du test de Kruskal-Wallis. Hormis la particularité de l'UCP 90, l'information contenue par l'UCP ne semble pas expliquer la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation.

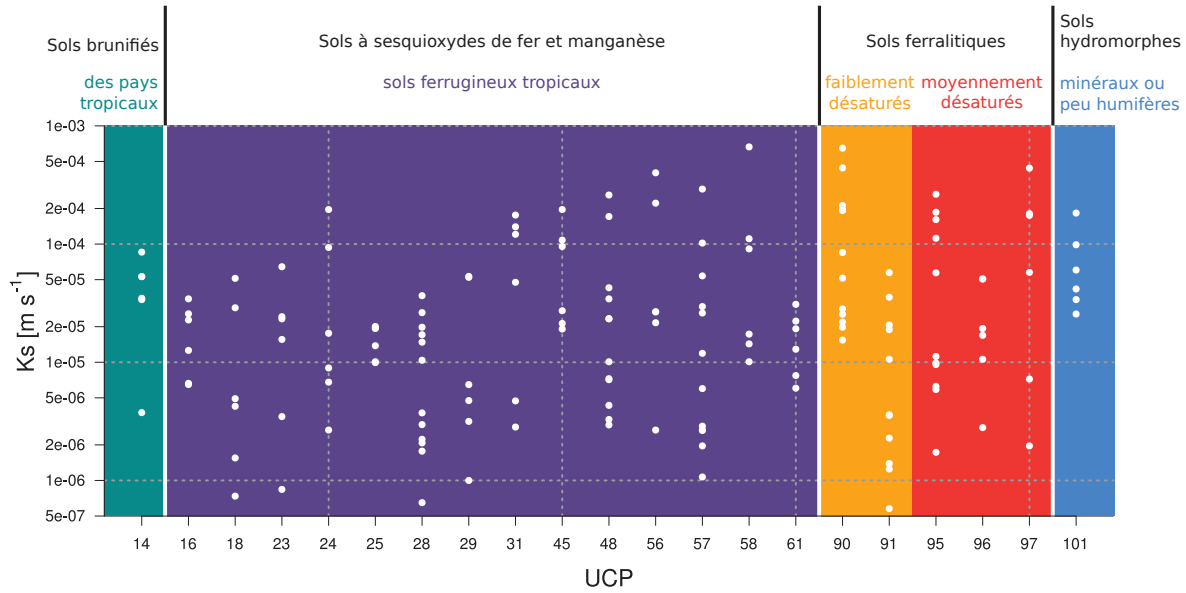


FIGURE A.2 – Valeurs de K_s de la coupe Djougou - N'Dali en fonction des UCP. Le fond est coloré en fonction de la sous-classe pédologique, ces sous-classes sont définies au-dessus du graphique en couleur. Les lignes continues verticales séparent les classes pédologiques, ces classes sont définies au-dessus du graphique en noir.

Ainsi, hormis quelques particularités comme les sols hydromorphes, l'information pédologique issue des cartes pédologiques de reconnaissance de l'ORSTOM ne semble pas être une information pertinente pour caractériser la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation des sols de surface de l'Ouémé supérieur.

ANNEXE B

Description des sites de mesures

B.1. Bétérou – Savane arborée

B.1.1. Couvert végétal

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N (m) : (423173 ; 1013360)
- Pente locale du versant : 2 %
- Orientation avale : 260°
- Photographie B.1(a)

Couvert végétal : Savane arborée. Pas de relique d'individus de grandes tailles. Sous bois fourni. Présence de graminées. Espèces présentes : *Anogeissus leiocarpa*, *Isobertinia doka*, *Vitellaria paradoxa*, *Piliostigma thonningii*, *Prosopis africana*, *Gardenia erubescens*, *Nauclea latifolia*. Prédominance d'*Anogeissus leiocarpa* sur ce site. La taille maximale des arbres est d'environ 15 m.

Estimation de la densité végétale (S. Afouda). Les limites de la zone de comptage sont décrites par le quadrilatère formé par les 4 points suivants en WGS 84 - UTM31N [m] : (423205 ; 1013348), (423294 ; 1013298), (423259 ; 1013209) et (423173 ; 1013247).

Tableau B.1 – Comptage d'arbres à Bétérou – Savane arborée

Intervalle de hauteurs [m]	(0, 1)	(1, 2)	(2, 3)	(3, 4)	(4, 6)	(6, 8)	(8, 10)	(10, 14)	supérieur à 14
Nombre d'arbres	45	140	148	177	185	97	110	28	11

B.1.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 3)

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (423248 ; 1013370)
- Photographie B.1(b)

0–25 cm Horizon brun foncé. Texture fine. Peu ou pas d'éléments grossiers. Présence marquée de racines de diamètres millimétriques, quelques grosses racines (diamètres centimétriques).

25–35 cm Horizon transitoire. Apparition de graviers. Sol brun. Moins de racines. Quelques cailloux.

35–50 cm Horizon rouge. Présence de graviers (grande quantité).

50–65 cm Horizon de "ferruginisation" : même composition que l'horizon supérieur avec des éléments grossiers blanc et orange.

65–90 cm Horizon plus meuble. Moins rouge. Quelques traces de ferruginisation. Apparition de muscovite altérée. Éléments grossiers de couleur crème.

90–... cm Horizon de saprolite. Présence notoire de muscovite. Altération avancée d'une roche foliée. Couleur rouge, marron. Quelques cailloux à forte teneur en quartz.

B.2. Bétérou – Cultures

B.2.1. Couvert végétal

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (423638 ; 1012931)
- Pente locale du versant : 3 %
- Orientation avale : 140°
- Photographie B.2(a)

Couvert végétal : Mosaïque de cultures. Essai dans des champs de manioc en butte. D'après J. Lokonon, le manioc est cultivé en butte dans cette zone car le 2^{ème} horizon (horizon d'altération compact) est à une profondeur faible. Les buttes permettent une profondeur "exploitable" pour le système racinaire, plus importante. Cette mosaïque de cultures est parsemée d'arbres. Taille des arbres : environ 5 m ; espacement moyen : 10 m. Les zones de jachères sont envahies par les herbes hautes (environ 2 m) qui poussent en bouquet. Autres cultures observées aux alentours : mil, sorgho, anacardier, igname et riz dans un bas-fond.

B.2.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 3)

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (423568 ; 1012981)
- Photographie B.2(b)

0–25 cm Horizon A. Sable fin, couleur grise, présence d'éléments grossiers, de racines de diverses tailles (grosses et petites) en grande quantité.

25–75 cm Horizon B. Sable plus fin que dans l'horizon A. Éléments grossiers rares. Quelques racines de taille petite et moyenne. Couleur orange.

75–... cm Horizon C. Couleur brune. Gravillonnaire, présence de sable de l'horizon B entre les gravillons. Présence de roche en altération avec les couleurs orange (dominante), noire et blanche (points). La présence de quartz est en effet responsable des points blancs observés. Les gravillons observés sont peut-être le résultat de l'altération de la roche.

B.3. N'Dali – Savane arborée

B.3.1. Couvert végétal

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (462314; 1080153)
- Pente locale du versant : 3–4 %
- Orientation avale : 140°
- Photographie B.3(a)

Couvert végétal : Présence de 3 strates. 1^{ère} strate. Arbres atteignant 10 m. Troncs fins. Espèces inconnues. Espacement moyen de 15 m. Quelques grands arbres à tronc large, d'une hauteur allant jusqu'à 15 m. 2^{ème} strate, strate arbustive. Arbustes de 2 à 5 m. Espèces inconnues. Strate dominante. Majorité du feuillage situé au-dessus de 1,5 m. Espacement de 1–2 m. 3^{ème} strate, strate herbeuse. Touffes d'herbes discontinues, hautes de 10–30 cm. Espèces rectilignes et rigides. Espacement de 10–20 cm. Litière de feuilles en décomposition, tiges d'herbes. Microrelief marqué.

Estimation de la densité végétale (T. Ouani). Les limites de la zone de comptage sont décrites par le quadrilatère formé par les 4 points suivants en WGS 84 - UTM31N [m] : (462371; 1080160), (462354; 1080256), (462209; 1080260) et (462184; 1080173).

Tableau B.2 – Comptage d'arbres à N'Dali – Savane arborée

Intervalle de hauteurs [m]	(0, 2)	(2, 3)	(3, 4)	supérieur à 4
Nombre d'arbres	92	185	491	386

B.3.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 1)

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (462314; 1080153)
- Photographie B.3(b)

0–20 cm Horizon A. Gris. Sableux (sable fin, limon). Racines de petits et moyens diamètres.

20–50 cm Horizon B. Couleur pâle (beige). Sable fin à peu près de la même taille (diamètre) que le sable de l'horizon A. Pas d'éléments grossiers (très rare). Présence de racines de diamètre moyen et gros et quelques petites racines.

50–60 cm Horizon C. Horizon d'altération. Couleur rouge dominante. Points noirs centimétriques. Gravillons en altération parfois ocre au centre. En abondance à l'interface avec l'horizon B sur 5 cm d'épaisseur. Matrice environnante orange, ocre clair. Abondance de gravillons. Quelques petites racines. Structure compact. La compacité change brutalement entre l'horizon B et C.

60–... cm Horizon C'. Points blancs (quartz plus abondant après les 20 premiers centimètres de l'horizon). Structure également compacte. Les éléments jaunes pâles, jaunes, oranges traduisent différents stades de l'altération du quartz. En descendant le milieu est de plus en plus continu. Les éléments grossiers sont altérés pour former la matrice.

B.4. N'Dali – Cultures

B.4.1. Couvert végétal

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (462063 ; 1079067)
- Pente locale du versant : 3 %
- Orientation avale : 240°
- Photographie B.4(a)

Couvert végétal : Mosaïque de cultures (soja, igname, manioc, sorgho, anacardier, néré, manguiers). La longueur caractéristique des champs est de 50 m. Taille des arbres : 5–10 m ; espacement moyen des arbres : 15 m. Hauteur des herbes de jachères : 2–3 m.

B.4.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 2)

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (462109 ; 1079132)
- Photographie B.4(b)

0–30 cm Horizon A. Gris foncé ou noir. Présence de racines (petites et nombreuses). Pas de grosses racines. Sable fin et limon. Pas de gravillons.

30–70 cm Horizon B. Couleur beige pâle. Présence de petites racines. Sable plus fin que dans l'horizon A. Présence de limon entre les grains de sable. Pas de gravillons.

70–... cm Horizon C. Orange pâle (ocre). Rareté des racines. Sable et limon. Compact et friable. Absence d'éléments grossiers (gravillons).

B.5. Djougou – Savane arborée (site de Béléfoungou)

B.5.1. Couvert végétal

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (358472; 1082499)
- La pente locale n'a pas été mesurée.
- L'orientation locale n'a pas été mesurée.
- Photographie B.5(a)

Ce couvert végétal a fait l'objet d'études antérieures [BLANCHARD, 2007; SERVIÈRE, 2010].

Estimation de la densité végétale (S. Afouda). Les limites de la zone de comptage sont décrites par le quadrilatère formé par les 4 points suivants en WGS 84 - UTM31N [m] : (358504; 1082501), (358562; 1082582), (358513; 1082671) et (358419; 1082575).

Tableau B.3 – Comptage d'arbres à Béléfoungou – Savane arborée

Intervalle de hauteurs [m]	(0, 1)	(1, 2)	(2, 3)	(3, 4)	(4, 6)	(6, 8)	(8, 10)	(10, 14)	supérieur à 14
Nombre d'arbres	9	105	149	114	182	144	71	56	7

B.5.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure (emplacement 3)

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (358528; 1082479)
- Photographie B.5(b)

0–20 cm Horizon brun. Racines : des radicelles (millimétriques) aux racines de diamètre centimétrique. Présence de gravillons (environ 5 mm) et de roche non altérée (de 1 à 5 cm). Les traces de pioches font apparaître des traces ocre.

20–40 cm Horizon majoritairement brun avec une tendance ocre. Abondance de gravillons. Présence de radicelles, absence de grosses racines. Les gravillons sont bruns en surface, rouge et noir à l'intérieur. Présence de roche non altérée, centimétrique. Quartz. Sol très compact.

40–100 cm Horizon rouge. Abondance de gravillons. Traces de pioches rouges. Rares radicelles. Présence de roches blanches non altérées (quartz). Roches altérées jaunes et ocre. Sol très compact. Gravillons plus friables qu'à l'horizon supérieur.

B.6. Djougou – Cultures (site de Nalohou)

B.6.1. Couvert végétal

- Coordonnées WGS 84 - UTM31N [m] : (347080 ; 1077252)
- Pente locale du versant : 1–2 %
- Orientation avale : 340°
- Photographie B.6

Ce couvert végétal a été décrit par BLANCHARD [2007].

B.6.2. Horizons pédologiques de la fosse de mesure

La description et les photographies ont été réalisées par ROBERT [2012] lors des mesures dans les fosses de mesure.



(a) Couvert végétal le 14/11/2011.



(b) Fosse de mesure le 12/11/2011.

FIGURE B.1 – Photographies du site de Bétérou – Savane arborée.



(a) Couvert végétal le 16/11/2011.



(b) Fosse de mesure le 17/11/2011.

FIGURE B.2 – Photographies du site de Bétérou – Cultures.



(a) Couvert végétal le 25/11/2011.



(b) Fosse de mesure le 27/11/2011.

FIGURE B.3 – Photographies du site de N'Dali – Savane arborée.



(a) Couvert végétal le 24/11/2011.



(b) Fosse de mesure le 23/11/2011.

FIGURE B.4 – Photographies du site de N'Dali – Cultures.



(a) Couvert végétal le 12/12/2011.



(b) Fosse de mesure le 12/12/2011.

FIGURE B.5 – Photographies du site de Djougou – Savane arborée (site de Béléfoungou)



FIGURE B.6 – Photographie du couvert végétal du site de Djougou – Cultures (site de Nalohou) le 10/12/2011.