

UNIVERSITÉ MONTPELLIER II  
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

**THÈSE**

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ MONTPELLIER II**

Discipline : Eaux Continentales et Société  
Ecole Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie,  
Géosciences, Hydrosiences et Environnement (SIBAGHE)

---

**Impacts des changements d'usage des  
sols sur les ressources en eau  
souterraine au Sahel nigérien**

---

par

**Maïmouna IBRAHIM**

**Soutenue publiquement le 28 mars 2013 devant le jury composé de :**

Yves TRAVI	Professeur, Université d'Avignon	Rapporteur
Marnik VANCLOOSTER	Professeur, Université Catholique de Louvain	Rapporteur
Sylvie GALLE	Chargée de Recherche, IRD, Grenoble	Examineur
Boureima OUSMANE	Professeur, Université Abdou Moumouni, Niamey	Examineur
Christian LEDUC	Directeur de Recherche, IRD, Montpellier	Président du jury
Jean-Luc SEIDEL	Chargé de Recherche, CNRS, Montpellier	Directeur de thèse
Guillaume FAVREAU	Chargé de Recherche, IRD, Montpellier	Invité

*Thèse préparée au sein de l'Unité Mixte de Recherche 5569  
HydroSciences Montpellier (CNRS, IRD, UMI, UM2)*



# Résumé

La forte croissance démographique ( $\sim 3\% \cdot \text{an}^{-1}$ ) observée au cours des dernières décennies en Afrique subsaharienne a engendré la conversion de grandes étendues de savane arborée en cultures pluviales ou irriguées et la diminution de la durée des jachères. Afin de déterminer l'impact de tels changements d'usage du sol sur la recharge des nappes phréatiques, la zone non saturée a été investiguée pendant trois ans (2009-2011) pour deux régions du Niger (sud-ouest et sud-est) aux conditions climatiques et géomorphologiques différentes.

Une approche expérimentale in-situ a tout d'abord permis de caractériser qualitativement les propriétés de la zone non saturée et les flux hydriques associés (profondeur 0-10 m) pour les principaux usages du sol : savane naturelle ; jachère ; culture pluviale de mil ; et culture irriguée de poivron. Des profils granulométriques et de résistivité électrique apparente ont été réalisés et des suivis temporels de la teneur en eau et du potentiel matriciel du sol ont été mis en place. A partir des résultats et de la synthèse des données ainsi recueillies, deux analyses détaillées ont été proposées.

Afin de quantifier le différentiel de recharge diffuse entre une jachère à *Guiera senegalensis* et une culture pluviale de mil (*Pennisetum sp.*) au sud-ouest Niger, une modélisation à base physique via le code Hydrus-1D a été appliquée. Dans un premier temps, une inversion basée sur la méthode GLUE a permis d'établir les densités de probabilité pour les paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée ; dans un second temps, des simulations pluriannuelles ( $2 \times 100$  ans) du drainage profond (0-10 m) lors d'une transition jachère-mil ont été réalisées. Il a ainsi été montré que l'expansion des surfaces cultivées en mil pourrait se traduire par une augmentation du drainage profond, de 20 à 25  $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$  après un délai de 35 à 60 ans.

Afin d'étudier les conséquences des mises en culture pluviales et irriguées sur le potentiel de salinisation des sols et des eaux souterraines au sud-est Niger, les concentrations en ions majeurs dissous dans l'eau des pores de la zone non saturée ont été mesurées, puis comparées à la composition géochimique des apports d'eau associés (pluie, eau d'irrigation). Il a été ainsi mis en évidence que la mise en culture pluviale a un effet négligeable sur la qualité des eaux interstitielles et souterraines tandis que l'irrigation est associée à un enrichissement de l'eau de la zone non saturée en solutés qui pourrait induire, à terme, une salinisation de la nappe par lessivage des sols devenus salins/sodiques.

**Mots-clés :** milieux semi-arides ; zone non saturée ; recharge diffuse ; Hydrus-1D ; salinisation ; sodisation ; Bassin des Iullemmeden ; Bassin du Lac Tchad.

# Abstract

In semiarid sub-Saharan Africa, the rapid population growth ( $\sim 3\% \cdot \text{yr}^{-1}$ ) during the past few decades has resulted in land clearing and large-scale conversion from savannah and fallow to rainfed or irrigation crop fields. The traditional duration of fallow has been also shortened. In order to estimate the impact of these land use changes on groundwater recharge, the vadose zone was investigated during three years (2009-2011) for two regions located in Niger (south-west and south-east).

A qualitative analysis was first carried out for identifying vadose zone properties and for characterizing the corresponding water fluxes (0-10 m depth) for the main land use types: natural savannah; fallow; rainfed millet crop; and irrigated sweet pepper crop. Grain size and electrical resistivity profiles were established and soil water content and matric potential were monitored. Based on the results of this analysis, two more detailed investigations were performed.

In southwestern Niger, in order to estimate changes in diffuse recharge from a fallow with *Guiera senegalensis* to a rainfed millet crop (*Pennisetum sp.*), a physically-based modeling with Hydrus-1D code was completed. Probability density functions were first built for the soil hydraulic parameters based on the GLUE approach; then, deep drainage (0-10 m depth) was simulated for a  $2 \times 100$  year time-period including a fallow-millet conversion. It was shown that the increase in millet crop areas could result in an increase in deep drainage from 20 to 25  $\text{mm} \cdot \text{yr}^{-1}$  after a delay of 35 to 60 years.

In southeastern Niger, in order to assess the impact of rainfed and irrigated cropping development on soil and groundwater salinization, major ion concentrations in pore water of the vadose zone were measured and compared with the geochemical composition of water inputs (rainfall, irrigation). It was shown that rainfed cropping does not affect soil water and groundwater quality whereas irrigation results in an increase of solutes concentrations in soil pore water, which could lead to a groundwater salinization at mid-term through soil leaching.

**Keywords:** semiarid areas; vadose zone; diffuse recharge; Hydrus-1D; salinization, sodisation; Iullemeden Basin; Lake Chad Basin.

*A la mémoire de mes parents qui ont toujours cru en moi,*

# *Remerciements*

*Cette thèse a été réalisée au sein du laboratoire HydroSciences Montpellier (UMR 5569 HSM) et financée par une bourse du Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'Ambassade de France au Niger. Lors des missions de terrain au Niger, j'ai bénéficié d'un appui logistique (bureau et véhicule) de la représentation de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Niamey. Ce travail a également été soutenu par un financement de la Fondation Internationale pour la Science (IFS) via un partenariat avec l'Université Abdou Moumouni (UAM) de Niamey.*

*Voici pour moi l'heure de remercier toutes celles et tous ceux qui m'ont accompagnée et aidée dans ce travail. Vous êtes tellement nombreux que j'espère n'oublier personne...*

*Je tiens tout d'abord à remercier Gilles Bezançon, ex-représentant de l'IRD au Niger, et Eric Servat, directeur de l'UMR HSM, pour leur soutien et leur appui pour l'obtention de la bourse SCAC, mais aussi pour m'avoir accueillie et pour avoir mis à disposition les moyens logistiques dont j'avais besoin lors de mes séjours au Niger et à Montpellier.*

*Je souhaite remercier les différentes institutions nigériennes qui ont m'ont chaleureusement accueillie et qui ont accepté de collaborer sur ce travail. A Niamey, je pense à l'ICRISAT à travers Dougbedji Fatondji et Moustapha Amadou ; et à l'IRI à travers Sani Daouda Ousmane. A Diffa, je pense à la DRH à travers Ousmane Amadou, son Directeur, et Hachirou Abdou ainsi que tout le personnel pour l'accueil chaleureux qu'ils m'ont toujours réservé ; au PADL à travers Zebada Mahamane Moustapha Hamiss Ousmane ; et à la mutuelle N'GADA à travers Aboukar Mamadou.*

*Je remercie mon co-encadrant Guillaume Favreau, pour avoir initié ce travail de thèse et pour son implication durant les deux premières années de celle-ci. Je remercie Jean Luc Seidel, qui ne devait être à la base qu'un directeur de thèse « administratif », pour son implication du début à la fin de ce travail mais aussi pour ses grandes qualités humaines.*

*Ce travail a bénéficié de la collaboration scientifique de plusieurs chercheurs que je voudrais ici remercier. Il s'agit de Boureima Ousmane et Yayaha Nazoumou qui ont participé à la définition du sujet de thèse et accepté de diriger celle-ci à l'UAM avant que je ne m'inscrive*

*finalement à l'Université Montpellier II ; Bernard Cappelaere et Jérôme Demarty pour leur disponibilité à chaque fois que j'ai eu besoin d'un avis extérieur et pour leurs suggestions toujours pertinentes sur la modélisation ; and Bridget Scanlon of the University of Austin, Texas, for her collaboration which allowed us to install original materials in southwestern Niger.*

*Je souhaite également remercier les membres de mon jury de thèse pour avoir accepté de juger ce travail et pour les commentaires enrichissants qui ont permis de l'améliorer. Une mention spéciale à Christian Leduc pour son aide, en tant que référant de l'école doctorale, à régler les dysfonctionnements survenus au cours de cette thèse.*

*Merci aux chauffeurs, techniciens et à tout le personnel de la représentation IRD de Niamey pour les bons moments passés ensemble sur le terrain, pour l'aide apportée dans l'installation des suivis hydrologiques ou la récupération des données ou, tout simplement, pour les échanges chaleureux qu'on a partagé. Je pense à Monique Oï, Guillaume Charvet, Abdoulaye Koné, Abdoulaye Oumarou, Hamza Guire, Bodo Seyni, Ibrahim Maïnassara, Issoufou Adbou, Hadiara Nafoga, Ramatou Boubacar, Abassa Alhassane, Amadou Boubacar, Issa Tidjani Mayana et Moussa Abdou Boubacar. Merci à Yacouba et Farka pour leur sollicitude et leur disponibilité à chaque fois que j'avais besoin d'un coup de main.*

*Sur le terrain, à Niamey et à Diffa, j'ai eu la chance de travailler avec des gens volontaires et sérieux avec lesquels creuser des forages à plus de 40°C, prélever des échantillons d'eau ou de sol et installer des suivis piézométriques ou SAN est presque devenu une partie de plaisir. MERCI à Mahamane Sodo, Maïna Abba, Adamou Mahamane, Moustapha Abba, Idé Moussa, Yacouba Seidou, Bodo Ali. Merci à Malam Abdou, responsable du périmètre irrigué de N'Guaguam et à tous les agriculteurs pour m'avoir autorisée à installer des expérimentations sur leurs champs de mil et leurs parcelles de poivron.*

*A HSM, je remercie Sandra VanExter, Jean Philippe Chazarin et Nathalie Benarrosh respectivement pour l'aide et l'initiation aux analyses chimiques, pour l'installation des capteurs et pour le dépouillement de chroniques climatiques. Merci également à Joëlle Caner pour les recherches bibliographiques toujours efficaces et à Claudine Dieulin pour la gestion des impressions des posters parfois même à 3000 kms de distance et malgré une connexion Internet capricieuse ; sans oublier Roger Saraiva, Christine Gujda, Nathalie Rouché, Sandra Lagoutte pour leur gentillesse et leur bonne humeur.*

*Je remercie tous les doctorants (qui pour la plus part sont déjà docteurs) croisés au cours de ce long parcours pour l'amitié, l'entraide, les encouragements ou tout simplement pour la bonne ambiance qui a toujours régné au cours de nos différentes rencontres (pauses-café, déjeuners, soirées, goûters des doctorants). Je citerai en particulier : Mathieu Le Coz, Abdoul-Aziz Saidou, Mahamadou Koita, Awa NDiaye-Koita, Karima Benhattab, Adnan Tahir, Mathieu Coustau, Aïchatou Assoumane, Hadiza Kiari Fougou, Hassane Bil-Assanou Issoufou, Karmadine Hima, Adam Mamadou, Salifou Bachir, Cécile Velluet, Amélie Dausse, Lila Collet, Marianne Milano, Marie Savean et bien sûr mes collègues de bureau, Eléonore Resongles et Nicolas Briant.*

*Merci à Monique Oï, Leila Zekraoui, Marie Boucher & Souleymane Abdou Bahar pour les bons moments passés ensemble à Niamey, Diffa et Grenoble. Merci à Françoise, Christiane et Emile d'avoir fait tout ce long trajet depuis la Bretagne pour assister à ma soutenance et pour la préparation de la partie bretonne de mon pot de thèse nigéro-breton ! Je n'oublie pas ma sœur Balkissa et mes frères Abdoul-Nasser et Iliassou pour leur confiance et leur soutien de tous les jours.*

*Enfin, celui à qui je dois le plus grand remerciement est Mathieu, mon collègue, ami, mari et thérapeute dans les moments de stress, de doute et de remise en question. Tu as été mon autre encadrant de thèse et pas le moindre. Tu m'as initié à Hydrus et Scilab, à être concise (peut être un peu trop !) et plus rigoureuse dans l'organisation de mes données et programmes (« non, non, pas de virgule ni de tiret dans le nom d'un fichier sinon Hydrus n'aimera pas ! »). Que ce soit après une longue semaine de travail à Chypre ou 600 km A/R depuis Poitiers, tu as toujours su trouver le temps de me relire, traquant la moindre incohérence ou faute d'orthographe tout en me déchargeant des tâches quotidiennes quand tu étais là. Je ne te remercierai jamais assez...*





# Sommaire

# Sommaire

<b>Chapitre 1 - Introduction générale .....</b>	<b>2</b>
1.1. Contexte et enjeux.....	2
1.1.1. L'augmentation des surfaces cultivées .....	2
1.1.2. Conséquences sur les ressources en eau souterraine .....	4
1.1.3. Objectifs scientifiques .....	5
1.2. Cadre méthodologique .....	6
1.2.1. La recharge diffuse.....	6
1.2.2. Détermination des paramètres hydrodynamiques du sol (SHPs) .....	7
1.2.3. Approches employées .....	8
1.3. Financements et collaboration .....	9
1.4. Organisation du manuscrit .....	9
<b>Chapitre 2 - Présentation des hydrosystèmes du degré carré de Niamey et du Kadzell .....</b>	<b>12</b>
2.1. Introduction.....	12
2.2. Cadre physique régional.....	13
2.2.1. Géologie .....	13
2.2.1.1. Contexte général .....	13
2.2.1.2. Le bassin des Iullemmeden.....	14
2.2.1.3 Le bassin du Tchad .....	15
2.2.2. Hydrographie et climat.....	16
2.3. Contextes hydrologiques locaux .....	19
2.3.1. Sud-ouest Niger.....	19
2.3.1.1. Paysage et entités hydrologiques .....	19
2.3.1.2. Interactions surface-souterrain .....	20
2.3.2. Sud-est Niger.....	20
2.3.2.1. Paysage et entités hydrologiques .....	20
2.3.2.2. Interactions surface-souterrain .....	22
2.4. Conclusion .....	23
<b>Chapitre 3 - Dispositifs expérimentaux.....</b>	<b>24</b>

---

3.1. Introduction.....	24
3.2. Choix des sites .....	26
3.2.1. Sud-ouest Niger.....	26
3.2.2. Sud-est Niger.....	27
3.3. Instrumentation en surface .....	28
3.3.1. Climat.....	28
3.3.2. Relief .....	29
3.3.3. Ruissellement .....	29
3.4. Instrumentation dans la zone non saturée .....	30
3.4.1. Forages .....	30
3.4.2. Analyses en laboratoire .....	31
3.4.3. Suivi de la teneur en eau du sol.....	32
3.4.4. Suivi du potentiel matriciel .....	33
3.4.5. Profils de résistivité électrique .....	34
3.5. Instrumentation dans la zone saturée .....	35
3.5.1. Suivi piézométrique.....	35
3.5.2. Analyses en laboratoire .....	36
3.6. Conclusion .....	36
<b>Chapitre 4 - Analyse comparative mil vs. jachère des transferts hydriques dans la zone non saturée au sud-ouest Niger .....</b>	<b>38</b>
4.1. Introduction.....	38
4.2. Wankama : sites WJ et WM.....	39
4.2.1. Surface.....	39
4.2.2. Zone non saturée .....	41
4.2.2.1. Analyses ponctuelles .....	41
4.2.2.2. Suivi temporel.....	43
4.3. Sadoré : sites SJ et SM.....	47
4.3.1. Surface.....	47
4.3.2. Zone non saturée .....	48
4.3.2.1. Analyses ponctuelles .....	48
4.3.2.2. Suivis temporels .....	51
4.4. Discussion .....	51
4.4. Conclusion .....	53

<b>Chapitre 5 - Modélisation numérique comparative jachère vs. mil des transferts hydriques dans la zone non saturée au sud-ouest Niger .....</b>	<b>54</b>
5.1. Introduction.....	54
5.2. Numerical modelling .....	55
5.2.1. Reference profile and model set-up.....	55
5.2.2. Inverse modeling .....	57
5.2.3. Long-term deep drainage modeling .....	60
5.3. Results.....	60
5.4. Discussion .....	64
5.5. Conclusion .....	66
<b>Chapitre 6 - Analyse expérimentale des transferts hydriques et de solutés dans la zone non saturée au sud-est Niger .....</b>	<b>68</b>
6.1. Introduction.....	68
6.2. Caractérisation physico-chimique de la zone non saturée .....	69
6.2.1. Sites sous pâturage extensif.....	69
6.2.1.1. Kaola Djima (KJ).....	69
6.2.1.2. Kousseiry (KO).....	72
6.2.2. Site sous culture pluviale.....	74
6.2.2.1. Saleyri (SA) .....	74
6.2.3. Sites sous culture irriguée .....	74
6.2.3.1. Zarwaram (ZA).....	74
6.2.3.2. N'Gagam (NG) .....	76
6.4. Discussion .....	79
6.4.1. Hypothèses sur les processus généraux.....	79
6.4.2. Lien entre salinisation spécifique et apports en eau .....	80
6.3.4. Hypothèses sur les enrichissements .....	84
6.4. Conclusion .....	85
<b>Chapitre 7 - Conclusion générale .....</b>	<b>88</b>
7.1. Sud-ouest Niger .....	88
7.2. Sud-est Niger .....	89
7.3. Choix méthodologiques .....	90
7.4. Perspectives.....	91
<b>Références Bibliographiques.....</b>	<b>92</b>

**Liste des Figures ..... 107**  
**Liste des Tables..... 113**  
**Annexes..... 115**

# **Introduction Générale**

# Chapitre 1

## Introduction générale

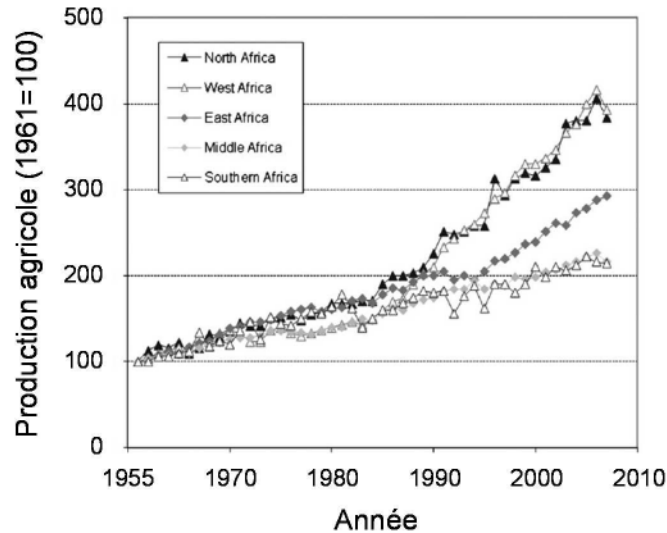
### 1.1. Contexte et enjeux

#### 1.1.1. L'augmentation des surfaces cultivées

D'importants changements d'usage des sols, liés en particulier à la diminution des forêts et des savanes naturelles au profit des mises en culture, ont été observés à l'échelle globale durant les dernières décennies (Scanlon *et al.*, 2007a ; Warburton *et al.*, 2012). Cette tendance se poursuit actuellement et, au cours des 50 prochaines années, les surfaces cultivées pourraient s'accroître de 20% (Tilman *et al.*, 2001). L'agriculture pluviale occupe 80% des surfaces cultivées et produit 60% de la nourriture mondiale ; tandis que l'agriculture irriguée occupe 20% des surfaces cultivées et produit 40% de la nourriture mondiale (Rockstrom et Falkenmark, 2000).

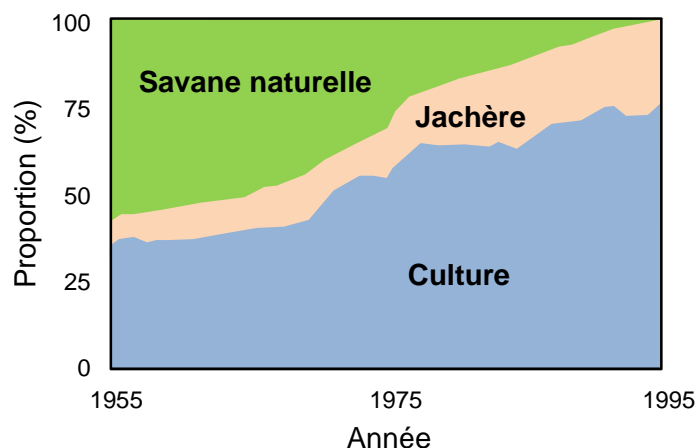
L'Afrique sub-saharienne, particulièrement sensible aux changements environnementaux (Scheffer *et al.*, 2001), est également touchée par cette révolution agricole (**Figure 1.1**). La nécessité de répondre aux besoins alimentaires d'une population en forte croissance démographique (3% depuis les années 1990) est le principal facteur explicatif de l'expansion rapide des surfaces cultivées (Ringrose et Matheson, 1992 ; Séguis *et al.*, 2011). L'irrigation, quoiqu'en développement, reste localisée (< 1%), circonscrite aux plaines fluviales (Siebert *et al.*, 2005). L'agriculture de subsistance est prédominante mais l'agriculture de rente est bien implantée dans certaines régions (p.ex., coton au Burkina Faso et au Mali, arachide au Sénégal).





**Figure 1.1.** Evolution de la production agricole en Afrique entre 1961 et 2007 (d'après Pretty *et al.*, 2011).

Au Niger, l'agriculture pluviale du mil, principale culture vivrière, a entraîné une très importante réduction des savanes naturelles depuis les années 1950 (**Figure 1.2**). Parallèlement, la durée moyenne des jachères, de 20 ans au début du 20<sup>ème</sup> siècle a été écourtée et est actuellement de l'ordre de 5 ans (Valentin *et al.*, 2004). Par ailleurs, notamment au sud-est du pays, les périmètres irrigués destinés à la culture de rente sont de plus en plus nombreux (+ 400 ha.an<sup>-1</sup> entre 1995 et 2005) (Prêt et Konaté, 2005). Dans cette région, l'irrigation concerne essentiellement la culture du poivron, économiquement très rentable (Luxereau et Diarra, 2009).



**Figure 1.2.** Evolution de l'usage des sols sur un bassin versant nigérien (d'après Leduc *et al.*, 2001).

Ces changements d'usage des sols en relation avec les activités culturelles ont des conséquences importantes sur le cycle hydrologique, notamment sur les ressources en eau souterraine (DeFries et Eshleman, 2004 ; Calder, 2005 ; Sophocleous, 2012). Selon certains auteurs, ces conséquences pourraient même surpasser celles associées au changement climatique (Sala *et al.*, 2000 ; Vorosmarty *et al.*, 2000).

### **1.1.2. Conséquences sur les ressources en eau souterraine**

En milieu semi-aride, les changements d'usage des sols par accroissement des cultures pluviales peuvent se traduire par des augmentations ou des diminutions de la recharge des aquifères selon les contextes, notamment du fait de la modification de la demande évapotranspiratoire (Scanlon *et al.*, 2007a). Ainsi, une augmentation du niveau des nappes par recharge diffuse a été observée au sud-est de l'Australie (Allison *et al.*, 1990) et au sud-ouest des USA (Scanlon *et al.*, 2005) suite à la conversion de couverts végétaux naturels en cultures pluviales. Au contraire, en Argentine, la plantation d'eucalyptus dans des prairies naturelles a induit une diminution de la recharge et une baisse du niveau de la nappe (Jobbagy et Jackson, 2004).

Les conséquences du développement de l'irrigation peuvent également être variables selon les contextes. L'irrigation à partir de nappes avec des taux de renouvellement faibles conduit généralement à une diminution des niveaux piézométriques à long terme (Siebert *et al.*, 2010; Kim et Jackson, 2011). Cependant, dans les régions où l'irrigation est pratiquée grâce aux eaux de surface, la recharge des nappes peut augmenter de manière significative. De telles modifications des taux de recharge ont des effets négatifs sur la qualité des eaux souterraines en entraînant, par exemple, un lessivage des sels accumulés dans la zone non saturée durant des milliers d'années (Allison *et al.*, 1990; Walvoord *et al.*, 2003). Au sud-est de l'Australie, l'augmentation de la recharge diffuse a ainsi provoqué une augmentation significative de la salinité des eaux souterraines (Allison *et al.*, 1990).

Au sud-ouest Niger, une hausse de 4 m du niveau moyen de la nappe libre a été observée entre les années 1963 et 2007, malgré une baisse généralisée de la pluviométrie (Favreau *et al.*, 2009). Cette hausse est expliquée par une augmentation du coefficient de ruissellement en relation avec la modification du couvert végétal, et, en conséquence, par des accumulations d'eau plus importantes au niveau des rivières temporaires et des bas-fonds, considérés comme les principales zones de recharge de l'aquifère (Desconnets *et al.*, 1997; Martin- Rosales et Leduc, 2003 ; Leblanc *et al.*, 2008). Cependant, d'autres chercheurs avancent que cette hausse

pourrait aussi s'expliquer, pour partie, par une augmentation de la recharge diffuse en relation avec la rapide expansion des surfaces cultivées (Gaze *et al.*, 1997 ; Rockström *et al.*, 1998 ; Bromley *et al.*, 2002). Jusqu'à présent, cette contribution éventuelle est négligée dans les bilans hydriques de la région. Au sud-est Niger, la conversion de cultures pluviales de mil en cultures irriguées du poivron auraient pour conséquence une augmentation de la recharge de respectivement 10 cm et 40 cm pour les années sèches et humides (Le Coz *et al.*, 2012 in press). Les impacts sur le potentiel de salinisation de l'aquifère n'ont pas été évalués mais pourraient être importants, comme en témoignent les croûtes de sel apparaissant en surface au niveau de certains périmètres irrigués (**Figure 1.3**).



**Figure 1.3.** Accumulation de sels en surface d'une culture irriguée de riz au sud-est Niger (N'Gamgam) en juillet 2008 (photo PADL Diffa).

### 1.1.3. Objectifs scientifiques

L'impact du changement d'occupation des sols et de la variabilité climatique sur les ressources en eau ont fait l'objet de nombreuses recherches à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest (Wang and Eltahir, 2000; Wang *et al.*, 2004). Les analyses ont reposé principalement sur la modélisation mais manquent de mesures au sol pour confirmer ou réfuter l'attribution des anomalies climatiques à la dynamique de végétation à long terme. De ce fait, des études quantitatives locales, sur des sites représentatifs de la variabilité sahélienne, à même d'alimenter les modèles hydrologiques régionaux, sont nécessaires (Taylor *et al.*, 2002 ; Li *et al.*, 2007 ; d'Orgeval et Polcher, 2008).

L'objectif de cette thèse est d'étudier l'impact des changements d'usage des sols sur la recharge diffuse et la salinisation induite des nappes souterraines, dans un contexte d'accroissement des cultures pluviales au sud-ouest Niger et dans un contexte d'accroissement des cultures irriguées au sud-est Niger. A cet effet, différents sites représentatifs des principaux usages des sols de chaque région ont été identifiés : savane naturelle, jachère, culture pluviale de mil et culture irriguée de poivron. Bien que focalisée sur des sites précis, cette étude a pour ambition de contribuer à la discussion de l'importance des changements d'usage des sols sur l'évolution quantitative et qualitative des ressources en eau souterraine à l'échelle du Sahel.

L'analyse des interactions surface-souterrain implique de se focaliser en priorité sur la zone non saturée, lieu de l'infiltration des eaux de surface, du drainage et finalement de la recharge des nappes souterraines. Des stratégies et des méthodes spécifiques adaptées aux processus associés à cette composante du cycle hydrologique ont donc dû être mises en œuvre.

## **1.2. Cadre méthodologique**

### **1.2.1. La recharge diffuse**

La recharge est le principal facteur contrôlant la vulnérabilité des eaux souterraines (Nolan *et al.*, 2007). La recharge est dite diffuse (ou directe) lorsqu'elle résulte d'une infiltration directe induite par la précipitation et l'irrigation, et localisée (ou indirecte) lorsqu'elle résulte de l'infiltration de l'eau de ruissellement, dans les dépressions topographiques ou les réseaux hydrographiques (Lerner, 1997 ; De Vries et Simmers, 2002). Dans les régions semi-arides, la recharge localisée est généralement considérée prédominante. Cependant des flux de recharge diffuse, même très faibles, s'établissant sur de vastes surfaces peuvent impacter significativement le bilan hydrologique global d'un aquifère (Kearns et Hendrickx, 1998; Ng *et al.*, 2009).

Différentes approches peuvent être utilisées pour quantifier la recharge diffuse. Scanlon *et al.* (2002) distinguent les approches portant sur (i) les eaux de surface ; (ii) la zone non saturée ; et (iii) la zone saturée ; et les techniques basées sur (i) l'estimation par mesure directe ou par résolution de bilans ; (ii) le suivi des concentrations en traceurs artificiels et naturels ; et (iii) la modélisation numérique des processus. En milieu semi-aride, il est préférable de combiner plusieurs de ces méthodes afin de mieux contraindre les incertitudes souvent fortes (Scanlon *et al.*, 1999 ; Simmers, 2003). Ainsi, des suivis de teneur en eau du sol et du potentiel

matriciel permettent de caractériser précisément le volume d'eau stocké dans la zone non saturée, le sens et la vitesse des flux hydriques (Finch, 2000 ; Scanlon *et al.*, 2005) ; mais de tels suivis sont généralement limités dans le temps et dépendent beaucoup de l'histoire spécifique des sites considérés (Scanlon *et al.*, 2007b). Pour palier cette limite relative aux suivis expérimentaux, la modélisation numérique des flux non saturés peut être utilisée et permet de réaliser des simulations à long terme (Keese *et al.*, 2005 ; Choi *et al.*, 2008 ; Pan *et al.*, 2011).

Les outils de modélisation des flux d'eau et de solutés dans la zone non saturée requièrent la définition au préalable de paramètres hydrodynamiques régissant les flux dans le sol (Soil Hydraulic Parameters, SHPs). Quels que soient les hypothèses et les modèles, cette étape est complexe, les SHPs étant généralement difficilement accessibles et très variables dans l'espace.

### **1.2.2. Détermination des paramètres hydrodynamiques du sol (SHPs)**

Plusieurs approches peuvent être mises en œuvre pour estimer les SHPs. Afin d'établir la courbe de rétention d'un sol, dont l'équation dépend des SHPs, des mesures couplées teneur en eau / potentiel matriciel réalisées in-situ ou en laboratoire peuvent être interpolées. L'efficacité de cette méthode est discutée car, outre son coût onéreux et son installation difficile, le faible volume de sol échantillonné peut rarement représenter de manière satisfaisante le milieu étudié (Mertens *et al.*, 2005). Une autre approche est basée sur les fonctions de pédotransfert (pedotransfer functions, PTFs) (Bouma, 1989 ; van Genuchten et Leij, 1992). Ces fonctions permettent de convertir des propriétés facilement mesurables sur le terrain comme la granulométrie, la teneur en carbone organique ou la densité apparente en SHPs via des régressions statistiques ou des réseaux de neurones artificiels établis à partir de bases de données du sol existantes (Nemes *et al.*, 2001 ; Schaap *et al.*, 2001 ; Saxton et Rawls, 2006). Cependant, les précisions associées aux SHPs issus de cette approche sont le plus souvent insuffisantes, notamment pour estimer la recharge en milieu semi-aride (Gribb *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2009).

La modélisation inverse, qui fait l'objet d'un intérêt croissant, peut être une alternative aux deux méthodes décrites ci-dessus pour estimer les SHPs de manière relativement précise à une échelle représentative (Simunek, 1998 ; Abbaspour *et al.*, 2001 ; Ines *et al.*, 2002 ; Zhang *et al.*, 2004 ; Vrugt *et al.*, 2008; Wöhling *et al.*, 2008 ; Verbist *et al.*, 2009 ; Scharnagi *et al.*, 2011). Cette approche vise à définir les jeux de SHPs minimisant les écarts entre teneurs en

eau ou pressions observées et simulées. Afin de palier les problèmes d'équifinalité associés aux techniques d'optimisation, c.-à-d. le fait que plusieurs jeux de paramètres différents aboutissent à des résultats similaires, des inversions de type GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation ; Beven et Binley, 1992) peuvent être mises en place. Il s'agit de rejeter l'hypothèse de l'existence d'un unique jeu de paramètres optimal et d'identifier plusieurs jeux de paramètres équiprobables via des critères de probabilité dépendant des incertitudes liées aux variables d'entrée du modèle. Un grand nombre de simulations est généralement nécessaire pour permettre une exploration de la totalité de l'espace des paramètres (Mertens *et al.*, 2004 ; 2006). L'inversion de type GLUE a été largement utilisée pour la calibration de modèle hydrologique (Beven, 2001), pour analyser les incertitudes liées à la modélisation des flux hydriques dans la zone non saturée (Mertens *et al.*, 2004) ou pour l'estimation des SHPs et de leurs incertitudes (Minasny et Field, 2005 ; Kumar *et al.*, 2010).

### **1.2.3. Approches employées**

Au cours de cette thèse, le défi principal a consisté à définir des stratégies optimales pour répondre à chaque problématique en fonction de la quantité et de la qualité de l'information disponible.

Au sud-ouest Niger, une analyse expérimentale et une modélisation numérique ont été utilisées. L'analyse expérimentale a permis de déterminer les processus dominants régissant les transferts hydriques dans la zone non saturée à un instant précis ; puis la modélisation numérique a permis de simuler l'évolution pluriannuelle de ces processus lors d'une transition jachère/mil. La modélisation numérique s'est déroulée en deux étapes : (i) une modélisation inverse de type GLUE (Generalised Likelihood Uncertainty Estimation) a été mise en place pour déterminer des densités de probabilité associées aux SHPs ; et (ii) une modélisation directe via le code Hydrus 1-D a été réalisée en utilisant les SHPs les plus probables (Simunek *et al.*, 2005).

Du fait de contraintes logistiques fortes (enclavement et insécurité), le sud-est Niger a bénéficié d'une instrumentation moins importante que le sud-ouest Niger. En conséquence, des données de qualité variable ont été récoltées. Aussi l'approche a été principalement expérimentale et a été axée sur l'analyse des processus de transfert de soluté dans la zone non saturée.

### **1.3. Financements et collaboration**

Cette thèse a été financée par une bourse d'étude du SCAC, Service de Coopération et d'Action Culturelle de l'Ambassade de France au Niger. Elle a été réalisée au sein de l'Unité Mixte de Recherche HydroSciences (UMR HSM 5569) en alternance entre les sites de Montpellier (Maison des Sciences de l'Eau) et de Niamey (représentation de l'Institut de Recherche pour le Développement).

Les travaux expérimentaux ont été réalisés entre septembre 2009 et mai 2011. Au sud-ouest Niger, la proximité de la représentation IRD de Niamey a permis l'organisation de plusieurs campagnes de terrain pour l'installation des dispositifs expérimentaux et les mesures de terrain. Au sud-est Niger, du fait de l'accessibilité difficile, 4 campagnes de terrain d'une durée de 10 à 20 jours ont été nécessaires pour la mise en place et les suivis des dispositifs expérimentaux. Les suivis temporels ont été principalement assurés par les techniciens de la représentation IRD de Niamey et de l'ICRISAT pour le sud-ouest Niger ; et par les techniciens de la Direction de l'Hydraulique de Diffa pour le sud-est Niger.

Les missions de terrain ont été financées par différents programmes de recherche (AMMA, GHYRAF, EC2CO) et par une subvention de la Fondation Internationale de la Science (IFS), obtenue en collaboration avec l'Université Abdou Moumouni de Niamey, pour le sud-est Niger. A noter également, la collaboration du Bureau of Economic Geology, de l'Université de Texas à Austin pour l'installation de matériel inédit (sondes de dissipation thermique et appareils photos) au sud-ouest Niger. Outre la collaboration de l'Université Abdou Moumouni de Niamey, ce travail a bénéficié à l'échelle locale de la collaboration de l'ICRISAT (International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics) Niger, de l'IRI (Institut des Radios Isotopes) pour le sud-ouest Niger ; de la direction régional de l'Hydraulique de Diffa et du PADL (Programme d'Appui au Développement Local dans la région de Diffa) pour le sud-est Niger.

### **1.4. Organisation du manuscrit**

La suite du manuscrit se compose de 3 parties principales :

- (i) le cadre physique, les entités hydrologiques locales et des interactions surface souterrain des deux hydrosystèmes concernés par ce travail sont décrits (**Chapitre 2**) ; puis les différents sites retenus, les instrumentations installées et les mesures effectuées sont détaillés (**Chapitre 3**) ;

- (ii) les résultats de l'analyse expérimentale (**Chapitre 4**) et de la modélisation numérique (**Chapitre 5**) de la zone non saturée pour les principaux types d'usage des sols au sud-ouest Niger sont présentés et discutés ;
- (iii) les résultats de l'analyse expérimentale des transferts de soluté dans la zone non saturée pour les principaux types d'usage des sols au sud-ouest Niger sont présentés et discutés (**Chapitre 6**).

Dans une conclusion générale (**Chapitre 7**), l'ensemble des résultats obtenus sont synthétisés et les perspectives de ce travail sont mises en évidence.



# **Partie I :**

# **Contexte &**

# **Instrumentation**

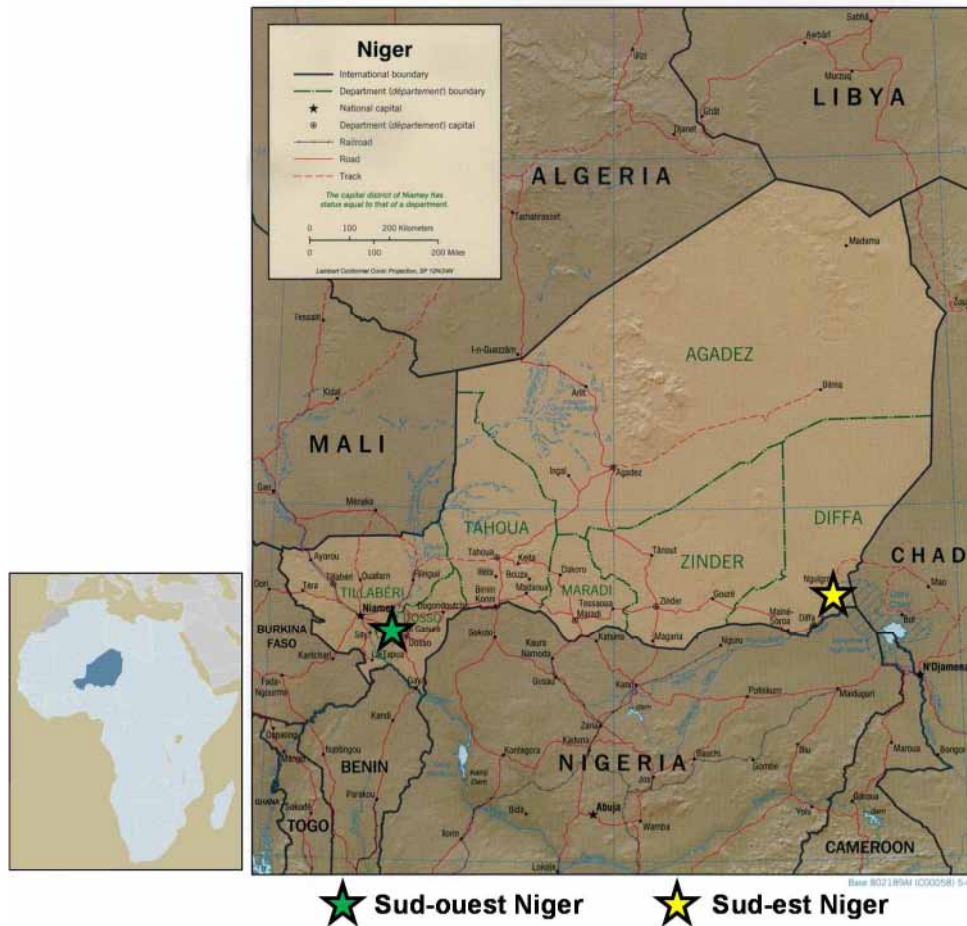
# Chapitre 2

## Présentation des hydrosystèmes du degré carré de Niamey et du Kadzell

### 2.1. Introduction

Les travaux présentés dans cette thèse ont porté sur deux entités géographiques distinctes du Niger, le degré carré de Niamey au sud-ouest et le Kadzell au sud-est (**Figures 2.1**). Le degré carré délimité par les latitudes 13°N et 14°N et les longitudes 2°E et 3°E comprend la ville de Niamey, capitale du Niger, et est traversé par le fleuve Niger. Le Kadzell est une plaine située dans la région administrative de Diffa (12.6°E, 13.3°N) dont les limites, le plateau du Manga au nord et à l'ouest, le lac Tchad au nord-est et la rivière Komadougou Yobé au sud-est, forment un rectangle d'approximativement 150 × 50 km.

Dans ce chapitre, les hydrosystèmes associés aux deux zones d'étude sont présentés : le cadre physique régional est tout d'abord décrit (**Section 2.2**) ; puis les principales entités hydrologiques locales sont détaillées (**Section 2.3**), en particulier à l'interface surface-souterrain. Les informations exposées sont notamment extraites des manuscrits de thèse de Favreau (2000) et Massuel (2005) pour le sud-ouest Niger et de Leblanc (2002), Gaultier (2004), Zaïri (2008) et Le Coz (2010) pour le sud-est Niger.



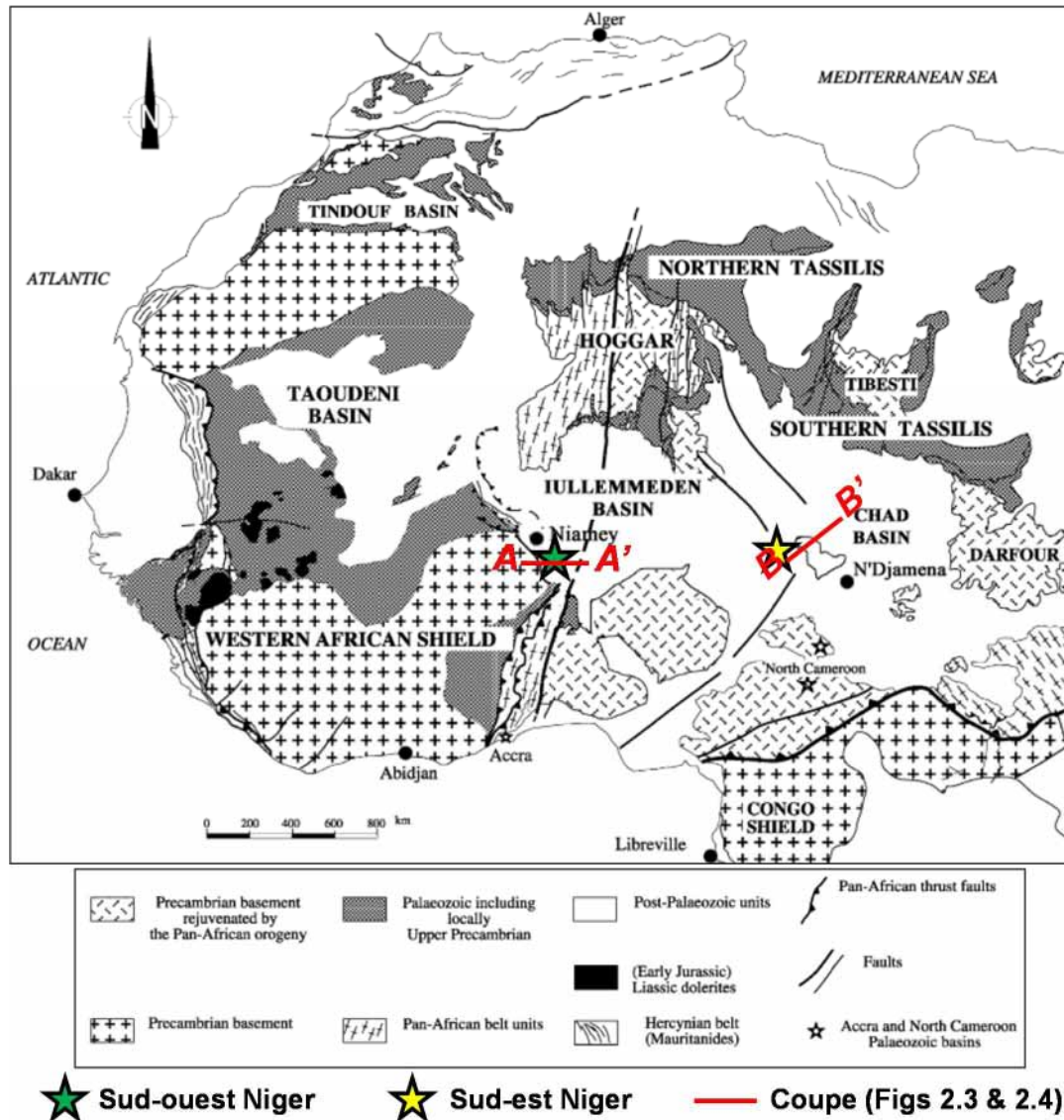
**Figure 2.1.** Localisation des deux zones d'étude, au sud-ouest et au sud-est Niger.

## 2.2. Cadre physique régional

### 2.2.1. Géologie

#### 2.2.1.1. Contexte général

Les zones d'étude du sud-ouest et du sud-est Niger appartiennent respectivement aux bassins sédimentaires des Iullemmeden et du Tchad (**Figure 2.2**). Ces deux grands bassins intracontinentaux reposent sur le craton ouest-africain. Ce dernier est constitué de roches d'âge archéen à protozoïque et est considéré comme stabilisé depuis la fin de l'orogénèse éburnéenne (- 1700 Ma) (Favreau, 2000). Au sud-ouest du Niger, il est représenté par des formations précambriennes du socle du Liptako qui affleurent en rive droite du fleuve Niger (Massuel, 2005) ; au sud-est Niger, il est représenté par le socle cristallin qui affleure en bordure occidentale du bassin et par quelques pointements dans la partie interne du bassin (Louis, 1970 ; Genik, 1993).



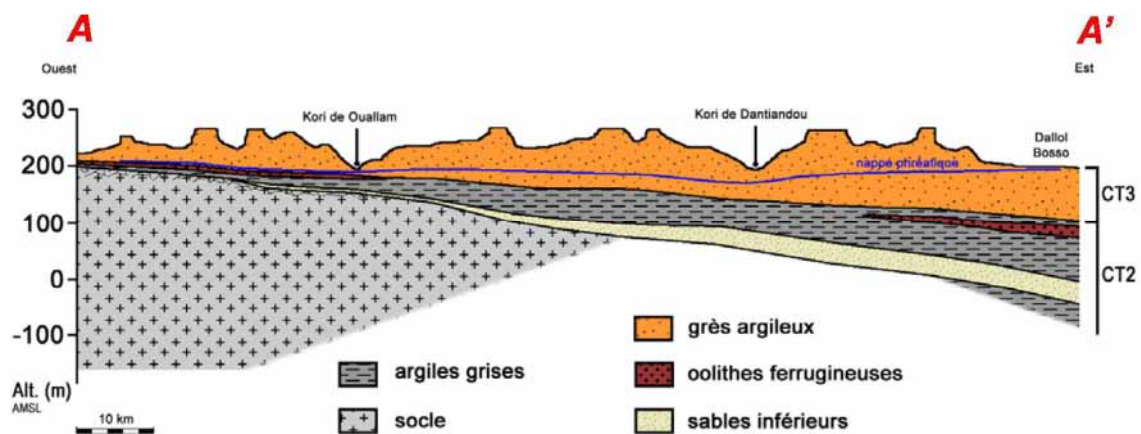
**Figure 2.2.** Géologie générale de l'Afrique de l'Ouest et localisation des deux zones d'étude dans les bassins sédimentaires des Iullemeden et du Tchad (d'après Konaté *et al.*, 2003).

### 2.2.1.2. Le bassin des Iullemeden

Au sein du bassin des Iullemeden, un mode de dépôt progradant (du nord-est au sud-ouest) est à l'origine de l'organisation des affleurements du Paléozoïque au nord-est et du Continental Terminal (Tertiaire) en discordance sur le socle du Liptako au sud-ouest (Massuel, 2005). D'après l'érosion en cours du Continental Terminal et l'absence d'activité sismique sur la période historique, le bassin des Iullemeden serait, contrairement au bassin du Tchad, en voie de démantèlement, au moins depuis le Pliocène (Ambraseys et Adams, 1986). La sédimentation au sein du bassin est principalement détritico-silicatée.

Plusieurs formations d'origine continentale se superposent dans le bassin des Iullemeden dont les principales sont : (i) le Continental Intercalaire, qui correspond aux sédiments continentaux déposés entre le Paléozoïque supérieur et le Cénomaniens ; (ii) le Continental Hamadien, l'équivalent continental des formations marines du Crétacé supérieur, constitué majoritairement de sédiments grossiers ; et (iii) le Continental Terminal, d'âge éocène moyen à pliocène (Kilian, 1931 ; Greigert, 1966).

Dans la région de Niamey, le mur du Continental Terminal est formé par un socle métamorphique fréquemment altéré et kaolinisé. Le Continental Terminal est constitué de deux membres principaux : (i) le CT2, formé de sables moyens à grossiers (puissance = 3 à 15 m) surmontés d'argiles grises à oolites ferrugineuses intercalées (puissance maximale >80 m) ; et (ii) le CT3 (puissance maximale >130 m), formé de juxtaposition de lentilles à dominante sablo-silteuse de coloration ocre, affleurant sous forme de plateaux gréseux à cuirasse ferrallitique entaillés par l'érosion (**Figure 2.3**).



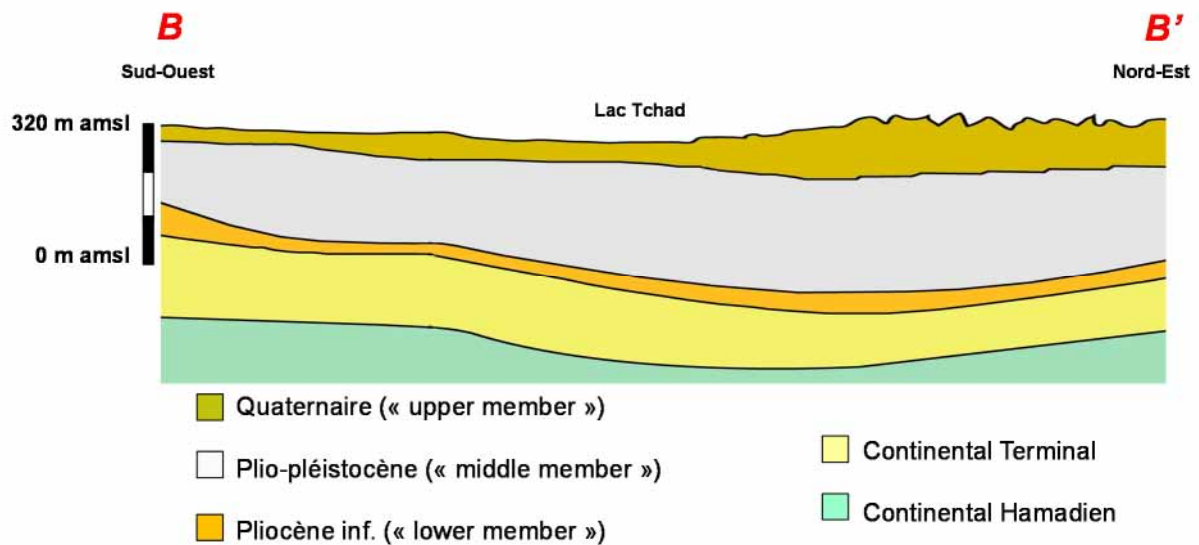
**Figure 2.3.** Coupe géologique schématique des formations du Continental Terminal du bassin sédimentaire des Iullemeden à travers le degré carré de Niamey (cf. Fig. 2.2) (d'après Monfort, 1996).

### 2.2.1.3 Le bassin du Tchad

Le remplissage du bassin du Tchad est le résultat de l'affaissement du socle précambrien lors de la phase de distension Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (150-120 Ma) correspondant au démantèlement du continent Gondwana (Louis 1970). La sédimentation est principalement fluviale, éolienne, sablo-limoneuse ou parfois argileuse.

Les principales formations qui se superposent au socle précambrien dans le bassin du Tchad sont : (i) le Continental Intercalaire, constitué d'une série gréseuse et argileuse datant du Crétacé inférieur ; (ii) le Continental Hamadien, formé de séries marines à lagunaires s'étendant entre le Turonien supérieur et l'Eocène moyen ; (iii) le Continental Terminal, qui correspond à une puissante formation détritique formée au fini-Crétacé et début du Tertiaire et caractérisée par de fréquents niveaux oolithiques ferrugineux ; et (iv) le Plio-Quaternaire (Faure, 1966 ; Louis, 1970 ; Genik, 1993) .

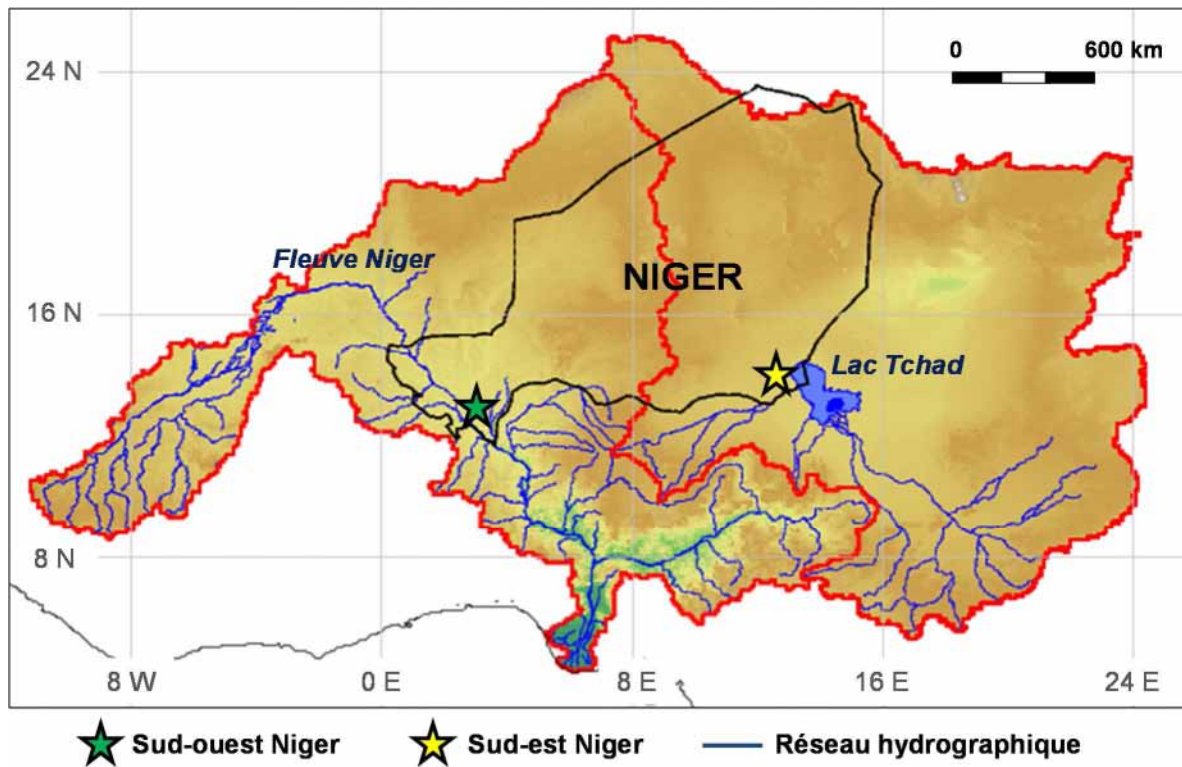
Dans la région de Diffa, le complexe stratigraphique plio-quaternaire, qualifié de « Chad group » au Nigéria (Carter *et al.*, 1963) , peut être schématisé par une succession de trois formations principales (**Figure 2.4.**) : (i) le « lower member », une formation pliocène à dominante sableuse à la base (puissance <100 m) ; (ii) le « middle member », une couche argileuse plio-pléistocène intercalée (puissance >100 m) ; et (iii) le « upper member », une formation quaternaire sableuse à passées argileuses au sommet (puissance <80 m).



**Figure 2.4.** Coupe géologique schématisique des formations plio-quaternaires du bassin sédimentaire du Tchad (cf. Fig. 2.2) (d'après Schneider, 2006).

### 2.2.2. Hydrographie et climat

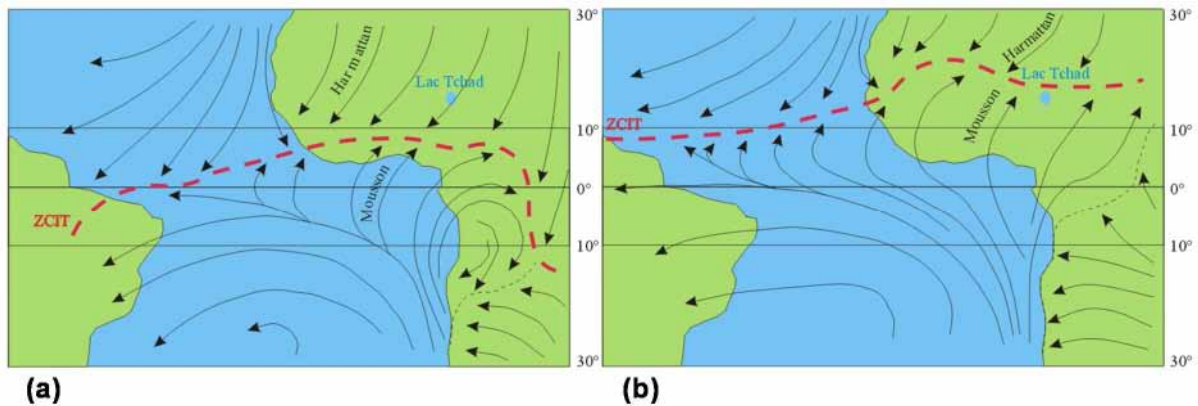
Les zones d'étude du sud-ouest et du sud-est Niger appartiennent respectivement aux bassins hydrographiques du fleuve Niger (2 Mkm<sup>2</sup>) et du lac Tchad (2.5 Mkm<sup>2</sup>) (**Figure 2.5**). Plus précisément, Niamey se situe dans la partie médiane du fleuve Niger, d'une longueur totale de 4200 km et le Kadzell comprend les 150 km aval de la Komadougou Yobé et son exutoire dans la cuvette nord du lac Tchad.



**Figure 2.5.** Localisation des deux zones d'étude dans les bassins hydrographiques du fleuve Niger et du lac Tchad.

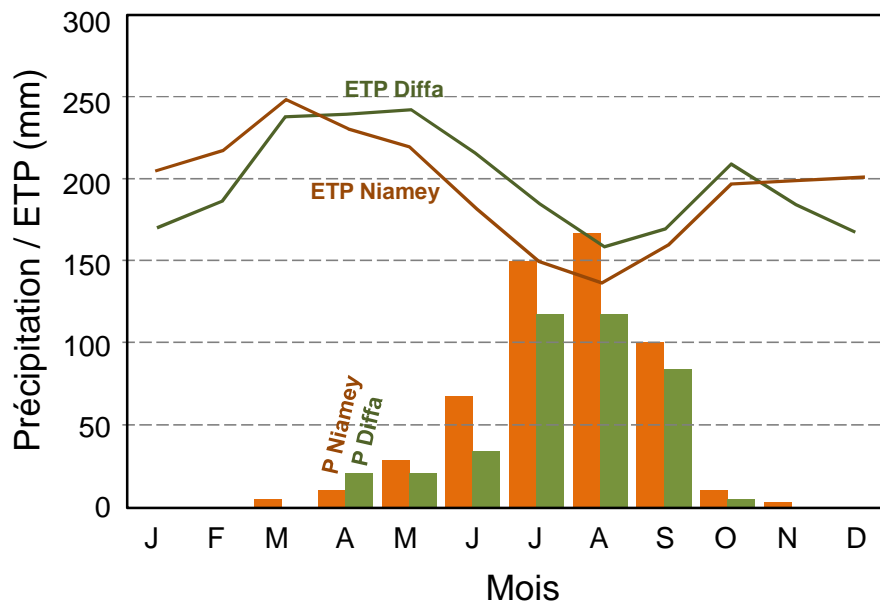
Les deux régions sont comprises entre les isohyètes 200 et 700 mm, définissant les limites de la bande sahélienne. La variabilité annuelle des précipitations est régie par le déplacement latitudinal de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). La ZCIT correspond à la position de l'équateur météorologique séparant l'alizé continental saharien et l'harmattan, provenant du nord-est, de la mousson atlantique, provenant du sud-ouest (Leroux, 1996). Au nord de la ZCIT, le climat est sec sous l'influence de l'harmattan alors qu'au sud, le flux de mousson apporte des pluies intenses, généralement liées à des systèmes convectifs de méso-échelle (Leroux, 1996) (**Figure 2.6**).

La précipitation moyenne annuelle à Niamey pour la période 1943-2007 est de 580 mm (source : aéroport de Niamey). Cependant, une forte variabilité interannuelle est observée, avec notamment des épisodes de sécheresse marqués par des déficits pluviométriques de 30 à 40% dans les années 1970-80 (L'Hôte, 2002). La saison des pluies débute en mai et se termine en octobre mais plus de 50% des précipitations se produisent en juillet et août (**Figure 2.7**). La température moyenne annuelle est de 29°C et l'évapotranspiration potentielle est de 2500 mm.an<sup>-1</sup>, avec des minima en janvier et des maxima en avril (Gaze *et al.*, 1997 ; Leduc *et al.*, 2001).



**Figure 2.6.** Circulation des vents et position de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) en Afrique de l'Ouest en janvier-février (a) et en juillet-août (b) (d'après Gaultier, 2004).

A Diffa, les cumuls pluviométriques annuels sont plus faibles avec une moyenne de 300 mm pour la période 1950-1989, mais présentent également une forte variabilité interannuelle (Hinderer *et al.*, 2009). La saison des pluies débute en juin et se termine en septembre avec 70 à 95% des précipitations se produisant en juillet et août (**Figure 2.7**). La température moyenne annuelle est de 27°C et l'évapotranspiration potentielle est de 2100 mm.an<sup>-1</sup>, avec des minima en janvier et des maxima en mai (Le Coz, 2010).



**Figure 2.7.** Précipitation et évapotranspiration potentielle (ETP) moyennes mensuelles à Niamey (1950-2003) et à Diffa (1951-1990) (d'après Gaultier, 2004 et Massuel, 2005).

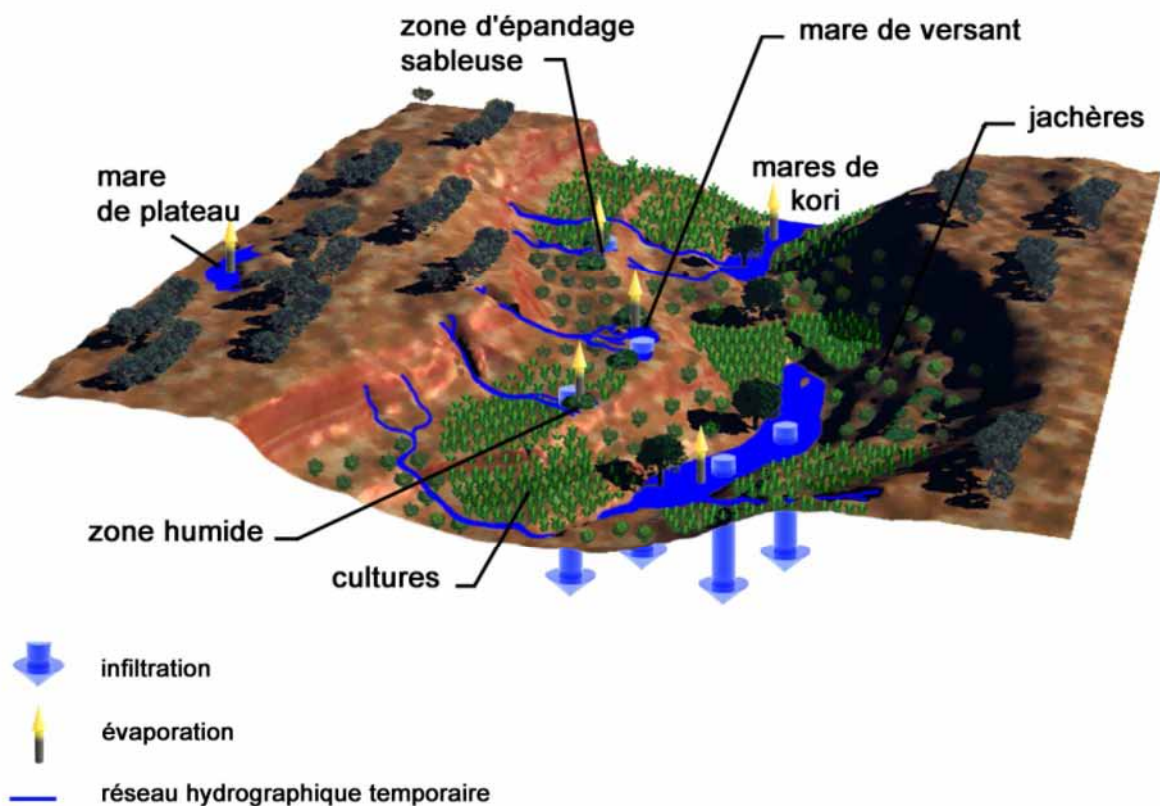


## 2.3. Contextes hydrologiques locaux

### 2.3.1. Sud-ouest Niger

#### 2.3.1.1. Paysage et entités hydrologiques

La géomorphologie de la zone d'étude se compose de nombreux plateaux latéritiques entrecoupés de vallées fossiles sableuses. Au fond de ces vallées, des lits de rivière asséchés, les koris, côtoient quelques dunes fixées, vestiges de l'alternance entre avancées du désert et périodes humides du Quaternaire (Favreau, 2000). La végétation naturelle, une savane arbustive (*Acacia sp.*, *Balanites aegyptiaca*, *Prosopis sp.*), se retrouve actuellement sur les plateaux latéritiques sous forme de bandes étroites séparées par de larges bandes de sol nu. Cette configuration végétale typique du milieu sahélien est connue sous le nom de brousse tigrée (Galle *et al.*, 1999). Sur les versants sableux, le déboisement à vocation pastorale (bovins, caprins) ou énergétique (combustible) et le développement des mises en culture ont considérablement réduit ce couvert végétal naturel qui a été remplacé par des champs de mil (*Pennisetum glaucum (L.) R. Br.*) et des jachères (*Guiera senegalensis*) (Loireau *et al.*, 2000).



**Figure 2.8.** Représentation schématique générale d'un système endoréique au sud-ouest Niger en saison des pluies (d'après Massuel, 2005).

Hormis le fleuve Niger et quelques affluents, qui constituent une entité hydrologique indépendante, l'hydrologie de surface se caractérise par un endoréisme généralisé (**Figure 2.8**). En effet, en saison des pluies, les koris et les bas-fonds concentrent les eaux de ruissellement sous forme de mares (Desconnets *et al.*, 1997 ; Peugeot *et al.*, 1997). Les grès du CT3 contiennent une nappe phréatique (dont l'extension totale est de 150 000 km<sup>2</sup>) généralement libre, mais pouvant être ponctuellement en charge sous des lentilles argileuses d'extension variable (Greigert et Bemert, 1979). Cette nappe est en continuité hydraulique avec les nappes alluviales des vallées fossiles (par exemple le dallol Bosso et le dallol Maouri). Par ailleurs, deux nappes captives ont été mises en évidence dans les sables inférieurs et les oolithes ferrugineuse du CT2 (Favreau, 2000).

### **2.3.1.2. Interactions surface-souterrain**

Au sud-ouest Niger, la nappe phréatique du CT3 est située entre 10 et 75 m de profondeur. Cette variabilité est principalement liée à la topographie, les gradients hydrauliques étant très faibles (~0.1‰) (Boucher *et al.*, 2012). Une hausse du niveau moyen de la nappe, de l'ordre de 4 m, a été mise en évidence au cours des 50 dernières années, ceci malgré les déficits pluviométriques fréquents observés depuis les années 1970 (Leduc *et al.*, 2001 ; Favreau *et al.*, 2009).

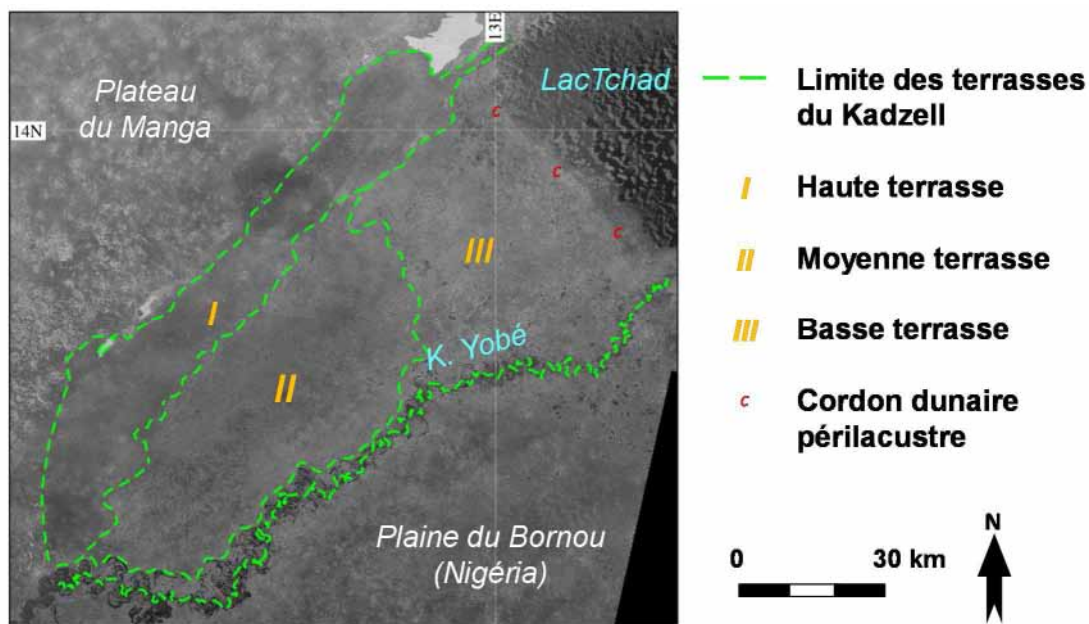
Plusieurs études associent cette hausse à la dégradation des savanes naturelles et à l'augmentation induite du ruissellement vers les koris et les bas-fonds. En effet, l'infiltration depuis les mares endoréiques, voire depuis les zones sableuses d'épandage à la base des versants, est considérée comme le processus dominant de la recharge de la nappe (Desconnets *et al.*, 1997; Martin-Rosales et Leduc, 2003 ; Massuel *et al.*, 2006). Cependant, certains chercheurs avancent que la hausse du niveau piézométrique pourrait aussi s'expliquer, pour partie, par une augmentation de la recharge directe en relation avec la rapide expansion des surfaces cultivées (Gaze *et al.*, 1997; Rockström *et al.*, 1998; Bromley *et al.*, 2002).

## **2.3.2. Sud-est Niger**

### **2.3.2.1. Paysage et entités hydrologiques**

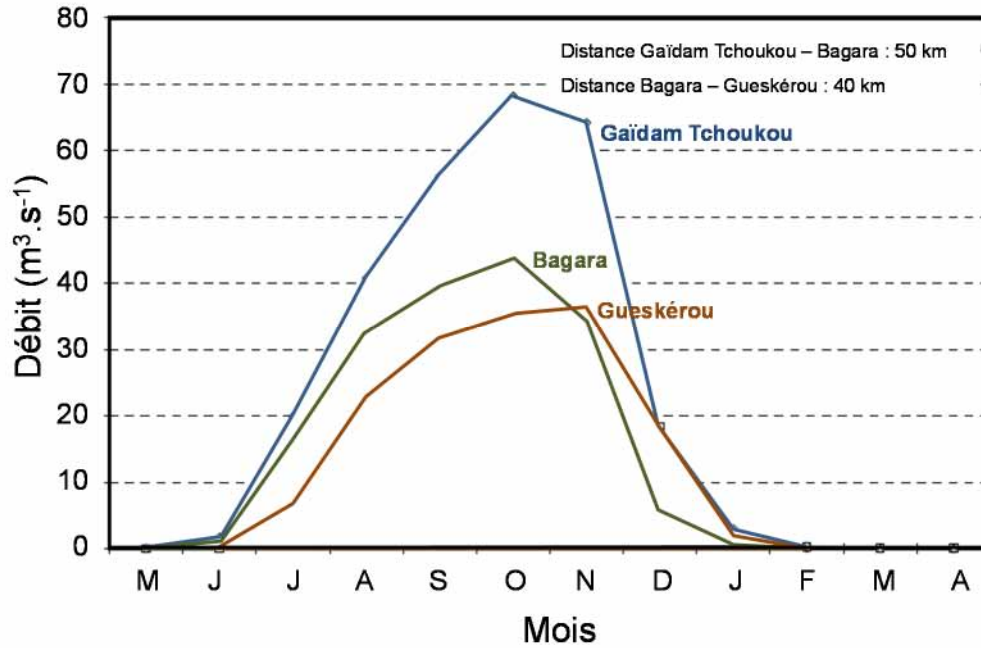
Le relief relativement plat du Kadzell est généralement expliqué par l'emboîtement d'édifices fluvio-deltaïques en relation avec les oscillations d'un immense paléolac Tchad (Leblanc, 2006a ; b). Il en résulte plusieurs unités géomorphologiques, en particulier celles qualifiées de

haute, moyenne et basse terrasses, démarquées par des limites topographiques et pédologiques (Durand, 1984 ; Bocquier et Gavaud, 1964). De plus, au sud-est, la plaine est creusée par la vallée de la rivière Komadougou Yobé sur une largeur moyenne de 10 km (Le Coz, 2010) (**Figure 2.9**). Le couvert végétal de la plaine est composé d'une végétation de type savane dégradée, buissonnante (*Boscia senegalensis*, *Salvadora persica*) voire arbustive à arborée localement (*Balanites aegyptiaca*, *Acacias raddiana*, *Prosopis juliflora*). Dans la vallée de la Komadougou Yobé, les cultures maraîchères irriguées qui occupent une superficie croissante depuis les années 1980, alternent avec des rizières et des champs de mil.



**Figure 2.9.** Principales unités hydro-géomorphologiques de la plaine du Kadzell (d'après Le Coz, 2010).

Dans le Kadzell, avant son exutoire dans le lac Tchad, la Komadougou Yobé est temporaire et ses débits décroissent régulièrement vers l'aval du fait de pertes par évaporation et infiltration (**Figure 2.10**). Sur la plaine, et en particulier au niveau de la basse terrasse, des systèmes endoréïques localisés, probablement associés à des paléochenaux peu connectés, dominent. Ainsi, un réseau de mares se développe en saison des pluies. Le « upper member » des formations plio-quadernaires contient une nappe libre (considérée continue sur plus de 500 000 km<sup>2</sup>). Le « lower member » contient une nappe captive, localement artésienne, portée par une alternance de bancs sableux à argileux de 5 à 10 m d'épaisseur (Leblanc, 2002). D'autres nappes captives sont contenues dans les niveaux sédimentaires inférieurs mais ne sont pas exploitées du fait de leur trop grande profondeur.

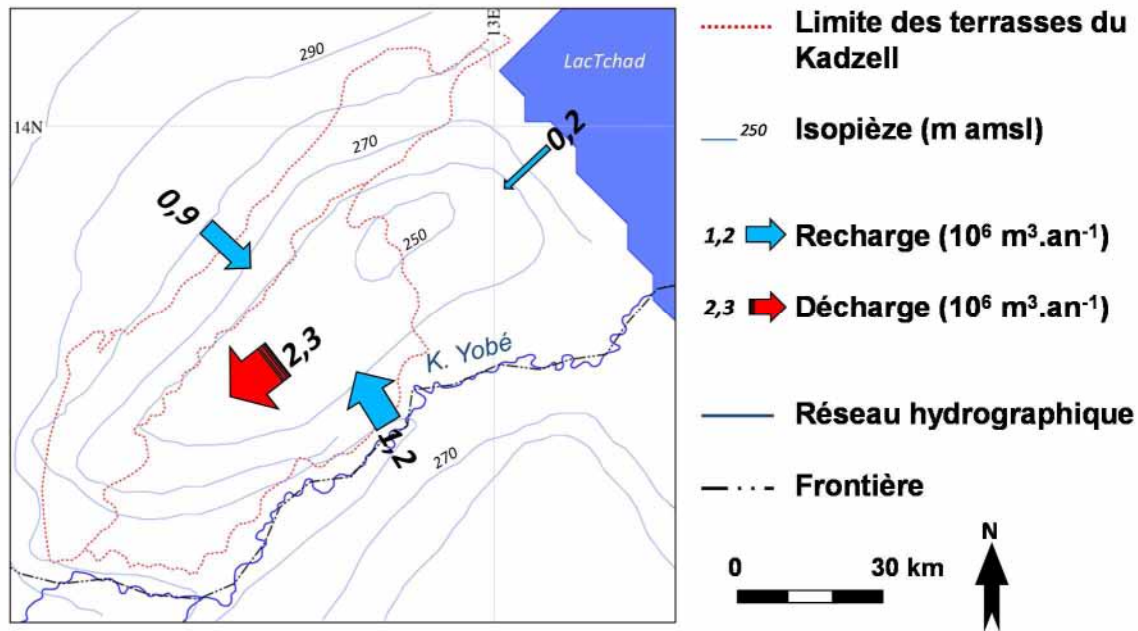


**Figure 2.10.** Diminution des débits moyens de la Komadougou Yobé d’amont en aval dans le Kadzell (d’après Gaultier, 2004).

### 2.3.2.2. Interactions surface-souterrain

Les terrains superficiels de la basse terrasse sont principalement composés de vertisols (Bocquier et Gavaud, 1964b) et se caractérisent par une très faible capacité d’infiltration (Leblanc *et al.*, 2003). En conséquence, la piézométrie de la nappe libre quaternaire est affectée par une vaste anomalie négative d’une amplitude de 40 m centrée sur le Kadzell et délimitée par la Komadougou Yobé et le lac Tchad (Pirard, 1967) (**Figure 2.11**). Des modélisations hydrodynamiques en régime pseudo-permanent ont permis de reproduire numériquement cette dépression en considérant des processus évapotranspiratoires au niveau de la plaine compensés par des flux latéraux (Gaultier, 2004 ; Zaïri, 2008). Ces derniers sont principalement attribués à la Komadougou Yobé et à un déversement amont, l’infiltration depuis le lac Tchad étant relativement peu influente (Gaultier, 2004) (**Figure 2.11**).

Par ailleurs, des travaux récents ont montré que le développement récent de l’irrigation a induit une augmentation de la recharge diffuse dans la vallée de la Komadougou Yobé, estimée à 10 cm et 40 cm pour les années sèches et humides, respectivement (Le Coz *et al.*, in press).



**Figure 2.11.** Carte piézométrique (d'après Leblanc, 2002) et bilan hydrique (recharge Komadougou Yobé, déversement amont, lac Tchad ; décharge : évapotranspiration) (d'après Gaultier, 2004) de la dépression piézométrique du Kadzell.

#### 2.4. Conclusion

Les deux hydrosystèmes étudiés présentent de nombreuses caractéristiques communes : (i) un climat sahélien régi par les migrations de la ZCIT ; (ii) une géologie composée de puissantes formations sédimentaires continentales pouvant constituer de vastes niveaux aquifères ; et (iii) une hydro-géomorphologie caractérisée par un endoréisme généralisé en dehors des vallées fluviales actives. Cependant, au-delà de ce cadre général, une analyse plus détaillée met en évidence des différences notables, notamment des cumuls pluviométriques supérieurs et un relief nettement plus marqué au sud-ouest Niger. En conséquence, les usages du sol et leurs évolutions sont très peu semblables, impliquant des problématiques et des enjeux spécifiques concernant les processus hydrologiques à l'interface surface-souterrain.

# Chapitre 3

## Dispositifs expérimentaux

### 3.1. Introduction

Sur les deux zones d'étude, le degré carré de Niamey au sud-ouest Niger et le Kadzell au sud-est Niger, différents sites représentatifs des principaux usages du sol et de leurs évolutions ont été identifiés. Ces sites ont ensuite été instrumentés afin de mesurer et de caractériser les processus hydrologiques à l'interface surface-souterrain. Les principaux dispositifs ont donc été installés dans la zone non saturée, mais des mesures et suivis ont également été réalisés en surface et dans la zone saturée.

Dans ce chapitre, les sites choisis sont tout d'abord décrits (**Section 3.2**). Les instrumentations mises en place (**Table 3.1**) en surface (**Section 3.3**), dans la zone non saturée (**Section 3.4**) et dans la zone saturée (**Section 3.5**) sont ensuite détaillées. Des difficultés principalement d'ordre logistique n'ont pas permis une instrumentation commune pour l'ensemble des sites. De plus, les suivis envisagés initialement n'ont pas toujours été possibles, en particulier au sud-est Niger, une région relativement enclavée et d'accès difficile.

**Table 3.1.** Principaux dispositifs expérimentaux mis en place sur les sites sélectionnés au sud-ouest et au sud-est Niger.

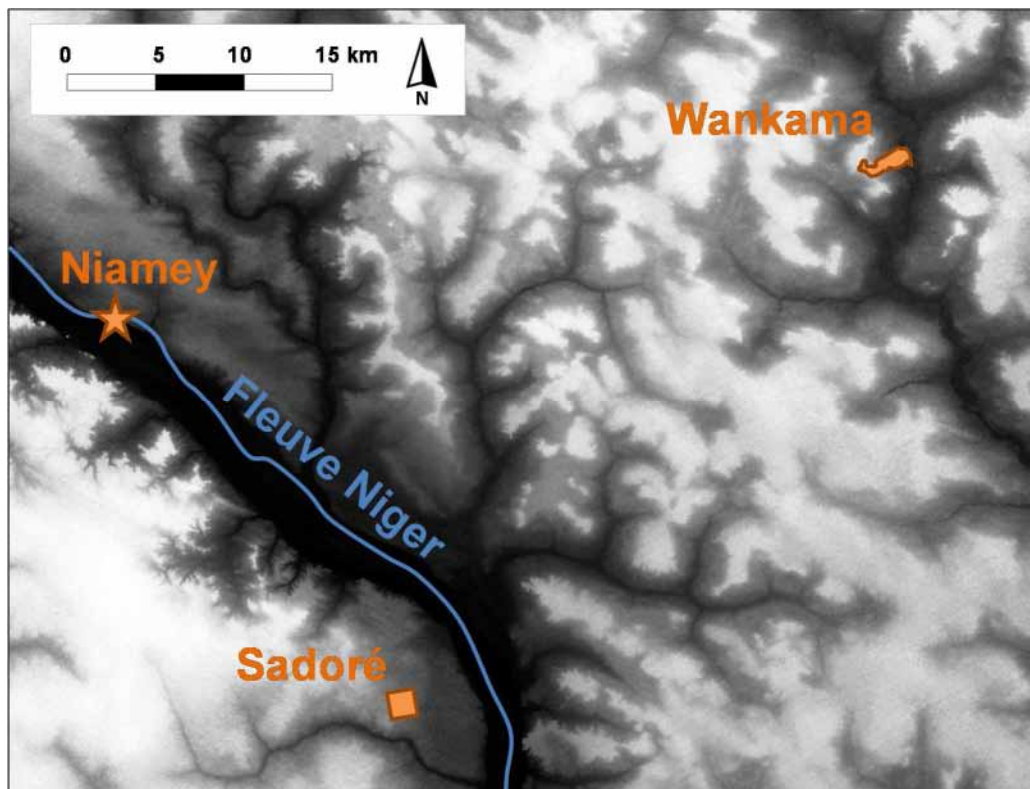
Paramètre	Instrument/méthode	Sud-ouest Niger	Sud-est Niger
<b>Surface</b>			
<b>Climat</b>	Stations météorologiques*	WJ/WM/prox. SJ	prox. SA
<b>Relief</b>	Levé topographique*	WJ/WM/SM	-
<b>Ruissellement</b>	Appareil photo*	WJ/WM	-
<b>Zone non saturée</b>			
<b>Teneur en eau</b>	Gravimétrie**	WJ/WM/SJ/SM	KJ/KO/SA/ZA/NG
	Sonde neutronique*	WJ/WM/SJ/SM	KJ/KO/SA/ZA/NG
<b>Potentiel matriciel</b>	Potentiomètre**	WJ/WM/SJ/SM	KJ/KO/SA/ZA/NG
	Sonde de dissipation thermique*	WJ/WM	-
<b>Résistivité électrique</b>	Sonde gonflable*	-	KJ/KO/SA/ZA/NG
<b>Granulométrie</b>	Pipette Robinson**	WJ/WM/SJ/SM	KJ/KO/SA/ZA/NG
<b>Chimie des majeurs</b>	Chromatographe ionique**	WJ/WM/SJ/SM	KJ/KO/SA/ZA/NG
<b>Zone saturée</b>			
<b>Piézométrie</b>	Sonde de pression*	-	SA/ZA/NG
	Relevés manuel*	-	KJ/KO/SA/ZA/NG
<b>Chimie des majeurs</b>	Chromatographe ionique**	WJ/WM/SJ/SM	KJ/KO/SA/ZA/NG

\* : mesures *in-situ* ; \*\* : mesures en laboratoire ; prox. : proximité ; pour le nom des sites, se référer à la Section 3.2.

## 3.2. Choix des sites

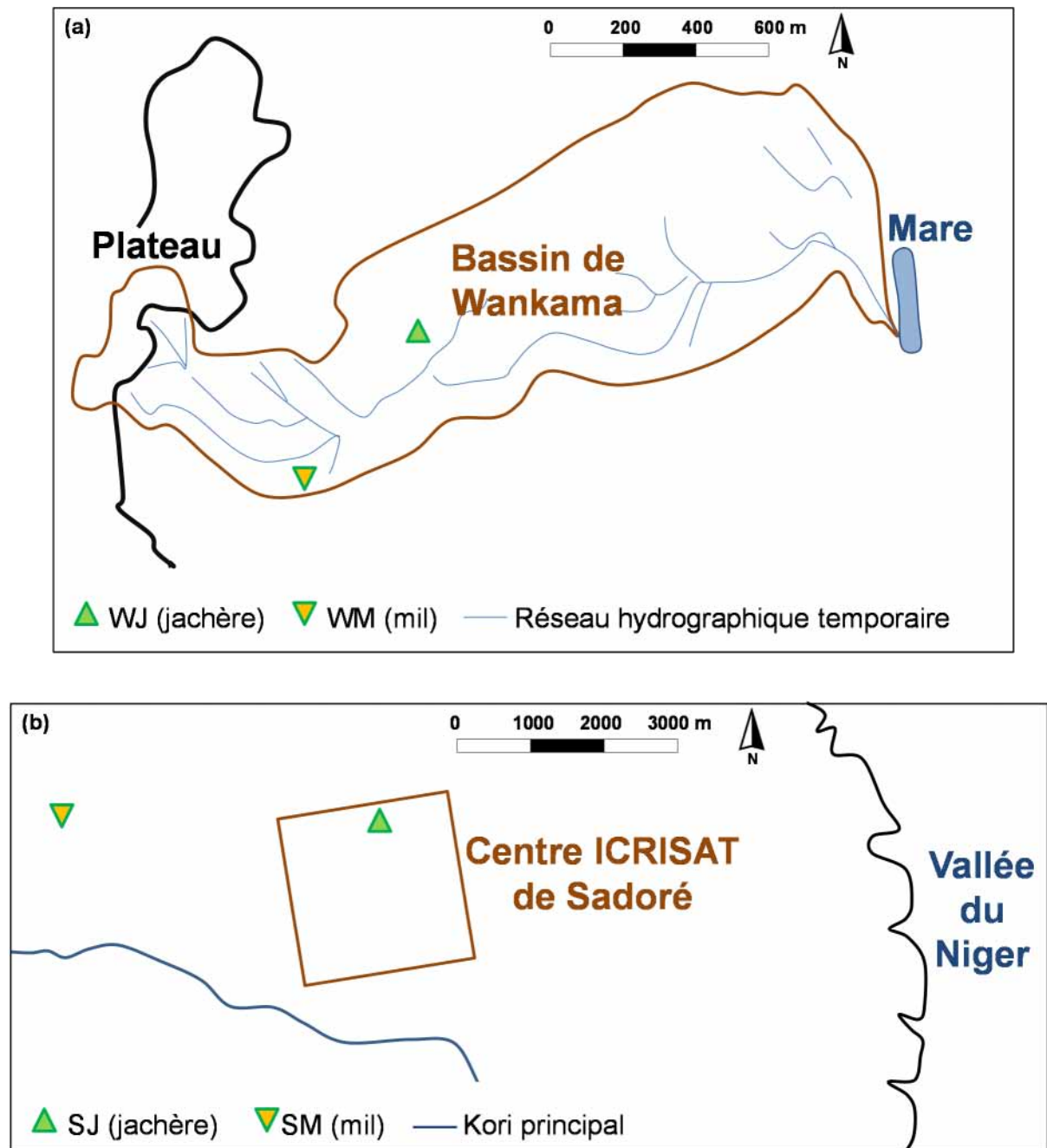
### 3.2.1. Sud-ouest Niger

Au sud-ouest Niger, la problématique de l'étude concerne la quantification de la recharge diffuse sur les versants des plateaux et, plus particulièrement, l'influence de la diminution des surfaces en jachère au profit des surfaces cultivées en mil. Deux sites principaux ont été instrumentés sur le bassin versant de Wankama, 60 km à l'est de Niamey, une parcelle en jachère depuis 10 ans (WJ) et un champ cultivé en mil depuis 5 ans (WM) (**Figures 3.1 & 3.2**). Deux sites complémentaires, une jachère parquée depuis 13 ans (SJ) et un champ cultivé en mil depuis 5 ans (SM), ont par ailleurs été instrumentés à proximité de Sadoré, 40 km au sud-est de Niamey (**Figure 3.1 & 3.2**). L'hydrologie des bassins de Wankama et de Sadoré a été largement étudiée depuis les années 1990 dans le cadre des programmes de recherche internationaux Hapex-Sahel (Goutorbe *et al.*, 1994 ) puis AMMA (Cappelaere *et al.*, 2009).



**Figure 3.1.** Localisation de Wankama et Sadoré au sud-ouest Niger ; MNT SRTM : clair = plateau (blanc = 278 m amsl), foncé = vallée (noir = 172 m amsl).



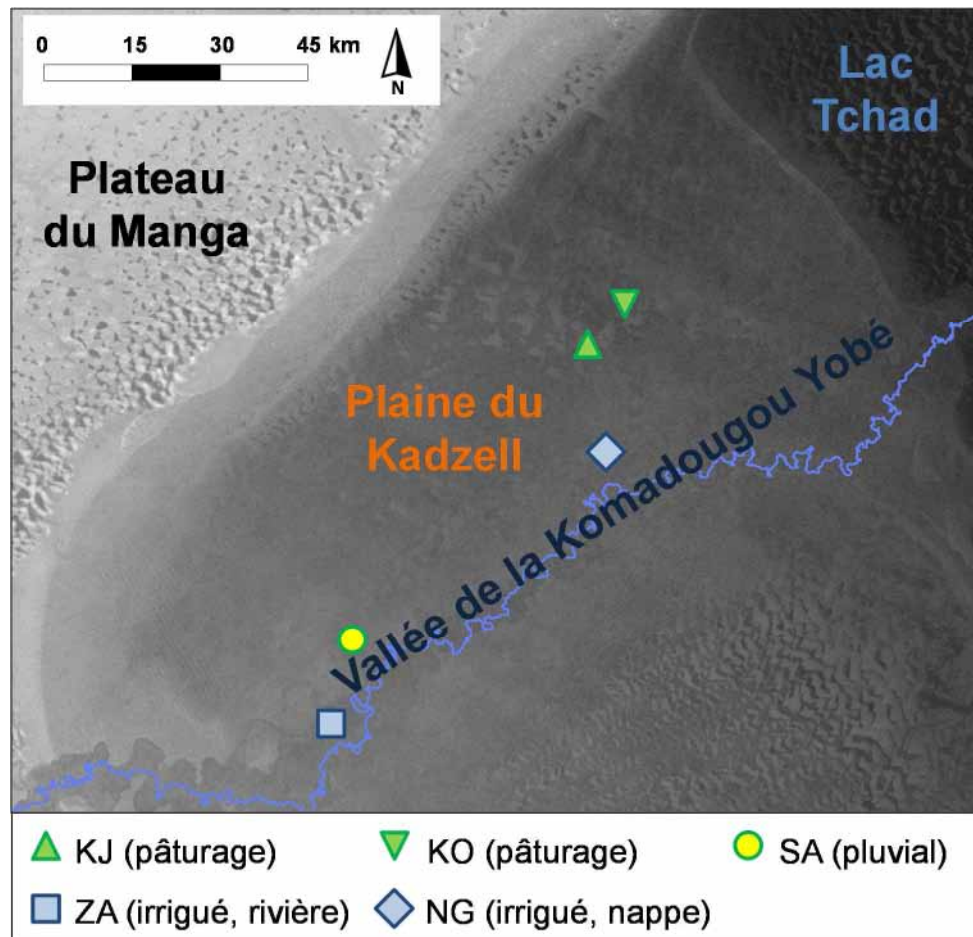


**Figure 3.2.** Emplacement des sites instrumentés WJ et WM à Wankama (a) et SJ et SM à Sadoré (b).

### 3.2.2. Sud-est Niger

Au sud-est Niger, la problématique de l'étude concerne l'impact des mises en culture pluviales et irriguées sur le potentiel de salinisation des sols et des eaux souterraines. Plusieurs sites ont donc été instrumentés (**Figure 3.3**) : (i) deux sites sous pâturage extensifs, Kaola Djima (KJ) et Kousseiry (KO), au cœur de la plaine du Kadzell, 60 et 50 km au nord de Diffa ; (ii) un site sous culture pluviale (mil), Saleyri (SA), dans la vallée de la Komadougou

Yobé, à proximité de Diffa ; (iii) un site irrigué (poivron) via les eaux de la Komadougou Yobé, Zarwaram (ZA), en bordure de la rivière, 20 km à l'ouest de Diffa ; et (iv) un site irrigué (poivron) via les eaux de la nappe libre, N'Gagam (NG), dans la vallée de la Komadougou Yobé, 40 km à l'est de Diffa.



**Figure 3.3.** Localisation des sites instrumentés au sud-est Niger, dans la plaine du Kadzell et la vallée de la Komadougou Yobé (MNT SRTM : clair = plateau (blanc = 358 m amsl) ; foncé = vallée (noir = 264 m amsl)).

### 3.3. Instrumentation en surface

#### 3.3.1. Climat

Les précipitations, la température et l'humidité de l'air, la vitesse et la direction du vent sont les paramètres utilisés pour caractériser le climat des sites étudiés. Pour WJ et WM, les paramètres climatiques sont enregistrés au pas de temps de 30 min par 2 stations météorologiques (Eddy covariance) installées en 2005 sur chacun des sites, à proximité du village de Wankama dans le cadre du programme AMMA (Ramier *et al.*, 2009). Pour SJ et

SM, ces paramètres sont enregistrés au pas de temps journalier par une station météorologique installée en 2005 au centre ICRISAT. Pour les sites du sud-est Niger (KJ, KO, SA, ZA et NG), des données journalières sont délivrées par la Direction Météorologique Nationale (DMN) qui dispose d'une station météorologique à Diffa.

### 3.3.2. Relief

Afin de caractériser la configuration topographique des sites étudiés et, en particulier, de l'emplacement des instruments de mesure installés, des campagnes de nivellement ont été réalisées en avril 2010 sur WJ et WM et en avril 2011 sur SM. Pour SJ, une végétation trop dense n'a pas permis un tel relevé. Un niveau optique, un trépied et une mire centimétrique (Wild Heerbrugg, Switzerland) ont été utilisés et les relevés topographiques ont été effectués selon un cheminement par boucle sur des grilles régulières constituées de points espacés de 5 m (**Figure 3.4**). Une grille de dimension  $55 \times 50$  m a été considérée pour WJ et une grille de dimension  $50 \times 50$  m pour WM et SM. La somme des visées avant et arrière est de 2 mm, 11 mm et 1 mm respectivement pour WJ, WM et SM.



**Figure 3.4.** Relevé topographique sur le site SM en avril 2011.

### 3.3.3. Ruissellement

Afin de suivre la redistribution spatiale du ruissellement lors des événements pluvieux, des appareils photos (Hyperfire HC500, Reconyx Inc., USA) ont été installés sur WJ et WM en juillet 2010 (**Figure 3.5**). Ils visent les tubes de mesure de teneur en eau du sol et sont programmés pour prendre une photo toutes les 5 minutes.



**Figure 3.5.** Appareil photo sur le site WJ en janvier 2010 (photo J.P. Chazarin, IRD).

### 3.4. Instrumentation dans la zone non saturée

#### 3.4.1. Forages

Dans le cadre de cette étude, 14 forages répartis sur l'ensemble des sites ont été creusés afin de caractériser la zone non saturée : en avril 2009, 2 forages ont été réalisés sur WJ et WM avec une foreuse marteau fond de trou (FDT, Stenuick International, France) ; entre juin 2009 et mai 2010, 12 forages ont été réalisés sur l'ensemble des sites avec une tarière motorisée non destructrice (Drillmite Sand Auger, Dormer Engineering, Australia) (**Figure 3.6**).



**Figure 3.6.** Forage à la tarière motorisée sur le site KJ en juin 2010.

Lors de la réalisation de ces 12 forages, des échantillons de sol ont été prélevés tous les 10 cm jusqu'à 5 m de profondeur, tous les 50 cm jusqu'à 8 m de profondeur et tous les 100 cm jusqu'à 12 m de profondeur. Les échantillons ont été recueillis avec des gants en plastique et rapidement versés dans des boîtes en aluminium hermétiques de 335 cm<sup>3</sup> pour les préserver de l'évaporation et de la contamination.

### 3.4.2. Analyses en laboratoire

Afin de caractériser les propriétés des matériaux constitutifs de la zone non saturée, des analyses granulométriques, des mesures de teneur en eau pondérale et de potentiel matriciel ont été effectuées au laboratoire sur les 300 échantillons de sol collectés lors de la réalisation des forages, quelques jours à quelques semaines après l'échantillonnage :

- pour les analyses granulométriques, 5 fractions ont été différenciées et quantifiées par la méthode « pipette Robinson » au laboratoire du centre ICRISAT ;
- la teneur en eau pondérale a été déterminée par pesage de l'échantillon (~100 g de sol brut) avant et après séchage au four à 105°C pendant 24 à 48 heures au laboratoire de l'IRD Niamey ;
- le potentiel matriciel<sup>1</sup> a été mesuré avec un potentiomètre (WP4-T, Decagon Devices, USA) par la méthode du point de rosée sur miroir refroidi (Gee *et al.*, 1992; Scanlon *et al.*, 1997) au laboratoire de l'IRD Niamey (**Figure 3.7**).

Par ailleurs, le contenu en solutés du sol a été analysé pour 150 échantillons représentatifs aux laboratoires d'HydroSciences Montpellier et du CIRAD Montpellier. Le protocole appliqué a consisté à ajouter 40 ml d'eau dé-ionisée à 20 g de sol sec. Le mélange a été agité pendant 20 mn puis centrifugé pendant 30 mn. Le surnageant obtenu a été filtré avec une membrane de 0.22 µm. Un chromatographe ionique (Dionex IC-1000, Thermo Fisher Scientific, USA) a été utilisé pour l'analyse des ions majeurs (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) contenus dans la solution finale et les éléments trace (Li, B, Al, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Mo, Cs, Ba, Pb et U) ont été analysés par spectrométrie de masse à couplage inductif (ICP-MS X série 2, Thermo Fisher Scientific, USA).

---

<sup>1</sup> Les variations verticales du potentiel total (somme des potentiels matriciel et gravitationnel) permettent de déterminer le sens des flux hydriques au sein de la zone non saturée : les flux sont orientés des potentiels les plus élevés vers les potentiels les plus faibles. En milieu semi-aride, les variations du potentiel gravitationnel étant le plus souvent négligeables comparativement aux variations du potentiel matriciel, ces dernières indiquent directement le sens des flux (Scanlon *et al.*, 1997).



**Figure 3.7.** Potentiomètre WP4-T utilisé pour la mesure en laboratoire du potentiel matriciel.

### 3.4.3. Suivi de la teneur en eau du sol

Dix forages répartis sur l'ensemble des sites ont été équipés de tubes PVC selon la procédure décrite par Cuenca *et al.* (1997) pour permettre des suivis d'humidité du sol par comptages neutroniques. Le diamètre des forages étant plus grand ( $\varnothing$  75 mm pour la foreuse marteau fond de trou et  $\varnothing$  60 mm pour la tarière motorisée) que ceux des tubes PVC ( $\varnothing$  50 mm), du tout-venant a été utilisé pour combler l'espace entre les tubes et la paroi des forages. Afin d'éviter les infiltrations préférentielles, de la bentonite liquide recouverte d'un ciment a été coulée jusqu'à 50 cm de profondeur. Les tubes PVC ont été positionnés de telle sorte que leur extrémité se trouve de 20 à 50 cm au-dessus de la surface du sol.

Les comptages neutroniques ont été réalisés grâce à des sondes à neutrons (CPN 503 ou CPN 502 DR, ICT International, Australia) descendues à l'intérieur des tubes PVC (**Figure 3.8**). Ces sondes se composent d'une source radioactive émettrice de neutrons rapides, mélange intime de particules alpha ( $^{241}\text{Am}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ) et d'une fine poudre de béryllium, et d'un détecteur de neutrons lents. Lors de la collision avec des noyaux atomiques d'hydrogène, les neutrons rapides (d'énergie élevée) émis par la source perdent de l'énergie et deviennent lents (de basse énergie). Le nombre de neutrons lents parvenant au détecteur est donc fonction de la quantité d'atomes d'hydrogène, et donc de la teneur en eau du sol au voisinage de la sonde (IAEA, 2003). La calibration permettant la conversion comptage/teneur en eau a été réalisée selon le protocole décrit par Cuenca *et al.* (1997). Les comptages ont été effectués tous les 25 cm jusqu'à 400 cm puis tous les 50 cm jusqu'à la profondeur maximale des forages. La

fréquence de mesure a été mensuelle en saison sèche et bimensuelle en saison de pluies. Cette fréquence n'a cependant pas pu être respectée au sud-est Niger du fait de problèmes rencontrés avec la sonde à neutrons dédiée à cette région (panne de batterie fréquente).



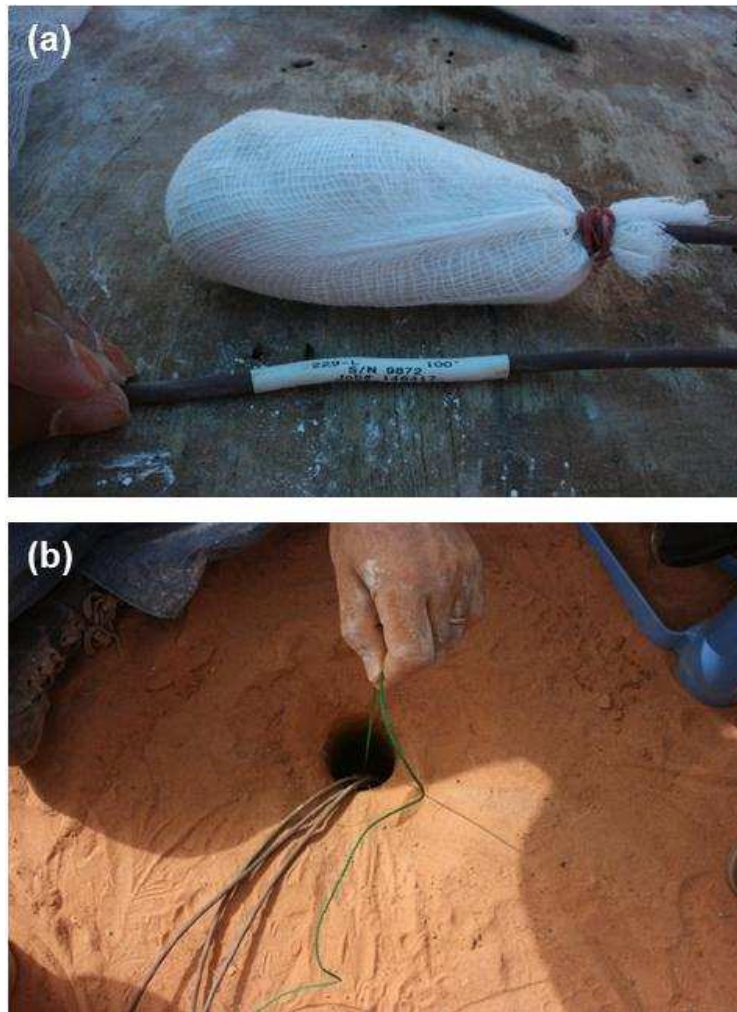
**Figure 3.8.** Comptage neutronique standard dans l'eau au sud-est Niger en mars 2011.

Par ailleurs, des mesures de teneur en eau réalisées via des sondes diélectriques TDR (Time Domain Reflectometer) reliées aux stations météorologiques sont disponibles pour WJ et WM (Ramier *et al.*, 2009).

#### **3.4.4. Suivi du potentiel matriciel**

En septembre 2009, 2 forages localisés sur WJ et WM ont été équipés de sondes de dissipation thermique (HDS, Heat Dissipation Sensors) (Model 229, Campbell Scientific, USA) permettant la mesure du potentiel matriciel. Ces sondes se composent d'un bloc en céramique, d'un réchauffeur et d'un capteur de température (**Figure 3.9**). Le taux de dissipation thermique induit par une impulsion de chaleur de 30 s peut ainsi être mesuré (Flint *et al.*, 2002) et converti en potentiel via une courbe d'étalonnage propre à chaque sonde. L'étalonnage des sondes utilisées pour cette étude a été réalisé par l'Université du Texas (Bureau of Economic Geology, Jackson School of Geosciences, Austin) suivant le protocole décrit par Flint *et al.* (2002). Huit sondes ont été installées à différentes profondeurs sur

chacun des sites (65, 50, 115, 210, 335, 455, 600 et 800 cm pour WJ et 50, 75, 158, 270, 345, 585, 810 et 1000 cm pour WJ) et les mesures sont prises automatiquement toutes les 24 h.



**Figure 3.9.** Préparation (isolement dans de la silice) (a) et installation (b) d'une sonde de dissipation thermique sur le site WJ en septembre 2009 (photo M. Boucher, IRD).

#### 3.4.5. Profils de résistivité électrique

Des profils de résistivité électrique ont été réalisés avec une sonde gonflable sur l'ensemble des forages du sud-est Niger (KJ, KO, SA, ZA et NG) avant tubage pour comptage neutronique. La sonde gonflable fonctionne selon un dispositif de type pôle-pôle : 2 électrodes sont plaquées contre les parois du forage, A pour l'injection du courant et M pour la mesure du potentiel ; et 2 électrodes B et N sont plantées à l'infini (à 10 m du forage) à la surface du sol (Descloitres et Le Troquer, 2004) (**Figure 3.10**). Les mesures ont été effectuées tous les 20 cm jusqu'à la profondeur maximale des forages.





**Figure 3.10.** Mesure de résistivité électrique à la sonde gonflable sur le site KO en mai 2010.

### 3.5. Instrumentation dans la zone saturée

#### 3.5.1. Suivi piézométrique

Afin de contrôler le niveau de la nappe à proximité des installations de mesure neutronique d'humidité du sol au sud-est Niger (KJ, KO, SA, ZA et NG), un suivi piézométrique a été mis en place. Des mesures manuelles, mensuelles en saison sèche et bimensuelles en saison des pluies, ont été effectuées par les techniciens de la Direction Régionale de l'Hydraulique (DRH) de Diffa sur un réseau de 10 puits ou piézomètres localisés à proximité des sites. De plus, des sondes enregistreuses (Diver, Schlumberger, France) ont été installées dans des piézomètres installés sur SA, ZA et NG. Ces sondes mesurent la pression totale (colonne d'eau + atmosphère) avec une précision millimétrique et la température, au pas de temps de 20 mn. La pression atmosphérique, mesurées au même pas de temps par une sonde barométrique (Baro, Schlumberger, France) installée dans le piézomètre de SA, est déduite de la pression totale pour obtenir le niveau piézométrique. Les mesures manuelles ponctuelles ont été jugées suffisantes pour les sites KJ et KO, les suivis antérieurs n'ayant pas montré de variations significatives (Favreau, communication personnelle).

Au sud-ouest Niger, des suivis piézométriques sont assurés depuis les années 1990 dans le cadre des programmes HAPEX-SAHÉL puis AMMA à proximité de WJ et WM.

### **3.5.2. Analyses en laboratoire**

En août 2010, les paramètres physico-chimiques (températures, pH et conductivité électrique) des eaux de 6 piézomètres situés à proximité des sites du sud-est Niger ont été mesurés in-situ avec une sonde à paramètres multiples (KLL-Q, SEBA Hydrométrie, Allemagne). De plus, des échantillons d'eau de la nappe ont été prélevés et les éléments majeurs et trace ont été analysés par les mêmes méthodes que celles décrites pour la zone non saturée au laboratoire d'HydroSciences Montpellier.

### **3.6. Conclusion**

Différents dispositifs instrumentaux ont été mis en place sur des sites représentatifs des principaux usages du sol au sud-ouest et au sud-est Niger. Ces dispositifs ont permis de compléter des bases de données existantes par des mesures ou des suivis permettant de caractériser les processus hydrologiques de surface, de la zone non saturée et de la zone saturée. Les données ainsi disponibles, originales pour certaines (p.ex., potentiel matriciel, profil de solutés), mais de qualité variable, ont ensuite été utilisées de manière optimale pour répondre aux objectifs de l'étude, axés sur des problématiques quantitative pour le sud-ouest Niger et qualitative pour le sud-est Niger.

# **Partie II :**

# **Sud-Ouest Niger**

# Chapitre 4

## Analyse comparative mil vs. jachère des transferts hydriques dans la zone non saturée au sud-ouest Niger

### 4.1. Introduction

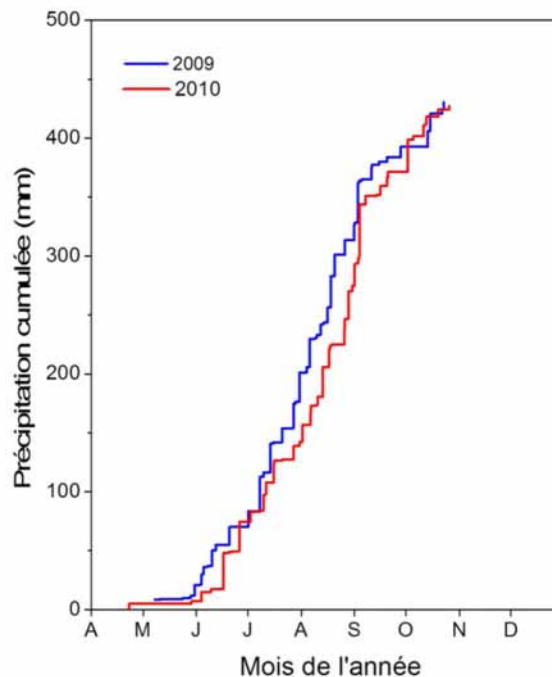
Au sud-ouest Niger, la problématique de l'étude concerne la quantification de la recharge diffuse sur les versants des plateaux et, plus particulièrement, l'influence de la diminution des surfaces en jachère au profit des surfaces cultivées en mil. A cette fin, deux sites principaux ont été instrumentés sur le bassin versant de Wankama, 60 km à l'est de Niamey, une parcelle en jachère depuis 10 ans (WJ) et un champ cultivé en mil depuis 5 ans (WM). Deux sites complémentaires, une jachère parquée depuis 13 ans (SJ) et un champ cultivé en mil depuis 5 ans (SM), ont par ailleurs été instrumentés à proximité de Sadoré, 40 km au sud-est de Niamey.

Dans ce chapitre, les données recueillies sur les sites de Wankama (**Section 4.2**) et de Sadoré (**Section 4.3**) sont synthétisées et interprétées. Les processus de transferts hydriques dans la zone non saturée sur les sites en jachère et les sites cultivés en mil sont ensuite comparés et discutés (**Section 4.4**).

## 4.2. Wankama : sites WJ et WM

### 4.2.1. Surface

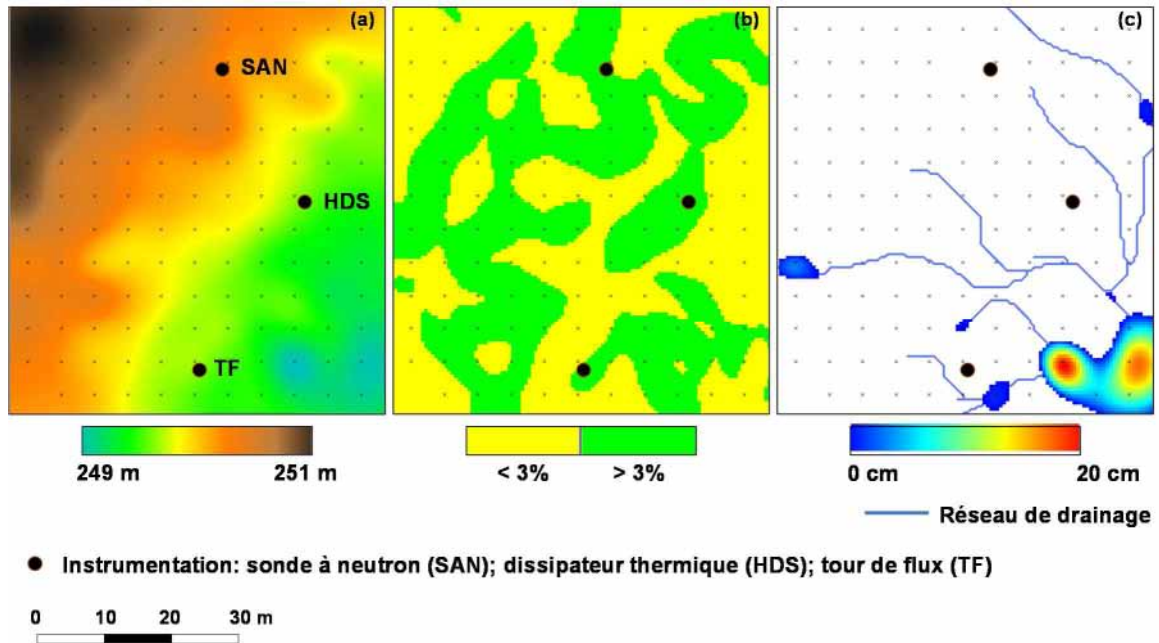
WJ et WM étant distants de moins de 5 km, les paramètres climatiques sont considérés similaires pour les 2 sites. Le cumul pluviométrique annuel enregistré aux stations climatiques est de 430 mm en 2009 et de 427 mm en 2010. Bien que ces cumuls soient quasi-identiques, la distribution temporelle des évènements pluvieux est différente: en 2009, 51 évènements sont enregistrés entre mai et octobre, d'une amplitude médiane de 4.7 mm ; en 2010, 44 évènements sont enregistrés entre avril et octobre, d'une amplitude médiane de 6.5 mm (**Figure 4.1**). L'évapotranspiration potentielle (ETP) estimée par la formule de Penman-Monteith (**Annexe 1**) est de 2130 mm en 2009 et de 2203 mm en 2010 ; la distribution temporelle de l'ETP est proche pour les 2 années.



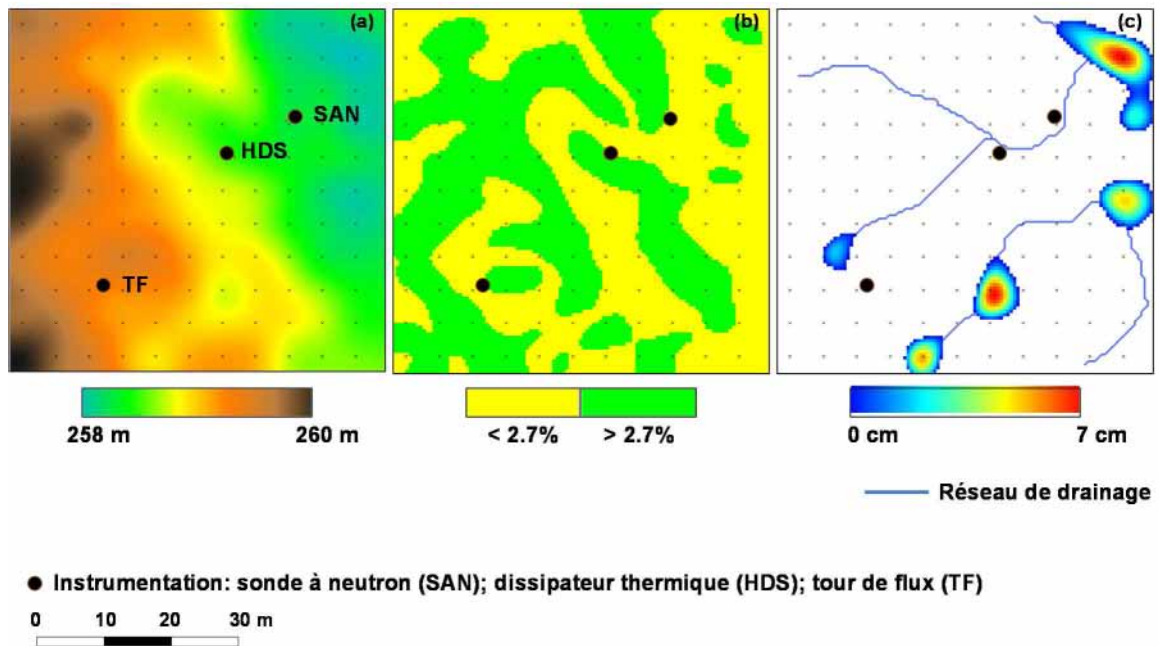
**Figure 4.1.** Pluies cumulées sur les sites WJ et WM pour les années hydrologiques 2009 et 2010.

A partir des levés topographiques, des modèles numériques de terrain (MNT) à 0.5 m de résolution horizontale ont été réalisés pour les 2 sites. Le logiciel GRASS (<http://grass.fbk.eu/>) a été ensuite utilisé pour extraire : (i) les cartes des pentes ; et (ii) les cartes du réseau de drainage et des dépressions, c.à.d. des zones de flaquage potentiel. Pour WJ, la marge de variation des altitudes est de 2 m, la pente locale moyenne est de 3% et une

unique zone de flaquage potentiel d'une hauteur maximale de 20 cm a été identifiée (**Figure 4.2**). Pour WM, la marge de variation des altitudes est de 1.3 m, la pente locale moyenne est de 2.7% et 4 zones de flaquage potentiel d'une hauteur maximale de 7 cm ont été identifiées (**Figure 4.3**).



**Figure 4.2.** MNT (a), carte des pentes (b) et carte du réseau de drainage et des dépressions (c) pour le site WJ.



**Figure 4.3.** MNT (a), carte des pentes (b) et carte du réseau de drainage et des dépressions (c) pour le site WM.

Pour WJ, le tube de suivi neutronique est localisé sur une zone relativement pentue, à l'amont d'un drain majeur (**Figure 4.2**). Les photographies visant cette zone montrent qu'une lame d'eau significative peut s'y constituer lors des événements pluvieux importants, lame cependant rapidement évacuée après l'arrêt de la pluie (moins de 15 mn) (**Figure 4.4**). Pour WM, le tube de suivi neutronique est situé dans une zone peu pentue en dehors des drains majeurs et des zones de flaquage potentiel (**Figure 4.3**). Les photographies indiquent des stagnations d'eau pendant environ 10 mn après les événements pluvieux moyens et 20 à 30 mn après les événements pluvieux importants (**Figures 4.4 & 4.5**). Pour les 2 sites, les sondes de dissipation thermiques sont placées sur des pentes relativement marquées en dehors des drains majeurs et des zones de flaquage potentiel (**Figures 4.2 & 4.3**).



**Figure 4.4.** Photographies du tube de suivi neutronique 5 min avant (a), durant (b) et 15 min après l'évènement pluvieux du 06/08/2010 pour le site WJ.

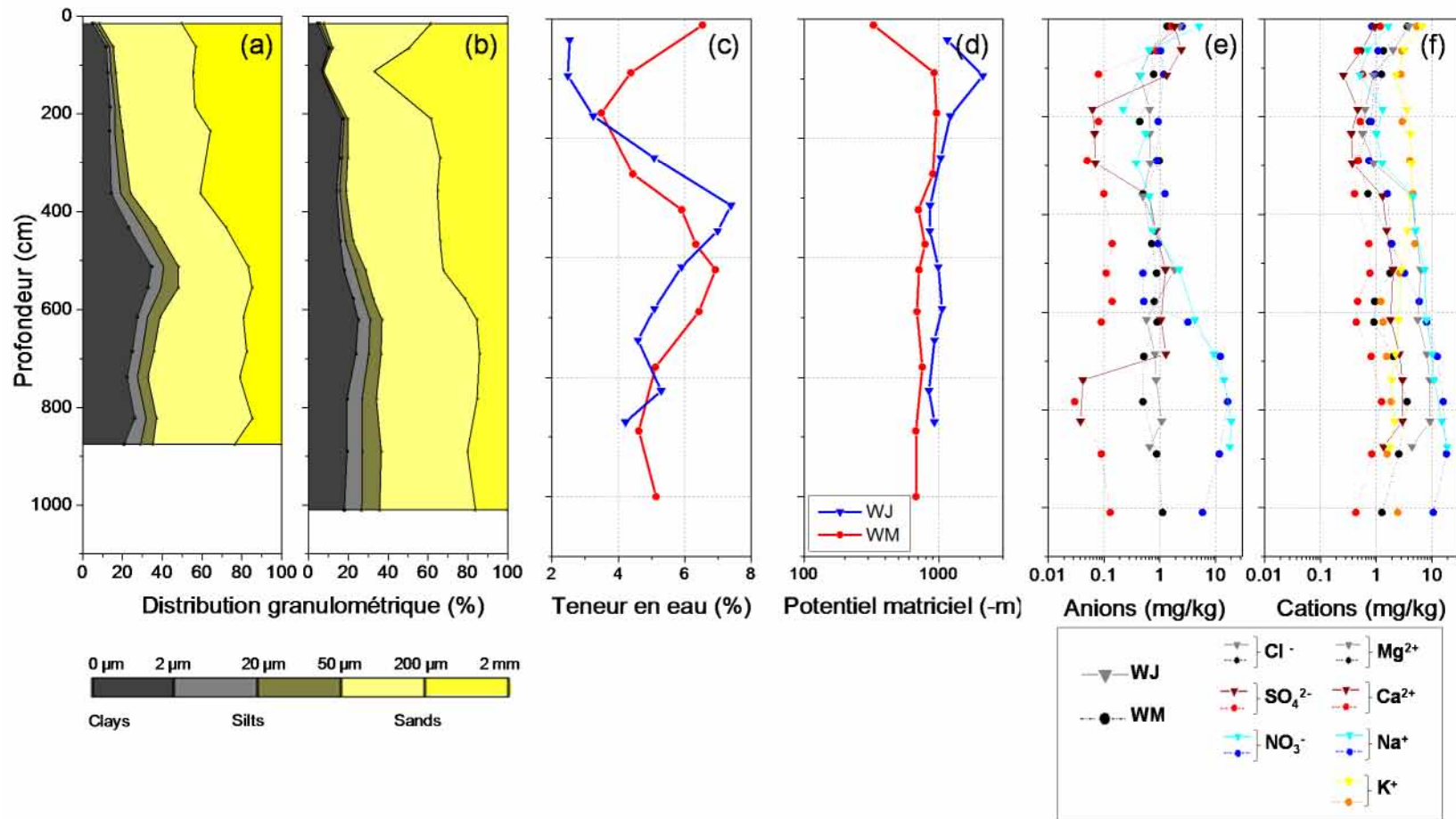


**Figure 4.5.** Photographies du tube de suivi neutronique 5 min avant (a), durant (b) et 15 min après l'évènement pluvieux du 06/08/2010 pour le site WM.

## 4.2.2. Zone non saturée

### 4.2.2.1. Analyses ponctuelles

A partir des analyses ponctuelles, des profils verticaux à travers la zone non saturée ont été réalisés, jusqu'à des profondeurs de 8 m et 10 m respectivement pour WJ et WM (**Figure 4.6**).



**Figure 4.6.** Profils granulométriques de la zone non saturée pour les sites WJ (a) et WM (b) ; profils de teneur en eau gravimétrique (c) et de potentiel matriciel (WP4) (d) à la date du 24/09/2010 pour WJ et à date du 23/09/2010 pour WM.



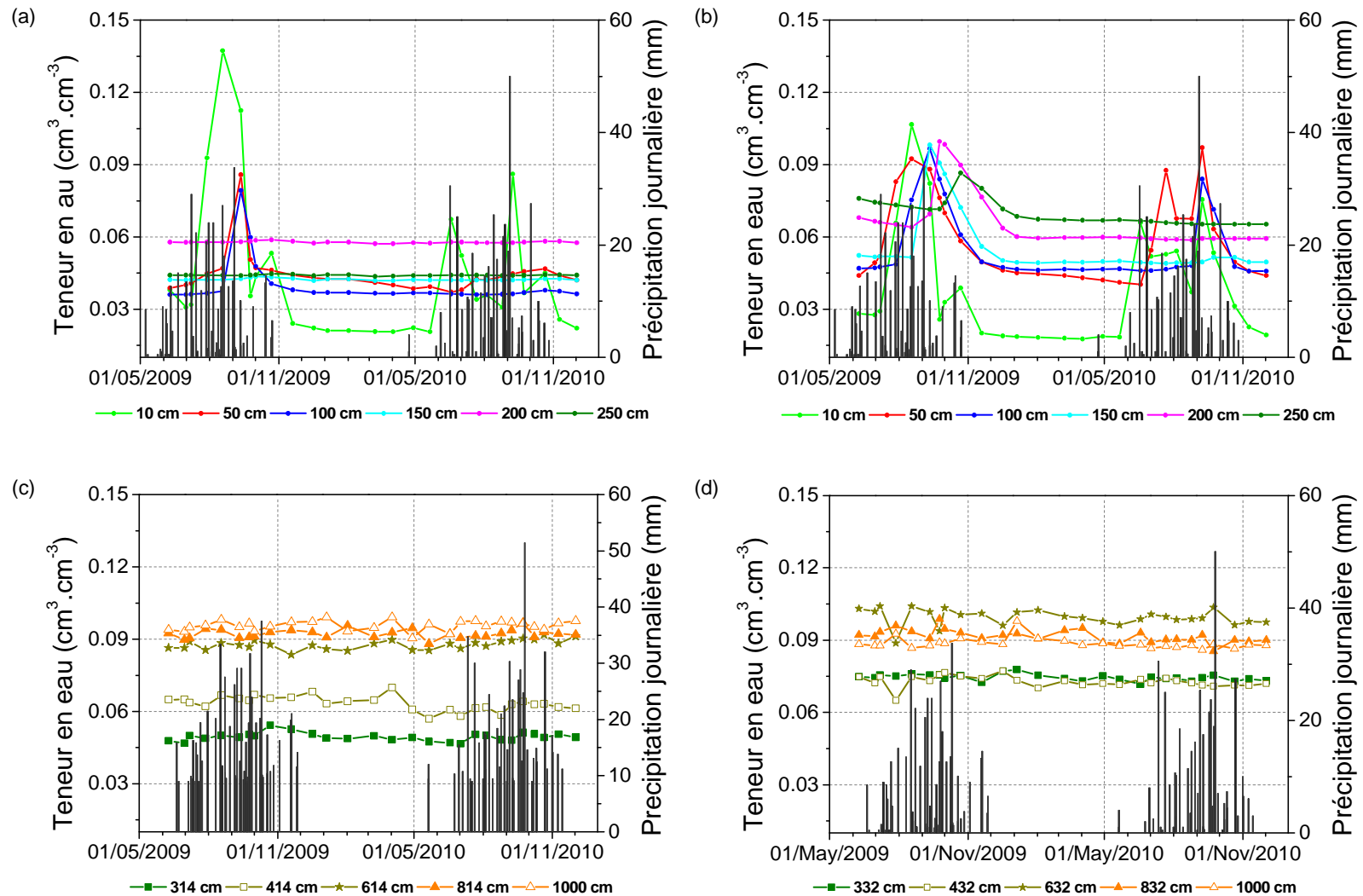
Les profils granulométriques montrent une répartition des sédiments proches pour les 2 sites : la fraction sableuse domine largement (50 à 92% des sédiments) tandis que la fraction limoneuse est peu représentée (1 à 18%) ; la proportion d'argile est faible (< 20%) au sommet des profils, s'accroît progressivement jusqu'à atteindre un maximum de 35% à la profondeur de 5 m et de 25% à la profondeur de 6 m pour WM et WJ respectivement, puis se stabilise vers 20% (**Figure 4.6a & b**). Ces résultats sont cohérents avec ceux présentés par Massuel *et al.* (2006), qui montrent par ailleurs, grâce à une analyse par diffraction des rayons X, que les argiles sont principalement constituées de kaolinite.

Pour WJ, le profil de teneur en eau pondérale indique un premier mètre sous la surface relativement très sec (teneur en eau < 2%). Plus en profondeur, les variations de teneur en eau sont concordantes avec les variations de la proportion argileuse, avec des valeurs faibles (2 à 4%) dans la partie supérieure du profil, maximales (7%) vers 5 m de profondeur, et intermédiaires (4 à 6%) dans la partie inférieure (**Figure 4.6c**). Pour WM, hormis une partie sommitale du profil plus humide (teneur en eau de 5%), les variations de teneur en eau sont du même ordre, avec cependant un maximum localisé vers 6 m de profondeur (tout comme le maximum argileux) (**Figure 4.6c**),

Les profils de potentiel matriciel indiquent des pressions nettement moindres en surface pour WJ (-10000 contre -100 m pour le site WM). Pour des profondeurs supérieures à 3 m, les potentiels matriciels sont du même ordre de grandeur pour les 2 sites et ne présentent pas de variations significatives (-900 à -700 m) (**Figure 4.6d**).

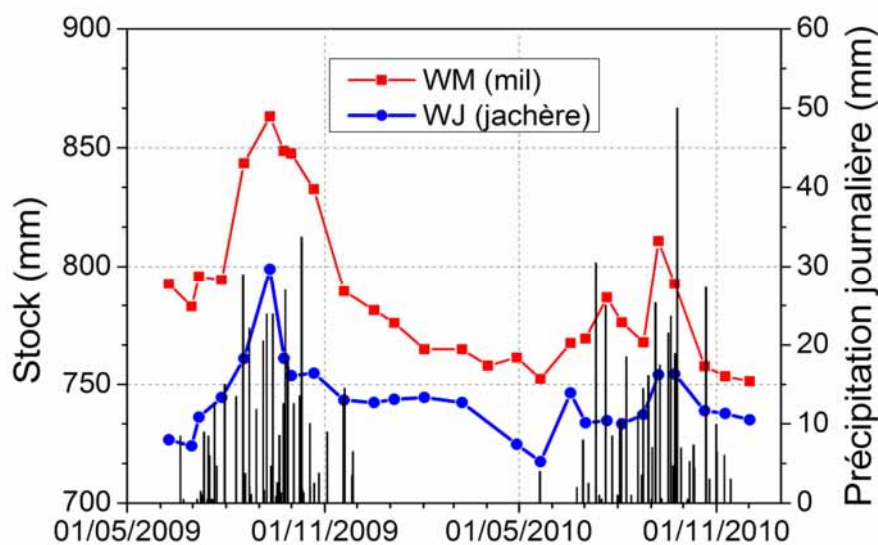
#### 4.2.2.2. Suivi temporel

Les mesures de la teneur en eau montrent en 2009, pour WJ, une humidification d'amplitude assez importante (de 0.02 à 0.14 cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>) et étalée sur toute la saison des pluies à 10 cm de profondeur. Ce front d'humidité se propage en diminuant d'amplitude jusqu'à 100 cm de profondeur et de manière déphasée jusqu'à plus de 2 mois après la fin de la saison des pluies. Le même schéma est observé pour WM, avec cependant une amplitude plus faible (de 0.02 à 0.11 cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup> à 10 cm) et une profondeur de propagation supérieure (250 cm). En 2010, plusieurs pics de teneur en eau d'amplitudes moindres (de 0.02 à 0.09 cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup> pour WJ et de 0.02 à 0.1 cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup> pour WM, à 10 cm) sont observés à la suite des principaux événements pluvieux pour les 2 sites. Les profondeurs de propagation des fronts associés sont plus limitées qu'en 2009 (50 et 100 cm respectivement pour WJ et WM) (**Figure 4.7**).



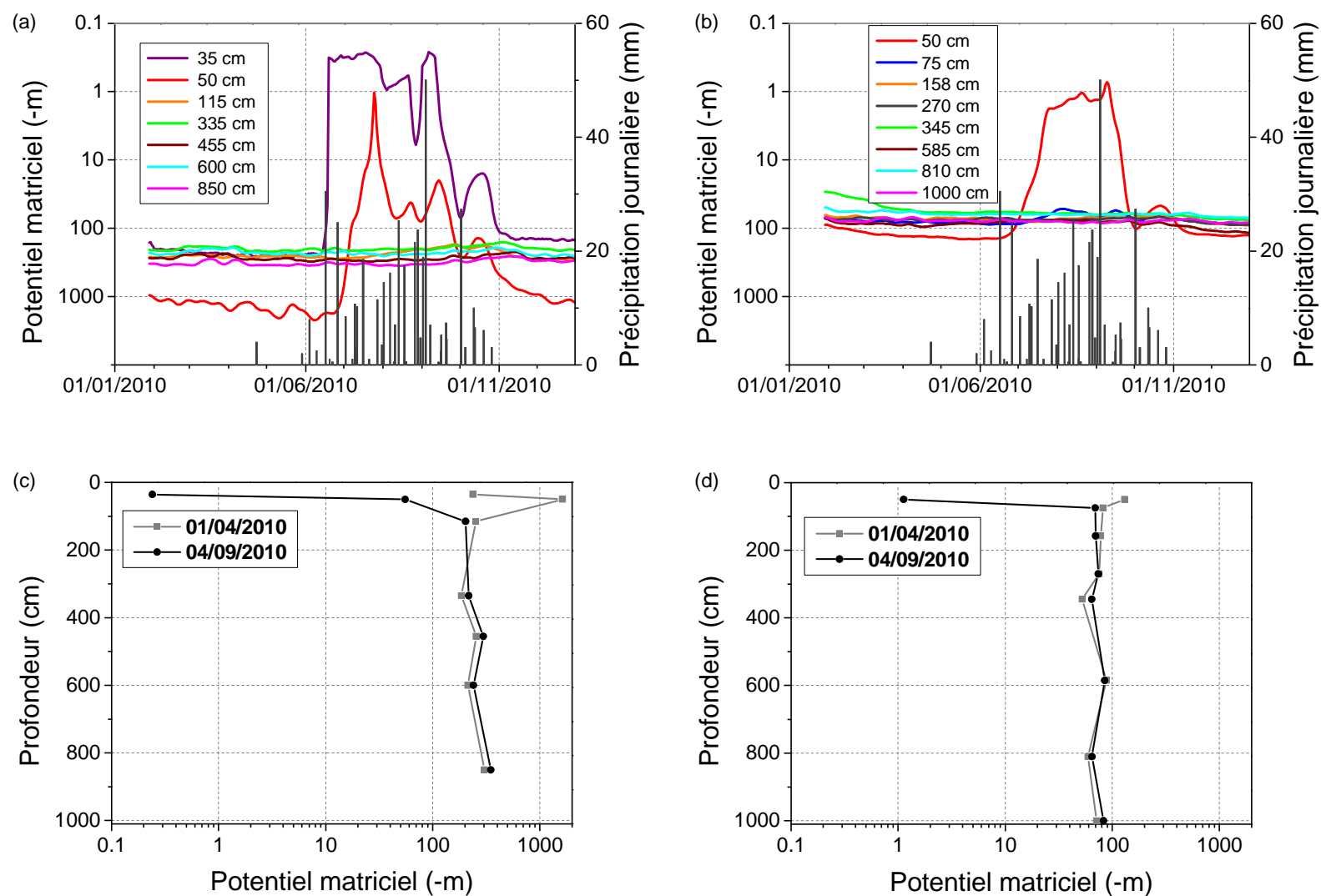
**Figure 4.7.** Teneurs en eau et précipitations associées pour les sites WJ (a, c) et WM (b, d) pour les années hydrologiques 2009 et 2010.

Le stock d'eau dans la colonne de la zone non saturée (0 - 1000 cm) est estimé pour la période 2009-2010. Ce stock est la somme des produits de la teneur en eau moyenne entre deux intervalles de mesures par la distance séparant ces derniers. Ainsi, le stock d'eau pour WJ est en moyenne inférieur de 6 % au stock estimé pour WM, quelle que soit la période de l'année. Les variations de stock pour les 2 sites sont similaires. En 2009, les stocks augmentent progressivement au cours de la saison des pluies et atteignent leur maximum en septembre (+10% par rapport à la saison sèche) ; ils diminuent ensuite rapidement, puis progressivement jusqu'au début de la saison des pluies 2010. En 2010, les variations durant la saison des pluies sont nettement moindres (+5%) et présentent 2 pics, en juillet et en septembre (**Figure 4.8**).



**Figure 4.8.** Stock d'eau dans la partie supérieure de la zone non saturée (0-10 m) sur les sites WJ et WM pour les années hydrologiques 2009 et 2010.

Les mesures de potentiel matriciel montrent également une humidification significative (forte diminution du potentiel matriciel) à 35 et 50 cm de profondeur pour WJ et à 50 cm de profondeur pour WM durant la saison des pluies 2010. Une légère diminution du potentiel matriciel est aussi observée à 75 cm de profondeur pour WM (**Figure 4.9a & b**). Par ailleurs, pour les 2 sites, des profils réalisés en saison des pluies montrent une décroissance des potentiels matriciels avec la profondeur dans la partie supérieure de la zone non saturée (0-300 cm), témoignant de flux descendants. Durant la saison sèche, au contraire, les potentiels matriciels sous la surface croissent avec la profondeur et indiquent des flux ascendants. Plus en profondeur, les potentiels matriciels sont peu variables et ne semblent pas corrélés à la profondeur. Bien que ces observations soient valables pour les 2 sites, les potentiels matriciels sont toujours nettement inférieurs pour WJ et confirme un profil plus sec (**Figure 4.9c & d**).

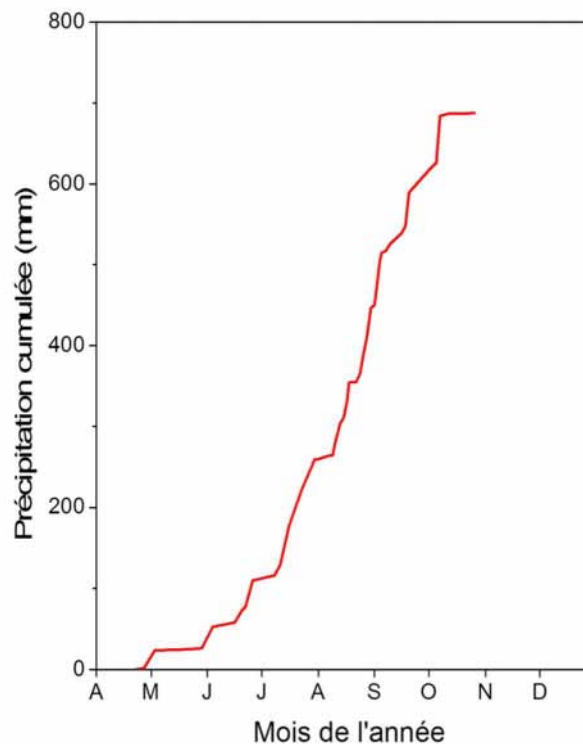


**Figure 4.9.** Potentiels matriciels pour les sites WJ (a, c) et WM (b, d) pour les années hydrologiques 2009 et 2010.

### 4.3. Sadoré : sites SJ et SM

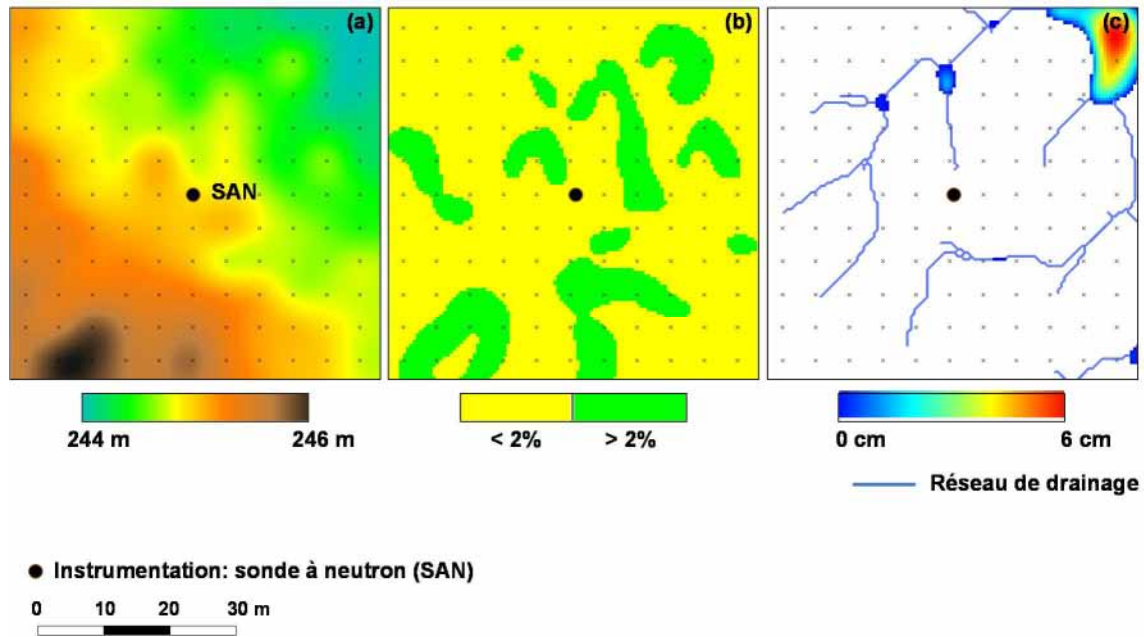
#### 4.3.1. Surface

En 2010, le cumul pluviométrique enregistré à la station climatique du centre ICRISAT est de 687.5 mm, avec 43 événements d'une amplitude médiane de 9.9 mm entre fin avril et fin octobre (**Figure 4.10**). L'ETP estimée par la formule de Penman-Monteith (**Annexe 1**) est de 2220 mm.



**Figure 4.10.** Pluies cumulées sur les sites SJ et SM pour l'année hydrologique 2010.

A partir des levés topographiques, un MNT à 0.5 m de résolution horizontale a été réalisé pour SM et (i) la carte des pentes et (ii) la carte du réseau de drainage couplée avec les dépressions en ont été extraites. La marge de variation des altitudes est de 1.2 m, la pente locale moyenne est de 2% et une unique zone de flaquage de hauteur maximale de 5.3 cm a été identifiée. Le tube de suivi neutronique se trouve dans une zone relativement pentue à l'amont d'un drain principal (**Figure 4.11**).



**Figure 4.11.** MNT (a), carte des pentes (b) et carte du réseau de drainage et des dépressions (c) pour le site SM.

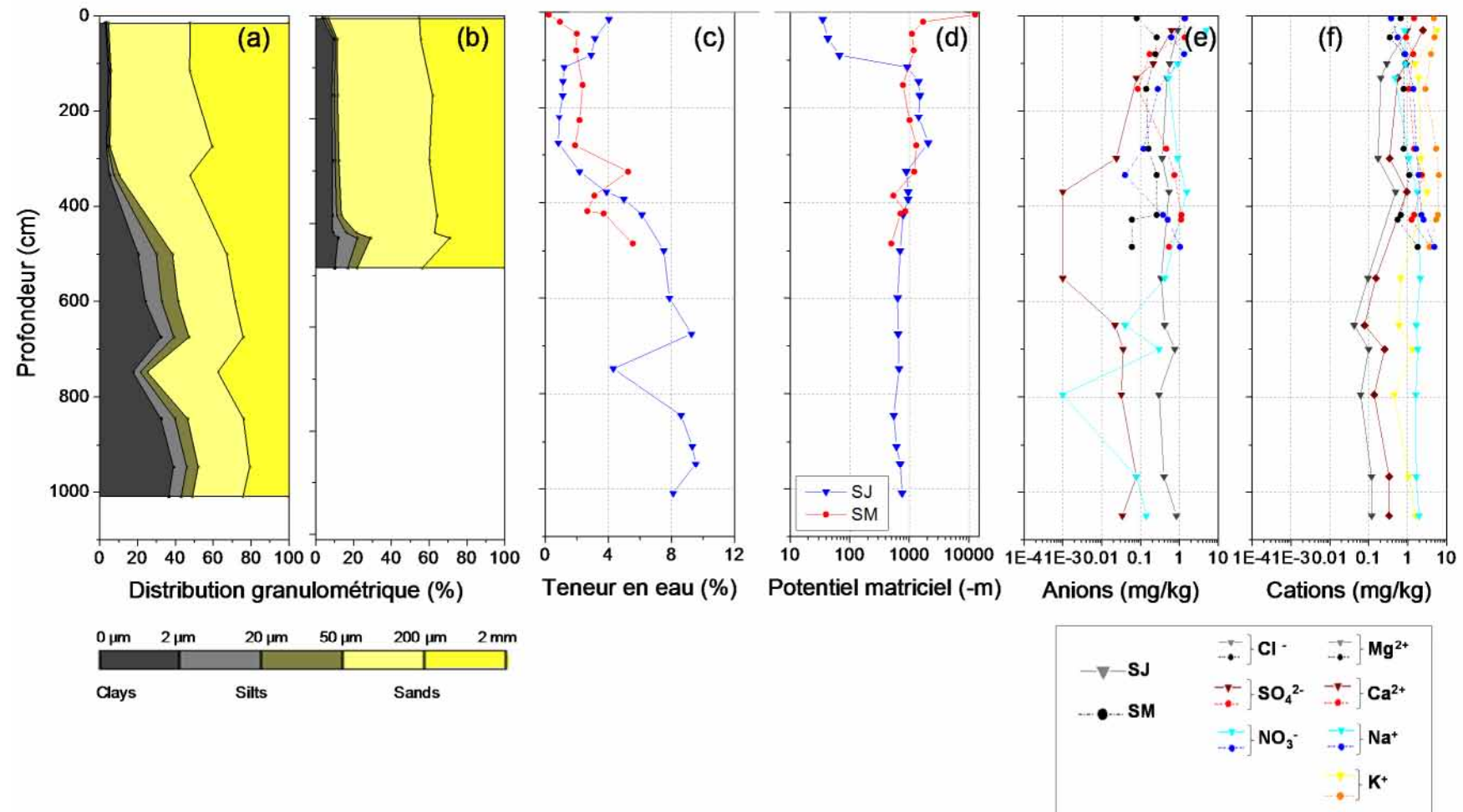
#### 4.3.2. Zone non saturée

##### 4.3.2.1. Analyses ponctuelles

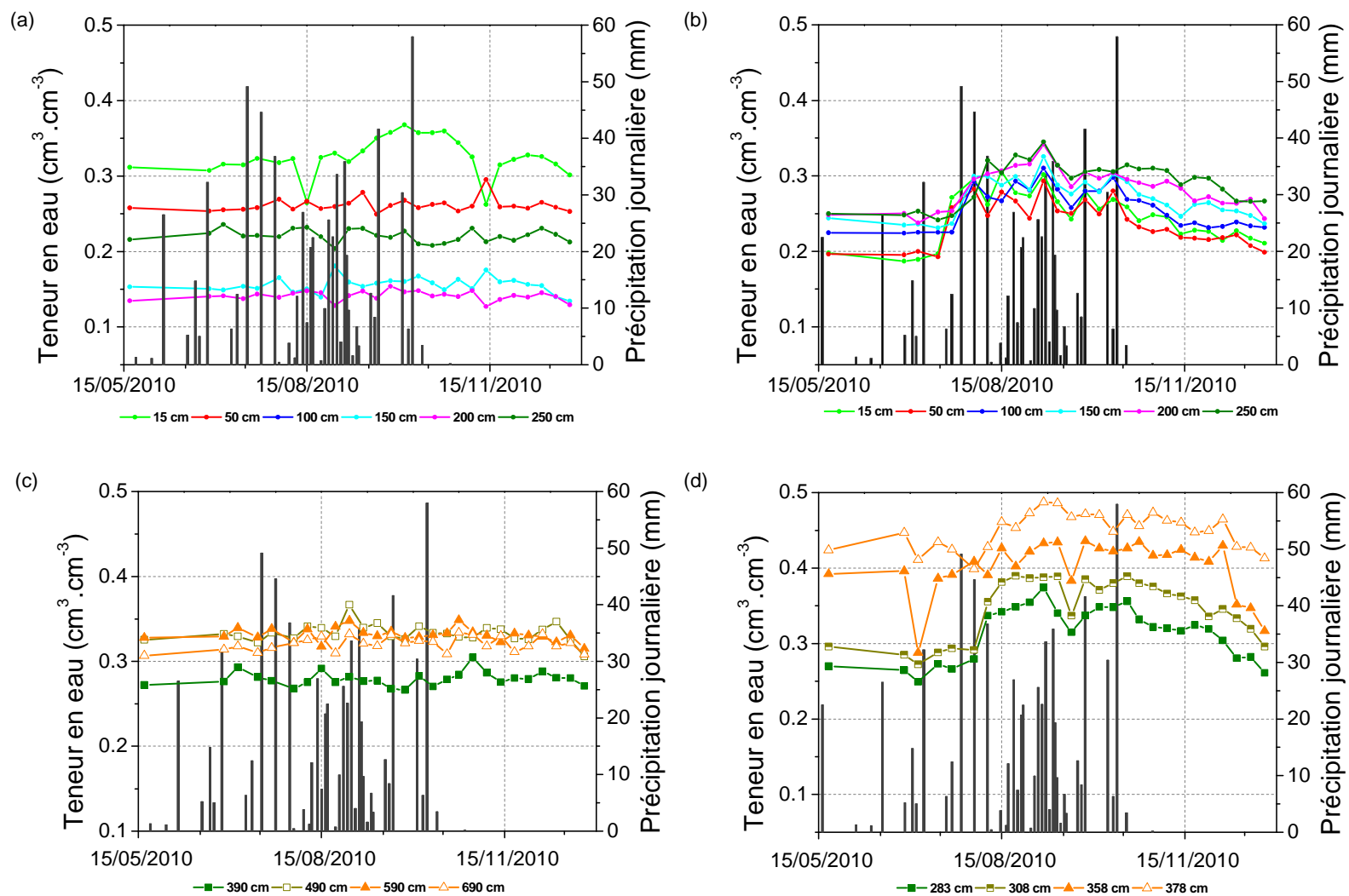
A partir des analyses ponctuelles, des profils verticaux à travers la partie supérieure de la zone non saturée ont été réalisés, jusqu'à des profondeurs de 10 m et 5 m pour SJ et SM respectivement (**Figure 4.12**).

Les profils granulométriques montrent une répartition des sédiments similaire entre 0 et 5 m de profondeur pour les 2 sites: la fraction sableuse domine largement (60 à 95% des sédiments); la fraction limoneuse est peu représentée (1 à 10%); la fraction argileuse est faible au sommet (< 10%) et augmente sensiblement à partir de 5 m de profondeur. Pour SJ, la proportion d'argile s'accroît plus en profondeur et atteint un maximum (39%) à 9 m (**Figure 4.12a & b**).

Les profils d'humidité pondérale et de potentiel matriciel ne correspondant pas à la même période pour les 2 sites (07/2009 pour SJ et 04/2010 pour SM), ils ne peuvent pas être directement comparés. Cependant, sous la surface influencée par les conditions climatiques récentes, il apparaît que les variations de teneur en eau sont concordantes avec les variations de teneur en argile tandis que les potentiels matriciels sont relativement stables (**Figure 4.12c & d**).



**Figure 4.12.** Profils granulométriques de la zone non saturée pour les sites SJ (a) et SM (b) ; profils de teneur en eau gravimétrique (c) et de potentiel matriciel (WP4) (d) au 28/07/2009 pour SJ et au 28/04/2010 pour SM.



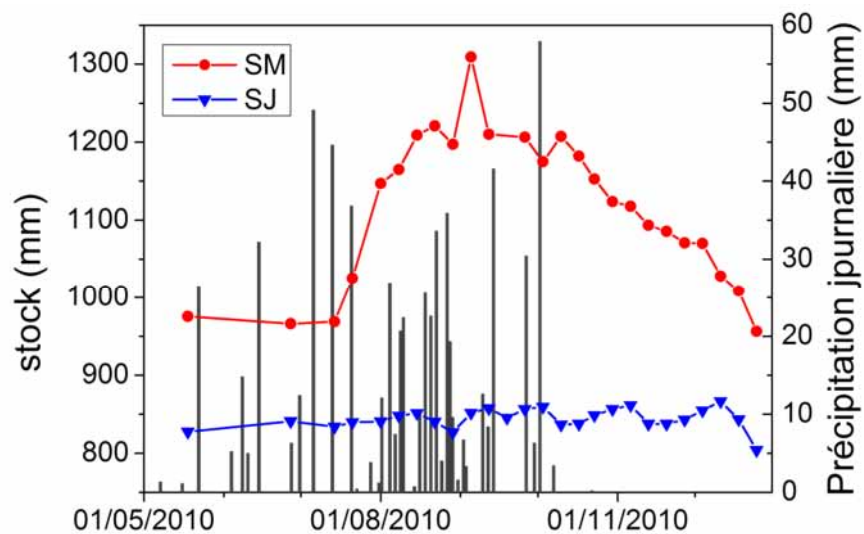
**Figure 4.13.** Teneurs en eau et précipitations associées pour les sites SJ (a, c) et SM (b, d) en 2010.



### 4.3.2.2. Suivis temporels

En 2010, pour SJ, hormis un léger front d'humidification du sol observé dans la seconde moitié de la saison des pluies à 15 cm de profondeur, les teneurs en eau ne montrent pas de variations temporelles significatives (**Figure 4.13a**). Pour SM, à cette même profondeur un front d'humidification d'une amplitude maximale de  $0.34 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$  et étalé sur toute la saison des pluies est mis en évidence. Il se propage jusqu'à la profondeur maximale du profil (378 cm) (**Figure 4.13b**).

L'intégration entre 0 et 378 cm de profondeur des teneurs en eau permet d'estimer le stock d'eau dans la colonne de la zone non saturée correspondante et ses variations au cours du temps. Pour SJ, le stock d'eau ne présente pas de variation significative au cours de l'année tandis que pour SM, il augmente (+150%) et diminue ensuite progressivement jusqu'à revenir à sa valeur initiale en décembre. En saison sèche, le stock d'eau pour SJ est inférieur de 20% au stock estimé pour SM (**Figure 4.14**).



**Figure 4.14.** Stock d'eau dans la partie supérieure de la zone non saturée (0-4 m) sur les sites SJ et SM en 2010.

### 4.4. Discussion

Pour WJ et WJ, les suivis temporels de la teneur en eau du sol montrent des différences de progression des fronts d'infiltration pour les 2 années considérées, bien que les cumuls pluviométriques soient similaires. Cela peut s'expliquer par la distribution temporelle des précipitations, plus régulières et d'intensité moindre en 2009 : (i) les pluies plus régulières permettent le maintien d'une teneur en eau relativement élevée à proximité de la surface et

donc d'une capacité d'infiltration plus importante ; (ii) les pluies moins intenses limitent l'effet « splash » et les diminutions de la capacité d'infiltration par encroûtement.

Les fronts d'infiltration progressent moins en profondeur pour WJ que pour WM. Cette variabilité spatiale de l'infiltration peut s'expliquer par une topographie différente à proximité des tubes de suivi neutronique, pentue qui permet l'évacuation de l'eau par ruissellement pour WJ, et plane qui favorise les stagnations d'eau pour WM. L'état du sol peut également expliquer cette variabilité, en particulier les labours fréquents pour le site cultivé WM permettent de casser les croûtes de battance éventuellement formées lors des événements pluvieux antérieurs (Peugeot *et al.*, 1997). Enfin, des prélèvements évapotranspiratoires supérieurs de 20% sur les parcelles en jachère (Ramier *et al.*, 2009) peuvent limiter la profondeur d'infiltration pour WJ.

Les teneurs en eau dans la partie supérieure de la zone non saturée (0-250 cm) pour WJ restent inférieures en moyenne de 6% à celles mesurées pour WM quelle que soit la période de l'année considérée. Cette différence de stock (intégrale des teneurs en eau) n'est vraisemblablement pas liée à une différence de texture du sol. Les analyses ponctuelles montrent en effet que : (i) la texture du profil pour WJ est plus argileuse que pour WM ; et (ii) la teneur en eau et la teneur en argile sont corrélées positivement. En d'autres termes, à processus équivalent, la teneur en eau pour WJ devrait être supérieure à la teneur en eau pour WM. De plus, les potentiels matriciels plus faibles pour WM confirment un état nettement plus sec pour ce site. Pour les 2 sites, les potentiels matriciels mettent aussi en évidence des flux ascendants dans la partie supérieure de la zone non saturée en saison sèche et des flux descendants en saison des pluies. Cependant, l'évolution des teneurs en eau plus en profondeur n'est pas significative et ne permet donc pas de caractériser un déséquilibre du bilan hydrique.

Les résultats obtenus pour Sadoré confortent ceux obtenus pour Wankama à plusieurs égards. Il apparaît tout d'abord que les teneurs en eau sont corrélées positivement aux proportions d'argile et ces dernières ne semblent pas influencer les potentiels matriciels. Les relations teneur en eau / potentiel matriciel ne sont donc pas uniformes au sein des profils et dépendent des proportions d'argiles. Par ailleurs, pour Sadoré comme pour Wankama, les amplitudes et profondeurs d'infiltration durant la saison des pluies sont supérieures pour les sites cultivés par rapport aux sites en jachère. De plus, quelle que soit la période considérée, les stocks d'eau dans la zone non saturée sont supérieurs pour les sites cultivés.

Cependant, les profondeurs d'infiltration pour les sites en jachère sont nettement plus faibles à Sadoré qu'à Wankama. Cela pourrait s'expliquer par un couvert végétal beaucoup plus dense à Sadoré (la jachère étant parquée depuis 1996) et par des prélèvements par transpiration plus importants. Au contraire, pour les sites cultivés, l'infiltration est plus marquée pour Sadoré que pour Wankama, ce qui pourrait s'expliquer par une précipitation annuelle supérieure de près de 200 mm en 2010.

#### **4.4. Conclusion**

Les données collectées sur les sites expérimentaux du sud-ouest Niger mettent en évidence des processus de la zone non saturée différents sur les parcelles en jachère et les parcelles cultivées en mil. En particulier, il apparaît que les quantités d'eau infiltrées suite aux événements pluvieux ainsi que les profondeurs de progression des fronts d'infiltration sont plus importantes pour les parcelles cultivées. Les principaux facteurs avancés pour expliquer cette différence sont (i) la configuration topographique des sites étudiés ; (ii) l'état de la surface du sol ; et (iii) les prélèvements racinaires. En saison sèche, le stock d'eau dans la zone non saturée reste nettement inférieur pour les jachères. Cependant, aucun flux vertical n'est établi au-delà de 4 m de profondeur, ni pour les jachères, ni pour les sites cultivés durant la période d'observation (1 à 2 ans) ; contrairement aux résultats d'études précédentes (p.ex., Gaze *et al.*, 1997 ; Bromley *et al.*, 2002). Il apparaît donc nécessaire de modéliser ce flux à long terme afin de mieux appréhender les conséquences des différences observées entre les deux types d'usage des sols.

# Chapitre 5

## **Modélisation numérique comparative jachère vs. mil des transferts hydriques dans la zone non saturée au sud-ouest Niger**

### **5.1. Introduction**

Au sud-ouest Niger, la problématique de l'étude concerne la quantification de la recharge diffuse sur les versants des plateaux et, plus particulièrement, l'influence de la diminution des surfaces en jachère au profit des surfaces cultivées en mil. A cette fin, deux sites principaux ont été instrumentés sur le bassin versant de Wankama, 60 km à l'est de Niamey, une parcelle en jachère depuis 10 ans (WJ) et un champ cultivé en mil depuis 5 ans (WM). Deux sites complémentaires, une jachère parquée depuis 13 ans (SJ) et un champ cultivé en mil depuis 5 ans (SM), ont par ailleurs été instrumentés à proximité de Sadoré, 40 km au sud-est de Niamey.

Dans ce chapitre, les conséquences à long terme de la conversion d'une jachère en champ de mil sur le drainage profond (à 10 m) sont étudiées à partir d'une modélisation numérique des écoulements dans la zone non-saturée (**Section 5.2**). Cette modélisation comprend deux étapes : (i) une étape inverse permettant d'estimer les propriétés hydrodynamiques du sol pour un profil caractéristique ; et (ii) une étape directe permettant d'estimer l'évolution des flux sur une période de 200 ans intégrant un changement d'usage des sols. Les résultats de la modélisation sont décrits (**Section 5.3**) puis confrontés aux résultats issus de l'approche expérimentale (cf. Chapitre 4) (**Section 5.4**).

*Le travail présenté dans ce chapitre a été accepté pour publication sous condition de révisions (Ibrahim et al., submitted). La version soumise est présentée en Annexe 2.*

## 5.2. Numerical modelling

### 5.2.1. Reference profile and model set-up

The soil profile described for the millet site to a depth of 10 m, which has similar grain size distribution to those of Nagumo (1992) and Massuel *et al.* (2006), was considered representative of the Wankama catchment and was used as a reference for the modeling work. Based on both grain size analyses and spatial variations in water content during the dry season (which was found to be linked to the clay content), four main soil units were differentiated and characterized according to the United States Department of Agriculture (USDA) soil textural classification (**Figure 5.1**): sand (S) from 0.00 to 0.30 m, loamy sand (IS) from 0.30 to 1.32 m, sandy loam (sL) from 1.32 to 4.32 m and sandy clay loam (ScL) from 4.32 to 10.00 m depth. The Hydrus-1D code (Simunek *et al.*, 2005) was used to simulate vertical flow through the soil profile.

This model simulates water flow in variably saturated porous media by solving the one-dimensional Richards' equation (Celia *et al.*, 1990):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} \right) - K(h) \right] - S \quad [5.1]$$

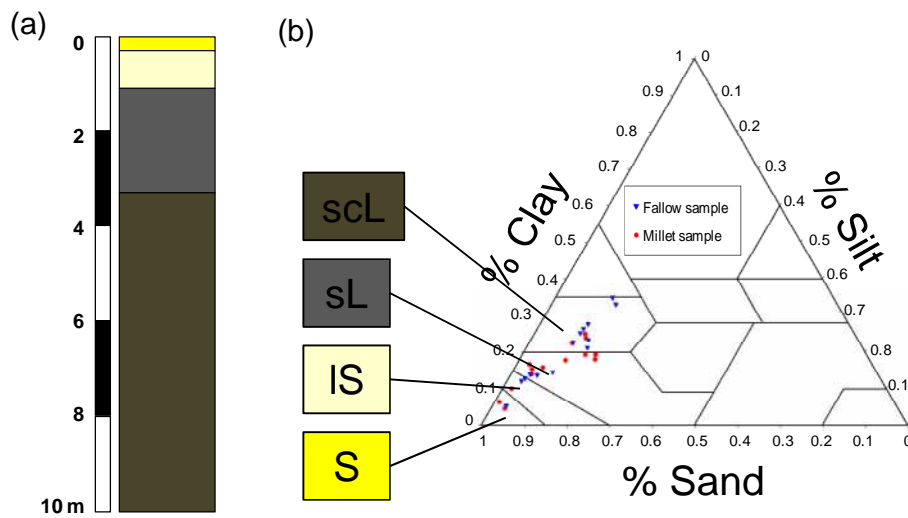
where  $\theta$  is volumetric water content [ $L^3.L^{-3}$ ],  $t$  is time [T],  $z$  is the vertical coordinate (positive upward) [L],  $h$  is pressure head [L],  $K$  is hydraulic conductivity [ $L.T^{-1}$ ], and  $S$  is a sink term representing processes such as plant water uptake [ $L^3.L^{-3}.T^{-1}$ ]. Retention and hydraulic conductivity functions are described by the Mualem-van Genuchten model (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980):

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m}, & h < 0 \\ \theta_s, & h \geq 0 \end{cases} \quad [5.2]$$

$$K(h) = \begin{cases} K_{\text{sat}} S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2, & h < 0 \\ K_{\text{sat}}, & h \geq 0 \end{cases} \quad [5.3]$$

$$\text{with } S_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \text{and} \quad m = 1 - \frac{1}{n}$$

where  $\theta_r$  and  $\theta_s$  are residual and saturated water contents [ $L^3.L^{-3}$ ],  $\alpha$  is related to the inverse air-entry value [ $L^{-1}$ ],  $n$  is a shape parameter [-],  $K_{\text{sat}}$  is saturated hydraulic conductivity [ $L.T^{-1}$ ],  $l$  is a pore-connectivity parameter [-]. These six soil hydraulic parameters (SHPs) need to be estimated to solve the flow problem.



**Figure 5.1.** Reference soil profile discretization used for the vadose zone modeling (a) and USDA textural classification with dots indicating fallow and millet samples position in this classification (b).

In this study, to reduce the number of SHPs,  $\theta_r$ ,  $n$ , and  $l$  were fixed, based on the following literature considerations. The  $l$  parameter was set to 0.5 as estimated by Mualem (1976) as an average for many soils and often fixed at this value (e.g. Simunek *et al.*, 1998; Verbist *et al.*, 2009). The product  $\alpha n$  can be used as a single characteristic shape index (Leij *et al.*, 2007) and water retention characteristics can be adequately modeled using a variable  $\alpha$  with a constant  $n$  (Hill *et al.*, 1992). Then,  $n$  parameter was set to the mean value found in the Rosetta database for that particular soil texture.  $n$  and  $\alpha$  parameters govern the shape of the water retention curve; accordingly,  $\theta_r$  parameter was set to the driest value of water content

measured in the field. Previous studies showed that this parameter is typically the least sensitive to the calibration data (e.g. Kelleners *et al.*, 2005; Mertens *et al.*, 2006). Finally, the three remaining parameters ( $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $K_{sat}$ ) needed to be estimated for each of the four soil units of the profile under consideration.

### 5.2.2. Inverse modeling

The aim of the inverse modeling procedure was to find values for the SHPs ( $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $K_{sat}$ ) that provide the best fit between model predictions and corresponding water content observations. An approach similar to the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE; Beven and Binley, 1992) method was implemented. The five major steps of this method as described by Khu and Werner (2003) were followed:

- (i) the Root Mean Square Error (RMSE) was used as a likelihood measure for evaluating model performances:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\theta_i^{sim} - \theta_i^{obs})^2} \quad [5.4]$$

where  $n$  is number of measurements [-];  $\theta_i^{sim}$  and  $\theta_i^{obs}$  are simulated and measured water content at depth/time  $i$ , respectively [ $L^3.L^{-3}$ ];

- (ii) the feasible range for the SHPs were derived from the Rosetta database (Schaap *et al.*, 2001) based on the USDA classification for each soil horizon and a uniform prior distribution was considered; These bounds were estimated from textural composition of each horizon (**Table 5.1**). The bulk density was not considered in this SHPs bounds estimation for two raisons: first the uncertainty in this parameter estimation and second for investigate “large interval of SHPs variation” to ensure parameters characterization space adequately.
- (iii) 10,000 sets of SHPs were randomly sampled from the previously defined prior distributions and the corresponding simulations were assessed according to the RMSE;
- (iv) the acceptable RMSE (RMSE<sub>a</sub>) was defined by integrating error associated with soil water content measurements in equation [5.4] and was used as a cut-off value to separate ‘behavioral’ and ‘non-behavioral’ SHP sets:

$$RMSE_a = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\theta_i^{omax} - \theta_i^{omin})^2} \quad [5.5]$$

where  $\theta_i^{omax}$  and  $\theta_i^{omin}$  are maximum and minimum uncertainty bounds of the measured water content at depth/time  $i$ , respectively [ $L^3.L^{-3}$ ];

- (v) all of SHP sets which resulted in  $RMSE < RMSE_a$  were considered equally acceptable and these behavioral sets were normalized to develop probability distribution functions.

The 10,000 simulations were run on the 10 m depth reference profile which was discretized into 472 nodes. Nodes were more closely spaced near the soil surface to enhance calculation of evaporation and to avoid abrupt head changes at material interfaces during modeling. A 275 day period from 1 Apr. 2010 to 31 Dec. 2010 was simulated. The initial condition was set to a pressure head ( $h$ ) based on soil water content data from 1 Apr. 2010. Daily recorded rainfall and potential bare soil evaporation (**Annex 1**) were used for the atmospheric upper boundary condition. The model of Feddes *et al.* (1978) was applied for computing root water uptake based on potential evapotranspiration (ET) for vegetation covers (**Annex 1**) and by considering a millet rooting depth of 1.50 m as measured by Rockström *et al.* (1998) for millet crop. The lower boundary condition was set up as free drainage (Simunek *et al.*, 2005).

The inverse procedure was carried out in two steps: first the RMSE was only computed for water content between 0.0 and 4.30 m depth, i.e. for the two upper soil units; then the RMSE was computed for water content between 4.30 and 10.00 m depth, i.e. for the two lower soil units (the SHPs for the upper units being fixed according to the results from the first step). This approach has the advantage of decreasing the number of required simulations by a factor of one.

**Table 5.1.** Lower and upper bounds values of the SHP used in the inverse modeling based on Rosetta database (Schaap *et al.*, 2001).  $\theta_r$ ,  $n$ , and  $l$  are adjusted parameters based on literature considerations.

Parameter	Unit	Lower bound	Upper bound
<b>Unit 1</b>			
$\theta_r$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.0100	0.0150
$\theta_s$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.2649	0.4845
$\alpha$	$\text{cm}^{-1}$	0.0048	0.2603
$n$	-	3.1769	3.1769
$K_s$	$\text{cm}.\text{day}^{-1}$	1.7701	405.4980



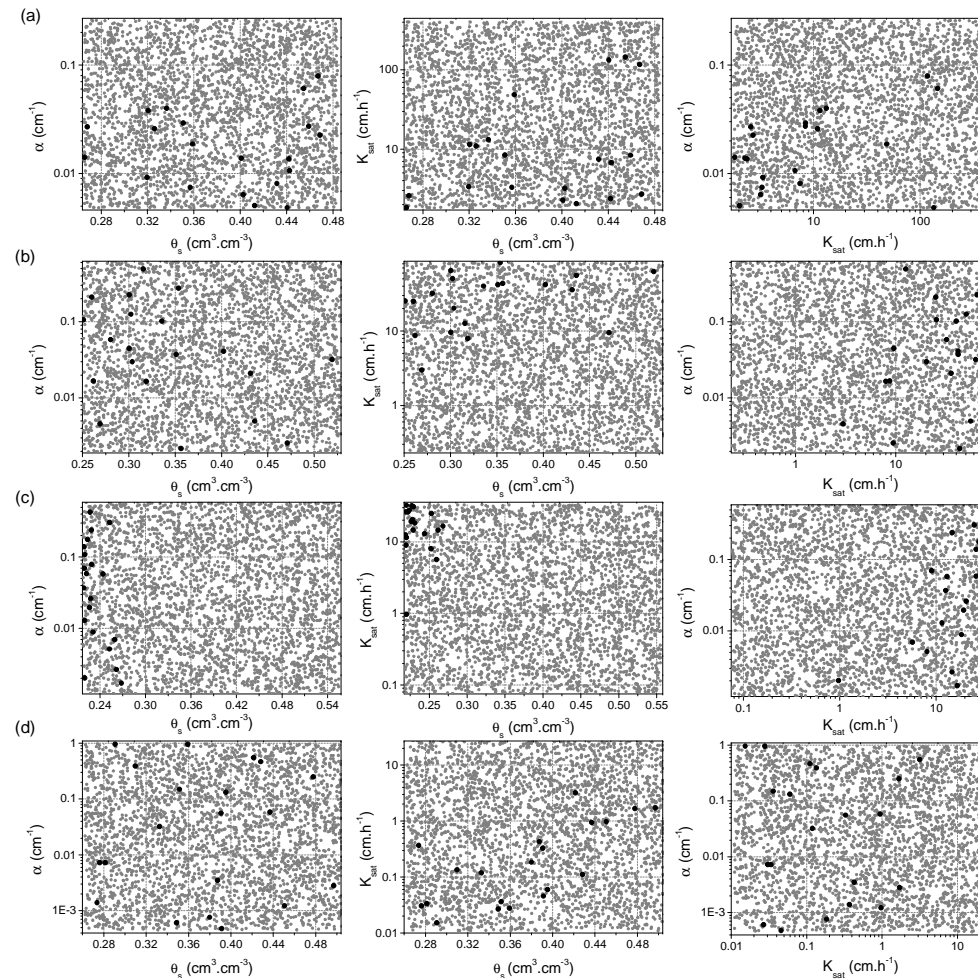
<b>l</b>	-	0.5000	0.5000
<b>Unit 2</b>			
<b>θr</b>	cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup>	0.0100	0.0150
<b>θs</b>	cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup>	0.2508	0.5300
<b>α</b>	cm <sup>-1</sup>	0.0019	0.6259
<b>n</b>	-	1.7458	1.7458
<b>Ks</b>	cm.day <sup>-1</sup>	0.2299	83.4620
<b>l</b>	-	0.5000	0.5000
<b>Unit 3</b>			
<b>θr</b>	cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup>	0.0100	0.0450
<b>θs</b>	cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup>	0.2176	0.5564
<b>α</b>	cm <sup>-1</sup>	0.0012	0.5929
<b>n</b>	-	1.4488	1.4488
<b>Ks</b>	cm.day <sup>-1</sup>	0.0763	33.2957
<b>l</b>	-	0.5000	0.5000
<b>Unit 4</b>			
<b>θr</b>	cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup>	0.0100	0.0710
<b>θs</b>	cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup>	0.2623	0.5051
<b>α</b>	cm <sup>-1</sup>	0.0005	0.9793
<b>n</b>	-	1.3305	1.3305
<b>Ks</b>	cm.day <sup>-1</sup>	0.0110	27.5416
<b>l</b>	-	0.5000	0.5000

### 5.2.3. Long-term deep drainage modeling

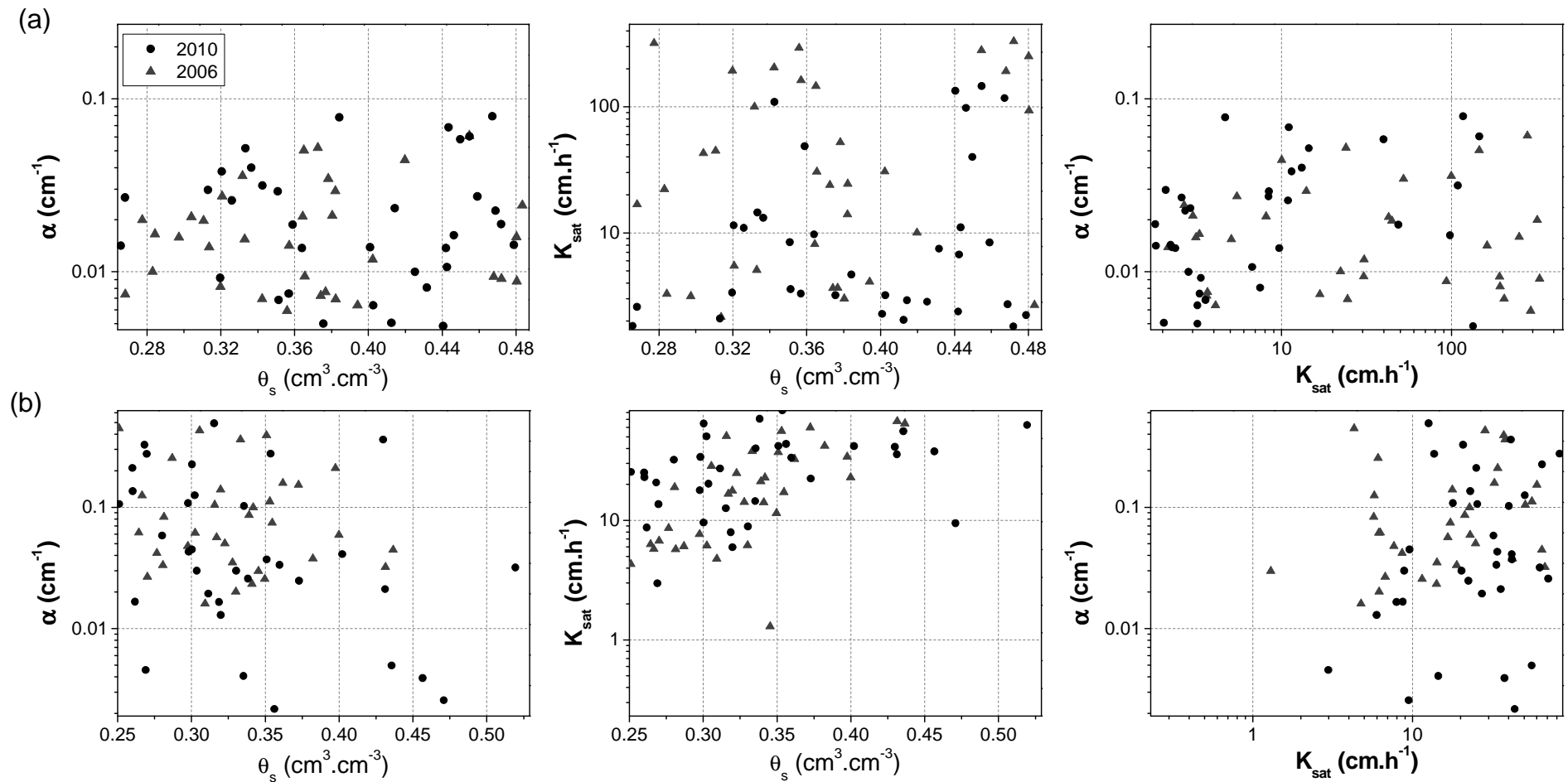
The acceptable (behavioral) SHP sets, i.e. which resulted in  $RMSE < RMSEa$ , were then used for forward modeling to assess changes in drainage at 10 m depth after converting from fallow to millet land use. Both the profile depth and discretization were set similar to those used for the inverse modeling. A free drainage lower boundary condition was also fixed. A 200 years period, consisting of 100 years under fallow conditions followed by 100 years under millet conditions was simulated. The atmospheric upper boundary condition was defined by replicating 5 years (2006 to 2010) of available climatic data. Annual rainfall was 580 mm in 2006, 421 mm in 2007, 544 mm in 2008, 430 mm in 2009 and 427 mm in 2010. Fallow and millet rooting depths were set to 4.50 and 1.50 m, respectively as measured by Gaze *et al.* (1998) for *Guiera senegalensis*, the dominant shrub in fallow and by Rockström *et al.* (1998) for millet crop. Modeling results were analyzed regarding (i) difference between simulated and monitored volumetric water content in the vadose zone; (ii) ET fluxes under the two sites which represent the main potential difference between fallow and millet conditions; and (iii) drainage at 10 m depth.

### 5.3. Results

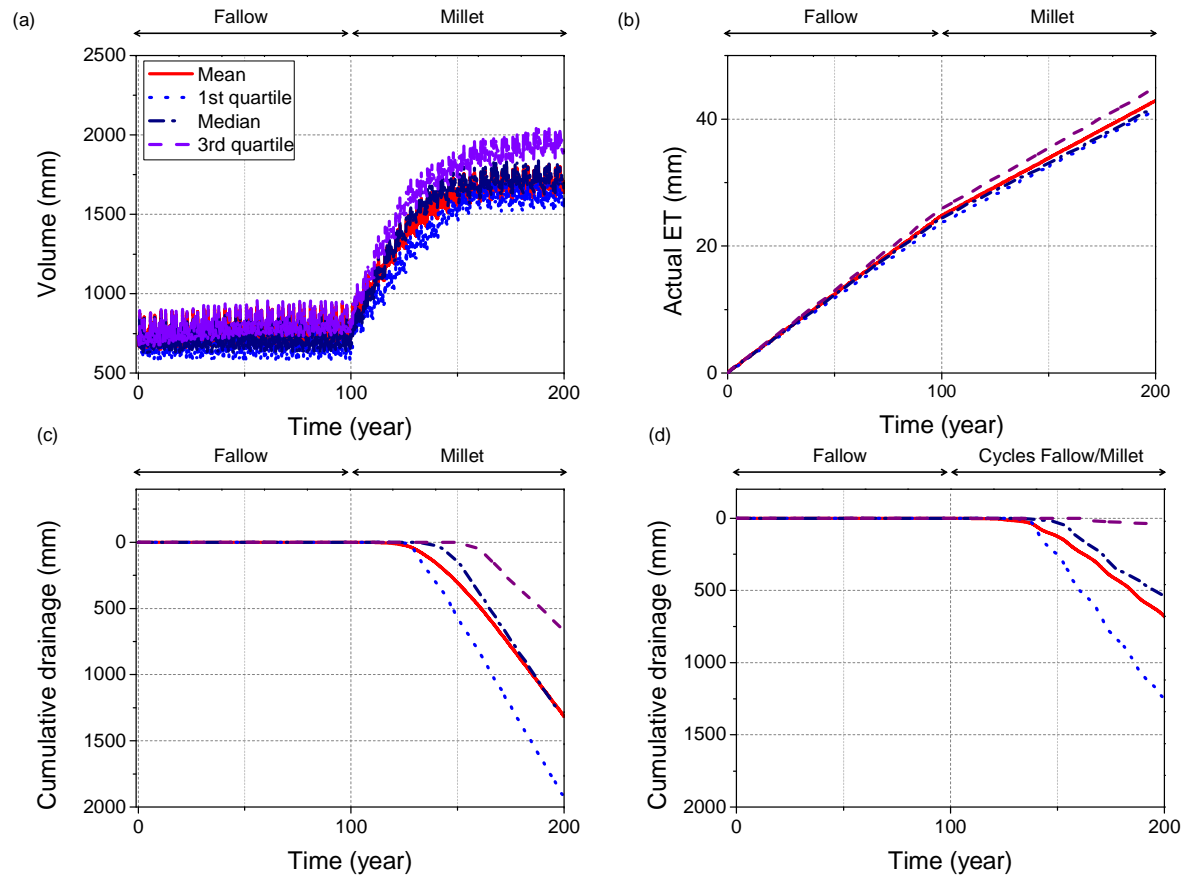
The inverse modeling resulted in 20 acceptable (behavioral) sets of SHPs, i.e.  $RMSE < RMSEa$ . The 2D probability density functions (pdfs) were generally constrained according to the parameter and soil unit under consideration (**Figure 5.2**). In particular, the inference of the parameter  $\theta_s$  was difficult due to the fact that the measured water content never corresponded to full saturation of the soil profile; and the SHP ranges for the lower soil unit remained large, probably due to low variations in measured water content at this depth. The  $K_{sat}$  parameter was generally well constrained with values between 1 and 10  $cm \cdot h^{-1}$  for the upper soil unit; between 10 and 100  $cm \cdot h^{-1}$  for the two lower soil units; and less than 1  $cm \cdot h^{-1}$  for the lowest soil unit. The relevance of the resulting SHP sets was verified by performing the inversion again, on two upper soil units, using 2006 soil water content data recorded by time domain reflectometry (TDR) probes (published in Ramier *et al.*, 2009). A similar behavioral SHP sets was found (**Figure 5.3**). This verification was not possible for the two lowest soil units because 2006 TDR probes data are limited at 2.50 m depth. All of the behavioral SHP sets were used in forward modeling (20 simulations).



**Figure 5.2.** 2x2D probability density functions (pdfs) of the three estimated soil hydraulic parameters ( $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $K$ ) for: (a) unit 1, (b) unit 2, (c) unit 3 and (d) unit 4. Each dot represents one single run of simulation. The gray dots indicate all sampled SHPs and the black ones the range of behavioral SHP sets.



**Figure 5.3.** 2x2D probability density functions (pdfs) of the three estimated soil hydraulic parameters ( $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $K$ ) for: (a) unit 1 and (b) unit 2 for the two upper soil units. The black dots indicate behavioral SHP sets resulting for inversion using 2010 soil water content data and the grey ones the range of behavioral SHP sets using 2006 soil water content data.



**Figure 5.4.** Mean and quartiles of: (a) simulated water volume within the vadose zone, (b) cumulative actual ET and (c) cumulative drainage at 10 m depth computed from the best 20 SHP sets for 100 years fallow followed by 100 years millet conditions; and (d) mean and quartiles of simulated cumulative drainage at 10 m depth computed from the best 20 SHP sets for 100 years fallow followed by 100 years of cultivation cycles consisting of 10 years millet conditions followed by 5 years fallow conditions.

The simulated volume of water within the vadose zone under the fallow condition ranges from 650 (1<sup>st</sup> quartile) to 760 mm (3<sup>rd</sup> quartile) (median: 690 mm) with about 6% interannual variation. The transition from fallow to millet conditions resulted in an immediate increase in volumetric water content. Simulated water storage stabilized 55 to 57 years after the transition, between 1370 to 1650 mm (median: 1500 mm) (**Figure 5.4a**). Under the fallow condition, simulated actual ET ranges from 230 to 260 mm.yr<sup>-1</sup> (median: 240 mm.yr<sup>-1</sup>), i.e. 50% less than potential ET. In contrast under millet cropland, actual ET is similar to potential ET, ranging from 172 to 200 mm.yr<sup>-1</sup> (median: 185 mm.yr<sup>-1</sup>) (**Figure 5.4b**). There was no simulated drainage at 10 m depth after 100 years under the fallow condition. From 27 to 50 years (median: 38 years) after the transition to millet, drainage became relatively stable ranging from 15 to 27 mm.yr<sup>-1</sup> (median: 24 mm.yr<sup>-1</sup>) (**Figure 5.4c**).

#### 5.4. Discussion

Mean simulated volumetric water content in the vadose zone (0-10 m) for the fallow period is consistent with monitored water contents for the Wankama fallow site (~750 mm). After the transition from fallow to millet, simulated volumetric water content increased over 50 years, until simulated volumetric water content for the millet period was ~50% higher than mean volumetric water content for the fallow period. For the Wankama millet site, the monitored volumetric water content was higher than that monitored for the fallow site, but only by 6%. This difference may be related to the relatively recent transition to millet cropland (10 years; pers. comm. of the farmer). Several hypotheses were suggested for explaining changes in monitored water volume in the vadose zone from fallow to millet conditions: (i) different soil parameters, especially near the soil surface (e.g., soil crusting). Higher infiltration capacity below millet field due to local agricultural practices (regular hand weeding during the rainy season; Favreau *et al.*, 2002); (ii) different rainfall inflows due to variable local geomorphology; or (iii) different ET beneath the two covers. However, for the numerical modeling, similar profile and soil settings were considered and ET was therefore the main factor that could influence the soil water storage.

For the fallow period, simulated actual ET was ~50% less than potential ET indicating that the amount of water available in the root zone was less than plant requirements. For the millet period, simulated actual ET was similar to potential ET indicating that the amount of water available in the root zone was equal to or exceeded that required by the plant. As a result, mean simulated ET for the fallow period was 240 mm.yr<sup>-1</sup> relative to 200 mm.yr<sup>-1</sup> for the millet period. These values correspond to 50% and 40% of the mean annual precipitation (480

mm for the 5 yr period) and are consistent with previous measurements of ET based on flux monitoring and ecohydrological modeling for the Wankama catchment during the 2005-2006 season (Boulain *et al.*, 2009; Ramier *et al.*, 2009): monitored ET represented 65% of rainfall for the fallow site and 45% for the millet site; higher soil moisture observed for the millet site may therefore be attributed to lower ET.

Simulated drainage at 10 m depth was zero for the fallow period. After the transition from fallow to millet, no drainage was simulated during the first 25-50 years, then it increased and rapidly reached a mean threshold of  $\sim 20 \text{ mm.yr}^{-1}$ . Field monitoring of matric potentials did not indicate drainage for either the fallow or millet sites. The monitoring is consistent with the modeling results because the transition from fallow to millet occurred recently ( $\sim 10$  years ago). However, in the long-term, i.e. 100 years, fixed millet conditions do not represent actual conditions. In fact, present-day (2000s) cultivation cycles in SW Niger generally consist of 10 years under millet followed by 5 years of fallow conditions. To highlight the influence of such cycles on the drainage at the bottom of the profiles (10 m depth), additional simulations were performed. Results show similar trends; i.e. drainage at 10 m depth ranging from 15 to 27  $\text{mm.yr}^{-1}$  (median: 25  $\text{mm.yr}^{-1}$ ) occur after 35 to 60 years (median: 40 years) (**Figure 5.4d**).

Until now, hydrological data analyses failed to show any drainage beyond a few meters depth under millet rainfed crops in southwestern Niger. Accordingly, the vadose zone monitoring performed in this study did not show any vertical flux at 10 m depth. However, numerical modeling indicates that drainage could take several decades to establish after conversion from fallow to millet cropland. Then, significant drainage could occur,  $\geq 20 \text{ mm.yr}^{-1}$ , i.e. 5% of annual rainfall. However, the diffuse recharge could be delayed in time depending on both the water table depth and the date of the transition from natural fallow to crops. The average depth to the water table is  $\sim 50$  m in SW Niger (Massuel *et al.*, 2005), meaning that the impact of direct recharge on the water table rise may takes several decades to have an impact on aquifer reserves. As shown elsewhere in semiarid regions (e.g., Leaney *et al.*, 2003), direct recharge may result in increasing groundwater salinity, although the solute content of the vadose zone was shown to be relatively low (experimental electrical conductivity of the pore water of about  $100 \text{ Ms.cm}^{-1}$ ; Massuel *et al.*, 2006). The increase in water storage within the vadose zone and the low solute content in the upper meters of the vadose zone is yet a signal indicating that the process is ongoing. In the lower part of the landscape, where groundwater is shallower, increasing direct recharge below millet fields may already have occurred and could contribute to explain the observed discrepancy between the simulated three-fold

increase in runoff and the tenfold increase in groundwater recharge (Massuel *et al.*, 2011; Boucher *et al.*, 2012).

### **5.5. Conclusion**

Large scale land cover changes have occurred in West Africa during the last half century, mostly conversion of native savannah and fallow land to millet cropland. Monitoring of water content and matric potential under fallow and recently converted (5 years) millet cropland show increases in water storage under millet cropland by 6 % and higher (wetter) matric potentials under cropland relative to fallow land with shrub land typical of savannahs. However, monitoring does not suggest any drainage at the bottom of the 10 m soil profiles. Results of long term (100 years) simulations of water fluxes under fallow converted to millet cropland showed an immediate increase in water storage followed by drainage ( $\sim 20 \text{ mm.yr}^{-1}$ , i.e. 5% of annual rainfall) at the bottom of the profile after 35 to 60 years. The modeling results are consistent with the monitoring data and suggest that regional increases in recharge should occur in this region in response to land cover changes over the past several decades. These increases in recharge should supplement increases in focused recharge caused by increased runoff and accumulation in ephemeral ponds that has been recorded and simulated. Results of these analyses have important implications for water resources in this region and suggest further increases on groundwater resources are projected within the next several decades that could support small scale irrigation at sustainable levels.



# **Partie III :**

# **Sud-Est Niger**

# Chapitre 6

## Analyse expérimentale des transferts hydriques et de solutés dans la zone non saturée au sud-est Niger

### 6.1. Introduction

Au sud-est Niger, la problématique de l'étude concerne l'impact des mises en culture pluviales et irriguées sur le potentiel de salinisation de la nappe. Plusieurs sites représentatifs des principaux usages de la région ont donc été instrumentés (**Figure 3.3**) : (i) deux sites sous pâturage extensifs, Kaola Djima (KJ) et Kousseiry (KO), au cœur de la plaine du Kadzell, 60 et 50 km au nord de Diffa ; (ii) un site sous culture pluviale (mil), Saleyri (SA), dans la vallée de la Komadougou Yobé, à proximité de Diffa ; (iii) un site irrigué (poivron) via les eaux de la Komadougou Yobé, Zarwaram (ZA), en bordure de la rivière, 20 km à l'ouest de Diffa ; et (iv) un site irrigué (poivron) via les eaux de la nappe libre, N'Gagam (NG), dans la vallée de la Komadougou Yobé, 40 km à l'est de Diffa.

Dans ce chapitre, les données physico-chimiques recueillies sur chacun des sites sont synthétisées et interprétées (**Section 6.2**). Les processus de transfert de solutés dans la zone non saturée sur les sites sous pâturage, sous culture pluviale et sous culture irriguée sont ensuite comparés et discutés (**Section 6.3**).

## 6.2. Caractérisation physico-chimique<sup>2</sup> de la zone non saturée

### 6.2.1. Sites sous pâturage extensif

#### 6.2.1.1. Kaola Djima (KJ)

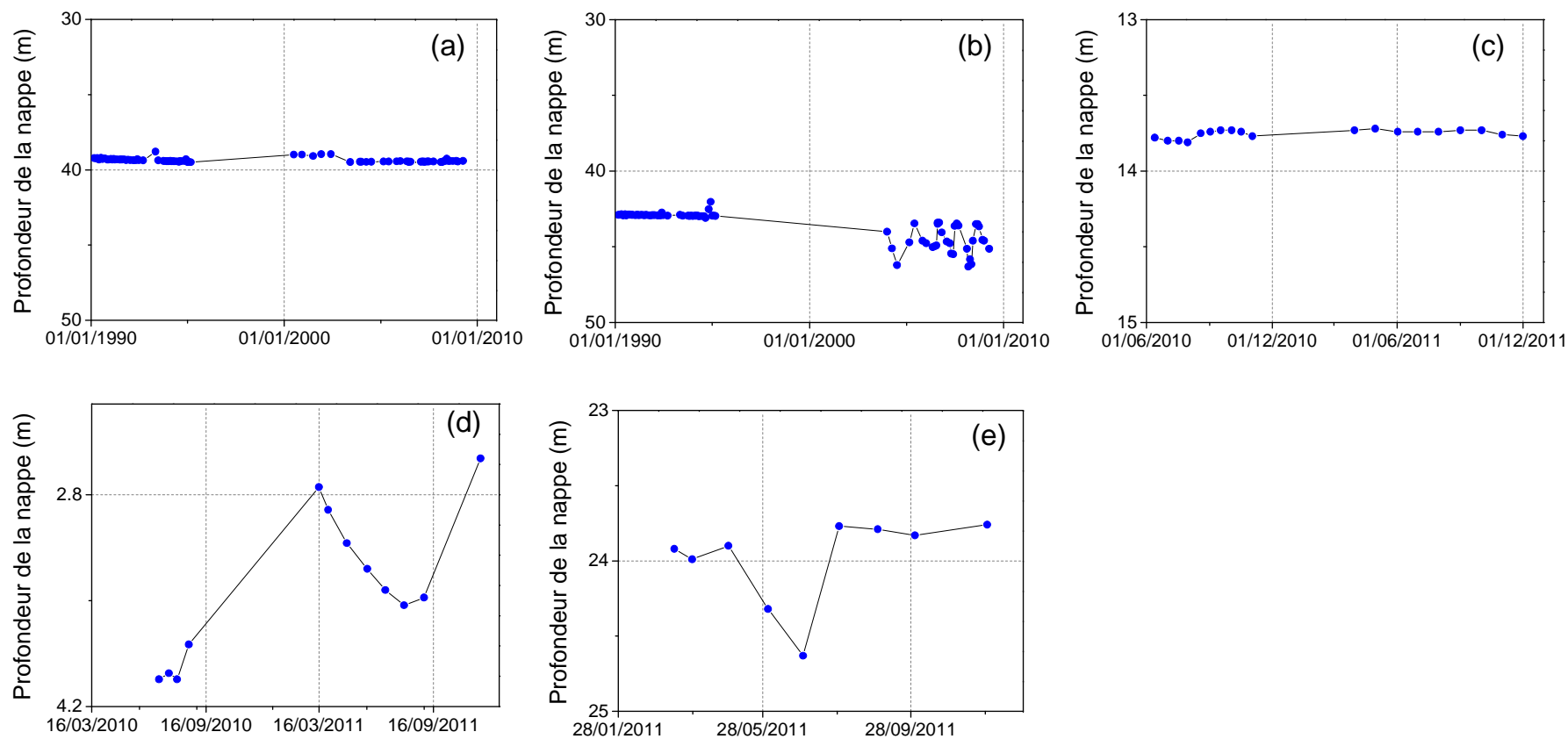
Kaola Djima est une zone de pâturage extensif de la plaine du Kadzell, 60 km au nord de Diffa (**Figure 3.3**). Le site étudié est localisé dans une dépression inondée par les eaux de ruissellement durant la saison des pluies ; la profondeur piézométrique est de ~45 m et ne varie pas significativement à l'échelle annuelle (**Figure 6.1a**). Les analyses physico-chimiques des sols sont réalisées jusqu'à 8.5 m de profondeur.

Les analyses granulométriques indiquent une fraction argileuse à argilo-limoneuse importante dans la partie sommitale du profil de sol, croissante de 40% en surface à 70% à 2.0 m. Hormis des niveaux plus argileux à 2.7 m (70%) et à 8.5 m (20%), la partie basale du profil est dominée par des éléments plus grossiers, la fraction sableuse étant supérieure à 90% (**Figure 6.2a**). Cette distribution des fractions granulométriques est confirmée par des résistivités électriques faibles (15  $\Omega$ .m) jusqu'à 2.2 m puis élevées (200  $\Omega$ .m) jusqu'à 7.0 m (**Figure 6.2b**).

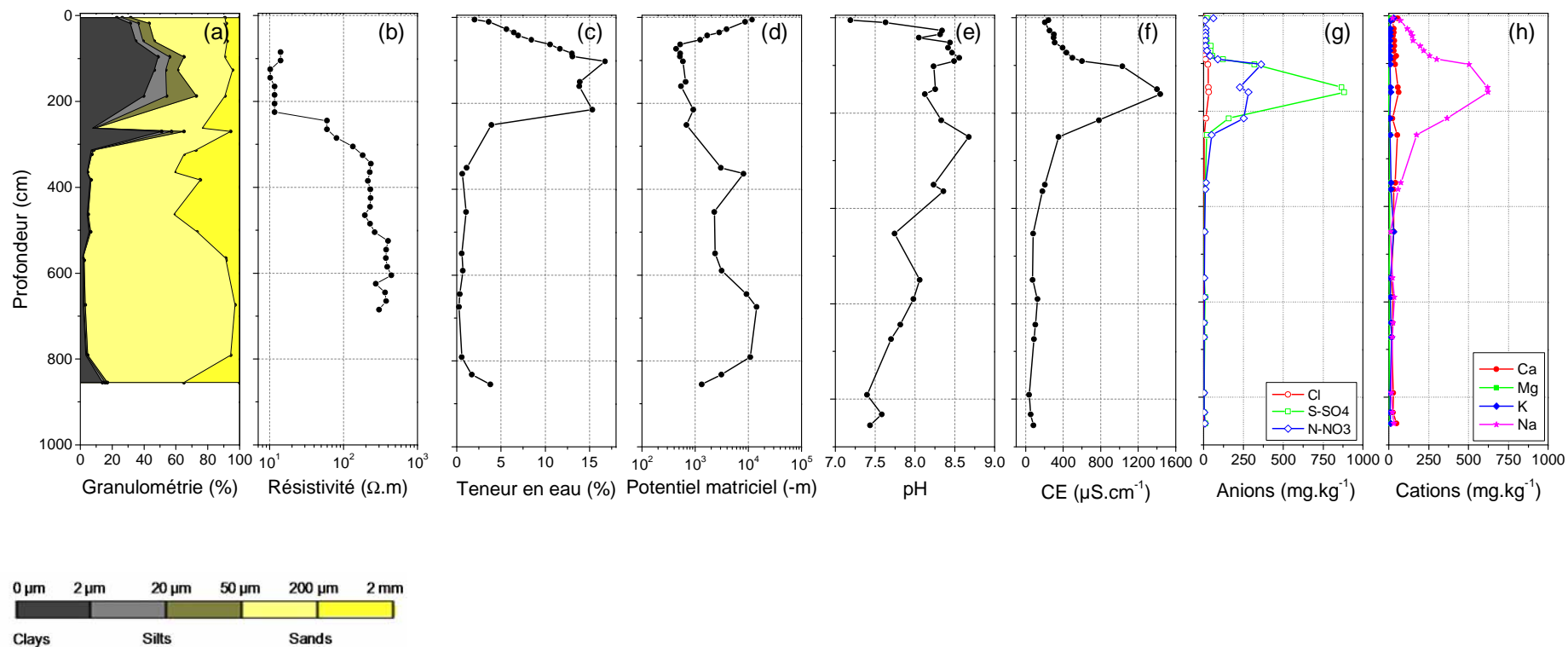
Les valeurs de teneur en eau sont corrélées positivement à la fraction argilo-limoneuse : elles augmentent de 3 à 15% entre 0.0 et 1.0 m ; se stabilisent autour de 15% jusqu'à 2.2 m ; diminuent brusquement et s'établissent autour de 2% jusqu'à 7.0 m ; elles augmentent ensuite légèrement et atteignent 5% à 8.5 m (**Figure 6.2c**). Les mesures de potentiel matriciel indiquent un flux ascendant entre 0.0 et 1.0 m et descendant entre 2.2 et 3.0 m, soit de part et d'autre du principal niveau argileux. Ces flux sont associés à des différences de potentiel de ~10000 m. Un flux ascendant est également mis en évidence au sommet du niveau argileux identifié vers 8.5 m (**Figure 6.2d**).

---

<sup>2</sup> Pour les profils de solutés, les concentrations ioniques sont exprimées en mg.kg<sup>-1</sup> de sol sec car d'après Scanlon *et al.*, 2010, ces dernières seraient plus fiables que celles exprimées en mg.L<sup>-1</sup> en raison des pertes potentielles d'eau par évaporation pendant l'échantillonnage, le transport ou les analyses au laboratoire. Dans le reste du document, les concentrations sont exprimées en meq.L<sup>-1</sup> pour comparer les signaux géochimiques entre les apports et les accumulations de solutés observées sur les différents profils.



**Figure 6.1.** Profondeur de la nappe libre au sud-est Niger sur les sites KJ (a), KO (b), SA (c), ZA (d) et NG (e).



**Figure 6.2.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de Kaolo Djima (KJ) (échantillonnage le 21/06/2009) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).

Les analyses chimiques de l'eau interstitielle montrent un pH compris entre 7.2 et 8.7 sur l'ensemble du profil (**Figure 6.2e**). La conductivité électrique varie de 200 à 1400  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  entre 0.0 et 1.6 m ; puis diminue rapidement et se stabilise autour de 100  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  à 3.0 m (**Figure 6.2f**). Le pic de conductivité électrique est associé à une accumulation de sulfate (880  $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ), de sodium (620  $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) et, dans une moindre mesure, de nitrate (360  $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) (**Figure 6.2g & h**).

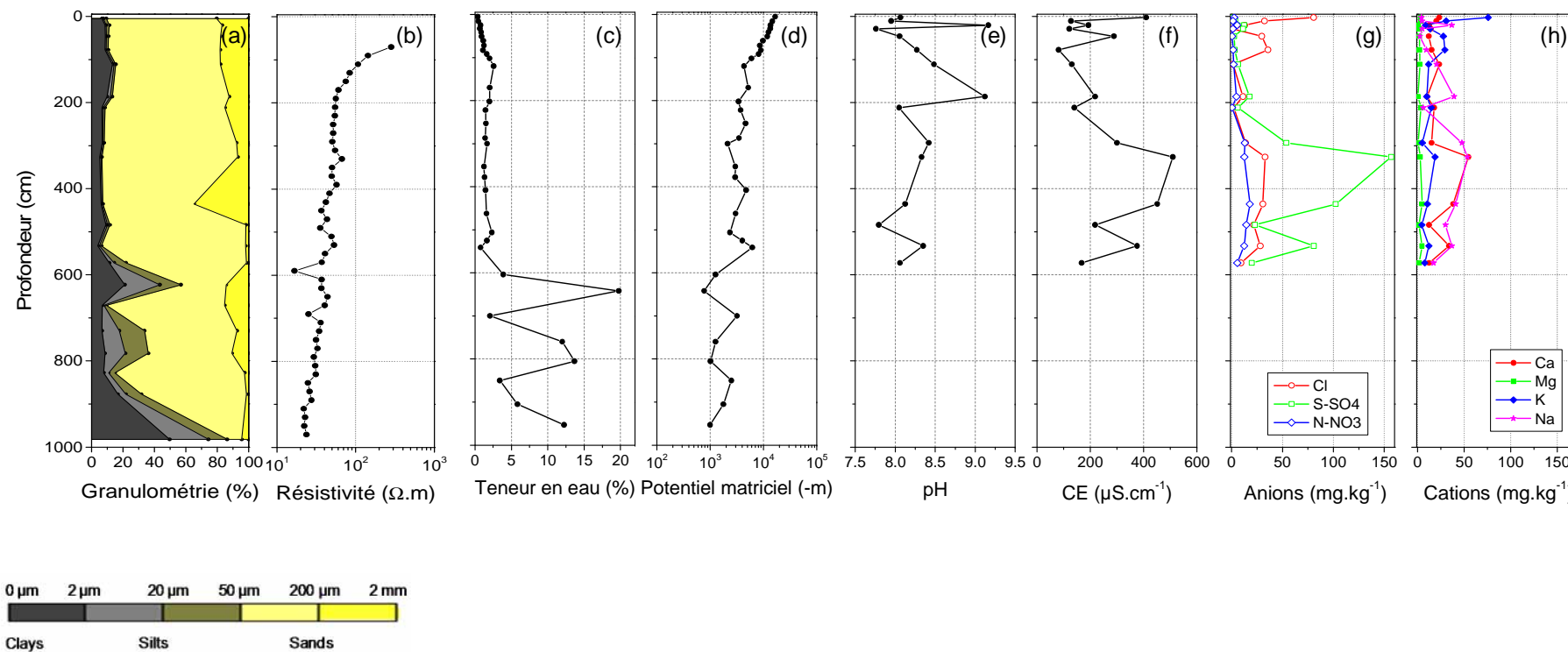
#### 6.2.1.2. Kousseiry (KO)

Kousseiry est une zone de pâturage extensif de la plaine du Kadzell, 50 km au nord de Diffa (**Figure 3.3**). Le site étudié est localisé sur une aire plane ; la profondeur piézométrique est de ~40 m et ne varie pas significativement à l'échelle annuelle (**Figure 6.1b**). Les analyses physiques et chimiques des sols sont réalisées jusqu'à 10.0 et 6.0 m de profondeur, respectivement.

Les analyses granulométriques indiquent une fraction sableuse supérieure à 85% jusqu'à 5.0 m ; des passées limono-argileuses à 6.0 et 7.5 m (maximum 60 et 30% respectivement) ; puis une augmentation importante (90%) des fractions limoneuses et argileuses entre 8.0 et 10.0 m (**Figure 6.3a**). La résistivité électrique, stable autour de 60  $\Omega\cdot\text{m}$  entre 1.5 et 5.5 m diminue ensuite progressivement et atteint 25  $\Omega\cdot\text{m}$  à 10.0 m (**Figure 6.3b**).

Les valeurs de teneur en eau sont corrélées positivement à la fraction argilo-limoneuse : elles sont stables, inférieures à 3% entre 0.0 et 5.5 m ; puis augmentent brusquement et atteignent 15 à 20% au niveau des passées plus fines (**Figure 6.3c**). Les mesures de potentiel matriciel augmentent régulièrement de la surface jusqu'à 10.0 m de -100000 à -1000 m, témoignant d'un flux ascendant sur l'ensemble du profil (**Figure 6.3d**).

Les analyses chimiques de l'eau interstitielle montrent un pH compris entre 7.7 et 9.0 sur l'ensemble du profil (**Figure 6.3e**). Le profil de conductivité électrique est très irrégulier, avec des valeurs comprises entre 70 et 500  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  (**Figure 6.3f**). Les teneurs en éléments majeurs sont également variables, avec cependant des concentrations plus importantes de sulfate (150  $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ), de calcium (50  $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) et de sodium (50  $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) observées entre 0.0 et 1.5 m puis entre 2.5 et 6.0 m (**Figure 6.3g & h**).



**Figure 6.3.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de Kousseyri (KO) (échantillonnage le 23/06/2009) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).

## 6.2.2. Site sous culture pluviale

### 6.2.2.1. Saleyri (SA)

Saleyri est un village localisé à proximité (~5 km) de Diffa (**Figure 3.3**). Le site retenu est un champ de mil cultivé depuis 35 ans et mis en jachère durant 2 à 3 ans après 3 à 5 ans d'exploitation (com. pers. propriétaire du champ). La profondeur de la nappe varie peu au cours de l'année, entre 14 et 15 m (**Figure 6.1c**). Les analyses physiques et chimiques des sols sont réalisées jusqu'à 5 m de profondeur.

Les analyses granulométriques indiquent une fraction sableuse supérieure à 80% sur la totalité du profil. La fraction argilo-limoneuse s'accroît de 3 à 20% entre 0.0 et 2.0 m, puis diminue de 20 à 2% avant de s'établir à ~ 4% jusqu'à 4.5 m de profondeur ; cette passée plus fine est associée à une diminution de la résistivité électrique de 300 à 100  $\Omega.m$  (**Figure 6.4a & b**).

Les teneurs en eau sont globalement faibles avec des maximales de 3.5% au niveau du pic argilo-limoneux vers 2.0 m de profondeur (**Figure 6.4c**). Les valeurs de potentiel matriciel augmentent de -10000 à -1000 m entre 0.0 et 2.0 m témoignant d'un flux ascendant, puis diminuent de -1500 à -5000 m entre 2 et 3 m de profondeur témoignant d'un flux descendant avant de se stabiliser autour de -3000 m sur le reste du profil (**Figure 6.4d**).

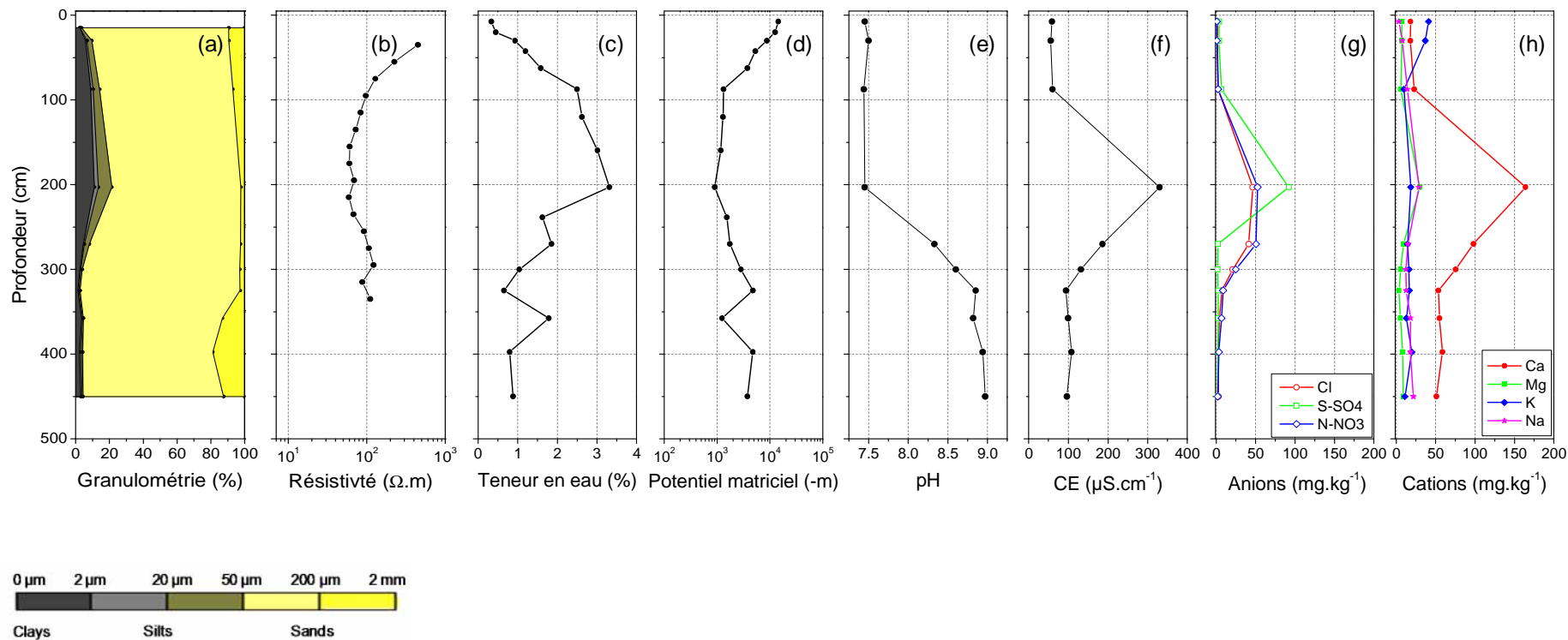
Les analyses chimiques montrent des pH allant de 7.4 à 8.9 (**Figure 6.4e**) et une faible augmentation de la conductivité électrique allant de ~60 à 330  $\mu S.cm^{-1}$ , entre 1.0 et 3.0 m (**Figure 6.4f**), associée à un pic de concentration en sulfate (6 à 92  $mg.kg^{-1}$ ), de calcium (6 à 164  $mg.kg^{-1}$ ) ; et dans une moindre mesure de nitrate (2 à 52  $mg.kg^{-1}$ ) et de chlorure (2 à 46  $mg.kg^{-1}$ ) (**Figure 6.4g & h**).

## 6.2.3. Sites sous culture irriguée

### 6.2.3.1. Zarwaram (ZA)

Zarwaram est localisé à 20 km à l'ouest de Diffa et en bordure de la Komadougou Yobé (KY) (**Figure 3.3**). Le site retenu est une parcelle cultivée en poivron depuis plus de 15 ans avec des alternances sur 2 ou 3 ans de culture d'oignons. Au moment de l'échantillonnage (en mai 2010), la parcelle était cultivée en poivron depuis 4 ans. La nappe est peu profonde (~ 5 m) et peut remonter jusqu'à 2.5 m entre les mois de décembre et mars (**Figure 6.1d**). Le site est fréquemment inondé en saison de pluies. L'irrigation se fait essentiellement à partir de la





**Figure 6.4.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de Saleyri (SA) (échantillonnage le 14/05/2010) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).

Komadougou Yobé. La nappe quaternaire est utilisée occasionnellement en appoint. Les analyses physiques et chimiques des sols sont réalisées jusqu'à la nappe (~ 4 m de profondeur).

Les analyses granulométriques indiquent une fraction argileuse à argilo-limoneuse dominante entre 0.0 et 2.5 m avec un maximum de 80% à 0.7 m. Entre 2.5 et 4.0 m, cette fraction diminue fortement et la fraction sableuse s'établit à plus de 90% (**Figure 6.5a**). Cette transition granulométrique est confirmée par une augmentation de la résistivité électrique de 8 à 80  $\Omega.m$  (**Figure 6.5b**).

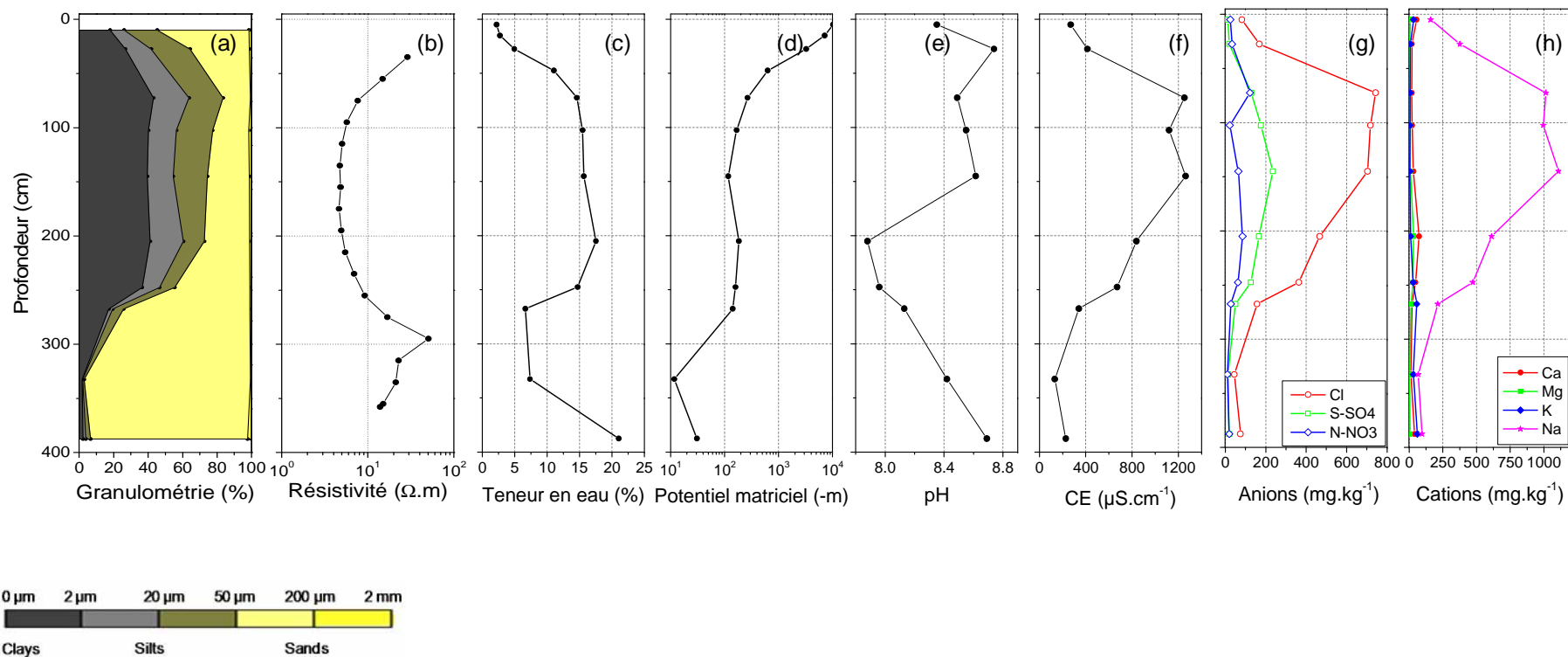
Les valeurs de teneur en eau sont inférieures à 5% au sommet du profil ; augmentent rapidement jusqu'à plus de 15% entre 0.5 et 2.5 m ; diminuent jusqu'à 5% entre 2.5 et 3.0 m ; puis augmentent et atteignent 20% à 4.0 m (**Figure 6.5c**). Les mesures de potentiel matriciel indiquent un flux ascendant entre 0.0 m et 1.0 m (-10000 à -500 m) et entre 3.0 et 4.0 m (-500 à -10 m). A 4.0 m, des valeurs de potentiel matriciel de -10 m indiquent une teneur en eau proche de la saturation (**Figure 6.5d**).

Les analyses chimiques montrent une variation de pH entre 7.8 et 8.7 (**Figure 6.5e**). La conductivité électrique augmente de 270 à 1300  $\mu S.cm^{-1}$  entre 0.0 et 1.5 m ; puis diminue pour atteindre 340  $\mu S.cm^{-1}$  entre 1.5 et 2.6 m avant de se stabiliser autour de 200  $\mu S.cm^{-1}$  sur le reste du profil (**Figure 6.5f**). Le pic de conductivité électrique est associé à des pics de concentration de chlorure (150 à 740  $mg.kg^{-1}$ ) et sodium (160 à 1200  $mg.kg^{-1}$ ). Une légère augmentation des teneurs en sulfate est également constatée (20 à 240  $mg.kg^{-1}$ ) (**Figure 6.5g & h**).

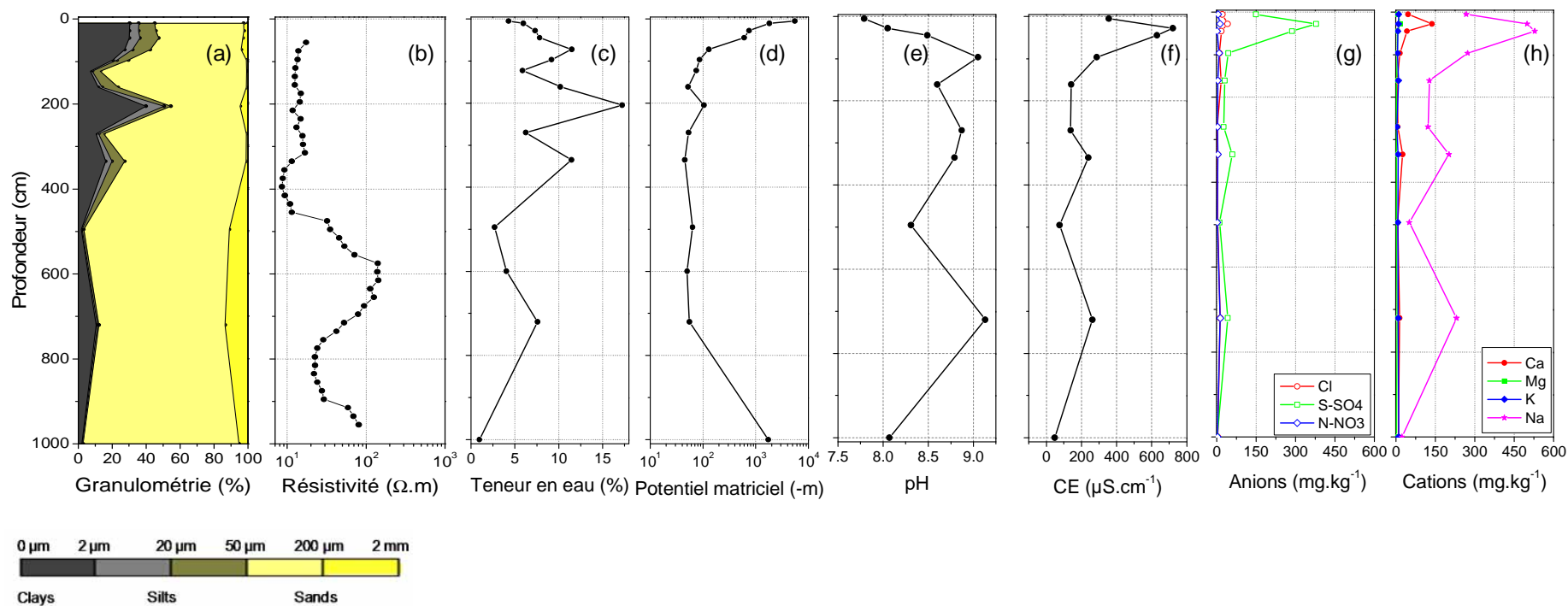
#### 6.2.3.2. N'Gagam (NG)

N'Gagam est situé ~ 40 km à l'est de Diffa. Le site retenu est une parcelle de poivron récente dont la mise en culture date de 2007 (**Figure 3.3**). La nappe est située à ~ 24 m de profondeur (**Figure 6.1e**). L'irrigation se fait essentiellement à partir de la nappe via des forages, hormis une courte période (< 2 mois) où l'irrigation se fait à partir d'une mare temporaire. Les analyses physiques et chimiques des sols sont réalisées jusqu'à ~ 10 m de profondeur.

Les analyses granulométriques indiquent une fraction sableuse dominante sur l'ensemble du profil. Cependant des passées argileuses à argilo-limoneuse décimétriques (20 à 60%) apparaissent dans la partie supérieure du profil, vers 0.7, 2.0 et 3.5 m (**Figure 6.6a**). Le profil



**Figure 6.5.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de Zarwaram (ZA) (échantillonnage le 08/05/2010) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).



**Figure 6.6.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de N'Gagam (NG) (échantillonnage le 13/05/2010) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).

de résistivité électrique confirme une partie supérieure plus argileuse (8  $\Omega$ .m entre 0.0 et 4.0 m ; 100  $\Omega$ .m entre 4.5 et 7.0 m). Par ailleurs la résistivité électrique décroît vers 8.0 m, mais la densité d'échantillonnage moindre pour la granulométrie ne permet pas de mettre en évidence une augmentation significative de la fraction argileuse (**Figure 6.6b**).

Les valeurs de teneur en eau sont corrélées positivement à la fraction argilo-limoneuse avec des pics à 0.7 m (12%), 2.0 m (17%) et 3.5 m (12%). Entre 4.0 et 10.0 m, la teneur en eau est inférieure à 5%, hormis une valeur de 7% à 7.5 m (**Figure 6.6c**). Les mesures de potentiel matriciel indiquent un flux ascendant entre 0.0 et 1.0 m (-10000 à -100 m) et un flux descendant entre 8.0 et 10.0 m (-100 à -1000 m) (**Figure 6.6d**).

Les analyses chimiques montrent une variation de pH entre 7.8 et 9.1 (**Figure 6.6e**). La conductivité électrique augmente de 350 à 700  $\mu$ S.cm<sup>-1</sup> entre 0.0 et 0.3 m ; puis diminue de 700 à 140  $\mu$ S.cm<sup>-1</sup> entre 0.3 et 2.0 m (**Figure 6.6f**). Ce pic de conductivité électrique est associé à des pics de concentration de sulfate (150 à 400 mg.kg<sup>-1</sup>) et sodium (250 à 500 mg.kg<sup>-1</sup>) et, dans une moindre mesure, de calcium (40 à 140 mg.kg<sup>-1</sup>) (**Figure 6.6g & h**). Entre 2.0 et 10.0 m, la conductivité électrique s'établit entre 50 et 140  $\mu$ S.cm<sup>-1</sup> avec cependant deux augmentations à 240 et 260  $\mu$ S.cm<sup>-1</sup> aux profondeurs 3.5 et 7.0 m associés à de légères augmentations des concentrations en sulfate et en sodium.

## 6.4. Discussion

### 6.4.1. Hypothèses sur les processus généraux

Les analyses granulométriques montrent des profils de sol hétérogènes. Généralement à dominante sableuse, les profils présentent en effet des niveaux argileux à limono-argileux d'épaisseur métrique. Au sein de l'alluvium de la Komadougou Yobé, ces niveaux ont pour origine la décantation des eaux de débordement de la rivière dans les bras-morts ou les chenaux abandonnés (Le Coz, 2011). Dans la plaine du Kadzell, une topographie similaire à l'actuelle, c.-à-d. favorisant la formation de mares endoréiques temporaires lors de la saison des pluies, pourrait expliquer le dépôt localisé de sédiments très fins. Le caractère aléatoire de la distribution spatiale des niveaux argileux (Le Coz, 2011) explique la variabilité lithologique des profils étudiés, indépendamment du type d'usage des sols. Cependant, les profils avec un sommet limoneux-sableux sont plus propices à la culture du poivron (Karimou *et al.*, 2008).

Les potentiels matriciels au sein des niveaux argileux, en particulier les niveaux les plus proches de la surface, sont généralement élevés par rapport aux potentiels matriciels au sein

des niveaux sableux adjacents. Cela traduit la présence de flux d'eau ascendants et descendants depuis ces niveaux au moment des mesures, en fin de saison sèche. Les niveaux argileux correspondent donc à des zones de rétention temporaire d'eau, dont l'origine pourrait être expliquée par les processus suivants. Soit un profil de sol constitué d'un niveau argileux compris entre deux niveaux sableux : (i) en saison des pluies/irrigation, l'eau d'infiltration transite rapidement à travers le niveau sableux supérieur et atteint le toit du niveau argileux ; (ii) la faible conductivité hydraulique des argiles entraîne un net ralentissement du flux d'eau descendant, qui reste néanmoins suffisant pour permettre une recharge partielle du niveau argileux (les potentiels matriciels sont plus élevés dans le niveau sableux supérieur que dans le niveau argileux) ; (iii) en saison sèche, l'évapotranspiration entraîne le prélèvement de l'eau facilement accessible du niveau sableux supérieur et la mise en place d'un flux ascendant ; (iv) l'eau du niveau argileux est ensuite redistribuée lentement vers les niveaux sableux supérieur et inférieur.

Les analyses chimiques indiquent des concentrations élevées en ions majeurs corrélées avec les niveaux argileux. Ces accumulations de solutés pourraient s'expliquer par des processus de rétention des ions par les argiles, favorisés par le transit particulièrement lent de l'eau à travers les niveaux argileux, la soumettant ainsi à une évapotranspiration importante. Le type de soluté retenu par les argiles est variable selon les sites et dépend probablement de la composition de l'eau entrant dans le système et rechargeant les niveaux argileux durant la saison des pluies et l'irrigation.

#### **6.4.2. Lien entre salinisation spécifique et apports en eau**

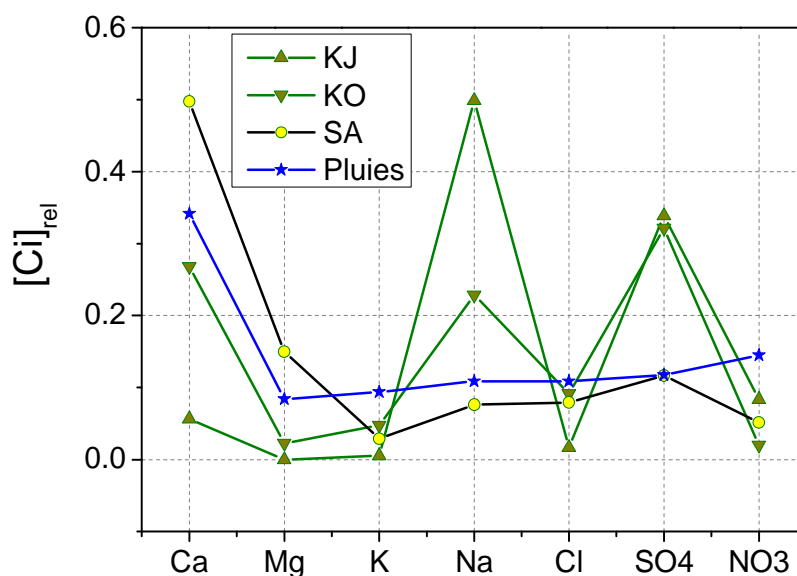
Au niveau des sites sous pâturage extensif et sous culture pluviale, les pluies constituent le principal apport d'eau au système non saturé. Les analyses en ions majeurs des pluies de la région de Diffa concernent uniquement les chlorures et sont issues des travaux de Chantry (2003) et de Zaïri (2008). Des analyses plus complètes sont cependant disponibles pour Kaska, une localité nigériane située à moins de 200 km au sud-ouest de Diffa (**Table 6.1** ; Goni *et al.*, 2001). Le signal géochimique de cet apport est caractérisé en calculant le rapport entre la concentration de chacun des ions et la concentration totale en ions majeurs, puis est comparé aux signaux moyens établis pour l'eau interstitielle des niveaux argileux. Ce rapport est exprimé en concentration relative :

$$[Ci]_{rel} = \frac{[Ci]}{\sum_1^n [Ci]} \quad [6.1]$$

avec  $[Ci]_{rel}$  la concentration relative de l'élément  $i$  (-) ;  $[Ci]$  la concentration mesurée de l'élément  $i$  ( $\text{meq.L}^{-1}$ ) ; et  $n$  le nombre d'éléments considérés. Le signal associé à la culture pluviale (SA) est fortement corrélé au signal de la pluie, avec, en particulier, une concentration relativement élevée en calcium. Les signaux associés aux pâturages extensifs (KJ et KO) présentent des anomalies positives par rapport au signal de la pluie pour le sodium et le sulfate, et indiquent donc des processus d'enrichissement pour ces ions (**Figure 6.7**).

**Table 6.1.** Composition géochimique des précipitations (moyenne pondérée) à Kaska (au nord du Nigéria) pour la saison des pluies 1993 (d'après Goni *et al.*, 2001).

	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+$	$\text{Na}^{2+}$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{NO}_3^{2-}$
<b>Concentration (<math>\text{meq.L}^{-1}</math>)</b>	0.20	0.03	0.04	0.03	0.04	0.06	0.01



**Figure 6.7.** Comparaison entre les signaux géochimiques des sites sous pâturage extensif (KJ et KO), du site pluvial (SA) et des précipitations.

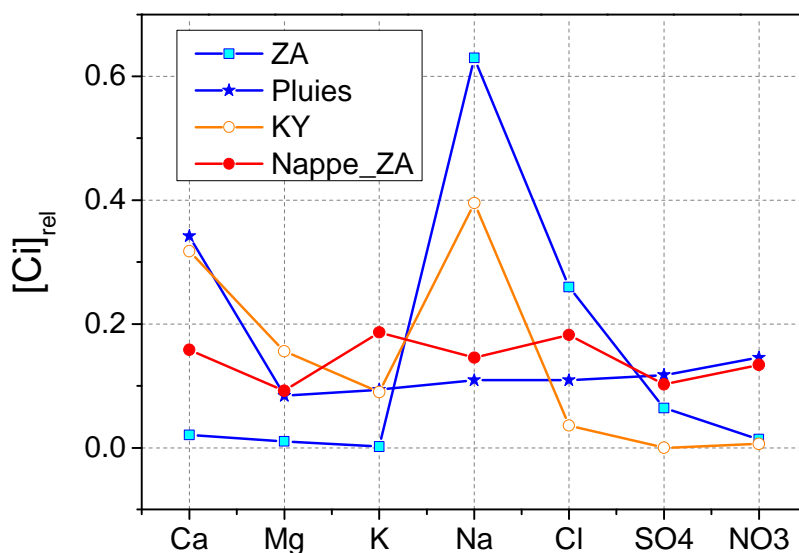
Au niveau du site irrigué de Zarwaram (ZA), les apports proviennent de la pluie et de l'irrigation depuis la Komadougou Yobé. Des analyses en ions majeurs de l'eau de la Komadougou Yobé prélevée à moins de 20 km du site (**Table 6.2** ; Zaïri, 2008) sont utilisées pour établir un signal géochimique caractéristique (**Figure 6.8**). Comparativement à celui de

la pluie, ce signal présente des anomalies positive pour le sodium et négatives pour les sulfates et les nitrates. Le signal associé à l'eau interstitielle des niveaux argileux est mieux corrélé avec le signal de la Komadougou Yobé, avec cependant un pic plus marqué pour le sodium et une anomalie positive pour les chlorures. La composition géochimique dans la zone non saturée apparaît donc être principalement influencée par l'eau d'irrigation ainsi que par un processus annexe d'enrichissement en chlorure et en sodium.

**Table 6.2.** Composition géochimique de la nappe à proximité des différentes sites d'échantillonnage en mars 2011 et de la rivière Komadougou Yobé en avril 2004 (Zaïri, 2008).

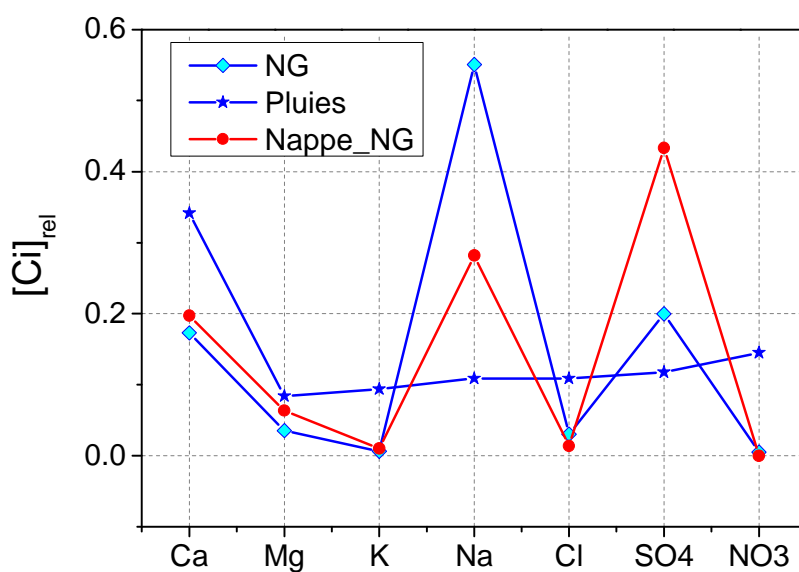
Sites	Nappe					Rivière
	KJ	KO	SA	ZA	NG	ZA
<b>pH</b>	7.68	8.05	7.37	7.79	7.28	7.1
<b>CE (<math>\mu\text{S.cm}^{-1}</math>)</b>	1373.00	2580.00	185.00	1932.00	15000.00	127.5
<b>Ca<sup>2+</sup> (meq.L<sup>-1</sup>)</b>	1.50	1.89	1.19	5.31	14.57	0.53
<b>Mg<sup>2+</sup> (meq.L<sup>-1</sup>)</b>	0.14	0.12	0.33	3.09	4.68	0.26
<b>K<sup>+</sup> (meq.L<sup>-1</sup>)</b>	0.46	1.20	0.13	6.26	0.76	0.15
<b>Na<sup>2+</sup> (meq.L<sup>-1</sup>)</b>	14.38	27.27	0.35	4.88	20.79	0.66
<b>CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (meq.L<sup>-1</sup>)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
<b>HC0<sub>3</sub><sup>-</sup> (meq.L<sup>-1</sup>)</b>	13.72	14.24	1.96	6.34	4.00	1.22
<b>Cl<sup>-</sup> (meq.L<sup>-1</sup>)</b>	0.63	2.28	0.02	6.11	1.02	0.06
<b>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (meq.L<sup>-1</sup>)</b>	1.43	14.09	0.02	3.43	31.98	0.00
<b>NO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (meq.L<sup>-1</sup>)</b>	0.08	0.00	0.00	4.48	0.00	0.01





**Figure 6.8.** Comparaison entre les signaux géochimiques du site irrigué via l'eau de la rivière (ZA), des précipitations, de l'eau de la Komadougou Yobé (KY) et de la nappe à proximité (< 1 km) de ZA.

Au niveau du site irrigué de N'Gagam (NG), les apports proviennent de la pluie et de l'irrigation depuis la nappe. Les eaux de la nappe ont été prélevées sur le site et analysées conjointement à l'eau interstitielle. Les signaux chimiques associés à ces eaux sont fortement corrélés, avec, par rapport à la pluie, des anomalies positives pour le sodium et le sulfate (**Figure 6.9**). Pour l'eau interstitielle, le pic de sodium est cependant plus marqué que le pic de sulfate.



**Figure 6.9.** Comparaison entre les signaux géochimiques du site irrigué via l'eau de la nappe (NG), des précipitations et de la nappe à proximité (< 500 m) de NG.

### 6.3.4. Hypothèses sur les enrichissements

L'origine du sulfate peut être atmosphérique (dépôts secs ou humides), anthropique (rejets industriels, fertilisants) ou lithologique (gypse, anhydride, pyrite) (Scanlon *et al.*, 2009). Une origine atmosphérique est la plus plausible concernant l'enrichissement observé au niveau des sites sous pâturage extensif (KJ et KO). Deux hypothèses peuvent être formulées :

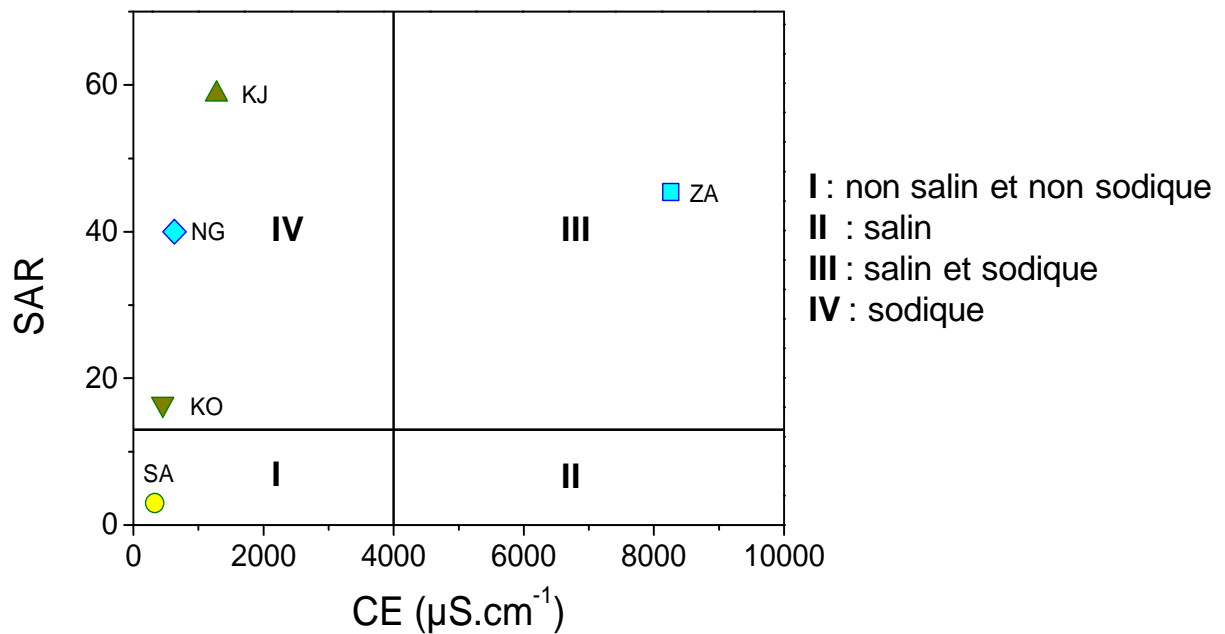
- le transport et le dépôt d'aérosols terrigènes riches en sulfate à travers le Sahel depuis la dépression saharienne du Bodélé (Tchad) (Galy-Lacaux *et al.*, 2009) ;
- l'oxydation du sulfure d'hydrogène et le dépôt de sulfate au niveau des nombreuses mares présentes à proximité des sites étudiés durant une partie de l'année (Chivas *et al.*, 1991).

La première hypothèse, associée à un processus régional, devrait également conduire à des enrichissements en calcium, magnésium et potassium, très présents dans les aérosols terrigènes sahariens (Galy-Lacaux *et al.*, 2009). La seconde hypothèse, associée à un processus local, semble donc plus cohérente pour expliquer l'enrichissement en sulfate uniquement. De plus, cette hypothèse locale explique le fait que cet enrichissement en sulfate n'est constaté que pour les sites KJ et KO.

La sodisation correspond à l'adsorption privilégiée des ions sodium (Na) sur les surfaces latérales des feuillets des argiles, pouvant aboutir à une dégradation de la structure du sol par dispersion ou gonflement différentiel (Levy, 2000). Le Ratio d'Adsorption du Sodium (SAR) permet de mesurer le degré de sodisation d'un sol (Rengasamy et Olsson, 1993) :

$$SAR = \frac{[Na^{2+}]}{\sqrt{\frac{[Ca^{2+}] + [Mg^{2+}]}{2}}} \quad [6.2]$$

avec  $[Na^{2+}]$ ,  $[Ca^{2+}]$  et  $[Mg^{2+}]$  les concentrations en ions sodium, calcium et magnésium ( $meq.L^{-1}$ ). Un processus de sodisation peut ainsi être mis en évidence pour les sites sous pâturage extensif (KJ et KO) et les sites irrigués (ZA et NG), et explique les enrichissements observés en sodium (**Figure 6.10**). Pour le site sous culture pluviale (SA), le SAR n'indique pas de sodisation, conformément au signal géochimique, ce qui s'explique probablement par des teneurs en argiles très faibles sur l'ensemble du profil (**Figure 6.4a**).



**Figure 6.10.** Classification des différents sols (concentration au niveau des zones d'accumulation) en fonction du SAR et de la conductivité électrique (CE) d'après la classification U.S. Salinity Laboratory Staff (1954).

L'irrigation du poivron est réalisée via l'immersion des planches de culture hebdomadairement par une lame d'eau de 3 à 5 cm. Dans cette région semi-aride, une évaporation significative de la lame d'eau d'irrigation avant infiltration complète est susceptible de se produire et pourrait provoquer une concentration de cette eau en chlorures. Cela pourrait expliquer les teneurs élevées en chlorure de l'eau interstitielle observées au niveau du site irrigué par l'eau de la rivière (ZA). Au niveau de l'autre site irrigué (NG), les teneurs en chlorure de l'eau interstitielle ne semblent pas influencées par la concentration en chlorure de l'eau d'irrigation avant infiltration, probablement du fait d'apports cumulés trop faibles jusqu'à présent, la mise en irrigation datant de moins de 3 ans.

#### 6.4. Conclusion

Les données collectées sur les sites expérimentaux du sud-est Niger mettent en évidence des processus de transfert hydrique similaires au sein de la zone non saturée pour l'ensemble des sites considérés, en particulier une rétention de l'eau d'infiltration au sein des lentilles argileuses. Cette rétention s'accompagne d'une accumulation de soluté dans la zone non saturée et en particulier du sodium via le phénomène de sodisation (hormis pour le site sous culture pluviale, peu argileux), notamment sous le site irrigué par l'eau de la nappe, riche en

sodium. Pour les sites sous pâturage extensif, un enrichissement en sulfate ayant une origine autre que l'apport pluvial a également été constaté. Pour les sites irrigués, l'évaporation de l'eau avant infiltration pourrait conduire, à moyen-terme, à des accumulations de sels, comme en témoignent des enrichissements en chlorures de l'eau interstitielle comparativement à l'apport d'eau.

L'accumulation de ces solutés dans la zone non saturée, en particulier celle du sodium et des sulfates, n'est pas sans conséquence sur la productivité des sols et sur la qualité des eaux souterraines. En effet, la sodisation des sols entraîne la dégradation des propriétés physiques des sols pouvant aller jusqu'à les rendre inapte à la culture via le processus irréversible de la dispersion (Ezlit, 2009). Quant à l'accumulation des sulfates, elle contribuerait à augmenter la salinité des sols et à limiter l'absorption de l'eau par les plantes. De plus, le lessivage des sulfates vers la nappe pourrait affecter la qualité de l'eau de celle-ci, la rendant impropre à la consommation humaine et à l'irrigation (Scanlon *et al.*, 2009).

# Conclusion Générale

# Chapitre 7

## Conclusion générale

### 7.1. Sud-ouest Niger

Au sud-ouest Niger, l'objectif de ce travail était d'étudier l'impact des changements d'usage des sols sur la recharge diffuse des nappes souterraines, dans un contexte d'accroissement des cultures pluviales et de réduction de la durée des jachères. A cet effet, les flux hydriques au sein de la zone non saturée pour deux cultures pluviales de mil et deux jachères ont été analysés via des suivis instrumentaux et une modélisation numérique.

Les suivis instrumentaux ont permis de mettre évidence un stock d'eau plus important pour les cultures de mil mais n'ont pas montré de flux verticaux au-delà de 4 m de profondeur durant la période d'expérimentation (1 à 2 ans) quelles que soient les conditions d'usage des sols. La modélisation numérique a permis de confirmer une augmentation du stock d'eau quasi-instantanée après la conversion d'une jachère en culture de mil et de l'expliquer par une modification du rapport entre les apports d'eau par précipitation et la demande évapotranspiratoire. De plus, la modélisation a montré que cette augmentation du stock d'eau pouvait aboutir à l'établissement d'un flux de drainage à 10 m de profondeur sous les cultures de mil dans un délai de 35 à 65 ans après la conversion. Ce drainage serait alors significatif, de l'ordre de  $25 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ , soit 5% de la précipitation annuelle. Le délai nécessaire à la mise en place d'un tel drainage expliquerait la difficulté de l'estimer seulement à partir de suivis

instrumentaux à court terme. L'augmentation du stock d'eau dans la zone non saturée après la conversion peut cependant être le signal que le processus est en cours de mise en place.

Jusqu'à présent, l'augmentation de la recharge ponctuelle, induite par l'augmentation du ruissellement vers les rivières temporaires et les bas-fonds, était considérée comme le principal processus expliquant la hausse du niveau piézométrique de l'aquifère libre du Continental Terminal constatée au cours des dernières décennies (Leduc *et al.*, 2001). Les résultats présentés dans cette thèse indiquent, pour la première fois, que l'augmentation de la recharge diffuse consécutive à l'augmentation des surfaces cultivées en mil pourrait également être significative. Pour une quantification plus précise de cette augmentation, les estimations de flux déduites de la modélisation devront être régionalisées en considérant le taux d'accroissement des surfaces cultivées via des outils d'analyse spatiale (p. ex. télédétection, systèmes d'information géographique).

## 7.2. Sud-est Niger

Au sud-est Niger, l'objectif de ce travail était d'étudier les conséquences des mises en culture pluviale et irriguée sur le potentiel de salinisation des sols et des eaux souterraines. A cet effet, la zone non saturée a été investiguée pour cinq sites représentatifs de l'usage des sols de la région : deux pâturages extensifs ; une culture pluviale de mil ; et deux cultures irriguées de poivron, l'une par les eaux de la rivière Komadougou Yobé et l'autre par les eaux de l'aquifère phréatique.

Des mesures expérimentales *in-situ* ont permis de mettre en évidence des processus hydriques similaires pour l'ensemble des sites considérés, en particulier une rétention temporaire de l'eau d'infiltration au sein des passées argileuses situées à proximité de la surface du sol. De plus, des conductivités électriques élevées ont été constatées au niveau de ces passées argileuses, traduisant de fortes concentrations en solutés. L'analyse en laboratoire de l'eau interstitielle a montré que les ions majeurs correspondant dépendaient principalement de la composition géochimique des apports d'eau (pluie, source d'irrigation). Cependant, des enrichissements spécifiques ont été observés. Ainsi, un phénomène généralisé de sodisation a été identifié, minoré pour la culture pluviale du fait de l'absence de passée argileuse importante, et amplifié pour le site irrigué par l'eau de la nappe, riche en sodium. Pour les pâturages extensifs, un enrichissement en sulfate, probablement lié à un processus local d'oxydation du sulfure d'hydrogène, a également été constaté ; tandis que pour les sites

irrigués, un enrichissement en chlorure, expliqué par une concentration de l'eau d'irrigation par évaporation avant infiltration, a été relevé.

Jusqu'à présent, l'impact des mises en culture irriguées sur la recharge diffuse de l'aquifère libre quaternaire du bassin du lac Tchad a été étudié du point de vue quantitatif uniquement (Le Coz, 2010). Les résultats présentés dans cette thèse ont permis d'ouvrir une discussion relative aux aspects qualitatifs. En particulier, les hétérogénéités de lithofaciès, peu importantes dans le cadre de l'estimation des flux de recharge (Le Coz *et al.*, 2012, in press), se sont révélées être cruciales pour le stockage des solutés au sein de la zone non saturée. Cependant, une seule campagne de mesure a été réalisée et des suivis à moyen terme sont nécessaires pour envisager une analyse dynamique (p.ex. par modélisation) afin d'estimer les taux et les temps de transfert de ces solutés jusqu'à la nappe.

### **7.3. Choix méthodologiques**

Bien qu'associés à une problématique commune, les travaux présentés dans cette thèse se focalisaient sur deux sites distants de 1300 km (sud-ouest et sud-est Niger) et sur deux aspects différents (quantitatif et qualitatif). L'établissement et la mise en place de stratégies variées et la conciliation de celles-ci ont constitué un véritable défi, tant sur le plan scientifique que sur le plan logistique. Dans ce contexte, l'obtention de résultats originaux et importants a nécessité l'application d'une méthodologie adaptée et flexible.

Des conditions de prospection parfois difficiles n'ont pas permis de réaliser l'ensemble des suivis initialement envisagés (p. ex. impossibilité de remplacer rapidement du matériel défectueux ou vandalisé). Le choix de privilégier une approche expérimentale a donc été fait pour le sud-est Niger, les données ayant été jugées insuffisantes pour développer une modélisation pertinente. Néanmoins, au-delà des conclusions développées précédemment, les résultats obtenus seront très utiles pour mieux axer les prospections futures. La modélisation doit en effet être vue comme un complément à l'approche expérimentale, en particulier afin d'étendre à des termes plus significatifs des observations réalisées sur des périodes courtes. Ainsi, au sud-ouest Niger, le couplage des deux approches s'est révélé être performant. Par ailleurs, en milieu semi-aride, l'accès à l'information est spécialement complexe et les données sont associées à des incertitudes souvent importantes. Ces incertitudes doivent être prises en compte dans le cas d'analyses quantitatives. Des techniques adéquates, telle que la méthode GLUE, doivent être privilégiées.



#### 7.4. Perspectives

Ce travail de thèse représente une contribution non négligeable à la compréhension des processus hydriques sous les deux principaux types d'usage des sols du sud-est Niger et sur la question, longtemps débattue, de la mise en place d'une recharge diffuse profonde sous les surfaces cultivées en mil. Le bilan hydrologique proposé pourra être affiné : (i) en intégrant les résultats de deux thèses complémentaires en cours portant sur le fonctionnement hydrique de la strate ligneuse (*Guiera Senegalensis*, H.B.A. Issoufou, 2012) et sur une modélisation couplée des cycles d'eau et de l'énergie sur les mêmes types d'usage des sols (C. Velluet, 2013) ; (ii) via des suivis expérimentaux mis en place à plus long terme qui permettront de confronter les tendances temporelles mesurées *in situ* avec celles montrées par la modélisation ; et (iii) grâce à des outils permettant de prendre en compte les flux latéraux (p.ex. Hydrus 2/3D, SWMS\_3D) non considérés dans ce travail. La régionalisation de ce bilan établi à l'échelle de la parcelle constituera l'étape suivante.

Au sud-est Niger, ce travail de thèse a permis de mettre en évidence des accumulations de soluté spécifiques selon les types d'usage de sol. Les conclusions issues de l'analyse expérimentale proposée devront cependant être confirmées. A cette fin, il faudrait : (i) répéter l'échantillonnage en saison sèche et humide afin d'obtenir des moyennes d'accumulation plus représentatives ; et (ii) suivre les concentrations en éléments trace et analyser les isotopes stables  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  de l'eau dans les apports et dans l'eau interstitielle pour confirmer l'origine des enrichissements. Une modélisation numérique couplée du transfert hydrique et de soluté pourra dès lors être entreprise pour estimer le temps d'accumulation des différents solutés et les temps de transfert de ceux-ci vers la nappe.

# **Références Bibliographiques**

- Abbaspour, K.C., Schulin, R., van Genuchten, M.T., 2001. Estimating unsaturated soil hydraulic parameters using ant colony optimization. *Adv. Water Resour.*, 24(8), 827-841.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith M., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrig. Drain. Pap.* 56, FAO, Rome.
- Allison, G.B., Cook, P.G., Barnett, S.R., Walker, G.R., Jolly, I.D., Hughes, M.W., 1990. Land clearance and river salinization in the western Murray Basin, Australia. *J. Hydrol.*, 119, 1-20.
- Ambreyes, N.N., Adams, R.D., 1986. Seismicity of West Africa. *Ann. Geophys.*, 4(B6), 679-702.
- Bakhtiari, B., Ghahreman, N., Liaghat, A.M., Hoogenboom, G., 2011. Evaluation of Reference Evapotranspiration Models for a Semiarid Environment Using Lysimeter Measurements. *J. Agr. Sci.Tech.*, 13, 223-237.
- Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.*, 6, 279-298.
- Beven, K.J., 2001. Rainfall-runoff modeling. The primer. John Wiley & Sons, Chichester.
- Bocquier G., Gavaud M., 1964. Etude pédologique du Niger oriental : Rapport général - Tome 1. ORSTOM, Paris.
- Boucher, M., Favreau, G., Nazoumou, Y., Cappelaere, B., Massuel, S., Legchenko, A., 2012. Constraining Groundwater Modeling with Magnetic Resonance Soundings. *GroundWater*, 50, 775-84.
- Boulain, N., Cappelaere, B., Ramier, D., Issoufou, H.B.A., Halilou, O., Seghieri, J., Guillemin, F., Oï, M., Gignoux, J., Timouk, F., 2009. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 2. Vegetation and carbon dynamics. *J. Hydrol.*, 375, 190-203.
- Bouma, J., 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Adv. Soil Sci.*, 9, 177- 213.

- Bromley, J., Taylor, C., Gash, J., 2002. Comment on “Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger” by Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001. *J. Hydrol.*, 243, 43-54. *J. Hydrol.*, 255(1-4), 260-262.
- Calder, I.R., 2005. *Blue Revolution: Integrated Land and Water Resource Management*, Earthscan, London.
- Cappelaere, B., Descroix, L., Lebel, T., Boulain, N., Ramier, D., Laurent, J.P., Favreau, G., Boubkraoui, S., Boucher, M., Moussa, I.B., Chaffard, V., Hiernaux, P., Issoufou, H.B.A., Le Breton, E., Mamadou, I., Nazoumou, Y., Oi, M., Otle, C. & Quantin, G., 2009. The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of south-west Niger - Investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment. *J. Hydrol.*, 375, 34-51.
- Carter, J.D., Barber, W.M., Tait, E.A., 1963. The Geology of parts of Adamawa, Bauchi and Bornu provinces of North Eastern Nigeria. *Geol. Surv. Nig. Bull.*, 30.
- Chantry, G., 2003. Estimation des taux de recharge de nappe en zone semi-aride par la méthode du bilan des chlorures (MBC) : Impact de la variabilité spatio-temporelle des teneurs en Cl<sup>-</sup> dans les précipitations et application à deux grands bassins sédimentaires au Sahel. Mémoire Fondation Universitaire Luxembourgeoise, Université de Liège - IRD.
- Chivas, A.R., Andrew, A.S., Lyons, W.B., Bird, M.I., Donnelly, T.H., 1991. Isotopic constraints on the origin of salts in Australian playas. 1Sulfur. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 84, 309-332.
- Choi, W., Brian, M.D., 2008. Assessing hydrological impact of potential land use change through hydrological and land use change modeling for the Kishwaukee River basin (USA). *J. Environ. Manage.*, 88, 1119-1130.
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T., Zarba, R.L., 1990. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.*, 26, 1483-1496.
- DeFries, R., Eshleman, K. N., 2004. Land-use change and hydrologic processes: a major focus for the future. *Hydrol. Process.*, 18(11), 2183-2186.

- Descloitres, M., Le Troquer, Y., 2004. Sonde de diagraphie électrique pour la mesure de la résistivité sur la paroi d'un forage. French Patent n° 2845 416, INPL Bulletin Officiel de la Propriété Industrielle.
- Desconnets, J.C., Taupin, J.D., Lebel, T., Leduc, C., 1997. Hydrology of the Hapex-Sahel Central super-site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *J. Hydrol.*, 188-189, 155-178.
- de Vries, J.J., Simmers, I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol. J.*, 10(1), 5-17.
- d'Orgeval, T., Polcher, J., 2008. Impacts of precipitation events and land-use changes on West African river discharges during the years 1951-2000. *Climate Dynamics*, 31, 294-268.
- Durand, A., Fontes, J.C., Gasse, F., Icole, M., Lang, J., 1984. Le nord-ouest du Lac Tchad au quaternaire : étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. *Paleoecol. Afr.*, 16, 215-243.
- Ezlit, Y. D., 2009. Modelling the change in conductivity of soil associated with the application of saline-sodic water. PHD Thesis, University of southern Queensland.
- Faure, H., 1966. Reconnaissances géologiques des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. Mémoire BRGM [47], Paris.
- Favreau G., 2000. Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). Thèse de doctorat, Institut de Recherche pour le Développement de Montpellier & Université de Paris XI.
- Favreau, G., Leduc, C., Schroeter, P., 2002. Reply to comment on "Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in South-West Niger" by Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001, *J. Hydrol.* 243, 43-54. *J. Hydrol.*, 255, 263-265.
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., Leduc, C., 2009. Land clearing, climate variability and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resour. Res.*, 45, W00A16.

- Feddes, R.A., Kowalik, P., Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. PUDOC, Wageningen.
- Finch, J.W., 2000. Modelling the soil moisture deficits developed under grass and deciduous woodland: The implications for water resources. *J. Chart. Inst. Water Environ. Manage.*, 14, 371-376.
- Flint, A.L., Campbell, G.S., Ellett, K.M., Calissendorff, C., 2002. Calibration and temperature correction of heat dissipation matric potential sensors. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66,1439-1445.
- Galle, S., Ehrmann, M., Peugeot, C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern. A case study of tiger bush in western Niger. *Catena*, 37, 197-216.
- Galy-Lacaux, C., Laouali, D., Descroix, L., Gobron, N., Lioussé, C., 2009. Long term precipitation chemistry and wet deposition in a remote dry savanna site in Africa (Niger). *Atmos. Chem. Phys.* 9, 1579-1595.
- Gaultier, G., 2004. Recharge et Paléorecharge d'une nappe libre en milieu sahélien (Niger oriental) : approches géochimique et hydrodynamique. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud Orsay.
- Gaze, S.R., Simmonds, L.P., Brouwer, J., Bouma, J., 1997. Measurement of surface redistribution of rainfall and modelling its effect on water balance calculations for a millet field on sandy soil in Niger. *J. Hydrol.*, 188-189, 267-284.
- Gaze, S.R., Brouwer, J., Simmonds, L.P., Bromley, J., 1998. Dry season water use patterns under *Guiera senegalensis* L. shrubs in a tropical savanna. *J. Arid. Environ.*, 40, 53-67.
- Gee, G.W., Campbell, M.D., Campbell, G.S., Campbell, J.H., 1992. Rapid measurement of low soil water potentials using a water activity meter. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 1068-1070.
- Genik, G.J., 1993. Petroleum Geology of Cretaceous-Tertiary Rift Basins in Niger, Chad, and Central African Republic. *AAPG bull.*, 77(8), 1405-1434.
- Goni, I.B., Fellman, E., Edmunds, W.N., 2001. Rainfall geochemistry in the Sahel region of northern Nigeria. *Atmos. Environ.*, 35, 4331-4339.

Goutorbe, J.P., Lebel, T., Tinga, A., Bessemoulin, P., Brouwer, J., Dolman, A.J., Engman, E.T., Gash, J.H.C., Hoepffner, M., Kabat, P., Kerr, Y.H., Monteny, B., Prince, S., Said, F., Sellers, P., and Wallace, J.S., 1994. Hapex-Sahel: a large-scale study of land atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *An. Geo.*, 12, 53-64.

Greigert, J., 1966. Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemmeden (Afrique occidentale). Ministère des Travaux publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. Direction des mines et de la géologie, BRGM éd., Paris.

Greigert, J., Bernert, G., 1979. Atlas des eaux souterraines de la République du Niger - Etat des connaissances. Rapport BRGM en plusieurs tomes [79 AGE 001], Orléans.

Gribb, M.M., Forkutsa, I., Hasen., A., Chandler, D.G., McNamara, J.P., 2009. The effect of various soil hydraulic property estimates on soil moisture simulations. *Vadose Zone J.*, 8, 321-331.

Hills, R.G., Hudson, D.B., Wierenga, P.J., 1992. Spatial variability at the Las Cruces trench site. In: van Genuchten, M.T., Leij, F.J., Lund, L.J. (Eds.), *Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*. Univ. of California, Riverside, pp. 529-538.

Hinderer, J., de Linage, C., Boy, J.P., Gegout, P., Masson, F., Rogister, Y., Amalvict, M., Pfeffer, J., Littel, F., Luck, B., Bayer, R., Champollion, C., Collard, P., Le Moigne, N., Diamant, M., Deroussi, S., de Viron, O., Biancale, R., Lernoine, J.M., Bonvalot, S., Gabalda, G., Bock, O., Genthon, P., Boucher, M., Favreau, G., Seguis, L., Delclaux, F., Cappelaere, B., Oi, M., Descloitres, M., Galle, S., Laurent, J.P., Legchenko, A. & Bouin, M.N., 2009. The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: Description and first results. *Journal of Geodynamics*, 48, 172-181.

IAEA, 2003. Neutron and gamma probes: Their use in agronomy - 2nd edition. IAEA Training Course Series, 16, Wien.

Ines, A.V.M., Droogers, P., 2002. Inverse modelling in estimating soil hydraulic functions: a genetic algorithm approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 6, 49-66.

Jobbagy, E.G., Jackson, R.B., 2004. Groundwater use and salinization with grassland afforestation. *Glob. Change Biol.*, 10, 1299-1312.

- Kearns, A.K., Hendrickx, J.M.H., 1998. Temporal variability of diffuse groundwater recharge in New Mexico, Tech. Rep. 309, N. M. Water Resour. Res. Inst., Socorro.
- Keese, K.E, Scanlon, B.R, Reedy, R.C., 2005. Assessing controls on diffuse groundwater recharge using unsaturated flow modeling. *Water Resour. Res.*, 41, W06010.
- Kelleners, T.J., Soppe, R.W.O, Ayars, J.E., Simunek, J., Skaggs, T.H., 2005. Inverse analysis of upward water flow in a groundwater table lysimeter. *Vadose Zone J.*, 4, 558-572.
- Kilian, C., 1931. Des principaux complexes continentaux du Sahara. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 9, 109-111.
- Khu, S.T., Werner, M.G.F, 2003. Reduction of Monte-Carlo simulation runs for uncertainty estimation in hydrological modelling. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, 7, 680-692.
- Kim, J.H., and R.B. Jackson., 2012. A global analysis of groundwater recharge for vegetation, climate, and soils. *Vadose Zone J.*, 11(1).
- Konate, M., Guiraud, M., Lang, J., Yahaya, M., 2003. Sedimentation in the Kandi extensional basin (Benin and Niger): fluvial and marine deposits related to the Late Ordovician deglaciation in West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 185- 206.
- Kumar, S., Sekhar, M., Reddy, D.V., Mohan Kumar, M.S., 2010. Estimation of soil hydraulic properties and their uncertainty: comparison between laboratory and field experiment. *Hydrol. Process.*, 24, 3426-3435.
- Leaney, F.W., Herczeg, A.L., Walker, G.R., 2003. Salinization of a fresh paleo-ground water resource by enhanced recharge. *Ground Water*, 14, 84-92.
- Leblanc, M., 2002. Use of GIS and remote sensing for water resources management of large semi-arid regions - A case study of the Lake Chad Basin, Africa. PhD Thesis, University of Glamorgan (UK) and Poitiers University (Fr).
- Leblanc, M., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S., Loireau, M., Cappelaere, B., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global Planet Change*, 61, 135-150.



- Leblanc, M., Leduc, C., Stagnitti, F., van Oevelen, P.J., Jones, C., Mofor, L.A., Razack, M., Favreau, G., 2006a. Evidence for Megalake Chad, north-central Africa, during the late Quaternary from satellite data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 230(3-4), 230-242.
- Leblanc, M., Favreau, G., Maley, J., Nazoumou, Y., Leduc, C., Stagnitti, F., van Oevelen, P.J., Delclaux, F., Lemoalle, J., 2006b. Reconstruction of Megalake Chad using Shuttle Radar Topographic Mission data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 239(1-2), 16-27.
- Le Coz, M., 2010. Modélisation hydrogéologique de dépôts hétérogènes: l'alluvium de la Komadougou Yobé (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien). Thèse de doctorat, Université Montpellier 2.
- Le Coz, M., Genthon, P., Adler, P.M., 2011. Multiple-Point Statistics for Modeling Facies Heterogeneities in a Porous Medium: The Komadugu-Yobe Alluvium, Lake Chad Basin. *Math. Geosci.*, 43(7), 861-878.
- Le Coz, M., Favreau, G., Ousmane, S.D., 2012. Modeling increased groundwater recharge due to change from rainfed to irrigated cropping in a semiarid area. *Vadose Zone J.*, in press.
- Leduc, C., Salifou, O., Leblanc, M., 1998. Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien). In "Conference Proceeding Water resources variability in Africa during the XXth century", Servat et al., IAHS Publ. [252], pp 281-288.
- Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *J. Hydrol.*, 243, 43-54.
- Leij, F.J., Sciortino, A., Haverkamp, R., Soria Ugalde, J.M., 2007. Aggregation of vertical flow in the vadose zone with auto- and cross-correlated hydraulic properties. *J. Hydrol.*, 338, 96-112.
- Lerner, D.N., 1997. Groundwater recharge. In "Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments", Saether et de Caritat (eds.), Balkema, Rotterdam, pp 109-150.
- Leroux, M., 1996. La dynamique du temps et du climat. Masson, Paris.

- Levy, G.J., 2000. Sodicity. Handbook of Soil Science, ME Summer (ed.), CRC Press, Boca Raton.
- L'Hote, Y., Mahe, G., Some, B., Triboulet, J.P., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrolog. Sci. J.*, 47(4), 563–572.
- Li, K.Y., Coe, M.T., Ramankutty, N., De Jong, R., 2007. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa, *J. Hydrol.*, 337, 258-268.
- Loireau, M., D'Herbes, J. M., 1994. Cartographie des unités d'occupation des terres du super-site central est (Banizoumbou) du programme Hapex-Sahel. ORSTOM. Xèmes journées hydrologiques, 307-319.
- Loireau, M., D'Herbes, J.M., Delabre, E., 2000. Evolution et place de la jachère à travers une analyse spatiale des interactions ressources - usages au Sahel agro-pastoral nigérien. In: Floret, C., Pontanier, R. (Eds.), *La jachère en Afrique tropicale: rôles, aménagement, alternatives: 1. Proceedings of an International Conference held in Dakar, Senegal, 13–16 April, 1999.* John Libbey Publ., Montrouge, France, pp 32-42.
- Louis, P., 1970. Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Travaux et documents de l'ORSTOM [42]*, Paris.
- Luxereau, A., Dirra, M., 2009. Changement social et valorisation des produits localisés au Niger. Actes du colloque international « Localiser les produits », 9-11 juin, UNESCO, Paris.
- Martin-Rosales, W., Leduc, C., 2003. Dynamics of emptying of a temporary pond in the Sahel: the case study of Banizoumbou (southwestern Niger). *C.R. Geosci.*, 335(5), 461-468.
- Massuel, S., 2005. Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger - Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003. Thèse de doctorat, Université Montpellier 2.
- Massuel, S., Favreau, G., Descloitres, M., Letroquer, Y., Albouy, Y., Cappelaere, B., 2006. Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. *Catena.*, 67(2), 105-118.

- Massuel, S., Cappelaere, B., Favreau, G., Lebel, T., Vischel, T., 2011. Integrated surface water-groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a regional Sahelian aquifer. *Hydrol. Sci. J.*, 56, 1242-1264.
- Mertens, J., Madsen, H., Feyen, L., Jacques, D., Feyen, J., 2004. Including prior information in the estimation of effective soil parameters in unsaturated zone modelling. *J. Hydrol.*, 294, 251-269.
- Mertens, J., Madsen, H., Kristensen, M., Jacques, D., Feyen, J., 2005. Sensitivity of soil parameters in unsaturated zone modelling and the relation between effective, laboratory and in situ estimates. *Hydrol. Process.*, 19, 1611-1633.
- Mertens, J., Stenger, R., Barkle, G.F., 2006. Multiobjective inverse modeling for soil parameter estimation and model verification. *Vadose Zone J.*, 5, 917-933.
- Minasny, B., Field, D.J., 2005. Estimating soil hydraulic properties and their uncertainty: the use of stochastic simulation in the inverse modelling of the evaporation method. *Geoderma*, 126, 277-290.
- Monfort, M., 1996. Reconstitution géologique des aquifères du Continental Terminal dans la région de Niamey. Mémoire de Maîtrise, Université Montpellier 2.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water. Resour. Res.*, 12, 513-522.
- Nagumo, F., 1992. Pedological environment and agro-ecological system of the Sudano-Sahelian zone, in Niger, West Africa. Hokkaido University, Japan.
- Nemes, A., Schaap, M.G., Leij, F.J., Wosten, J.H.M., 2001. Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. *J. Hydrol.*, 251(3-4), 151-162.
- Ng, G.H.C., McLaughlin, D., Entekhabi, D., Scanlon, B.R., 2009. Using data assimilation to identify diffuse recharge mechanisms from chemical and physical data in the unsaturated zone. *Water Resour. Res.*, 45, W09409.
- Nolan, B.T., Healy, R.W., Taber, P.E., Perkins, K., Hitt, K.J., Wolock, D.M., 2007. Factors influencing ground-water recharge in the eastern United States. *J. Hydrol.*, 332(1-2), 187-205.

- Pan, Y., Gong, H., ZHou, D., Li, X., Nakagoshi, N., 2011. Impact of Land Use Change on Groundwater Recharge in Guishui River Basin, China. *Chinese Geogr. Sci.*, 21, 734-743.
- Peugeot, C., Estèves, M., Galle, S., Rajot, J.L., Vandervaere, J.P., 1997. Runoff generation processes: Results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *J. Hydrol.*, 188-189, 179-202.
- Prêt, P.F., Konaté, S., 2005. Etude sur l'impact de la production et de la commercialisation du poivron dans la région de Diffa au Niger. Agrifor Consult, rapport final.
- Pretty, J., Toulmin, C., Williams, S., 2011. Sustainable intensification in African agriculture. *Int. J. Agric. Sustain.*, 9(1), 5-24.
- Ramier, D., Boulain, N., Cappelaere, B., Timouk, F., Rabanit, M., Lloyd, C.R., Boubkraoui, S., Métayer, F., Descroix, L., Wawrzyniak, V., 2009. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 1 Energy and water. *J. Hydrol.*, 375, 204-216.
- Rengasamy, P., Olsson, K.A., 1993. Irrigation and sodicity. *Aust. J. Soil Res.*, 31(6), 821-837.
- Ringrose, S., Matheson, W., 1992. The use of Landsat MSS imagery to determine the aerial extent of woody vegetation cover change in the west-central Sahel. *Global Ecol. Biogeogr.*, 2, 16-25.
- Rockstrom, J., Jansson, P.E., Barron, J., 1998. Seasonal rainfall partitioning under runoff and runoff conditions on sandy soil in Niger. On-farm measurements and water balance modelling, *J. Hydrol.*, 210, 68-92.
- Rockstrom, J., Falkenmark, M., 2000. Semiarid crop production from a hydrological perspective: Gap between potential and actual yields. *Crit. Rev. Plant Sci.*, 19, 319-346.
- Sala, O.E., Chapin, F.S.I., Armesto, J.J., Berlow, E., Bloomfield, J., Dirzo, R., HuberSanwald, E., Huenneke, L.F., Jackson, R.B., Kinzig, A., Leemans, R., Lodge, D.M., Mooney, H.A., Oesterheld, M., Poff, N.L., Sykes, M.T., Walker, B.H., Walker, M., Wall, D.H., 2000. Global biodiversity scenarios for the year 2100. *Science*, 287, 1770-1774.
- Saxton, K.E., Rawls, W.J., 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 70(5), 1569-1578.

- Scanlon B.R., Tyler S.W., Wierenga P.J., 1997. Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport. *Rev. Geophys.*, 35, 461-490.
- Scanlon, B.R., Langford, R.P., Goldsmith, R.S., 1999. Relationship between geomorphic settings and unsaturated flow in an arid setting. *Water Resour. Res.*, 35, 983-999.
- Scanlon B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.*, 10(1), 18-39.
- Scanlon, B.R., Reedy, R.C., Stonestrom, D.A., Prudic, D.E., Dennehy, K.F., 2005. Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US. *Glob. Change Biol.*, 11(10), 1577-1593.
- Scanlon, B.R., Jolly, I., Sophocleous, M., Zhang, L., 2007a. Global impacts of conversions from natural to agricultural ecosystems on water resources: Quantity versus quality. *Water Resour. Res.*, 43(3).
- Scanlon, B.R., Reedy, R.C., Tachovsky, J.A., 2007b. Semiarid unsaturated zone chloride profiles: Archives of past land use change impacts on water resources in the southern High Plains, United States. *Water Resour. Res.*, 43, 1-13.
- Scanlon, B.R., Stonestrom, D.A., Reedy, R.C., Leaney, F.W., Gates, J., Cresswell, R.J., 2009. Inventories and mobilization of unsaturated zone sulfate, fluoride, and chloride related to land use change in semiarid regions, southwestern United States and Australia. *Water Resour. Res.*, 45, W00A18.
- Scanlon, B.R., Mukherjee, A., Gates, J., Reedy, R.C., Sinha, A.K., 2010. Groundwater recharge in natural dune systems and agricultural ecosystems in the Thar Desert region, Rajasthan, India. *Hydrogeol. J.*, 18(4), 959-972.
- Schaap, M.G., Leij, F.J., van Genuchten, M.T., 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.*, 251, 163-176.
- Scharnagl, B., Vrugt, J.A., Vereecken, H., Herbst, M., 2011. Inverse modelling of in situ soil water dynamics: investigating the effect of different prior distributions of the soil hydraulic parameters. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 3043–3059.

- Scheffer, M., Carpenter, S.R., Foley, J.A., Folke, C., Walker, B., 2001. Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature*, 413, 591-596.
- 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., Trichon, V., 2011. Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient. *Atmos. Sci. Lett.*, 12(1), 31-37.
- Schneider, J.L., 1969, Carte hydrogéologique de la République du Tchad. BRGM, Orléans.
- Schneider, J.L., 2004. Géologie - Archéologie - Hydrogéologie de la République du Tchad. 2 vol., BRGM ed., Orléans.
- Schroeter, P., Gear, D., 1973. Etude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement. Rapport en plusieurs tomes PNUD/FAO, Rome.
- Siebert, S., Döll, P., Hoogeveen, J., Faures, J.M., Frenken, K., Feick, S., 2005. Development and validation of the global map of irrigation areas. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 9, 535-547.
- Siebert, S., J. Burke, J.M. Faures, K. Frenken, J. Hoogeveen, P. Doll, and F.T. Portmann., 2010. Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1863-1880.
- Simmers, I., 2003. Understanding water in a dry environment. *Hydrological Processes in Arid and Semi-Arid Zones*, IAH Publ., vol. 23. Balkema Publishers, the Netherlands.
- Simunek, J., 1998. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma*, 86(1-2), 61-81.
- Simunek, J., van Genuchten, M.T., and Sejna, M., 2005. The HYDRUS-ID software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 3.0. Dep. of Environ. Sci., Univ. of California, Riverside.
- Sophocleous, M., 2012. On understanding and predicting groundwater response time. *Ground water* 50(4), 528-40.

- Taylor, C.M., Lambin, E.F., Stephenne, N., Harding, R.J., Essery, R.L.H., 2002. The influence of land use change on climate in the Sahel. *J. Climate*, 15(24), 3615-3629.
- Temesgen, B., Eching, S., Davidoff, B., Frame, K., 2005. Comparison of some reference evapotranspiration equations for California. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 131(1), 73-84.
- Tilman, D., Fargione, J., Wolff, B., D'Antonio, C.M., Dobson, A., Howarth, R., Schindler, D., Schlesinger, W.H., Simberloff, D., Swackhamer, D., 2001. Forecasting agriculturally driven global environmental change. *Science*, 292, 281-284.
- U.S. Salinity Lab Staff, 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. USDA Handbook 60. <http://www.usssl.ars.usda.gov/hb60/hb60.htm>.
- Valentin, C., Rajot, J.L., Mitja, D., 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the subhumid and semi-arid regions of West Africa. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 104, 287-302.
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898.
- van Genuchten, M.T., Leij, F.J., 1992. On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. p. 1–14. In M.Th. van Genuchten et al. (ed.) *Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, Proc. Int. Worksh., Riverside, CA. 11–13 Oct. 1989. Univ. of California, Riverside.
- Verbist, K., Cornelis, W.M., Gabriels, D., Alaerts, K., Soto, G., Serena, L., 2009. Using an inverse modelling approach to evaluate the water retention in a simple water harvesting technique. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 1979-1992.
- Vorosmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J., Lammers, R., 2000. Global water resources: vulnerability from climate change and population growth. *Science*, 289, 284-288.
- Vrugt, J.A., Stauffer, P.H., Wöhling, T., Robinson, B.A., Vesselinov, V.V., 2008. Inverse modeling of subsurface flow and transport properties: a review with new developments. *Vadose Zone J.*, 7, 843–864.
- Walvoord, M.A., Phillips, F.M., Stonestrom, D.A., Evens, R.D., Hartsough, P.C., Newman, B.D., Striegl, R.G., 2003. A reservoir of nitrate beneath desert soils. *Science*, 302, 1021-1024.

- Wang, G., Eltahir, E.A.B., 2000. Ecosystem dynamics and the Sahel drought. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 795-798.
- Wang, G., Eltahir, E.A.B., Foley, J.A., Pollard, D., S. Levis, S., 2004. Decadal variability of rainfall in the Sahel: results from the coupled GENESIS-IBIS atmosphere-biosphere model. *Climate Dynamics. Clim. Dynam.*, 22, 625–637.
- Wang, T., Zlotnik, V.A., Simunek, J., Schaap, M.G., 2009. Using pedotransfer functions in vadose zone models for estimating groundwater recharge in semiarid regions. *Water Resour. Res.*, 45, W04412.
- Warburton, M.L., Schulze, R.E., Jewitt, G.P.W., 2012. Hydrological impacts of land use change in three diverse South African catchments. *J. Hydrol.*, 414-415, 118-135.
- Wöhling, T., Vrugt, J.A., Barkle, G.F., 2008. Comparison of three multiobjective optimization algorithms for inverse modeling of vadose zone hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 72, 305-319.
- Wright, J.L., Allen, R.G., Howell, T.A., 2000. Conversion between evapotranspiration references and methods. In: *Proceedings of the 4th National Irrigation Symposium, ASAE, Phoenix.*
- Zaïri, R., 2008. Etude géochimique et hydrodynamique de la nappe libre du bassin du lac Tchad dans les régions de Diffa (Niger oriental) et du Bornou (nord-est du Nigeria). Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2.
- Zhang, Z.F., Ward, A.L., Gee, G.W., 2004. A combined parameter scaling and inverse technique to upscale the unsaturated hydraulic parameters for heterogeneous soils. *Water Resour. Res.*, 39, 40, 1-13.



# Liste des Figures

# Chapitre 1

**Figure 1.1.** Evolution de la production agricole en Afrique entre 1961 et 2007 (d'après Pretty *et al.*, 2011).

**Figure 1.2.** Evolution de l'usage des sols sur un bassin versant nigérien (d'après Leduc *et al.*, 2001).

**Figure 1.3.** Accumulation de sels en surface d'une culture irriguée de riz au sud-est Niger (N'Gamgam) en juillet 2008 (photo PADL Diffa).

# Chapitre 2

**Figure 2.1.** Localisation des deux zones d'étude, au sud-ouest et au sud-est Niger.

**Figure 2.2.** Géologie générale de l'Afrique de l'Ouest et localisation des deux zones d'étude dans les bassins sédimentaires des Iullemeden et du Tchad (d'après Konaté *et al.*, 2003).

**Figure 2.3.** Coupe géologique schématique des formations du Continental Terminal du bassin sédimentaire des Iullemeden à travers le degré carré de Niamey (cf. Fig. 2.2) (d'après Monfort, 1996).

**Figure 2.4.** Coupe géologique schématique des formations plio-quadernaires du bassin sédimentaire du Tchad (cf. Fig. 2.2) (d'après Schneider, 2006).

**Figure 2.5.** Localisation des deux zones d'étude dans les bassins hydrographiques du fleuve Niger et du lac Tchad.

**Figure 2.6.** Circulation des vents et position de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) en Afrique de l'Ouest en janvier-février (a) et en juillet-août (b) (d'après Gaultier, 2004).

**Figure 2.7.** Précipitation et évapotranspiration potentielle (ETP) moyennes mensuelles à Niamey (1950-2003) et à Diffa (1951-1990) (d'après Gaultier, 2004 et Massuel, 2005).

**Figure 2.8.** Représentation schématique générale d'un système endoréique au sud-ouest Niger en saison des pluies (d'après Massuel, 2005).

**Figure 2.9.** Principales unités hydro-géomorphologiques de la plaine du Kadzell (d'après Le Coz, 2010).

**Figure 2.10.** Diminution des débits moyens de la Komadougou Yobé d'amont en aval dans le Kadzell (d'après Gaultier, 2004).

**Figure 2.11.** Carte piézométrique (d'après Leblanc, 2002) et bilan hydrique (recharge Komadougou Yobé, déversement amont, lac Tchad ; décharge : évapotranspiration) (d'après Gaultier, 2004) de la dépression piézométrique du Kadzell.

## Chapitre 3

**Figure 3.1.** Localisation de Wankama et Sadoré au sud-ouest Niger ; MNT SRTM : clair = plateau (blanc = 278 m amsl), foncé = vallée (noir = 172 m amsl).

**Figure 3.2.** Emplacement des sites instrumentés WJ et WM à Wankama (a) et SJ et SM à Sadoré (b).

**Figure 3.3.** Localisation des sites instrumentés au sud-est Niger, dans la plaine du Kadzell et la vallée de la Komadougou Yobé (MNT SRTM : clair = plateau (blanc = 358 m amsl) ; foncé = vallée (noir = 264 m amsl)).

**Figure 3.4.** Relevé topographique sur le site SM en avril 2011.

**Figure 3.5.** Appareil photo sur le site WJ en janvier 2010 (photo J.P. Chazarin, IRD).

**Figure 3.6.** Forage à la tarière motorisée sur le site KJ en juin 2010.

**Figure 3.7.** Potentiomètre WP4-T utilisé pour la mesure en laboratoire du potentiel matriciel.

**Figure 3.8.** Comptage neutronique standard dans l'eau au sud-est Niger en mars 2011.

**Figure 3.9.** Préparation (isolement dans de la silice) (a) et installation (b) d'une sonde de dissipation thermique sur le site WJ en septembre 2009 (photo M. Boucher, IRD).

**Figure 3.10.** Mesure de résistivité électrique à la sonde gonflable sur le site KO en mai 2010.

## Chapitre 4

**Figure 4.1.** Pluies cumulées sur les sites WJ et WM pour les années hydrologiques 2009 et 2010.

**Figure 4.2.** MNT (a), carte des pentes (b) et carte du réseau de drainage et des dépressions (c) pour le site WJ.

**Figure 4.3.** MNT (a), carte des pentes (b) et carte du réseau de drainage et des dépressions (c) pour le site WM.

**Figure 4.4.** Photographies du tube de suivi neutronique 5 min avant (a), durant (b) et 15 min après l'évènement pluvieux du 06/08/2010 pour le site WJ.

**Figure 4.5.** Photographies du tube de suivi neutronique 5 min avant (a), durant (b) et 15 min après l'évènement pluvieux du 06/08/2010 pour le site WM.

**Figure 4.6.** Profils granulométriques de la zone non saturée pour les sites WJ (a) et WM (b) ; profils de teneur en eau gravimétrique (c) et de potentiel matriciel (WP4) (d) à la date du 24/09/2010 pour WJ et à date du 23/09/2010 pour WM.

**Figure 4.7.** Teneurs en eau et précipitations associées pour les sites WJ (a, c) et WM (b, d) pour les années hydrologiques 2009 et 2010.

**Figure 4.8.** Stock d'eau dans la partie supérieure de la zone non saturée (0-10 m) sur les sites WJ et WM pour les années hydrologiques 2009 et 2010.

**Figure 4.9.** Potentiels matriciels pour les sites WJ (a, c) et WM (b, d) pour les années hydrologiques 2009 et 2010.

**Figure 4.10.** Pluies cumulées sur les sites SJ et SM pour l'année hydrologique 2010.

**Figure 4.11.** MNT (a), carte des pentes (b) et carte du réseau de drainage et des dépressions (c) pour le site SM.

**Figure 4.12.** Profils granulométriques de la zone non saturée pour les sites SJ (a) et SM (b) ; profils de teneur en eau gravimétrique (c) et de potentiel matriciel (WP4) (d) au 28/07/2009 pour SJ et au 28/04/2010 pour SM.

**Figure 4.13.** Teneurs en eau et précipitations associées pour les sites SJ (a, c) et SM (b, d) en 2010.

**Figure 4.14.** Stock d'eau dans la partie supérieure de la zone non saturée (0-4 m) sur les sites SJ et SM en 2010.

## Chapitre 5

**Figure 5.1.** Reference soil profile discretization used for the vadose zone modeling (a) and USDA textural classification with dots indicating fallow and millet samples position in this classification (b).

**Figure 5.2.** 2x2D probability density functions (pdfs) of the three estimated soil hydraulic parameters ( $\theta_s$ ,  $\alpha$ , K) for: (a) unit 1, (b) unit 2, (c) unit 3 and (d) unit 4. Each dot represents one single run of simulation. The gray dots indicate all sampled SHPs and the black ones the range of behavioral SHP sets.

**Figure 5.3.** 2x2D probability density functions (pdfs) of the three estimated soil hydraulic parameters ( $\theta_s$ ,  $\alpha$ , K) for: (a) unit 1 and (b) unit 2 for the two upper soil units. The black dots indicate behavioral SHP sets resulting for inversion using 2010 soil water content data and the grey ones the range of behavioral SHP sets using 2006 soil water content data.

**Figure 5.4.** Mean and quartiles of: (a) simulated water volume within the vadose zone, (b) cumulative actual ET and (c) cumulative drainage at 10 m depth computed from the best 20 SHP sets for 100 years fallow followed by 100 years millet conditions; and (d) mean and quartiles of simulated cumulative drainage at 10 m depth computed from the best 20 SHP sets for 100 years fallow followed by 100 years of cultivation cycles consisting of 10 years millet conditions followed by 5 years fallow conditions.

## Chapitre 6

**Figure 6.1.** Profondeur de la nappe libre au sud-est Niger sur les sites KJ (a), KO (b), SA (c), ZA (d) et NG (e).

**Figure 6.2.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de Kaolo Djima (KJ) (échantillonnage le 21/06/2009) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en

eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).

**Figure 6.3.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de Kousseyri (KO) (échantillonnage le 23/06/2009) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).

**Figure 6.4.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de Saleyri (SA) (échantillonnage le 14/05/2010) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).

**Figure 6.5.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de Zarwaram (ZA) (échantillonnage le 08/05/2010) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).

**Figure 6.6.** Paramètres physico-chimiques de la zone non saturée sur le site de N'Gagam (NG) (échantillonnage le 13/05/2010) : granulométrie (a) ; résistivité électrique (b) ; teneur en eau gravimétrique (c) ; potentiel matriciel (WP4) (d) ; pH (e) ; CE (f) ; anions (g) ; et cations (h).

**Figure 6.7.** Comparaison entre les signaux géochimiques des sites sous pâturage extensif (KJ et KO), du site pluvial (SA) et des précipitations.

**Figure 6.8.** Comparaison entre les signaux géochimiques du site irrigué via l'eau de la rivière (ZA), des précipitations, de l'eau de la Komadougou Yobé (KY) et de la nappe à proximité (< 1 km) de ZA.

**Figure 6.9.** Comparaison entre les signaux géochimiques du site irrigué via l'eau de la nappe (NG), des précipitations et de la nappe à proximité (< 500 m) de NG.

**Figure 6.10.** Classification des différents sols (concentration au niveau des zones d'accumulation) en fonction du SAR et de la conductivité électrique (CE) d'après la classification U.S. Salinity Laboratory Staff (1954).

# Liste des Tables

## Chapitre 3

**Table 3.1.** Principaux dispositifs expérimentaux mis en place sur les sites sélectionnés au sud-ouest et au sud-est Niger.

## Chapitre 5

**Table 5.1.** Lower and upper bounds values of the SHP used in the inverse modeling based on Rosetta database (Schaap *et al.*, 2001).  $\theta_r$ ,  $n$ , and  $l$  are adjusted parameters based on literature considerations.

## Chapitre 6

**Table 6.1.** Composition géochimique des précipitations (moyenne pondérée) à Kaska (au nord du Nigéria) pour la saison des pluies 1993 (d'après Goni *et al.*, 2001).

**Table 6.2.** Composition géochimique de la nappe à proximité des différentes sites d'échantillonnage en mars 2011 et de la rivière Komadougou Yobé en avril 2004 (Zaïri, 2008).



# **Annexes**

# Annexe 1

## Estimation de l'ETP

### A1.1. Méthodologie employée

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est une entrée essentielle des modèles hydrologiques, notamment pour simuler les processus non saturés et en particulier les prélèvements racinaires (Bakhtiari *et al.*, 2011). Dans cette étude, la méthodologie proposée par la FAO (Food and Agriculture Organization ; Allen *et al.*, 1998) a été employée. Les différentes étapes ayant permis d'estimer la transpiration potentielle (TP) et l'évaporation potentielle (EP) pour la jachère et le mil au sud-ouest Niger sont détaillées dans cette annexe.

### A1.2. Calcul de l'ET0

L'ET0 est définie par comme l'évapotranspiration d'une culture de référence hypothétique avec une hauteur de couvert de 0.12 m, une résistance de surface fixe de 70 s.m<sup>-1</sup> et un albédo de 0.23. Elle s'apparente à l'évapotranspiration d'un gazon homogène en phase active de croissance, bien alimenté en eau et couvrant totalement la surface du sol. L'ET0 peut être calculée au pas de temps journalier à partir de données climatiques en se basant sur la formule de Penman-Monteith :

$$ET0 = \frac{0.408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (es - ea)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad [A1.1]$$

avec  $ET_0$  l'évapotranspiration de référence (mm/jour) ;  $\Delta$  la pente de la courbe de la pression de vapeur (kPa/°C) ;  $R_n$  le rayonnement net à la surface du sol (MJ/m<sup>2</sup>/jour) ;  $G$  le flux de chaleur du sol (MJ/m<sup>2</sup>/jour) ;  $\gamma$  une constante psychrométrique (kPa/°C) ;  $T$  la température moyenne de l'air à 2 m de hauteur (°C) ;  $U_2$  la vitesse du vent à 2 m de hauteur (m/s) ;  $e_s$  la pression de vapeur à la saturation (kPa) ; et  $e_a$  la pression de vapeur réelle (kPa). Cette formule est considérée robuste, applicable tant pour les climats humides qu'arides (Wright *et al.*, 2000; Temesgen *et al.*, 2005)

Dans cette étude, les paramètres  $R_n$ ,  $G$ ,  $U_2$  sont directement mesurés par des stations météorologiques installées à proximité de chaque site. Les autres paramètres ( $\Delta$ ,  $\gamma$ ,  $e_s$ ,  $e_a$ ) sont déterminés à partir de la température minimale et maximale de l'air, de la pression atmosphérique et de l'humidité relative de l'air, mesurées par les stations météorologiques.

### A1.3. Calcul de l'ETC

Les besoins évapotranspiratoires d'une culture donnée sont estimés en multipliant l' $ET_0$  par un coefficient cultural noté  $K_c$  :

$$ETC = K_c \times ET_0 \quad [A1.2]$$

avec  $ETC$  l'évapotranspiration potentielle d'une culture (mm/jour) ;  $K_c$  le coefficient cultural de la culture (-) ; et  $ET_0$  l'évapotranspiration de référence (mm/jour). Il intègre les effets des quatre caractéristiques primaires qui distinguent une culture particulière de la culture de référence : la hauteur de la culture, la résistance de surface sol-végétation, l'albédo et l'évaporation du sol. Le  $K_c$  dépend, outre du type de culture, du stade de développement de celle-ci et varie donc au cours de la période culturale.

Les  $K_c$  ont été déterminés au pas de temps journalier pour la végétation majoritairement rencontrée sur les jachères et pour le mil en interpolant les valeurs seuils proposées par Allen *et al.* (1998) pour les différents stades de développement de la végétation (initial, mi-saison et fin de saison).

### A1.4. Calcul de TP

Le  $K_c$  est associé à une culture dont la couverture végétale est complète. Dans le cas d'une couverture végétale partielle, ce coefficient doit être ajusté :

$$K_{c_{adj}} = K_c - A_{cm} \quad [A1.3]$$

où

$$A_{cm} = 1 - \left[ \frac{LAI}{LAI_{dense}} \right]^{0.5} \quad [A1.4]$$

avec  $K_{c_{adj}}$  le coefficient cultural ajusté (-) ;  $K_c$  le coefficient cultural de la culture (-) ;  $LAI$  l'indice de surface foliaire (Leaf Area Index) de la culture (-) ; et  $LAI_{dense}$  l'indice de surface foliaire de la culture dans des condition de couverture végétale complète.

Le  $LAI$  est disponible au pas de temps journalier pour la jachère et pour le mil sur le site de Wankama (Jérôme Demarty, Comm. Pers.). Le  $LAI_{dense}$  a été estimé en considérant un couvert végétal maximal de 30% pour le mil et de 60% pour la jachère (Loireau et D'Herbes, 1994).

La transpiration potentielle a finalement été estimée au pas de temps journalier pour la jachère et pour le mil, telle que (**Figure A1.1**) :

$$TP = K_c \times ET_0 \quad [A1.5]$$

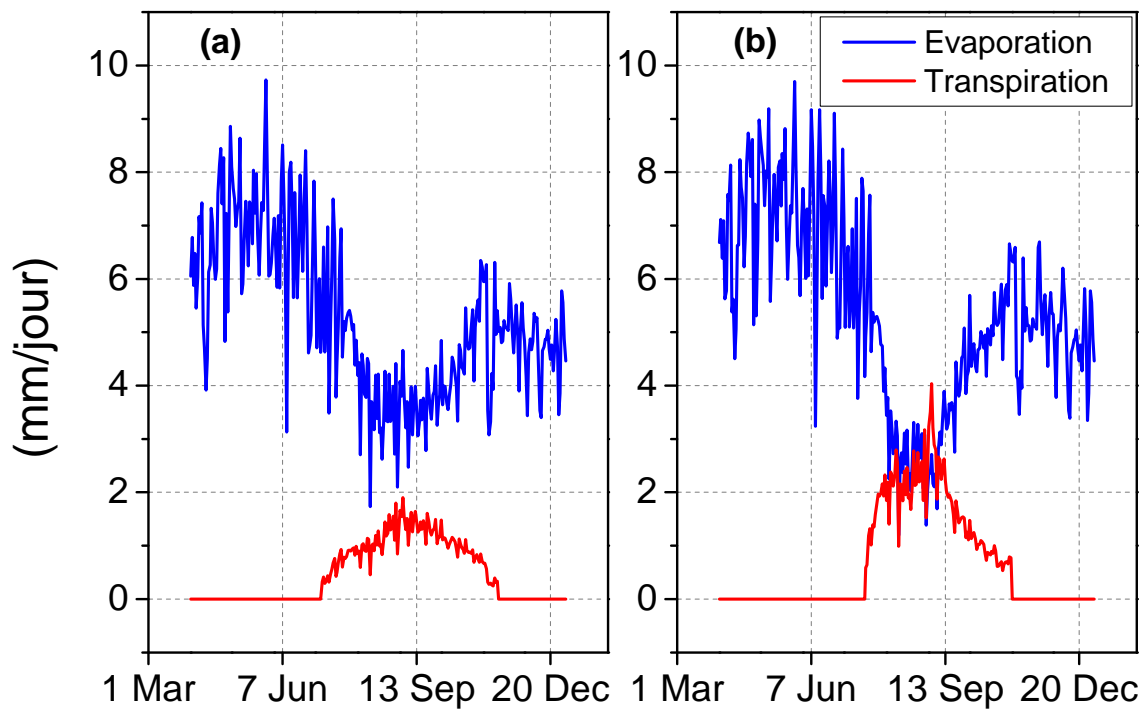
avec  $TP$  la transpiration potentielle (mm/jour) ;  $K_{c_{adj}}$  le coefficient cultural ajusté (-) ; et  $ET_0$  l'évapotranspiration de référence (mm/jour).

#### A1.4. Calcul de EP

L'évaporation sur sol nu peut être estimée comme le produit de l' $ET_0$  par 1.05. En considérant les surfaces exposées (qui ne sont pas sous couverture végétale), l'évaporation potentielle a été estimée au pas de temps journalier pour la jachère et pour le mil, telle que (**Figure A1.1**) :

$$EP = [1.05 \times (1 - A_{cm})] \times ET_0 \quad [A1.6]$$

avec  $EP$  l'évaporation potentielle (mm/jour) ;  $A_{cm}$  défini par l'équation [A1.4] (-) ; et  $ET_0$  l'évapotranspiration de référence (mm/jour).



**Figure A1.1.** Transpiration potentielle et évaporation potentielle journalières estimées pour les parcelles en jachère (a) et les cultures de mil (b) du bassin de Wankama en 2010.

## **Annexe 2**

# **Long-term increase in diffuse groundwater recharge following expansion of rainfed cultivation in the Sahel, West Africa**

**Soumis à Hydrogeology Journal, accepté sous condition  
de révisions mineures**



1 **Long-term increase in diffuse groundwater recharge following expansion of**  
2 **rainfed cultivation in the Sahel, West Africa**

3 Maïmouna IBRAHIM<sup>1,2</sup>, Guillaume FAVREAU<sup>3</sup>, Bridget R. SCANLON<sup>4</sup>, Jean Luc  
4 SEIDEL<sup>5</sup>, Mathieu LE COZ<sup>6\*</sup>, Jérôme DEMARTY<sup>3</sup>, Bernard CAPPELAERE<sup>3</sup>

5

6 <sup>1</sup>Université Montpellier 2 (UM2), UMR 5569 HSM, Pl. E. Bataillon, cc. MSE, 34095  
7 Montpellier cedex 5, France

8 <sup>2</sup>Université Abdou Moumouni de Niamey, Faculté des Sciences, Département de Géologie,  
9 BP 10662 Niamey, Niger

10 <sup>3</sup>Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR 5569 HSM, Pl. E. Bataillon, cc.  
11 MSE, 34095 Montpellier cedex 5, France

12 <sup>4</sup>Bureau of Economic Geology, Jackson School of Geosciences, University of Texas at  
13 Austin, Texas 78713, USA

14 <sup>5</sup>Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), UMR 5569 HSM, Place E. Bataillon,  
15 CC MSE, 34095 Montpellier, France

16 <sup>6</sup>Université de Poitiers, IC2MP/Hydrasa, rue Michel Brunet, 86022 Poitiers, France

17 \*Corresponding author:

18 E-mail: mathieu.lecoz@univ-poitiers.fr

19 Tel: (+33/0)549453987

20 Fax: (+33/0)549454241



21 **Abstract**

22 Rapid population growth in sub-saharan West Africa and related cropland expansion was  
23 shown in some places to have increased focused recharge through ponds, raising the water  
24 table. To estimate changes in diffuse recharge, water content and matric potential were  
25 monitored during 2009 and 2010 and modeling was performed using the Hydrus-1D code for  
26 two field sites in southwest Niger: (i) shrub fallow land and (ii) rainfed millet cropland.  
27 Monitoring results of the upper 10 m showed increased water content and matric potential to  
28 greater depth under rainfed cropland ( $> 2.5$  m) than under shrub fallow land ( $\leq 1.0$  m). Model  
29 simulations indicate that conversion from shrub fallow land to rainfed cropland (i) increases  
30 vadose zone water storage and (ii) should increase drainage flux ( $\sim 25 \text{ mm.yr}^{-1}$ ) at 10 m depth  
31 after 30-60 year lag. Therefore, observed regional increases in groundwater storage may  
32 increasingly result from diffuse recharge that should support groundwater-supported irrigation  
33 expansion in these regions and hence, contribute to mitigate food crises in the Sahel.

34 **Keywords:** Land-use change, groundwater recharge, semiarid region, unsaturated zone,  
35 numerical modeling

36

## 37 1. Introduction

38 In most semiarid regions globally, estimating changes in processes and/or time-lags in  
39 recharge rates represent key information for predicting impacts of environmental change on  
40 groundwater resources (Scanlon et al. 2006; Kim and Jackson 2012). Diffuse or areally  
41 distributed recharge may result in time-lags of about several decades between land-use  
42 changes and recharge fluxes, whereas focused recharge under surface water bodies usually  
43 results in rapid water table responses to changes in rainfall redistribution at the soil surface  
44 (e.g., Scanlon et al. 2010; Gates et al. 2011).

45 In semiarid West Africa, both rapid population growth (~2.6% per year ; World Bank 2011)  
46 and rainfall deficits since the early 1970s (L'Hote et al. 2002; Lebel et al. 2009) resulted in (i)  
47 degradation of native savannah vegetation, mostly noticeable in the perennial woody land  
48 cover (e.g., Diouf and Lambin 2001); (ii) large-scale conversion from savannah to cropland  
49 (Leblanc et al. 2008; Van Vliet et al. 2013); and (iii) reduction of shrub fallow periods from a  
50 few decades to a few years in the traditional sustainable crop land / long-term fallow cycle  
51 (Valentin et al. 2004). In southwestern Niger, such land-use changes resulted in increased  
52 runoff (Seguis et al. 2004) and, consequently, in increased water inflows towards endorheic  
53 ponds and gullies and thus, enhanced focused groundwater recharge (Desconnets et al. 1997;  
54 Massuel et al. 2006). This was considered as the main factor explaining the long-term rise in  
55 the water table (Leduc et al. 2001). However, this explanation does not preclude a  
56 modification in one-dimensional (1-D) diffuse recharge that may also contribute to the  
57 groundwater balance (Massuel et al. 2011). Previous studies in this region that considered 1-D  
58 diffuse infiltration and/or drainage fluxes were mostly restricted to the upper few meters of  
59 the vadose zone (e.g., Cuenca et al. 1997; Gaze et al. 1997; Rockstrom et al. 1998); and,  
60 therefore could not evaluate deep drainage, i.e. potential diffuse recharge below the main

61 shrub root zone (~4.5 m; Favreau et al. 2002; Issoufou et al. 2013); in addition, the impact of  
62 changes in land-use through time was not considered in water-flux estimates.

63 In semiarid regions where the magnitude of subsurface water fluxes is often low, combining  
64 several different approaches to estimate water fluxes increases reliability in drainage and  
65 recharge rates (Scanlon et al., 1999; Simmers, 2003). Monitoring water content and matric  
66 potential under different land-use or land-cover settings and substituting space for time, can  
67 provide accurate information on temporal variations in subsurface water storage and fluxes in  
68 response to land-use change (Finch, 2000; Scanlon et al., 2005). However, such monitoring  
69 records are usually limited in time, ~1–3 year for typical duration of a study, and strongly  
70 depend upon the specific history of the surveyed sites. Therefore, numerical modeling can  
71 complement field monitoring records by simulating long-term hydrological response to land-  
72 use changes and estimating uncertainty in model results from sensitivity analyses (e.g., Keese  
73 et al., 2005; Pan et al., 2011).

74 The purpose of this study was to assess the impact of the reduction of fallow period in the  
75 traditional crop land / long-term shrub fallow cycle on deep drainage (at 10 m depth) and  
76 diffuse recharge through sedimentary layers in a representative watershed of southwestern  
77 Niger. To achieve this objective, both vadose zone monitoring (Section 3) and 1D flow  
78 modeling (Section 4) were performed and then analyzed jointly (Section 5) for two different  
79 land-use settings: shrub fallow (mainly *Guiera senegalensis*) and rainfed millet (*Pennisetum*  
80 *sp.*) cropland. This study highlights an original approach, rarely used in sub-Saharan Africa,  
81 to estimate water fluxes to an aquifer where rapid, high frequency changes in land-use for  
82 cultivation preclude the use of solute content of the vadose zone as a proxy for water fluxes  
83 (e.g., chloride mass balance method) or where the possible combined influence of different  
84 recharge processes (diffuse and focused) need to be considered independently to better  
85 estimate long-term changes in the regional water balance.

## 86 2. Study area and background

### 87 2.1. Context

88 In southwestern Niger, the small scale (~2 ha) representative Wankama catchment (2.38°E,  
89 13.39°N; Fig. 1) has been extensively studied since the early 1990s within the framework of  
90 successive long-term regional research programs (Hapex-Sahel, Goutorbe et al. 1994;  
91 AMMA-Catch; Lebel et al. 2009). In this region, the climate is semiarid and mainly driven by  
92 the West African monsoon; mean annual rainfall is 460 mm (1992-2012), mean annual  
93 temperature is 29°C and mean potential evapotranspiration is ~2500 mm.yr<sup>-1</sup> (Ramier et al.  
94 2009). The rainfed agricultural season usually starts in May and ends in October, but 90% of  
95 rainfall occurs from June through September during short intense events of convective origin.  
96 The main rainfed crop species grown is millet (*Pennisetum glaucum* (L.) R. Br.); the  
97 traditional land-use of long (~20 years) fallow periods (with *Guiera senegalensis* as the  
98 dominant shrub) interrupted by shorter cropping phases (~10 years) has been, or is rapidly  
99 being, replaced by shorter fallows periods (5 years), as a consequence of population growth  
100 (+3% year<sup>-1</sup>) and still a limited use of agricultural fertilizers (Torou et al. 2013). In 2005,  
101 millet crop fields covered 58% of the catchment, fallow 22%, and degraded vegetation or bare  
102 soil 20% (Boulain et al. 2009), a marked increase in land-used for rainfed cropping when  
103 compared to the 6 and 13% in surface area occupied by millet fields in 1950 and 1975 (Seguis  
104 et al. 2004). This long-term increase in land-use for cropping is generally consistent with the  
105 observed regional trend in the Sahel (Van Vliet et al. 2013). Soils, partly inherited from  
106 Quaternary aeolian deposits, are mostly sandy siliceous, with a few percent clay in the upper  
107 cm, and are very sensitive to crusting (Gaze et al. 1997). At depth, an unconfined aquifer  
108 (Continental terminal, CT) consisting of loosely cemented sands, silts, and clays of  
109 continental origin, dating from Eocene to Pliocene, extend over the entire Niamey region  
110 (Favreau et al. 2012). Water table depths range from ~10 to 70 m, with low hydraulic

111 gradients ( $< 1\%$ ). Further details of watershed characteristics, land-use, and hydrological  
112 surveys are provided in Cappelaere et al. (2009).

## 113 2.2. Pre-existing knowledge on drainage and recharge

114 Groundwater recharge processes and aquifer water balance were extensively studied for the  
115 CT aquifer (Favreau et al. 2009). To summarize, most of the landscape is endorheic  
116 (internally draining) and surface runoff terminates in a mosaic of ponds, where groundwater  
117 recharge was shown to occur (Desconnets et al. 1997; Massuel et al. 2011). Focused  
118 groundwater recharge was also shown to occur through gullies and/or at the outlet of gullies  
119 (Massuel et al. 2006). Because land clearing resulted in an increase in surface runoff, ponds  
120 and gullies have expanded in length and surface area (Leblanc et al. 2008), contributing to a  
121 tenfold increase in aquifer recharge, from about a few mm/year in the 1950s-1960s to up to  
122  $\sim 25$  mm/year in the 1990s-2000s (Favreau et al. 2009; Boucher et al. 2012). The observed rise  
123 in the water table has been mostly continuous, with an estimated increase of about 5 m during  
124 the past 5 decades (Favreau et al. 2009). The observed increase in focused recharge does not  
125 preclude, however, the contribution of some slower, diffuse drainage and recharge fluxes. For  
126 instance, drainage below millet fields was estimated by hydrodynamic surveys to reach 400  
127  $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$  at 2.5 m depth in soils similar to those of the Wankama catchment near the Sadore  
128 research centre (Gaze et al. 1998; cf. location in Fig. 1). Within the limits of another  
129 catchment,  $\sim 10\text{km}$  southeast of Wankama, Rockstrom et al. (1998) estimated drainage below  
130 millet fields in the range of 160 to 290 mm during three years at 1.8 m below the soil surface.  
131 However, because (i) the root depth of millet ( $\sim 1.5$  m) and shrubs species ( $\sim 4.5$  m) extend  
132 deeper than most hydrodynamic investigation depths of these studies and (ii) the need to take  
133 into account the 6 to 8 month long dry seasons in the water balance (Ramier et al. 2009;  
134 Issoufou 2013), these estimates could not be translated directly into recharge rates.

135 Additional, multiple approaches were needed to explore drainage and recharge through the  
136 thick vadose zone of the aquifer.

### 137 3. Vadose zone monitoring

#### 138 3.1. Field setting and monitoring

139 Two sites were selected for grain size analyses, matric potential and volumetric water content  
140 surveys in the upper to middle part of the Wankama catchment: (i) a traditional fallow area  
141 that was converted from millet ~10 years previously and (ii) a millet field converted from  
142 shrub fallow ~5 years previously (Fig. 1b). Two boreholes were drilled at each site in April  
143 2009 using motored auger lightweight steel drilling equipment (Dormer's 717 Engineering  
144 Equipment, South Munvillumbah, Australia) to depths of 8.5 m (fallow site) and 10 m (millet  
145 site). During the drilling phase, twenty soil samples were collected in each bore for grain size  
146 analysis by the Robinson pipette-method.

147 For each site, a polyvinyl-chloride access tube (0.063 m diameter) was installed in one  
148 borehole for soil water content monitoring using a neutron probe (CPN 503DR, CPN  
149 International Inc., California). Neutron counting was performed at 0.5 m intervals to 5.0 m  
150 depth and 1.0 m intervals from 5.0 to 10.0 m, every week during the rainy season (June-  
151 October) and every two weeks during the dry season, from June 2009 through December  
152 2010. Calibration equations for converting neutron counts to water contents were developed  
153 following the procedure described by Cuenca et al. (1997), based on: (i) water contents  
154 measured in the laboratory by oven drying soil samples collected adjacent to the neutron  
155 probe access tubes in September 2009; and (ii) a bulk density estimated to be  $1.65 \pm 0.05 \text{ g.cm}^{-3}$   
156 for the study area (Nagumo 1992; Galle et al. 1999; and Hapex-Sahel database at  
157 <http://www.cesbio.ups-tlse.fr/hapex/>). However, due to anomalous or hazardous counts near  
158 the soil surface, volumetric water contents recorded at a 1 mn time step by 6 capacity probes

159 (Time - Domain type CS616 of Campbell Scientific) buried from 0.1 to 2.5 m below the  
160 surface close to the sampled boreholes were considered for depths down to 2.5 m depth  
161 (Ramier et al. 2009) and calibrated using the same method as described in Cuenca et al.  
162 (1997).

163 For each site, a separate borehole was equipped with heat dissipation sensors (HDS) (Model  
164 229L, Campbell Scientific Inc., Utah) for matric potential monitoring. The HDS sensors,  
165 previously calibrated in the laboratory (University of Texas at Austin, USA; RC Reedy, pers.  
166 com.) were installed in October 2009 at depths of 0.4, 0.5, 1.2, 3.4, 4.6, 6.0 and 8.5 m in the  
167 fallow site and at depths of 0.5, 0.8, 1.6, 2.7, 3.5, 5.9, 8.1 and 10.0 m depths in the millet site.  
168 Matric potentials were logged automatically each day at 6 am, from January through  
169 December 2010.

### 170 3.2. Data and surveys

171 Soil profiles consisted of four main textural units (USDA classification) which are similar for  
172 both sites (**Fig. 2**). These profiles are mostly sandy (50 to 90% sand) with increasing clay  
173 content with depth to a maximum (35% clay) at 5 and 6 m depth for the fallow and millet  
174 sites, respectively (**Fig. 2**). For both sites, the monsoon rainfall events resulted in temporary  
175 and seasonal fluctuations in soil water content (**Fig. 3**). The wetting front then propagated  
176 gradually with depth, with a temporal shift and decreasing amplitude. The maximum  
177 propagation depths were lower for the fallow site than for the millet site: in 2009, water  
178 content variations were observed to 1.0 and 2.5 m depth for the fallow and the millet sites,  
179 respectively and in 2010, variations occurred to 0.5 and 1.0 m depth for the fallow and the  
180 millet, respectively (**Fig. 3**). Soil water storage from 0 to 10 m depth was estimated for the  
181 two sites by integrating water content data over the entire monitoring profile (**Fig. 4**). Water  
182 storage for the fallow site (mean 740 mm) was 6% lower than for the millet site (mean 790

183 mm) during both dry and rainy seasons. In addition, temporal variations in water storage  
184 showed that the amplitude of the increase in water content related to the rainy season was  
185 significantly higher in 2009 than in 2010, although cumulative rainfall was similar for the two  
186 years (430 and 427 mm, respectively). During the 2010 rainy season, matric potentials  
187 increased markedly at 0.35 and 0.50 m depths for the fallow and millet sites, respectively (**Fig**  
188 **5**). Below this upper zone, matric potentials did not vary significantly with time: for the  
189 fallow site, values ranged from -200 to -300 m between 2 and 8 m depth while for the millet  
190 site, values were stable around -80 m to 10 m depth (**Fig 5**).

### 191 3.3. Data analysis

192 Grain size analysis showed similar soil textural profiles for the fallow and millet. These  
193 textural profiles agree with previous soil textural descriptions performed in this watershed  
194 (Nagumo 1992; Massuel et al. 2006) and/or in nearby locations in southwestern Niger (two  
195 sites in villages at < 25 km from Wankama, in Manyame et al. 2007; Sadoré Research Center,  
196 unpublished data, in Ibrahim 2013).

197 Soil water content monitoring showed that the wetting front resulting from the rainy season  
198 was shallower at the fallow site than at the millet site. This could be explained by the fact that  
199 deeper percolation was favored at the millet site due to regular weeding operations performed  
200 by farmers removing soil surface crusts formed during subsequent rainfall events (Favreau et  
201 al. 2002). In addition, soil water contents were more sensitive to the rainy season in 2009 than  
202 in 2010 although the total amount of rainfall was similar: more regular rainfall events with a  
203 lower mean intensity probably resulted in higher infiltration rates compared to runoff in 2009.

204 Matric potential records showed that soil below 2 m depth was significantly drier (difference  
205 in the range of 120 - 200 m matric potential) for the fallow site compared to the millet site.  
206 Such a difference could be explained by higher efficiency and capability in root water uptake



207 at the fallow site where water uptakes by shrubs occurs throughout the year whereas at the  
 208 millet site, the vegetative/cropping period is limited to ~150 days for millet, reducing  
 209 transpiration fluxes (Ramier et al. 2009; Issoufou et al. 2013).

210 Both the lower infiltration capacity and the higher root water uptake could explain the lower  
 211 water storage highlighted at the fallow site, i.e., ~6% less than for the millet site. In order to  
 212 test the second hypothesis related to different vegetation water needs, a numerical model was  
 213 developed to simulate the impact of conversion from fallow to millet crop conditions on  
 214 vadose zone flow for a temporally invariant soil textural profile. The soil profile described for  
 215 the millet site to a depth of 10 m was used as a reference for the modeling work (**Fig 2b**).

#### 216 4. Numerical modeling

##### 217 4.1. Equations

218 The Hydrus-1D code (Simunek et al. 2005) was used to simulate vertical flow through the soil  
 219 profile. This model simulates water flow in variably saturated porous media by solving the 1-  
 220 D Richards' equation:

$$221 \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} \right) - K(h) \right] - S \quad [1]$$

222 where  $\theta$  is volumetric water content [ $L^3 \cdot L^{-3}$ ],  $t$  is time [ $T$ ],  $z$  is the vertical coordinate (positive  
 223 upward) [ $L$ ],  $h$  is pressure head [ $L$ ],  $K$  is hydraulic conductivity [ $L \cdot T^{-1}$ ], and  $S$  is a sink term  
 224 representing processes such as plant-water uptake [ $L^3 \cdot L^{-3} \cdot T^{-1}$ ]. Retention and hydraulic  
 225 conductivity functions are described by the Mualem-van Genuchten model (Mualem 1976;  
 226 van Genuchten 1980):

$$227 \quad \theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m}, & h < 0 \\ \theta_s, & h \geq 0 \end{cases} \quad [2]$$

$$228 \quad K(h) = \begin{cases} K_{\text{sat}} S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2, & h < 0 \\ K_{\text{sat}}, & h \geq 0 \end{cases} \quad [3]$$

$$229 \quad \text{with } S_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \text{and} \quad m = 1 - \frac{1}{n}$$

230 where  $\theta_r$  and  $\theta_s$  are residual and saturated water content, respectively [ $L^3.L^{-3}$ ],  $\alpha$  is related to  
 231 the inverse air-entry value [ $L^{-1}$ ],  $n$  is a shape parameter [-],  $K_{\text{sat}}$  is saturated hydraulic  
 232 conductivity [ $L.T^{-1}$ ], and  $l$  is a pore-connectivity parameter [-]. These six soil hydraulic  
 233 parameters (SHPs) need to be estimated to solve the flow problem. In this study,  $\theta_r$ ,  $n$ , and  $l$   
 234 were fixed based on literature estimates described in Le Coz et al. (2013).

#### 235 4.2. Parameter inversion

236 The aim of the inverse modeling procedure was to find values for the SHPs that provide the  
 237 best fit between model predictions and corresponding water content observations. An  
 238 approach similar to the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE; Beven and  
 239 Binley 1992) method was implemented. The five major steps of this method as described by  
 240 Khu and Werner (2003) were followed:

241 (i) the Root Mean Square Error (RMSE) was used as a likelihood measure for  
 242 evaluating model performance:

$$243 \quad \text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\theta_i^{\text{sim}} - \theta_i^{\text{obs}})^2} \quad [4]$$

244 where  $n$  is number of measurements [-];  $\theta_i^{\text{sim}}$  and  $\theta_i^{\text{obs}}$  are simulated and measured  
 245 water content at depth/time  $i$ , respectively [ $L^3.L^{-3}$ ];

246 (ii) the feasible range for the SHPs was derived from the Rosetta database (Schaap et  
 247 al. 2001) based on the USDA classification for each soil horizon and a uniform  
 248 prior distribution was considered (Table 1);

- 249 (iii) 10,000 sets of SHPs were randomly sampled from the previously defined prior  
 250 distributions and the corresponding simulations were assessed according to the  
 251 RMSE;
- 252 (iv) the acceptable RMSE (RMSE<sub>a</sub>) was defined by integrating error associated with  
 253 soil water content measurements in equation [4] and was used as a cut-off value to  
 254 separate ‘behavioral’ and ‘non-behavioral’ SHP sets:

$$255 \quad \text{RMSE}_a = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\theta_i^{\text{omax}} - \theta_i^{\text{omin}})^2} \quad [5]$$

256 where  $\theta_i^{\text{omax}}$  and  $\theta_i^{\text{omin}}$  are maximum and minimum uncertainty bounds of the  
 257 measured water content at depth/time  $i$ , respectively [ $L^3 \cdot L^{-3}$ ];

- 258 (v) all of the SHP sets resulting in  $\text{RMSE} < \text{RMSE}_a$  were considered equally  
 259 acceptable and these behavioral sets were normalized to develop probability  
 260 distribution functions.

261 The 10,000 simulations were run on a 275 day period from 1 Apr. 2010 through 31 Dec.  
 262 2010, for which water content data are available for the millet site. Internal and boundary  
 263 conditions were set as described in Section 4.3. This inverse modeling resulted in 20  
 264 behavioral SHP sets. The corresponding 2-D probability density functions (pdfs) showed that  
 265 the SHP ranges were more or less scattered in the explored parameter space according to the  
 266 parameter and the soil unit under consideration (Fig. 6). For instance, the  $K_{\text{sat}}$  parameter was  
 267 between 1 and 10  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$  for the upper soil unit; between 10 and 100  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$  for the two lower  
 268 soil units; and less than 1  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$  for the lowest soil unit. In contrast, the range of values for  
 269 the  $\theta_s$  remained large, probably due to the fact that the measured water contents used for the  
 270 inversion remained relatively low and never corresponded to full saturation of the soil profile.  
 271 For the lower soil unit, low variations in measured water content also resulted in larger  
 272 parameter ranges.

### 273 4.3. Internal and boundary conditions

274 The 10 m depth reference profile was discretized into 472 nodes. Nodes were more closely  
275 spaced near the soil surface and at soil unit interfaces to enhance calculation of evaporation  
276 and to avoid abrupt head changes. Daily rainfall and potential bare soil evaporation for fallow  
277 or millet cover (see Appendix 1) were used as the atmospheric upper boundary condition.  
278 Root water uptakes were computed according the model of Feddes et al. (1978) based on  
279 potential transpiration for fallow or millet (see Appendix 1) and by considering rooting depths  
280 of 4.5 and 1.5 m, respectively as measured by Gaze et al. (1998) for *Guiera senegalensis*, the  
281 dominant shrub in fallow, and by Rockstrom et al. (1998) for millet crops. The lower  
282 boundary condition was set up as free drainage (Simunek et al. 2005).

283 The 20 behavioral SHP sets were used for simulating changes in vadose zone flow processes  
284 after converting from fallow-dominant to millet-dominant land-use. A 200 year period,  
285 consisting of 100 years under fallow followed by 100 years under millet was considered.  
286 Daily rainfall and potential evapotranspiration fluxes were computed by replicating five years  
287 of available climatic data from 2006 through 2010 (annual rainfall was 580, 421, 544, 430 and  
288 427 mm, successively). Model outputs were analyzed with respect to (i) differences between  
289 simulated and monitored volumetric water content in the vadose zone, (ii) actual transpiration  
290 fluxes under the two sites which represent the main potential difference between fallow and  
291 millet conditions, and (iii) drainage at 10 m depth.

## 292 5. Results and discussion

### 293 5.1. Impact of land-use changes on water fluxes

294 The simulated volume of water within the vadose zone under the fallow condition ranges  
295 from 650 mm (1<sup>st</sup> quartile) to 760 mm (3<sup>rd</sup> quartile) (median: 690 mm) with about 6%  
296 interannual variation. The transition from fallow to millet conditions resulted in an immediate

297 increase in volumetric water content. Simulated water storage stabilized about 55 years after  
298 the transition, between 1370 to 1650 mm (median: 1500 mm) (**Fig. 7a**). Under the fallow  
299 condition, simulated actual transpiration ranges from 230 to 260 mm.yr<sup>-1</sup> (median: 240 mm.yr<sup>-1</sup>)  
300 <sup>1</sup>), i.e. 50% less than potential transpiration. In contrast, under millet cropland, actual  
301 transpiration is similar to potential transpiration, ranging from 172 to 200 mm.yr<sup>-1</sup> (median:  
302 185 mm.yr<sup>-1</sup>) (**Fig. 7b**). There was no simulated drainage at 10 m depth after 100 years under  
303 the fallow condition. From 27 to 50 years (median: 38 years) after the transition to millet,  
304 drainage at 10 m depth became relatively stable ranging from 15 to 27 mm.yr<sup>-1</sup> (median: 24  
305 mm.yr<sup>-1</sup>) (**Fig. 7c**).

306 Mean simulated water storage in the vadose zone (0-10 m) for the fallow period is consistent  
307 with monitored water storage for the Wankama fallow site (~750 mm). After the transition  
308 from fallow to millet, simulated water storage increased over 50 years, until simulated water  
309 storage for the millet period was ~50% higher than water storage for the fallow period. For  
310 the millet site, the monitored water storage was higher than that monitored for the fallow site,  
311 but only by 6%. This difference may be related to the relatively recent transition to millet  
312 cropland (~5 years). Two hypotheses were suggested for explaining changes in monitored  
313 water storage in the vadose zone from fallow to millet conditions: increase in the infiltration  
314 capacity and/or decrease in root water uptake, i.e., in actual transpiration. However, for the  
315 numerical modeling, similar profile and soil settings were considered and plant transpiration  
316 is probably the main factor that influences soil water storage.

317 For the fallow period, simulated actual transpiration was ~50% less than potential  
318 transpiration indicating that the amount of water available in the root zone was lower than  
319 plant requirement. For the millet period, simulated actual transpiration was similar to potential  
320 transpiration indicating that the amount of water available in the root zone would be equal to  
321 or exceeded that required by the plant. As a result, mean simulated transpiration for the fallow

322 period was  $240 \text{ mm.yr}^{-1}$  relative to  $200 \text{ mm.yr}^{-1}$  for the millet period. These values correspond  
323 to 50% and 42% of the mean annual precipitation (480 mm for the 5 year period) and are  
324 consistent with previous measurements of evapotranspiration based on flux monitoring and  
325 ecohydrological modeling for the Wankama catchment during the 2005-2006 season  
326 (monitored evapotranspiration of 65% of rainfall for the fallow site and 45% for the millet  
327 site; Boulain et al. 2009; Ramier et al. 2009).

328 Simulated drainage at 10 m depth was zero for the fallow period. After the transition from  
329 fallow to millet, no drainage was simulated during the first 25-50 years, then it increased and  
330 rapidly reached a mean threshold of  $\sim 20 \text{ mm.yr}^{-1}$ . Field monitoring of matric potentials did  
331 not indicate downward flow at 10 m depth for the millet site; this is consistent with the  
332 modeling results, the transition from fallow to millet occurring recently ( $\sim 5$  years ago).  
333 Actually, present-day (2000s) cultivation cycles in southwestern Niger could be considered to  
334 consist of 10 years under millet followed by 5 years of fallow conditions. To highlight the  
335 influence of such cycles on drainage at the base of the profiles (10 m depth), additional  
336 simulations were performed. Results show similar trends to those for 100 years under fallow  
337 followed by 100 years under millet conditions: drainage at 10 m depth ranging from 15 to 27  
338  $\text{mm.yr}^{-1}$  (median:  $25 \text{ mm.yr}^{-1}$ ) occur after 35 to 60 years (median: 40 years) (**Fig. 8**).

## 339 5.2. Regional implications

340 Increased water storage and drainage as a consequence of land-use change for irrigation is  
341 well documented in semiarid regions globally (eg., Scanlon et al. 2007) and was recently  
342 estimated in the Sahel (Le Coz et al. 2013). However, irrigation practices are still in their  
343 infancy in sub-Saharan Africa (Siebert et al. 2005; Pavelic et al. 2012) and most ( $> 90\%$ ) of  
344 the agricultural production comes from rainfed agriculture (Rockstrom and Barron 2007).  
345 Because irrigation is still very limited in surface area in semiarid regions of Africa, most of

346 the changes that may have occurred in response to changing land surface characteristics  
347 (vegetation cover, rainfall partitioning) should have occurred under changing rainfed  
348 practices.

349 Until now, hydrological data analyses failed to show any drainage beyond a few meters depth  
350 under rainfed crops in southwestern Niger. However, this study indicates that drainage at 10  
351 m depth could take several decades to establish after conversion from shrub fallow-dominant  
352 to rainfed cropland-dominant cultivation cycles. Then, drainage and diffuse recharge, with an  
353 additional delay depending on the water table depth, could occur with a rate possibly higher  
354 than  $20 \text{ mm.yr}^{-1}$ , i.e. 5% of annual rainfall. This process is related to a progressive increase in  
355 total water storage in the vadose zone, increasing both “green” and “blue” water, thus  
356 increasing resilience of the environment to increase variability in climate (Taylor et al. 2013).

357 The relatively recent expansion of rainfed agriculture and subsequent areally distributed  
358 diffuse recharge may thus result in a more progressive increase in the renewal rate  
359 (flux/storage) of the groundwater volume, compared to the increase observed in response to  
360 increased focused recharge (Favreau et al., 2009). This diffuse recharge process, in turn, may  
361 also increase groundwater salinity on the long term, by flushing the solute content stored at  
362 depth through the deep vadose zone (Massuel et al., 2006), as it was shown at a global scale in  
363 semiarid regions (Scanlon et al., 2007). Predicting changes in water resources and  
364 sustainability of groundwater use therefore implies, in addition to volumetric water resources  
365 estimates (MacDonald et al., 2012), accurate estimates of long-term trends in aquifer storage  
366 changes in response to land use changes.

## 367 **6. Conclusion**

368 This paper combined long-term numerical modeling with hydrodynamic data from the deep  
369 ( $\leq 10 \text{ m}$ ) vadose zone to estimate drainage and diffuse recharge to a regional aquifer

370 following changes in land-use in a semiarid region of sub-Saharan Africa. To the best of our  
371 knowledge, this is the first study combining these two surveys tools to estimate changes in  
372 water fluxes in the deep vadose zone in this region. The main conclusions are as follow:

373 (i) Monitoring of water content and matric potential under shrub fallow land and  
374 recently converted (5 years) millet cropland showed higher water storage (+6%)  
375 and higher matric potentials (+100 m) under cropland compared to fallow land.  
376 However, over the short period of the surveys, monitoring did not suggest any  
377 drainage at the bottom of the 10 m soil profiles.

378 (ii) Results of long-term (100 years) simulations of water fluxes under fallow  
379 converted to millet cropland showed an immediate increase in water storage  
380 followed by drainage ( $\sim 24 \text{ mm.yr}^{-1}$ , i.e. 5% of annual rainfall) at the bottom of the  
381 profile after 35 to 60 years. The modeling results are consistent with the  
382 monitoring data in terms of increase in the water storage and suggest that regional  
383 increases in recharge should occur in this region in response to land cover changes  
384 over the past several decades.

385 Diffuse recharge generated or enhanced by rainfed cropping should supplement increases in  
386 focused recharge caused by increased runoff and accumulation in ephemeral ponds that has  
387 been recorded and simulated. Increase diffuse recharge may also enhance groundwater  
388 salinity on the long-term by enhanced leaching of the solute content naturally stored in the  
389 unsaturated part of the aquifer. These results have important implications for “green” and  
390 “blue” water resources uses and reinforce the statement that Sahelian aquifers have the  
391 capacity during the next several decades to support small scale irrigation at sustainable levels.

## 392 7. Acknowledgement



393 The First author position was funded by a PhD grant from the French Ministry of Foreign  
394 Affairs. The research projects AMMA-Catch (African Monsoon Multi-disciplinary Analysis;  
395 <http://www.amma-catch.org>) and GHYRAF (Gravity and HYdrology in Africa, 2007-2010)  
396 partly supported field work and laboratory analysis. We thank Robert Reedy (University of  
397 Texas at Austin) for calibration of heat dissipation sensors and support in data interpretation.  
398 Ibrahim Maïnassara, Jean-Philippe Chazarin and Monique Oi (IRD, HydroSciences  
399 Montpellier) are acknowledged for support in installation of heat dissipation sensors and data  
400 acquisition. We thank Reed Maxwell, associate editor, and two anonymous reviewers for their  
401 helpful comments on the manuscript.

## 402 8. References

- 403 Allen RG, Perreira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop evapotranspiration: guidelines for  
404 computing crop water requirements. FAO Irrig Drain Pap 56, FAO, Rome
- 405 Beven K, Binley A (1992) The future of distributed models: model calibration and uncertainty  
406 prediction. *Hydrol Process* 6: 279-298
- 407 Boucher M, Favreau G, Nazoumou Y, Cappelaere B, Massuel S, Legchenko A (2012)  
408 Constraining groundwater modeling with magnetic resonance soundings. *Ground Water* 50:  
409 775–84
- 410 Boulain N, Cappelaere B, Ramier D, Issoufou HBA, Halilou O, Seghieri J, Guillemin F, Oi  
411 M, Gignoux J, Timouk F (2009) Towards an understanding of coupled physical and biological  
412 processes in the cultivated Sahel – 2 Vegetation and carbon dynamics. *J Hydrol* 375: 190-203
- 413 Cappelaere B, Descroix L, Lebel T, Boulain N, Ramier D, Laurent JP, Favreau G, Boubkraoui  
414 S, Boucher M, Bouzou Moussa I, Chaffard V, Hiernaux P, Issoufou HBA, Le Breton E,  
415 Mamadou I, Nazoumou Y, Oi M, Otle C, Quantin G (2009) The AMMA-CATCH

- 416 experiment in the cultivated Sahelian area of south-west Niger – Investigating water cycle  
417 response to a fluctuating climate and changing environment. *J Hydrol* 375(1-2): 34-51
- 418 Cuenca RH, Brouwer J, Chanzy A, Droogers P, Galle S, Gaze SR, Sicot M, Stricker H,  
419 Angulo-Jaramillo R, Boyle SA, Bromley J, Chehbouni AG, Cooper JD, Dixon AJ, Fies JC,  
420 Gandah M, Gaudu JC, Laguerre L, Lecocq J, Soet M, Steward HJ, Vandervaere JP, Vauclin  
421 M (1997) Soil measurements during HAPEX–Sahel intensive observation period. *J Hydrol*  
422 188: 224–266
- 423 Desconnets JC, Taupin JD, Lebel T, Leduc C (1997) Hydrology of the Hapex-Sahel Central  
424 super-site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *J Hydrol*  
425 188: 155–178
- 426 Diouf A, Lambin EF (2001) Monitoring land-cover changes in semi-arid regions: remote  
427 sensing data and field observations in the Ferlo, Senegal. *J Arid Environ* 48: 129–148
- 428 Favreau G, Leduc C, Schroeter P (2002) Reply to comment on “Long-term rise in a Sahelian  
429 water-table: The Continental Terminal in South-West Niger” by Leduc C, Favreau G,  
430 Schroeter P, 2001, *J Hydrol* 243: 43-54. *J Hydrol* 255: 263-265
- 431 Favreau G, Cappelaere B, Massuel S, Leblanc M, Boucher M, Boulain N, Leduc C (2009)  
432 Land clearing, climate variability and water resources increase in semiarid southwest Niger: A  
433 review. *Water Resour Res* 45: W00A16
- 434 Favreau G, Nazoumou Y, Leblanc M, Guero A, Goni IB (2012) Groundwater resources  
435 increase in the Iullemeden Basin, West Africa. In: Treidel H, Martin-Bordes JL and Gurdak  
436 JJ (eds) *Climate change effects on groundwater resources: a global synthesis of findings and*  
437 *recommendations*, IAH – International Contributions to Hydrogeology (27), CRC Press Inc,  
438 Leiden

- 439 Feddes RA, Kowalik P, Zaradny H (1978) Simulation of field water use and crop yield.  
440 PUDOC, Wageningen, the Netherlands.
- 441 Finch JW (2000) Modelling the soil moisture deficits developed under grass and deciduous  
442 woodland: The implications for water resources. *J Chart Inst Water Environ Manage* 14: 371–  
443 376
- 444 Galle S, Ehrmann M, Peugeot C (1999) Water balance in a banded vegetation pattern: a case  
445 study of tiger bush in western Niger. *Catena* 37: 197–216
- 446 Gates JB, Scanlon BR, Xingmin M, Zhang L (2011) Impacts of soil conservation on  
447 groundwater recharge in the semi-arid loess plateau, China. *Hydrogeol J* 19: 865–875
- 448 Gaze SR, Simmonds LP, Brouwer J, Bouma J (1997) Measurement of surface redistribution  
449 of rainfall and modelling its effect on water balance calculations for a millet field on sandy  
450 soil in Niger. *J Hydrol* 188: 267-284
- 451 Gaze SR, Brouwer J, Simmonds LP, Bromley J (1998) Dry season water use patterns under  
452 *Guiera senegalensis* L. shrubs in a tropical savanna. *J Arid Environ* 40: 53-67
- 453 Goutorbe JP, Lebel T, Tinga A, Bessemoulin P, Brouwer J, Dolman AJ, Engman ET, Gash  
454 JHC, Hoepffner M, Kabat P, Kerr YH, Monteny B, Prince S, Said F, Sellers P, Wallace JS  
455 (1994) Hapex-Sahel: a large-scale study of land atmosphere interactions in the semi-arid  
456 tropics. *Ann Geophys* 12: 53-64
- 457 Ibrahim M (2013) Impact of land use changes on groundwater resources in Niger, Sahel.  
458 Dissertation (PhD), Univ Montpellier II, France
- 459 Issoufou HBA, Delzon S, Laurent JP, Saadou M, Mahamane A, Cappelaere B, Demarty, J, Oi  
460 M, Rambal S, Seghier J (2013) Change in water loss regulation after canopy clearcut of a

- 461 dominant shrub in Sahelian agrosystems, *Guiera senegalensis* JF Gmel. Trees 27(4): 1011-  
462 1022
- 463 Keese KE, Scanlon BR, Reedy RC (2005) Assessing controls on diffuse groundwater  
464 recharge using unsaturated flow modeling. Water Resour Res 41: W06010
- 465 Khu ST, Werner MGF (2003) Reduction of Monte-Carlo simulation runs for uncertainty  
466 estimation in hydrological modelling. Hydrol Earth Syst Sci 7: 680-692
- 467 Kim JH, Jackson RB (2012) A global analysis of groundwater recharge for vegetation,  
468 climate, and soils. Vadose Zone J 11: 188-222
- 469 Lebel T, Cappelaere B, Galle S, Hanan N, Kergoat L, Levis S, Peugeot C, Vieux B, Descroix,  
470 L, Gosset M, Mougin E, Peugeot C, Seguis L (2009) AMMA-CATCH studies in the Sahelian  
471 region of West-Africa: an overview. J Hydrol 375: 3-13
- 472 Leblanc M, Favreau G, Massuel S, Tweed S, Loireau M, Cappelaere B (2008) Land clearance  
473 and hydrological change in the Sahel: SW Niger. Global Planet Change 61: 135-150
- 474 Le Coz M, Favreau G, Ousmane SD (2013) Modeling increased groundwater recharge due to  
475 change from rainfed to irrigated cropping in a semiarid region. Vadose Zone J 12(2).  
476 doi:10.2136/vzj2012.0148
- 477 Leduc C, Favreau G, Schroeter P (2001) Long-term rise in a Sahelian water-table: the  
478 Continental Terminal in South-West Niger. J Hydrol 243: 43-54
- 479 L'Hote Y, Mahe G, Some B, Triboulet JP (2002) Analysis of a Sahelian annual rainfall index  
480 from 1896 to 2000; the drought continues. Hydrol Sci J 47: 563-572

- 481 MacDonald AM, Bonsor HC, Dochartaigh BEO, Taylor RG (2012) Quantitative maps of  
482 groundwater resources in Africa. *Environ Res Lett* 7. doi:10.1088/1748-9326/7/2/024009
- 483 Manyame C, Morgan CL, Heilman JL, Fatondji D, Gerard B, Payne WA (2007) Modeling  
484 hydraulic properties of sandy soils of Niger using pedotransfer functions. *Geoderma* 141: 407-  
485 415
- 486 Massuel S, Favreau G, Descloitres M, Le Troquer Y, Albouy Y, Cappelaere B (2006) Deep  
487 infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity  
488 survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. *Catena* 67: 105-118
- 489 Massuel S, Cappelaere B, Favreau G, Lebel T, Vischel T (2011) Integrated surface water-  
490 groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a regional Sahelian  
491 aquifer. *Hydrol Sci J* 56: 1242-1264
- 492 Mualem Y (1976) A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated  
493 porous media. *Water Resour Res* 12: 513-522
- 494 Nagumo F (1992) Pedological environment and agro-ecological system of the Sudano-  
495 Sahelian zone in Niger, West Africa. Dissertation, Hokkaido Univ, Japan
- 496 Pan Y, Gong H, Zhou D, Li X, Nakagoshi N (2011) Impact of land use change on  
497 groundwater recharge in Guishui River Basin, China. *Chinese Geogr Sci* 21: 734–743
- 498 Pavelic P, Smakhtin V, Favreau G., Vilholth KG (2012) Water-balance approach for  
499 assessing potential for smallholder groundwater irrigation in Sub-Saharan Africa. *Water SA*  
500 38(3): 399-405

- 501 Ramier D, Boulain N, Cappelaere B, Timouk F, Rabanit M, Lloyd CR, Boubkraoui S,  
502 Metayer F, Descroix L, Wawrzyniak V (2009) Towards an understanding of coupled physical  
503 and biological processes in the cultivated Sahel – 1 Energy and water. *J Hydrol* 375: 204-216
- 504 Rockstrom J, Jansson PE, Barron J (1998) Seasonal rainfall partitioning under runoff and  
505 runoff conditions on sandy soil in Niger - On-farm measurements and water balance  
506 modeling. *J Hydrol* 210: 68-92
- 507 Rockstrom J, Barron J (2007) Water productivity in rainfed systems: overview of challenges  
508 and analysis of opportunities in water scarcity prone savannahs. *Irrigation Sci* 25(3): 299-311
- 509 Scanlon BR, Langford RP, Goldsmith RS (1999) Relationship between geomorphic settings  
510 and unsaturated flow in an arid setting. *Water Resour Res* 35: 983–999
- 511 Scanlon BR, Reedy RC, Stonestrom DA, Prudic DE, Dennehy KF (2005) Impact of land use  
512 and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US. *Glob  
513 Change Biol* 11: 1577-1593
- 514 Scanlon BR, Keese KE, Flint AL, Flint LE, Gaye CB, Edmunds WM, Simmers I (2006)  
515 Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol Processes* 20:  
516 3335– 3370
- 517 Scanlon BR, Jolly I, Sophocleous M, Zhang L (2007) Global impacts of conversions from  
518 natural to agricultural ecosystems on water resources: Quantity versus quality. *Water Resour  
519 Res* 43: W03437
- 520 Scanlon BR, Mukherjee L, Gates J, Reedy RC, Sinha AK (2010) Groundwater recharge in  
521 natural dune systems and agricultural ecosystems in the Thar Desert Region, Rajasthan, India.  
522 *Hydrogeol J* 18: 959–972

- 523 Schaap M, Leij F, van Genuchten MT (2001) ROSETTA: a computer program for estimating  
524 soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J Hydrol* 251: 163-176
- 525 Seguis L, Cappelaere B, Milesi G, Peugeot C, Massuel S, Favreau G (2004) Simulated  
526 impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment.  
527 *Hydrol Process* 18: 3401–3413
- 528 Siebert S, Doll P, Hoogeveen J, Faures JM, Frenken K, Feick S (2005) Development and  
529 validation of the global map of irrigation areas. *Hydrol Earth Syst Sci* 9: 535-547
- 530 Simmers I (2003) *Understanding water in a dry environment: IAH International Contributions*  
531 *to Hydrogeology* 23. Taylor and Francis, London
- 532 Simunek J, van Genuchten MT, Sejna M (2005) The HYDRUS-ID software package for  
533 simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-  
534 saturated media. Version 3.0. Dep of Environ Sci, Univ of California, Riverside.
- 535 Taylor RG, et al. (2013) Ground water and climate change. *Nature Clim Change* 3: 322-329
- 536 Torou BM, Favreau G, Barbier B, Pavelic P, Illou M, Sidibe F (2013) Constraints and  
537 opportunities for groundwater irrigation arising from hydrologic shifts in the Iullemeden  
538 Basin, south-western Niger. *Water Int* 38(4): 465-479
- 539 Valentin C, Rajot JL, Mitja D (2004) Responses of soil crusting, runoff and erosion to  
540 fallowing in the subhumid and semi-arid regions of West Africa. *Agric Ecosyst Environ* 104:  
541 287-302
- 542 van Genuchten MT (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity  
543 of unsaturated soils. *Soil Sci Soc Am J* 44:892-898

544 van Vliet N, Reenberg A, Vang Rasmussen L (2013) Scientific documentation of crop land  
545 changes in the Sahel: A half empty box of knowledge to support policy? *J Arid Environ* 95: 1-  
546 13

547 World Bank (2011) Africa Development Indicators. The International Bank for  
548 Reconstruction and Development / The World Bank, Washington DC

#### 549 **Table and figure captions**

550 **Table 1:** Lower and upper bounds values of the SHP used in the inverse modeling based on  
551 Rosetta database (Schaap et al., 2001).  $\theta_r$ ,  $n$ , and  $l$  were adjusted based on literature  
552 considerations as explained in Section 4.1.

553 **Figure 1:** Location of Wankama catchment in Southwestern Niger (a); map of Wankama  
554 catchment with fallow and millet monitored sites (b); and toposequence of Wankama  
555 catchment (c) (modified from Ramier et al. 2009).

556 **Figure 2:** Grain size distribution for fallow (a) and millet (b) monitored soils and  
557 corresponding USDA textural classification (S: sand; LS: loamy sand; sL sandy loam; scL;  
558 sandy clay loam).

559 **Figure 3:** Daily recorded rainfall (a); and measured soil water contents for fallow and millet  
560 sites at 10, 50, 150 and 314/332 cm depth (b to e) from May 2009 to December 2010.

561 **Figure 4:** Daily recorded rainfall (a); and computed water storage within the vadose zone (0  
562 to 10 m depth) for fallow and millet sites (b) from May 2009 to December 2010.

563 **Figure 5:** Daily recorded rainfall (a); measured matric potential for fallow site at 35, 335, 850  
564 cm depth from January 2010 to December 2010 (b); measured matric potential for millet site  
565 at 50, 345 and 810 cm depth from January 2010 to December 2010 (c); and measured matric



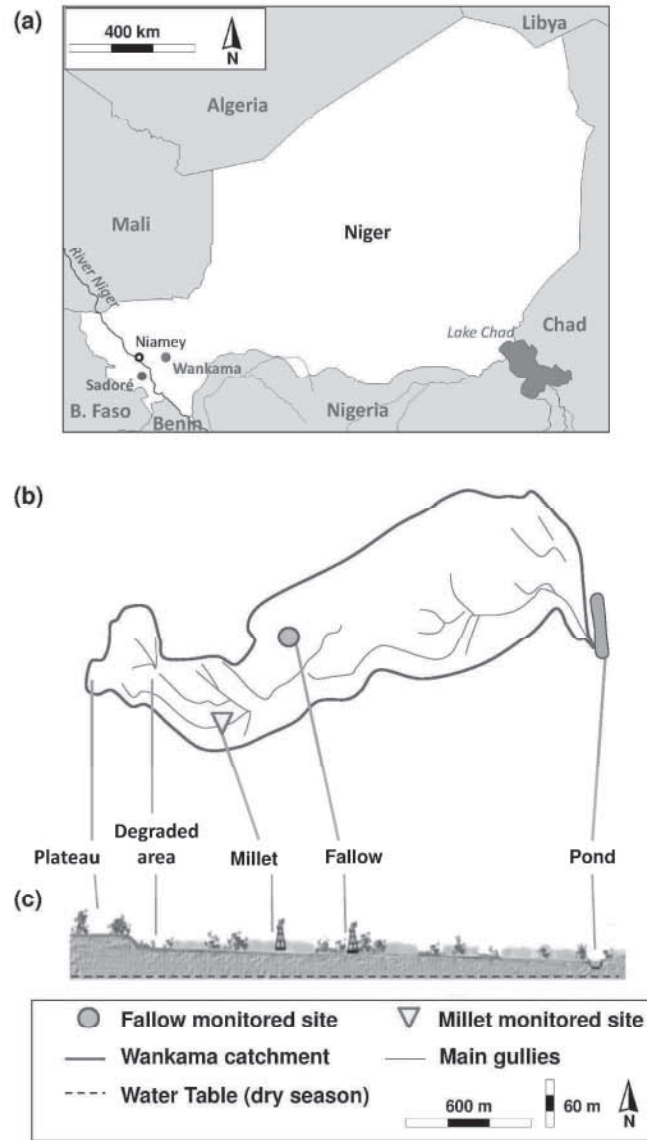
566 potentials below the wetting front progression zone for fallow and millet sites in April 2010  
567 and September 2010 (d).

568 **Figure 6:** 2x2D probability density functions (pdfs) representing the 20 behavioral soil  
569 hydraulic parameter sets (red stars) for the four soil textural units identified at Wankama  
570 monitored sites: S (a); IS (b); sL (c) and scL (d) (gray dots indicate parameter sets  
571 corresponding to the 10,000 simulations performed for this inversion).

572 **Figure 7:** Vadose zone fluxes (quartiles obtained with the 20 behavioral soil hydraulic  
573 parameter sets) simulated for 100 years under fallow conditions followed by 100 years under  
574 millet conditions: instantaneous water storage within the 0-10 m depth zone (a); cumulative  
575 potential and actual root uptakes for transpirations (b); and cumulative drainage at 10 m depth  
576 (c).

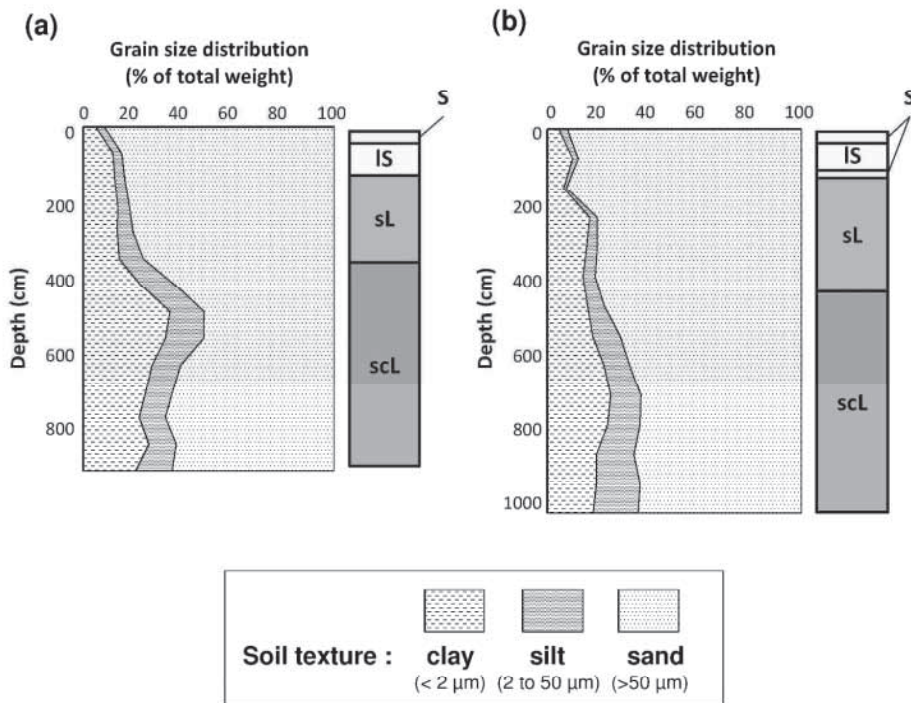
577 **Figure 8:** Cumulative drainage at 10 m depth (quartiles obtained with the 20 behavioral soil  
578 hydraulic parameter sets) simulated for 100 years under fallow conditions followed by 100  
579 years of cultivation cycles (10 years millet/5 years fallow).

	Parameter	Unit	Lower bound	Upper bound
<b>Unit 1</b>				
	$\theta_r$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.0200	0.0200
	$\theta_s$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.2649	0.4845
	$\alpha$	$\text{cm}^{-1}$	0.0048	0.2603
	n	-	3.1769	3.1769
	Ks	$\text{cm}.\text{day}^{-1}$	1.7701	405.4980
	l	-	0.5000	0.5000
<b>Unit 2</b>				
	$\theta_r$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.0300	0.0300
	$\theta_s$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.2508	0.5300
	$\alpha$	$\text{cm}^{-1}$	0.0019	0.6259
	n	-	1.7458	1.7458
	Ks	$\text{cm}.\text{day}^{-1}$	0.2299	83.4620
	l	-	0.5000	0.5000
<b>Unit 3</b>				
	$\theta_r$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.0500	0.0500
	$\theta_s$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.2176	0.5564
	$\alpha$	$\text{cm}^{-1}$	0.0012	0.5929
	n	-	1.4488	1.4488
	Ks	$\text{cm}.\text{day}^{-1}$	0.0763	33.2957
	l	-	0.5000	0.5000
<b>Unit 4</b>				
	$\theta_r$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.0500	0.0500
	$\theta_s$	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	0.2623	0.5051
	$\alpha$	$\text{cm}^{-1}$	0.0005	0.9793
	n	-	1.3305	1.3305
	Ks	$\text{cm}.\text{day}^{-1}$	0.0110	27.5416
	l	-	0.5000	0.5000



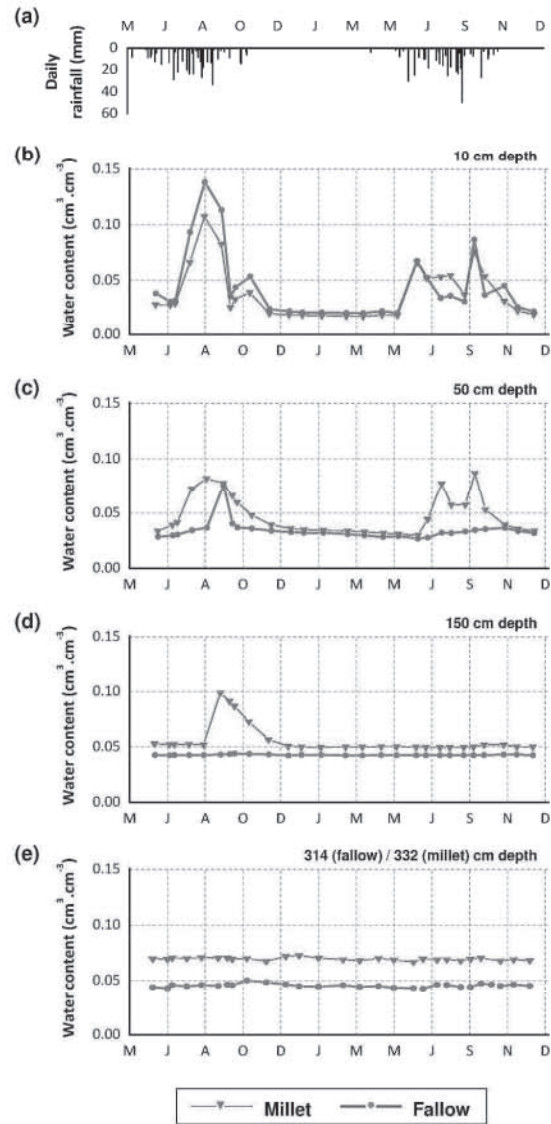
Location of Wankama catchment in Southwestern Niger (a); map of Wankama catchment with fallow and millet monitored sites (b); and toposequence of Wankama catchment (c) (modified from Ramier et al. 2009).

220x349mm (300 x 300 DPI)

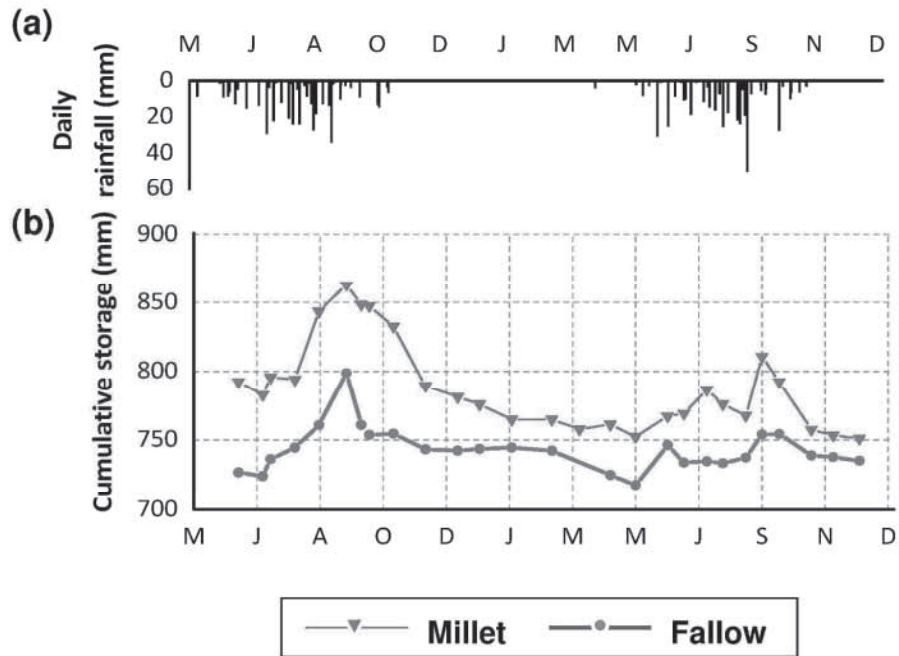


Grain size distribution for fallow (a) and millet (b) monitored soils and corresponding USDA textural classification (S: sand; IS: loamy sand; sL sandy loam; scL; sandy clay loam).  
250x200mm (300 x 300 DPI)

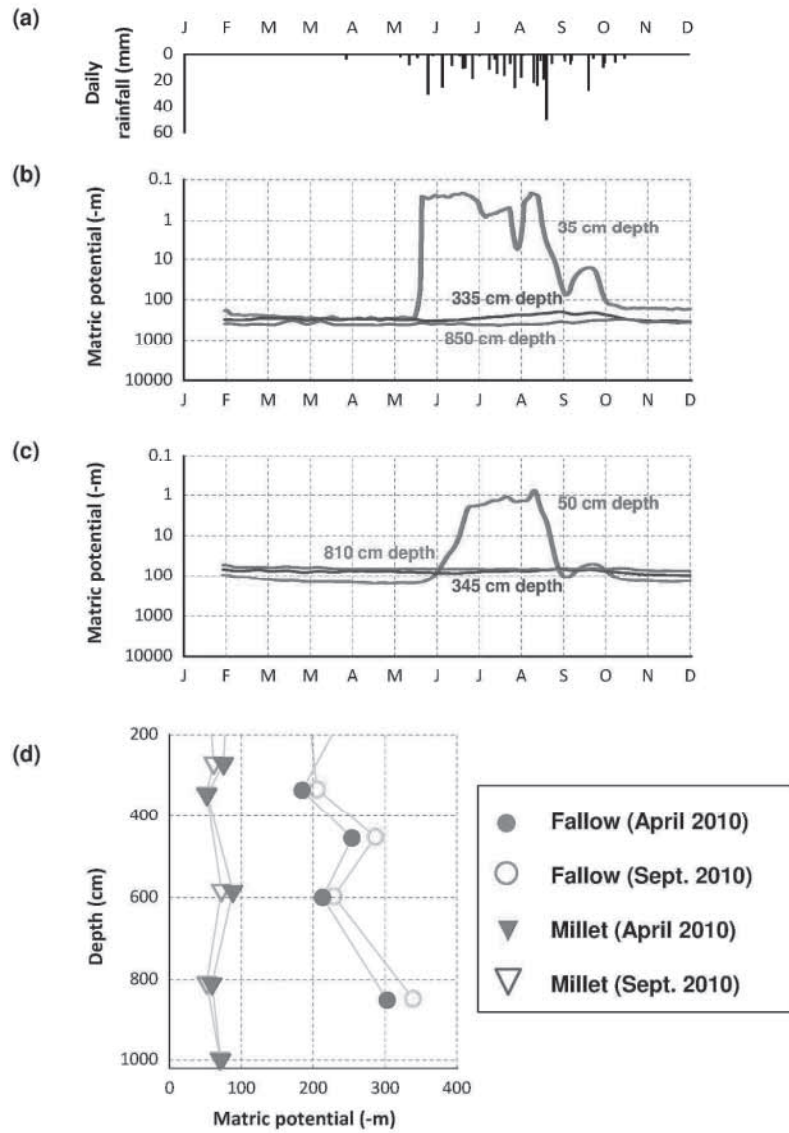
view



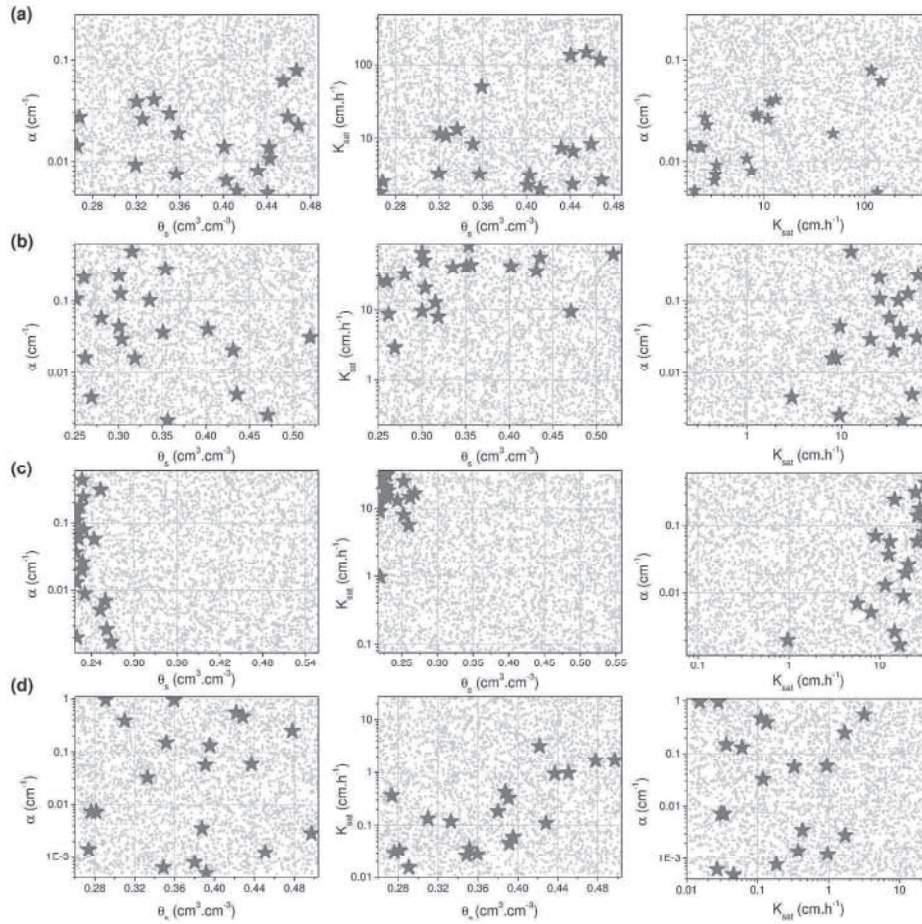
Daily recorded rainfall (a); and measured soil water contents for fallow and millet sites at 10, 50, 150 and 314/332 cm depth (b to e) from May 2009 to December 2010. 200x400mm (300 x 300 DPI)



Daily recorded rainfall (a); and computed water storage within the vadose zone (0 to 10 m depth) for fallow and millet sites (b) from May 2009 to December 2010.  
200x149mm (300 x 300 DPI)

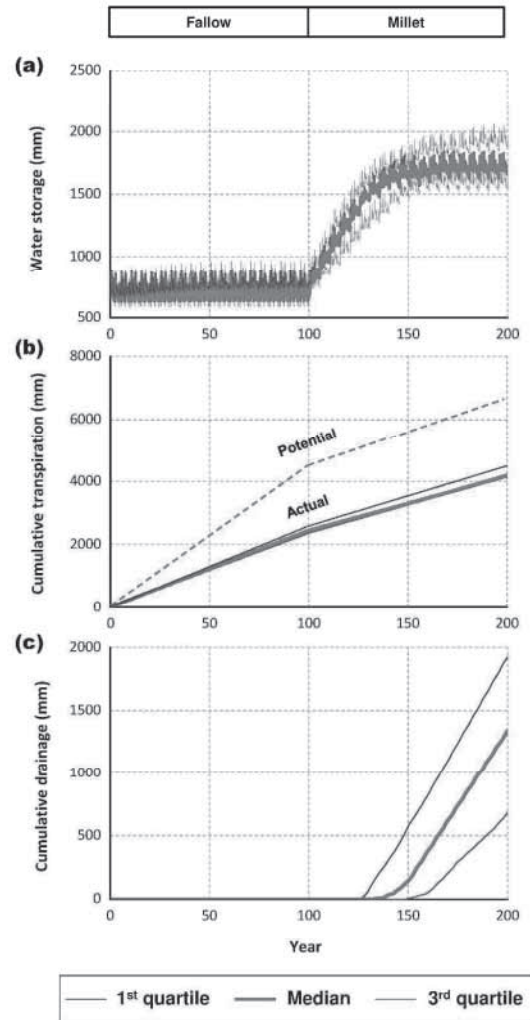


Daily recorded rainfall (a); measured matric potential for fallow site at 35, 335, 850 cm depth from January 2010 to December 2010 (b); measured matric potential for millet site at 50, 345 and 810 cm depth from January 2010 to December 2010 (c); and measured matric potentials below the wetting front progression zone for fallow and millet sites in April 2010 and September 2010 (d).  
 230x329mm (300 x 300 DPI)

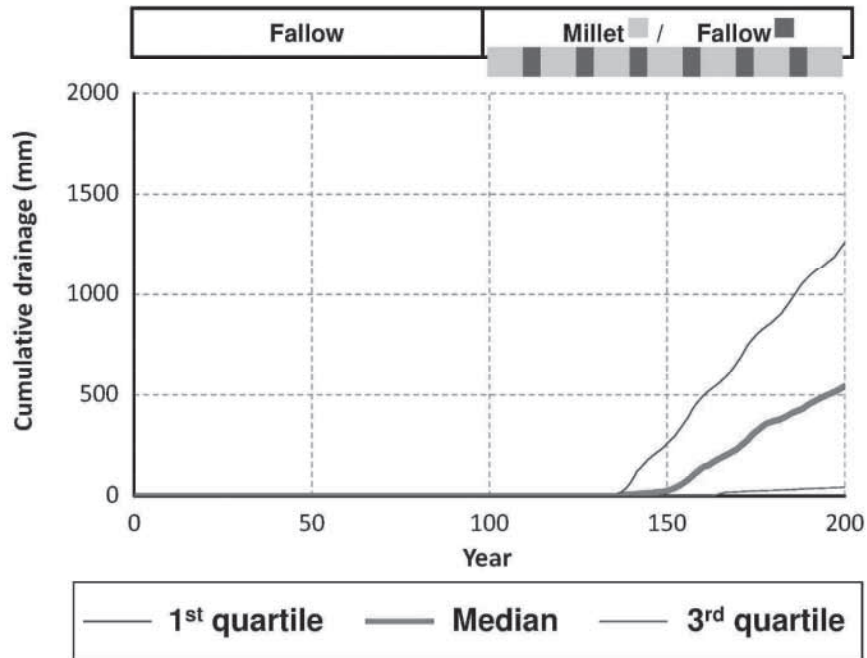


2x2D probability density functions (pdfs) representing the 20 behavioral soil hydraulic parameter sets (red stars) for the four soil textural units identified at Wankama monitored sites: S (a); IS (b); sL (c) and sCL (d) (gray dots indicate parameter sets corresponding to the 10,000 simulations performed for this inversion).  
770x770mm (150 x 150 DPI)





Vadose zone fluxes (quartiles obtained with the 20 behavioral soil hydraulic parameter sets) simulated for 100 years under fallow conditions followed by 100 years under millet conditions: instantaneous water storage within the 0-10 m depth zone (a); cumulative potential and actual root uptakes for transpirations (b); and cumulative drainage at 10 m depth (c).  
200x400mm (300 x 300 DPI)



Cumulative drainage at 10 m depth (quartiles obtained with the 20 behavioral soil hydraulic parameter sets) simulated for 100 years under fallow conditions followed by 100 years of cultivation cycles (10 years millet/5 years fallow).  
200x149mm (300 x 300 DPI)

### Appendix 1: ET computation

The daily reference evapotranspiration  $E_{To}$  was computed using the Penman-Monteith equation (Allen et al. 1998) based on climatic records from 2 Eddy covariance stations installed in Wankama catchment (Ramier et al. 2009). The crop coefficients  $K_c$ , which differentiate the vegetation covers from the reference surface of grass, were estimated for the successive growing stages of fallow and millet based on tables delivered by Allen et al. (1998). The values of  $K_c$  were reduced by a factor depending on the actual vegetation development (Allen et al., 1998):

$$K_{c_{adj}} = K_c - A_{cm} \quad [1]$$

with

$$A_{cm} = 1 - \left[ \frac{LAI}{LAI_{dense}} \right]^{0.5} \quad [2]$$

where  $K_{c_{adj}}$  is the reduced  $K_c$  value;  $A_{cm}$  is the adjustment coefficient; LAI is the actual leaf area index measured for fallow or millet (Demarty, pers. comm.); and  $LAI_{dense}$  is the leaf area index expected for fallow or millet under standard management practices. The potential evapotranspiration ET was computed at a daily time-step for both fallow and millet by multiplying  $E_{To}$  and the corresponding  $K_{c_{adj}}$  values.

Bare soil evaporation can be estimated by multiplying  $E_{To}$  by an evaporation coefficient  $K_e$ , which equals 1.05 (Allen et al. 1998). The value of  $K_e$  was yet reduced for accounting for vegetation development:

$$K_{e_{adj}} = K_e - (1 - A_{cm}) \quad [3]$$