



Université de Liège (ULg)
Faculté des Sciences Appliquées
Département ArGEnCo

Architecture, Géologie, Environnement et Constructions
Secteur GEO³
Géotechnologies, Hydrogéologie, Prospection Géophysique



Université Cheikh Anta Diop de Dakar
(UCAD)

Faculté des Sciences et Techniques
Département de Géologie
Ecole Doctorale Eau Qualité et Usages de l'Eau
(EDEQUE)

Etude et Modélisation Hydrogéologique des Interactions Eaux de Surface-Eaux Souterraines dans un Contexte d'Agriculture Irriguée dans le Delta du Fleuve Sénégal

Thèse de Doctorat

présentée par Abdoul Aziz GNING

en vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences de l'Ingénieur (ULg)
et de Docteur ès-Science (UCAD)

Soutenue devant le jury composé de :

Prof. Alain DASSARGUES, Université de Liège (Belgique) – Président

Dr. Serge BROUYERE, Université de Liège (Belgique) – Promoteur

Dr. Raymond MALOU, Université Cheikh Anta Diop de Dakar (Sénégal) – Promoteur

Prof. Cheikh B. GAYE, Université Cheikh Anta Diop de Dakar (Sénégal)-Membre

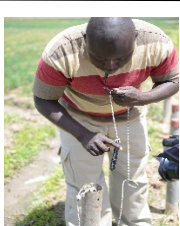
Prof. Bernard TYCHON, Université de Liège (Campus, Arlon Belgique)-Membre

Dr. Philippe ORBAN, Université de Liège (Belgique)-Membre

Dr. Ingeborg JORIS, VITO (Belgique)-Membre

Ir. Johan DEROUANE, SPW-DGARNE (Belgique)-Invité

MARS 2015



DEDICACES

Gloire à DIEU qui créa de l' eau toute chose vivante

Paix et Salut sur le Sceau des Prophètes

Je dédie ce travail à :

Mon Défunt père, Serigne Mbaye GNING qui, de son vivant, n' a ménagé aucun effort pour notre réussite, que la terre lui soit légère,

Ma mère Alimatou DIEYE, symbole de l' endurance et de la bonne humeur,

Ma chère Epouse, Safietou et mes deux princesses Sadio et Oumy,

Mes frères et sœurs pour leur soutien constant,

Diarra CISSE qui nous a quitté récemment, que la terre lui soit légère,

Tous mes amis du groupe Ben Bopp, du « Syndicat » et de la DET

A Habib Diallo et Awa Ba pour leur hospitalité

AVANT PROPOS

Au terme de ce travail, il m'est agréable de formuler des remerciements à l'endroit des personnes et institutions qui, de près ou de loin, ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

Je commencerai par le **Dr Raymond MALOU**, Maître de Conférences et Promoteur UCAD de cette thèse. Il a répondu avec spontanéité à ma sollicitation de travailler avec lui dans le cadre d'une thèse et m'a lancé sur la thématique « Interactions eau de surface-eau souterraine dans le delta du fleuve Sénégal ». J'ai beaucoup appris à vos côtés à travers votre expérience sur le terrain, mais aussi, votre rigueur scientifique et votre souci du travail bien fait. Je vous exprime mes sincères remerciements et ma profonde reconnaissance.

Je remercie également, très chaleureusement, le **Dr Serge BROUYERE**, promoteur ULg, pour m'avoir accueilli en stage en 2008, et m'avoir proposé ce sujet de thèse. Votre rigueur scientifique, vos suggestions pertinentes et votre souci du travail bien fait ont donné à cette thèse un contenu scientifique avéré. Veuillez accepter mes sincères remerciements et ma profonde reconnaissance.

Mes vifs remerciements vont également à l'endroit du **Pr Alain DASSARGUES**, chef du service d'Hydrogéologie et Géologie de l'Environnement qui, à travers son cours d'hydrogéologie, nous a permis de consolider nos connaissances de base. Merci pour tous les conseils et encouragements et surtout Merci d'avoir accepté de présider ce jury.

J'exprime ma profonde gratitude au **Dr Philippe ORBAN**, pour sa grande disponibilité et son accompagnement scientifique durant toute cette thèse. Vos précieux conseils et vos encouragements m'ont été d'une grande utilité pour mener à bout ce travail.

Je remercie le **Pr Bernard TYCHON** pour les discussions très fructueuses à Liège et à Arlon. Merci également d'avoir accepté de juger ce travail.

Mes remerciements vont également à l'endroit du **Pr Cheikh Bécaye GAYE** qui, malgré son emploi du temps très chargé et ses responsabilités de Directeur de la Recherche, a accepté de faire le déplacement et de participer au jury.

Je tiens à remercier le **Dr Ingeborg JORIS**, pour sa grande disponibilité et son aide précieuse sur le logiciel HYDRUS. Merci d'avoir accepté de participer au jury.

Je remercie **M Johan DEROUANE**, pour toutes les suggestions lors des comités de thèse et merci d'avoir accepté d'être dans le jury.

Merci également au **Pr Frédéric NGUYEN** pour ses contributions et son suivi lors des comités de thèse.

Je remercie également **Mme Aurore DEGRE** de l'Université de Liège (site de Gembloux) pour son apport et ses conseils dans les travaux de modélisation.

Un grand Merci au **Dr Fatou DIOP NGOM** pour tes suggestions pertinentes, tes prières et encouragements. Je remercie, en même temps, l'ensemble du corps enseignant du Département de Géologie de l'UCAD ainsi que le personnel administratif et technique. Une pensée aux collègues Docteurs et Doctorants notamment Mansour GUEYE à qui je souhaite

une bonne continuation. De même que les sœurs « Liégeoises » Bator SENE et Ndeye Maguette DIENG. Je n'oublie pas mon ami Abdoulaye CISSE.

Je tiens aussi à remercier tous les membres de l'équipe de l'unité de recherche Hydrogéologie et Géologie de l'Environnement pour leur collaboration et leur soutien : Julie (merci pour les SOMs), Vivien, Samuel, Pierre. J, Fabien, Pierre. B, Natalia, Joël TOSSOU. Un grand MERCI pour ma collègue de bureau, Ingrid RUTHY, pour la bonne humeur, les petits chocolats pour redonner de l'énergie, les encouragements et surtout pour la relecture du document et l'aide précieuse pour la réalisation des cartes. Merci à Joël OTTEN pour les analyses chimiques. Ce fut un plaisir de travailler avec vous. Un grand merci à l'équipe du secrétariat : Christiane, Nadia, Martine pour votre constante disponibilité.

Ce travail a été rendu possible grâce au concours financier de la Wallonie Bruxelles International qui, malgré le délai, nous a soutenu jusqu'au bout. Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont permis la mise en œuvre de la bourse. Particulièrement en Belgique, M Joël DESCHARNEUX, Chef du Pupitre Afrique de l'Ouest, Isabelle REGNIER gestionnaire du projet, Mme Anne Marie GEENS, Dorothée HAUQUIER et Julie EVERAERDT. Au Sénégal, le Délégué M Christian SAELENS, Mme Anne LANGE (ex Délégué), M Mamadou KANE, Mme Joséphine KANDE, M Abbas DIAO et M Cheikh SAMB.

Je remercie également la Coopération Technique Belge pour avoir financé mon premier stage à l'Université de Liège en 2008.

Egalement un grand Merci à Joost WELLENS pour son appui considérable sur le volet agronomique du projet et également sa bonne humeur durant les missions. Merci aussi à Daniel BAY qui a réalisé un superbe film sur le projet que je vous invite à regarder sur ULg TV. Merci encore à Ingrid RUTHY pour la mission Base de données.

Le travail sur le terrain a été facilité par la collaboration avec la SAED. Je tiens à remercier l'ensemble de ses autorités particulièrement M Seyni NDAO (actuel DGA), M Aboubakry SOW (ex Directeur DAIH) ainsi que tous les agents avec qui nous avons travaillé. Je citerai Amadou NIANG, Mouhammadou DIOP, Djibril SALL, El Hadji MAR, Bassirou NDOUR, Djibril NDIAYE (Conseiller Agricole). Je remercie également les chauffeurs Landing, Robert, Mademba et le vieux NIASSY pour leur bonne humeur sur le terrain. Mes sincères remerciements vont également à l'endroit de Mrs Ahmet et Souleymane KEITA pour le fonçage des micro-piézomètres et l'acquisition des données. Jules merci pour le sérieux et la rigueur dans le suivi des sites expérimentaux. Votre travail a été d'un précieux apport pour cette thèse.

Je remercie particulièrement le Dr Hélène MADIOUNE qui n'a cessé de nous encourager à aller de l'avant. Merci ma sœur pour tes prières et ton soutien. Mes pensées vont également à Assane Diop, Soda Diallo et Insa DIA avec qui nous avons partagé le DEA. Merci également aux Dr Elie SAURET et Maman SANI pour leurs encouragements.

Cette thèse a été également l'occasion de travailler avec des étudiants belges dans le cadre de leur TFE : Antoine MEAN, Louis Gourlez de la Motte, Tiffany TCHANG et Baptiste HUGUE. Au Sénégal également des étudiants ont travaillé dans ce projet : Dorothée TINE, Amy COLY et Eric KALY. A tous, Merci pour les moments partagés.

Je remercie tous les membres de ma famille pour leur soutien sans faille, leurs prières et leur amour. Je citerai notre aîné Tanor à qui je témoigne ma grande reconnaissance et ma profonde estime. Merci à Cheikh, Baye, Rawane, Oumy, Mansour, Ndeye Khady, Adja,

Tapha, Ass et Ibrahima NIANE pour vos prières. Sans oublier vos époux et épouses ainsi que tous les cousins. Une pensée spéciale à Aly, Madiop, Fatou Sarr, Ndeye Khady et Papis.

Je remercie spécialement Mon Adorable Epouse, Safietou, pour son amour, son soutien sans faille et ses encouragements. Ces quatre années ont été particulièrement difficiles pour toi à causes de mes séjours mais tu as toujours cru et su m'encourager à tenir bon. Merci également d'avoir pris soin des enfants.

Merci à tous mes amis du groupe Ben Bopp et éternels théoriciens : Tamsir, Ousseynou et Assane Diallo, Kandji, Touré Ba, Serigne Sylla, Oumar Diop, Fédior, Mamadou Wade, Oumar Ly Ba, Serigne Amadou, Leye Guèye. Sans oublier tous les amis du Syndicat pour les moments passés chez madame KINE : Nahoume, Moulaye, moussa, Youssou, Ndiaye, Saer. Merci à mes oncles Moulaye et Tidjane DIEYE pour leur soutien.

Mes séjours à Liège ont été rendus particulièrement agréables par la famille DIALO à Grace Hollogne. Je voudrais témoigner à Habib et à Awa que je ne vous remercierai jamais assez pour votre accueil, votre sympathie, votre soutien et surtout vos encouragements. Merci Awa pour tes bons plats sénégalais et belges. Que DIEU vous préserve et vous accorde sa grâce. Merci à Mia et à Paco pour leur amitié et leur accueil à Bruxelles et Alost ainsi qu'à Ousmane Guèye.

A toutes ces personnes je dis tout simplement **DIEUREDIENEDIEUF**

RESUME

Situé au nord-ouest du Sénégal, le Delta du Fleuve Sénégal constitue une région stratégique pour le développement de la culture irriguée. Malgré un contexte climatique sahélien marqué par une faible pluviométrie et une forte demande évaporatoire, la maîtrise du régime du fleuve assure une disponibilité en eau durant toute l'année. Cependant, le contexte géologique de mise en place du delta ainsi que les épisodes répétés d'invasion marine sur le lit majeur du fleuve ont favorisé la présence d'une nappe salée peu profonde et le piégeage dans les sédiments du sous-sol de quantités importantes de sels. Ainsi, avec l'intensification agricole, on assiste à des phénomènes de dégradation des sols cultivés qui peuvent freiner le développement de la culture irriguée.

L'objectif de cette étude est, d'une part, de caractériser les interactions entre la nappe et les eaux de surface (cours d'eau, eaux d'irrigation, eaux de drainage), d'autre part de caractériser les processus de transferts hydriques et de solutés échangés entre la nappe et le sol.

L'étude régionale de la dynamique de la nappe a montré que les facteurs de recharge sont : (i) la gestion du fleuve à travers le relèvement du plan d'eau dont la cote minimale est à 1,5 m, (ii) l'irrigation de manière générale et la riziculture en particulier qui mobilise des volumes d'eau très importants et (iii) la pluviométrie qui malgré son inégale répartition dans le temps permet de recharger la nappe. Au plan hydrochimique, l'étude a permis de confirmer l'origine marine des eaux souterraines avec, cependant, une minéralisation qui évolue, en fonction du contexte géographique, vers un adoucissement ou une surconcentration.

L'étude expérimentale réalisée sur les sites de Ndelle et de Ndiaye a permis de caractériser les processus de transferts hydriques et de flux de solutés dans les parcelles irriguées. L'apport d'eau par irrigation permet de recharger la nappe et de diluer la salinité du sol et de la nappe. Cependant, à l'arrêt de l'irrigation, la nappe reprend son niveau de départ et sa salinité du fait notamment de la reprise évaporatoire qui semble être le moteur de ces processus. Ainsi, les transferts de flux hydriques et de solutés fonctionnent dans le delta suivant un cycle de recharge-décharge et de dilution-concentration contrôlé par le bilan d'eau.

Le modèle numérique d'écoulement et de transport en zone variablement saturée, développé avec le code Hydrus 2D sur base des résultats de l'étude expérimentale, reproduit de manière acceptable les grandes tendances des processus de transferts hydriques et de solutés observées sur le terrain. Les simulations ont permis de conforter le rôle prépondérant de la reprise évaporatoire et la remontée de la nappe sur les risques d'accumulation de sels à la surface du sol. Les pratiques culturales, par contre, ne semblent avoir aucun impact à long terme sur les risques de salinisation. La solution d'un drainage profond, testée dans cette modélisation, pourrait être une solution envisageable.

Ce modèle, moyennant des améliorations, pourrait être un outil d'aide à la décision pour une pratique durable de la culture irriguée dans le Delta du Fleuve Sénégal.

Mots clés : Delta du fleuve Sénégal, eau souterraine, irrigation, salinisation, Hydrus, transferts hydriques, transferts de solutés.

ABSTRACT

Located northwest of Senegal, the Senegal River Delta is a strategic region for the development of irrigated agriculture. Despite a Sahelian climatic context marked by low rainfall and high evaporation demand, the mastery of the river system ensures water availability throughout the year. However, the geological context of implementation of the delta and the repeated episodes of marine invasion on the floodplain of the river induced the presence of a shallow saline groundwater and trapping in the sediments of large quantities of salts. With agricultural intensification, there is degradation phenomena of cultivated soils that may hinder the development of irrigated agriculture.

The objective of this study is, first, to characterize the interactions between groundwater and surface water (rivers, irrigation water and drainage water) and secondly to characterize the processes controlling water and solute transfers between groundwater and the soil.

The regional study of the dynamics of the groundwater table has shown that groundwater recharge factors are: (i) the raising of water level related to river management, (ii) irrigation in general and particularly rice cropping which mobilizes very large volumes of water and (iii) rainfall which, despite its uneven distribution in time, contributes to recharge the aquifer. The hydrochemical study confirmed the marine origin of groundwater with, however, an evolving mineralization with softening or overconcentration processes going on according to local geographical contexts.

The experimental study on the sites of Ndelle and Ndiaye has allowed to characterize water and salt transfer processes in irrigated plots. Irrigation water contributes to recharge groundwater and to dilute the salinity of the soil and groundwater. However, when irrigation operations are stopped, groundwater levels decrease to their initial levels and salinity increases again in particular because of the evaporative recovery that appears to be the main driver of these processes. Thus, the transfer of water and solutes in the subsurface of the delta follows a charging-discharging and dilution-concentration cycles controlled by the global water balance.

The numerical flow and transport model in the variably saturated zone developed with the Hydrus 2D code based on the results of the experimental study, reproduces acceptably the major trends of water and solute transfers between soil and groundwater. The simulations have confirmed the dominant role of the evaporative recovery and groundwater rising on the risks of salt accumulation in the soil surface. On the contrary, agricultural practices do not seem to have any substantial long-term impact on the risk of salinization. The solution of deep groundwater drainage, tested in this model could be an option to reduce the risk of salinization.

This model, with an improvement, could be a decision support tool for sustainable practice of irrigated agriculture in the Senegal River Delta.

Keywords: Senegal River Delta, groundwater, irrigation, salinization, Hydrus, water transfers, solute transfers.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
GENERALE	1
1. Contexte et problématique	2
2. Objectifs de la thèse	4
3. Méthodologie de la recherche	4
L'étude régionale de la nappe superficielle	4
Etude expérimentale du comportement de la nappe sous irrigation	5
4. Structuration du document de thèse	5
1^{ère} PARTIE : GÉNÉRALITÉS ET PROBLÉMATIQUE DE LA SALINISATION DANS LE DELTA DU FLEUVE SÉNÉGAL	7
Introduction	8
CHAPITRE I : PRESENTATION DU DELTA DU FLEUVE SENEGAL	10
I-1 Cadre physique	10
I-1-1 Contexte géologique	10
I-1-1-1 Histoire géologique du Delta du Fleuve Sénégal	10
I-1-1-2 Litho-stratigraphie	15
I-1-2 Géomorphologie	21
I-1-2-1 Plaine alluviale	21
I-1-2-2 Partie dunaire «Dieri »	22
I-1-3 Les sols	23
I-1-3-1 Les sols salins à alcalis	23
I-1-3-2 Les sols subarides tropicaux	23
I-1-3-3 Les sols associés	24
I-1-3-4 Autre classification des sols	24
I-2 Contexte climatique	26
I-2-1 La pluviométrie	27
I-2-2 La température	29
I-2-3 L'humidité relative	30
I-3 Contexte hydrologique	31

I-3-1 Le réseau hydrographique	31
I-3-1-1 Le fleuve Sénégal	31
I-3-1-2 Les axes secondaires	32
I-3-2 Le régime hydrologique du fleuve	34
I-4 Contexte hydrogéologique	36
I-4-1 Les différents aquifères	36
I-4-2 Caractérisation hydrogéologique de l'aquifère alluviale	37
I-4-2-1 Structuration de l'aquifère	37
I-4-2-2 Géométrie de l'aquifère alluvial	38
I-4-2-3 Caractéristiques hydrodynamiques	38
CHAPITRE II : IRRIGATION ET PROBLEMATIQUE DE LA SALINISATION	
DES SOLS ET DES EAUX SOUTERRAINES	39
II-1 L'irrigation dans le delta du fleuve Sénégal	40
II-1-1 Historique de l'irrigation dans le DFS	40
II-1-1-1 L'irrigation en submersion contrôlée	40
II-1-1-2 L'irrigation en submersion contrôlée améliorée	40
II-1-1-3 L'irrigation avec maîtrise totale de l'eau	41
II-1-2 Les différents types d'aménagements hydro-agricoles (AHA)	42
II-1-2-1 Les périmètres irrigués de la SAED	42
II-1-2-2 Les périmètres privés (PIP)	43
II-1-2-3 Les périmètres agro-industriels	43
II-2 La salinisation des sols	45
II-2-1-2 Types de salinisation	46
II-2-1-3 Mécanismes géochimiques de la salinisation	47
II-3 La salinisation des eaux souterraines	49
II-3-1 L'intrusion marine	50
II-3-2 Mélanges avec des saumures anciennes	51
II-3-3 La dissolution des formations évaporitiques	52
II-3-4 Sources anthropiques de salinisation	52
II-4 Problématique de la salinisation des sols dans le DFS	53
II-4-1 La salinisation primaire des terres du DFS	54
II-4-2 Evolution de la salinisation : salinisation secondaire	54

Conclusion de la I ^{ère} Partie _____	55
2^{ème} PARTIE : ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU FONCTIONNEMENT DE LA NAPPE SUPERFICIELLE _____	56
Introduction _____	57
CHAPITRE III : « Influence de la gestion du barrage et de l'intensification agricole sur la minéralisation des eaux souterraines du delta du fleuve Sénégal ». _	59
Introduction _____	59
III-1 Méthodologie de l'étude _____	60
III-1-1 Présentation de la zone d'étude _____	60
III-1-2 Mise en place du réseau de suivi _____	61
III-2 Résultats et discussions _____	64
III-2-1 Comportement hydrodynamique de la nappe _____	64
III-2-2 Comportement hydrochimique de la nappe _____	67
III-2-2-1 Faciès chimiques _____	67
III-2-2-2 Apport de l'analyse statistique multivariée _____	70
III-2-2-3 Origine de la salinité des ESO _____	72
III-2-2-4 Mise en évidence des échanges cationiques _____	75
III-2-2-5 Apport de sulfates par dissolutions de gypse _____	76
III-3 Schéma conceptuel de l'hydrosystème du delta du fleuve Sénégal _____	76
Conclusions et perspectives _____	78
3^{ème} PARTIE : ETUDE EXPERIMENTALE DU COMPORTEMENT DE LA NAPPE SUPERFICIELLE SOUS IRRIGATION _____	79
Introduction _____	80
CHAPITRE IV : MATERIELS ET METHODES _____	82
IV-1 Description des sites _____	82
IV-2 Fonctionnement hydraulique des Aménagements Hydro Agricoles _____	87
IV-2-1 La station de pompage _____	87
IV-2-2 Les canaux d'irrigation _____	87
IV-2-3 Le réseau de drainage _____	87
IV-3 Protocole expérimental _____	89

IV-3-1 Suivi de la lame d'eau d'irrigation	90
IV-3-2 Caractérisation physique du sol	91
IV-3-2-1 Analyse granulométrique	91
IV-3-2-2 Mesure de la conductivité à saturation K_s	91
IV-3-3 Suivi de la teneur en eau du sol	93
IV-3-4 Suivi de la nappe	96
IV-3-5 Suivi de la salinité	98
IV-3-5-1 Cartographie de la salinité du sol par prospection géophysique électromagnétique	98
IV-3-5-2 Suivi continu de la salinité du sol	101
IV-3-5-3 Suivi de la salinité des eaux	101
IV-3-6 Suivi de la chimie des eaux	101
CHAPITRE V : RESULTATS ET DISCUSSIONS	103
V-1 Caractéristiques physiques du sol	103
V-1-1 Granulométrie	103
V-1-2 Conductivité hydraulique à saturation (K_s)	104
V-2 Fonctionnement hydrique	106
V-2-1 Evolution de la lame d'eau d'irrigation	106
V-2-2 Evolution de l'évapotranspiration	107
V-2-3 Evolution de la teneur en eau du sol	108
V-2-4 Comportement de la nappe	112
V-2-5 Calcul des bilans d'eau	122
V-2-5-1 Bilan à l'échelle de la parcelle irriguée	122
V-2-5-2 Bilan hydro-climatique	123
V-3 Etude du fonctionnement salin et géochimique	125
V-3-1 Les eaux de surface	125
V-3-1-1 Evolution de la conductivité électrique	125
V-3-1-2 Comportement hydrochimique des eaux de surface	127
V-3-2 Les eaux du sol	132
V-3-2-1 cartographie de la salinité du sol par la méthode électromagnétique (EM38)	132
V-3-2-2 Evolution de la salinité du sol et de la solution du sol	137
V-3-2-3 Comportement hydrochimique de la solution du sol	140

V-3-3 Les eaux de la nappe	142
V-3-3-1 Evolution de la CE des eaux souterraines	142
V-3-3-2 Comportement hydrochimique de la nappe	150
V-4 Synthèse globale et modèle conceptuel	154
V-4-1 Synthèse du fonctionnement hydrique	154
V-4-2 Synthèse du fonctionnement salin et géochimique	158
V-4-3 Schéma conceptuel	161
4^{ème} PARTIE : MODELISATION DES TRANSFERTS HYDRIQUES ET SALINS DANS LES PERIMETRES IRRIGUES DU DELTA DU FLEUVE SENEGAL	163
Introduction	164
CHAPITRE VI : GENERALITES SUR L'ÉCOULEMENT DE L'EAU ET LE TRANSPORT DE SOLUTE EN MILIEU POREUX NON SATURE	165
VI-1 Les propriétés du milieu poreux	165
VI-1-1 Les propriétés physiques du milieu poreux	165
VI-1-1-1 La masse volumique	165
VI-1-1-2 La porosité	166
VI-1-1-3 La teneur en eau volumique	166
VI-1-1-4 Le potentiel de l'eau du sol	167
VI-1-2 Les propriétés hydrodynamiques	169
VI-1-2-1 La loi de Darcy	169
VI-1-2-2 La conductivité hydraulique	169
VI-1-2-3 Relation $K(h)$ et $\theta(h)$	170
VI-2 Equations générales de l'écoulement en milieu poreux non saturé	172
VI-2-1 Equation de continuité	172
VI-2-2 Equations de Richards	172
VI-3 Transport de soluté en milieu poreux non saturé	173
VI-3-1 Description des modes de transport	173
VI-3-1-1 L'advection	173
VI-3-1-2 La dispersion mécanique	174
VI-3-1-3 La diffusion	174
VI-3-2 Equations générales de transport	175

VII-4 Le code Hydrus	176
CHAPITRE VII : MODELISATION DES TRANSFERTS DE FLUX HYDRIQUES ET SALINS DANS LES PERIMETRES IRRIGUES DU DELTA DU FLEUVE SENEGAL	
VII-1 Objectifs de la modélisation	178
VII-2 Modèle Conceptuel	178
VII-2-1 Dimensions du modèle	178
VII-2-2 Discrétisation du domaine	181
VII-2-3 Détermination des paramètres hydrodynamiques	182
VII-2-4 Conditions aux frontières	183
VII-2-4-1 Conditions aux limites pour l'écoulement	183
VII-2-4-2 Conditions aux limites pour le transport	186
VII-2-5 Conditions initiales	187
VII-3 Description des simulations	189
VII-4 Résultats des simulations	192
VII-4-1 Comportement hydrique du sol	192
VII-4-3 Evolution du niveau piézométrique	194
VII-4-3 Evolution des concentrations en chlore dans le sol et dans la nappe	196
VII-5 Simulations de scénarios de gestion	198
VII-5-1 Impact de la pratique culturale	198
VII-5-3 Effet d'un drainage profond de la nappe	202
CONCLUSION GENERALE	205
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	211
ANNEXES	231

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Schéma conceptuel de l'approche méthodologique dans le cadre de cette étude...	6
Figure I-1 : Carte de localisation du delta du fleuve Sénégal.....	9
Figure I-2 : Carte géologique du craton ouest africain d'après Trompette (1973)	11
Figure I-3 : Evolution de la basse vallée du Sénégal depuis la dernière transgression, (d'après Michel, (1973)	14
Figure I-4 : Coupe du sondage de Saré Lamou dans le dôme de Guiers : Roger et al. (2009), modifiée.....	17
Figure I-5 : Carte géologique du delta du fleuve Sénégal extraite de la feuille Saint Louis-Dagana 1/200 000 d'après Roger et al. (2009), modifiée.....	20
Figure I-6 : Principales unités géomorphologiques du delta du fleuve Sénégal : Deckers et al. (1996), modifiée.....	22
Figure I-7 : Les différents types de sols du delta et de la basse vallée en fonction de la topographie et de la durée de submersion (d'après Michel, 1973).....	25
Figure I-8 : Carte des différentes zones climatiques du Sénégal (Malou, 2004).....	27
Figure I-9: Moyenne mensuelle de la pluviométrie à la station de St Louis de 1978 à 2008...	28
Figure I-10 : Indice Pluviométrique Standardisé sur la période 1900-2008 pour la station de Saint Louis.....	29
Figure I-11 : Evolution des températures moyennes mensuelles aux stations de Saint Louis et de Richard Toll de 1998 à 2008.....	30
Figure I-12: Evolution de l'humidité relative de l'air à la station de St Louis de 1998 à 2008.	30
Figure I-13 : Carte du bassin du fleuve Sénégal, HYCOS (2007).....	32
Figure I-14 : Carte du réseau hydrographique du delta du fleuve Sénégal.....	33
Figure I-15: Evolution des hauteurs d'eau dans le fleuve à la station de Dagana de 1930 à 2006.	34
Figure I-16 : Barrage hydro-électrique de Manantali et barrage antisel de Diama.....	35
Figure I-17: Evolution du niveau du plan d'eau à la station de Diama Amont de 1987 à 2013.	36
Figure I-18 : Coupe schématique de variation du système aquifère dans la vallée (OMVS/USAID, 1990).....	37
Figure II-1: Processus de dégradation de la qualité des sols et des eaux suite à l'irrigation (Lahlou et al., 2000).....	39
Figure II-2 : Station de prise d'eau sur le fleuve à Ronk réalisée par la SAED (Fall, 2006)...	41
Figure II-3: Carte des aménagements hydro-agricoles du DFS du Fleuve Sénégal (SAED)...	44

Figure II-4 : Présentation schématique des principales voies de salinisation des sols (Marlet et Job, 2006).....	49
Figure II-5 : Position de l'interface selon le modèle de Ghyben-Herzberg (Custodio, 2002), modifié par Montety (2008).....	51
Figure III-1 : Carte de localisation du delta du fleuve Sénégal.....	61
Figure III-2 : Fluctuation de la nappe au niveau du piézomètre I01 en parallèle avec les précipitations et le niveau du fleuve.....	64
Figure III-3 : Fluctuation de la nappe au niveau du piézomètre I09 en parallèle avec les précipitations et le niveau du fleuve.....	65
Figure III-4 : Fluctuation de la nappe au niveau du piézomètre I19 en parallèle avec les précipitations et le niveau du fleuve.....	66
Figure III-5 : Fluctuation de la nappe au niveau du piézomètre I14 en parallèle avec les précipitations et le niveau du fleuve.....	66
Figure III-6 : Diagramme de Piper des eaux du DFS.....	67
Figure III-7 : Diagramme de Piper des eaux du groupe 1.....	68
Figure III-8 : Diagramme de Piper des eaux du groupe 2.....	69
Figure III-9 : Diagramme de Piper des eaux des groupes 3 et 4.....	69
Figure III-10 : Matrice des composantes.....	71
Figure III-11 : Classification des piézomètres avec la méthode des SOMs.....	71
Figure III-12 : Diagramme de corrélation entre Na et Cl.....	74
Figure III-13 : Comportement des groupes sur le diagramme de corrélation entre Na et Cl...	74
Figure III-14 : (Ca+Mg)-(HCO ₃ +SO ₄) en fonction de (Na+K)-Cl.....	75
Figure III-15 : Schéma conceptuel du fonctionnement de l'hydrosystème du DFS.....	77
Figure IV-1 : Carte de localisation des périmètres de Ndelle et de Ndiaye.....	83
Figure IV-2 : Diagramme ombro-thermique de la station de Ndiaye entre 2011 et 2013.....	83
Figure IV-3 : Calendrier de l'activité hydro-agricole sur les sites de Ndelle et de Ndiaye durant la période de suivi.....	85
Figure IV-4 : Site de Ndelle, localisation des parcelles et du dispositif expérimental.....	86
Figure IV-5 : Site de Ndiaye, localisation des parcelles et du dispositif expérimental.....	86
Figure IV-6 : Schéma de fonctionnement hydraulique d'un aménagement hydro-agricole....	88
Figure IV-7 : Station de pompage de la cuvette de Ndelle et canal principal d'irrigation.....	88
Figure IV-8 : Tête de canal secondaire.....	88
Figure IV-9 : Site de Ndiaye : dispositif expérimental mis en place sur la parcelle n°3.....	89

Figure IV-10 : Schéma d'un «piézomètre de surface» et son emplacement sur le site de Ndelle.....	90
Figure IV-11 : Extrait de la carte des types de sol sur le site de Ndiaye.....	91
Figure IV-12 : Vue des sondes capacitatives mises en place sur le site de Ndelle.....	96
Figure IV-13 : Vue des sondes capacitatives mises en place sur le site de Ndiaye.....	96
Figure IV-14 : Localisation des piézomètres sur le site de Ndelle.....	97
Figure IV-15 : Localisation des piézomètres sur le site de Ndiaye.....	98
Figure IV-16 : Diagramme schématique des champs magnétiques primaire et secondaire de l'EM38 Norman (1990)	99
Figure IV-17 : Site de Ndelle, localisation des profils de salinité de sol mesurée avec l'EM38.....	100
Figure IV-18 : Site de Ndiaye, localisation des profils de salinité de sol mesurée avec l'EM38.....	100
Figure IV-19 : Dispositif d'échantillonnage de l'eau du sol sur le site de Ndiaye.....	102
Figure V-1 : Evolution du taux d'infiltration en fonction du temps.....	105
Figure V-2 : Evolution de la lame d'eau d'irrigation.....	106
Figure V-3 : Evolution de l'ETR riz à Ndelle et à Ndiaye.....	108
Figure V-4 : Evolution des teneurs en eau du sol durant la riziculture.....	109
Figure V-5 : Evolution de la saturation effective du sol à Ndiaye	110
Figure V-6 : Evolution comparée de la saturation effective du sol, de la pluviométrie et de l'ETR (site de Ndiaye).....	110
Figure V-7 : Evolution des profils hydriques (Ndelle).....	112
Figure V-8 : Carte de localisation des piézomètres sélectionnés sur le site de Ndelle.....	113
Figure V-9 : Evolution du niveau piézométrique au niveau des piézomètres superficiels (site de Ndelle).....	114
Figure V-10 : Evolution du niveau piézométrique au niveau des piézomètres profonds (site de Ndelle).....	115
Figure V-11 : Evolution comparative des différents paramètres hydrologiques (site de Ndelle).....	116
Figure V-12 : Fluctuation du niveau piézométrique de la nappe le long du canal d'irrigation (site de Ndiaye).....	118
Figure V-13 : Fluctuation du niveau piézométrique de la nappe le long du canal de drainage (site de Ndiaye).....	119

Figure V-14 : Fluctuation du niveau piézométrique de la nappe dans le piézomètre témoin (site de Ndiaye).....	119
Figure V-15 : Evolution comparative des différents paramètres hydrologiques (site de Ndiaye).....	120
Figure V-16 : Evolution comparée du niveau de la nappe le long du canal d'irrigation et le long du canal de drainage à Ndiaye.....	121
Figure V-17 : Comparaison en % des termes du Bilan d'eau à l'échelle de la parcelle pendant l'irrigation.....	123
Figure V-18 : Evolution comparative de l'infiltration en fonction des valeurs de STOMAX (site de Ndiaye).....	124
Figure V-19 : Evolution de la CE de l'eau de submersion de la parcelle en parallèle avec la lame d'eau d'irrigation durant la riziculture à Ndiaye.....	126
Figure V-20 : Evolution calculée à l'aide de PhreeqC de la composition de l'eau du Lampsar sous l'effet de la concentration (Gourlez de la Motte, 2012).....	130
Figure V-21 : Diagramme de Piper des eaux du Lampsar, de submersion et de drainage (site de Ndelle).....	132
Figure V-22 : Profils de salinité du sol à différentes profondeurs obtenus à l'EM38.....	134
Figure V-23 : Evolution de la CE apparente du sol le long du canal d'irrigation (Ndiaye)...	136
Figure V-24 : Evolution de la CE du sol le long du canal de drainage (Ndiaye).....	136
Figure V-25 : Evolution de la conductivité électrique apparente et de la conductivité électrique de la solution du sol (site de Ndelle).....	138
Figure V-26 : Evolution de la CE apparente du sol et de la solution du sol sur le site de Ndiaye.....	139
Figure V-27 : Evolution des profils de la CE et des différents éléments de la solution du sol dans les piézomètres (colonne de gauche) et à partir des bougies poreuses (colonne de droite).....	141
Figure V-28 : Carte de répartition de la conductivité électrique de la nappe superficielle à Ndelle.....	143
Figure V-29 : Evolution de la CE de la nappe durant l'irrigation dans le site de Ndelle.....	144
Figure V-30 : Carte de répartition de la CE de la nappe superficielle dans le site de Ndiaye (valeurs mesurées le 23/03/2013).....	146
Figure V-31 : Evolution de la CE de la nappe durant la riziculture à Ndiaye.....	147
Figure V-32 : Evolution comparative du niveau piézométrique et de la CE de la nappe aux piézomètres P3 et P4 (site de Ndiaye).....	149

Figure V-33 : Diagramme de Piper des eaux de la nappe du périmètre de Ndelle.....	152
Figure V-34 : Diagramme (Na+K)-Cl en fonction de (Ca+Mg)-(HCO ₃ +SO ₄).....	153
Figure V-35 : Photos représentant les différents états hydriques du sol : sol desséché et fissuré en période hors irrigation (à gauche) et sol saturé en irrigation (à droite). (Photos prises à Ndiaye).....	156
Figure V-36 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrique et salin du système sol-nappe dans les parcelles irriguées du DFS en période sèche.....	162
Figure V-37 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrique et salin du système sol-nappe dans les parcelles irriguées du DFS en période de riziculture.....	162
Figure VII-1 : Carte de localisation du transect et de la zone à modéliser.....	180
Figure VII-2 : Coupe schématique du domaine à modéliser.....	181
Figure VII-3 : Discrétisation du domaine à modéliser avec maillage raffiné dans la zone des parcelles et localisation, en rouge, des points d'observations (échelle exagérée).....	182
Figure VII-4 : Conditions aux limites du domaine pour la modélisation des écoulements en période de riziculture (échelle exagérée).....	185
Figure VII-5 : Conditions aux frontières du domaine pour la modélisation du transport en période de riziculture (échelle exagérée).....	187
Figure VII-6 : Distribution linéaire de la pression avec la profondeur introduite comme condition initiale du modèle d'écoulement en régime pseudo-permanent.....	188
Figure VII-7: Distribution des concentrations en Cl (g/m ³) dans les trois horizons introduites comme condition initiale pour la modélisation du transport.....	188
Figure VII-8 : Pressions calculées par le modèle en régime pseudo-permanent.....	189
Figure VII-9 : Evolution de la pression, de la teneur en eau dans le sol, de la hauteur piézométrique et des concentrations en chlore dans le sol et la nappe calculés par le modèle dans les parcelles pendant les trois périodes de successions culturales.....	193
Figure VII-10 : Comparaison des saturations en eau modélisées (en haut) et mesurées (en bas) dans les parcelles.....	194
Figure VII-11 : Comparaison des évolutions des niveaux piézométriques calculées et mesurées au droit des parcelles.....	196
Figure VII-12 : Comparaison des résultats des simulations intégrant la double riziculture et la jachère prolongée et des résultats du modèle de référence.....	201
Figure VII-13 : Comparaison des résultats des simulations de la baisse du niveau de la nappe et des résultats de la modélisation de référence.....	204

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1 : Valeurs de paramètres hydrodynamiques de la nappe alluviale.....	38
Tableau III-1 : classification des piézomètres en fonction de la distance au cours d'eau et de la localisation dans un aménagement agricole.....	63
Tableau III-2 : Résultats des analyses chimiques et indices de saturations.....	73
Tableau V-1 : Moyenne des analyses granulométriques réalisées sur les 03 échantillons prélevés à Ndelle.....	103
Tableau V-2 : Résultats des analyses granulométriques sur les deux types de sol à Ndiaye.	104
Tableau V-3 : Conductivité hydraulique à saturation calculée pour le site de Ndelle (Gourlez de la Motte, 2012).....	104
Tableau V-4 : Résultats des tests d'infiltration sur le site de Ndiaye.....	105
Tableau V-5 : Coefficients culturaux pour le riz en fonction du stade développement (Raes <i>et al.</i> , 1995).....	107
Tableau V-6 : Résultats du calcul de l'eau utile par la méthode de Thornthwaite pour l'année 2013.....	124
Tableau V-7 : Résultats du suivi de la CE des eaux d'irrigation, de submersion et de drainage sur le site de Ndelle.....	125
Tableau V-8 : Composition chimique de l'eau d'irrigation (site de Ndelle).....	128
Tableau V-9 : Résultats des analyses chimiques des eaux de submersion et de drainage.....	131
Tableau V-10 : Résultats des mesures de salinité du sol à l'EM38 à Ndelle.....	133
Tableau V-11 : Résultats des mesures de salinité du sol à l'EM38 à Ndiaye.....	135
Tableau V-12 : Suivi de la CE de la nappe à Ndiaye avec la sonde multi-paramètres.....	145
Tableau V-13 : CE et rapports Na/Cl et Na/Cl des piézomètres (campagne juin 2012, Ndelle).....	151
Tableau VII-1 : Paramètres hydrodynamiques des couches de sol (Modèle van Genuchten-Mualem).....	183
Tableau VII-2 : Récapitulatif des paramètres pour les différentes simulations effectuées....	191

Liste des Sigles et Acronymes

ADRAO : (actuelle AFRICARICE) Association pour le Développement de la Riziculture en Afrique de l'Ouest
AEP : Alimentation en Eau Potable
AHA : Aménagement Hydro-Agricole
BRGM : Bureau de Recherche pour la Géologie Minière
CE : Conductivité Electrique
CEa : Conductivité Electrique apparente du sol
CEw : Conductivité Electrique de la solution du sol
CSS : Compagnie Sucrière Sénégalaise
DFS : Delta du Fleuve Sénégal
EQUESEN : Environnement et Qualités des Eaux du fleuve Sénégal
FAO : Food and Agriculture Organization of the United Nations
FIT : Front Inter Tropicale
GANT : Grands Aménagements Non Transférés
GIE : Groupement d'intérêt Economique
GMP : Groupe Moto Pompe
GP : Groupement de Producteurs
HGE : Hydrogéologie et Géologie de l'Environnement (ULg)
IRAT : Institut de Recherches Agronomiques Tropicales et des cultures vivrières
ISRA : Institut Sénégalais de Recherche Agronomique
MAS : Mission d'Aménagement du Sénégal
NPA : Nouvelle Politique Agricole
OP : Organisation Paysanne
OMVS : Organisation pour la Mise en Valeur du Sénégal
PASMI : Programme d'Appui au Secteur Minier
PLRG : Projet Lampsar Rive Gauche
PGE : Projet Gestion de l'Eau
PIP : Périmètre Irrigué Privé
PIV : Périmètre Irrigué Villageois
RN2 : Route Nationale n° 2
SAED : Société Nationale d'Aménagement et d'Exploitation des terres du Delta du Fleuve Sénégal et des vallées du fleuve Sénégal et de la Falémé
SEDAGRI : Société d'Études et de Développements Agricoles
SOCAS : Société de Conserverie Alimentaire du Sénégal
SOGREAH : Société Grenobloise d'Études et d'Applications Hydrauliques
UMV : Unité de Mise en Valeur
USAID : US Agency for International Development
VFS : Vallée du Fleuve Sénégal

INTRODUCTION

GENERALE

1. Contexte et problématique

Le Sénégal, à l'instar des pays sahéliens, a connu une longue période de sécheresse qui s'est installée au tout début des années 70 et s'est poursuivie jusqu'au-delà des années 90. Cette sécheresse a eu comme conséquence, entre autres, une raréfaction des ressources hydriques et une baisse de la production agricole. Face à cette situation, de vastes programmes de développement de la culture irriguée ont été entrepris, avec la riziculture comme activité principale.

Avec un potentiel de terres irrigables estimé à 150 000 ha et une disponibilité en eau importante grâce au fleuve, le Delta du Fleuve Sénégal (DFS) constitue une zone agro-écologique d'importance stratégique pour le développement des systèmes irrigués. La culture irriguée, initiée depuis la période coloniale, a pris progressivement le dessus sur l'agriculture pluviale saisonnière qui y était traditionnellement pratiquée. La mise en place des barrages a permis le développement de cette culture irriguée grâce à une meilleure maîtrise du régime du fleuve Sénégal, mais aussi grâce à l'émergence et à la diversification des filières de production. C'est la raison pour laquelle le DFS est aujourd'hui le siège de nombreux programmes de développement agricole tels que le PNAR (Programme National d'Autosuffisance en Riz) ou la GOANA (Grande Offensive Agricole pour la Nourriture et l'Abondance). Ces programmes ont pour objectif principal l'atteinte de l'autosuffisance alimentaire et se traduisent par une intensification de l'activité agricole, une augmentation des superficies emblavées et des volumes d'eau utilisés.

Actuellement, on estime à 85 000 ha les superficies cultivées par irrigation sur la rive sénégalaise du fleuve (SAED, 2012). Ceci en fait une des zones d'irrigation les plus grandes de l'Afrique de l'Ouest, avec le riz comme principale culture pratiquée dans les aménagements hydro-agricoles (Wopereis *et al.*, 1998).

Cependant, le développement de l'irrigation s'accompagne souvent de processus de dégradation des sols due à la salinisation (Ghassemi *et al.*, 1995; Marlet, 2004). En effet, la pratique durable de la culture irriguée dans le DFS est aujourd'hui sérieusement menacée par la salinisation des terres qui pousse à l'abandon de plusieurs périmètres aménagés (Barbiéro et Laperrousaz, 1999).

La gestion des nappes d'eau souterraine et des sols constitue dès lors un des défis majeurs qui se posent à l'atteinte des objectifs de développement. En effet, si la disponibilité de l'eau est

assurée grâce aux barrages, la remontée des eaux souterraines salées et la dégradation des sols constituent des entraves considérables au développement de l'agriculture. Cette situation résulte principalement de la non maîtrise du fonctionnement de l'hydrosystème dans son ensemble, en particulier des relations entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

Pourtant, plusieurs études pédologiques et agronomiques se sont succédées dans le DFS pour tenter de comprendre ce phénomène de salinisation et proposer des solutions (Maynard, 1962; Poussin *et al.*, 2003; Zante, 1993). Dans la plupart de ces études, la nappe superficielle du DFS est désignée comme étant la cause principale de la salinisation des terres. En effet, nombreux sont les auteurs qui expliquent cette salinisation des terres dans le DFS par la présence d'une nappe peu profonde (2 m au maximum) et salée (Ceuppens et Wopereis, 1999; Loyer, 1989; Ndiaye *et al.*, 2008). Cependant, ces études ont principalement porté sur les aspects agronomiques et pédologiques sans étudier plus spécifiquement la nappe aquifère.

Cette thèse a été menée dans le cadre du projet « Maîtrise de l'eau pour une agriculture durable dans le delta du fleuve Sénégal » qui a été initié, entre les universités de Dakar et de Liège et la SAED (Société d'Aménagement et d'Exploitation des terres du Delta du fleuve Sénégal et des Vallées du fleuve Sénégal et de la Falémé). Ce projet vise à mettre en synergie les compétences scientifiques et institutionnelles des deux pays dans la recherche d'outils méthodologiques pour un accroissement des productions agricoles. Les recherches méthodologiques entreprises portent sur l'identification des techniques d'une gestion intégrée des ressources en eau dans un contexte d'intensification agricole et de salinisation des terres. Il s'agit de bien comprendre toutes les interactions dynamiques entre les eaux de surface, les nappes d'eau souterraine et les apports d'irrigation afin de proposer des solutions appropriées de gestion.

La problématique abordée dans le cadre de la thèse se résume donc en deux points. Le premier aspect porte sur la salinisation des sols, devenue un problème inquiétant pour les différents acteurs de la culture irriguée, qui sera abordée sous une logique de caractérisation du transfert de solutés à travers la zone non saturée du sol vers la nappe ou de la nappe vers la surface du sol. Le second aspect est la dynamique de la nappe superficielle souvent mise en cause dans la salinisation des terres bien que le processus par lequel cette salinisation se produit ne soit pas explicité.

2. Objectifs de la thèse

Ce travail se propose comme objectif principal de mener une étude hydrogéologique de la nappe superficielle du DFS afin de comprendre et d'élucider son rôle dans la salinisation des terres. Il s'agit de comprendre les mécanismes qui régissent les fluctuations de la nappe et de modéliser son comportement sous irrigation pour pouvoir proposer des solutions efficaces pour une bonne gestion de la ressource et une pratique durable de la culture irriguée.

L'objectif de la recherche est aussi de mieux comprendre les mécanismes d'interaction entre l'irrigation, la dynamique de la nappe d'eau souterraine et les transferts de solutés dans la zone non saturée. Cet objectif principal est soutenu par plusieurs objectifs secondaires qui sont de :

OS1 : comprendre la dynamique de la nappe superficielle ;

OS2 : caractériser l'hydrogéochimie de la nappe superficielle ;

OS3 : étudier le comportement de la nappe sous irrigation ;

OS4 : modéliser le comportement de la nappe et le transfert des solutés pendant l'irrigation.

3. Méthodologie de la recherche

La figure 1 représente le schéma conceptuel de l'approche méthodologique adoptée dans le cadre de ce travail. Cette démarche se scinde en deux grands axes : une étude hydrogéologique du fonctionnement de la nappe superficielle à l'échelle du delta et une étude expérimentale du comportement de la nappe sous irrigation à l'échelle du périmètre irrigué.

L'étude régionale de la nappe superficielle

Cette étude comprend deux volets : le suivi de la dynamique de la nappe (aspect quantitatif) et l'étude hydrogéochimique (aspect qualitatif). Dans le cadre du suivi de la dynamique de la nappe, un réseau de mesure a été mis en place. Des campagnes mensuelles de mesure de niveau d'eau et de conductivité électrique de la nappe ont été menées. Des sondes de pression ont été installées pour un enregistrement journalier du niveau d'eau. Pour le suivi qualitatif de la ressource, des campagnes d'échantillonnage d'eau ont été menées afin de réaliser une caractérisation hydrogéochimique spatiale et temporelle de la nappe.

Etude expérimentale du comportement de la nappe sous irrigation

Cette étude comprend le suivi de campagnes de culture irriguée au niveau de parcelles agricoles et la modélisation des transferts de flux hydriques et de solutés. Deux périmètres agricoles (Ndelle et Ndiaye) ont été choisis. Sur chaque site, un dispositif de suivi quantitatif et qualitatif de la nappe et de la zone non saturée a été installé. La modélisation du transfert de flux hydriques et de solutés est développée avec le logiciel Hydrus 2D (Simunek et Sejna, 2012).

4. Structuration du document de thèse

Le document de thèse est structuré en quatre parties :

- La première partie présente dans un premier chapitre les généralités sur la zone d'étude. Dans le chapitre II la problématique de la salinisation des sols et des eaux est abordée.
- La deuxième partie est consacrée à l'étude du fonctionnement de la nappe superficielle à l'échelle du DFS. Le chapitre III, présenté sous forme d'article sous presse, traite du fonctionnement hydrogéologique et de l'évolution des processus de minéralisation de cette nappe.
- La troisième partie aborde l'étude expérimentale du comportement de la nappe superficielle sous irrigation. Dans le chapitre IV, les sites et l'ensemble du dispositif expérimental mis en place sur les deux sites sont décrits. Dans le chapitre V, les résultats du suivi expérimental sont analysés et interprétés.
- La quatrième partie est réservée à la modélisation des transferts hydriques et de solutés. Après un rappel des principes généraux de l'écoulement et du transport en milieu variablement saturé, le modèle développé avec Hydrus 2D et les résultats des différentes simulations seront présentées.

Le document prendra fin par les conclusions générales du travail et les perspectives qui en sont dégagées.

.

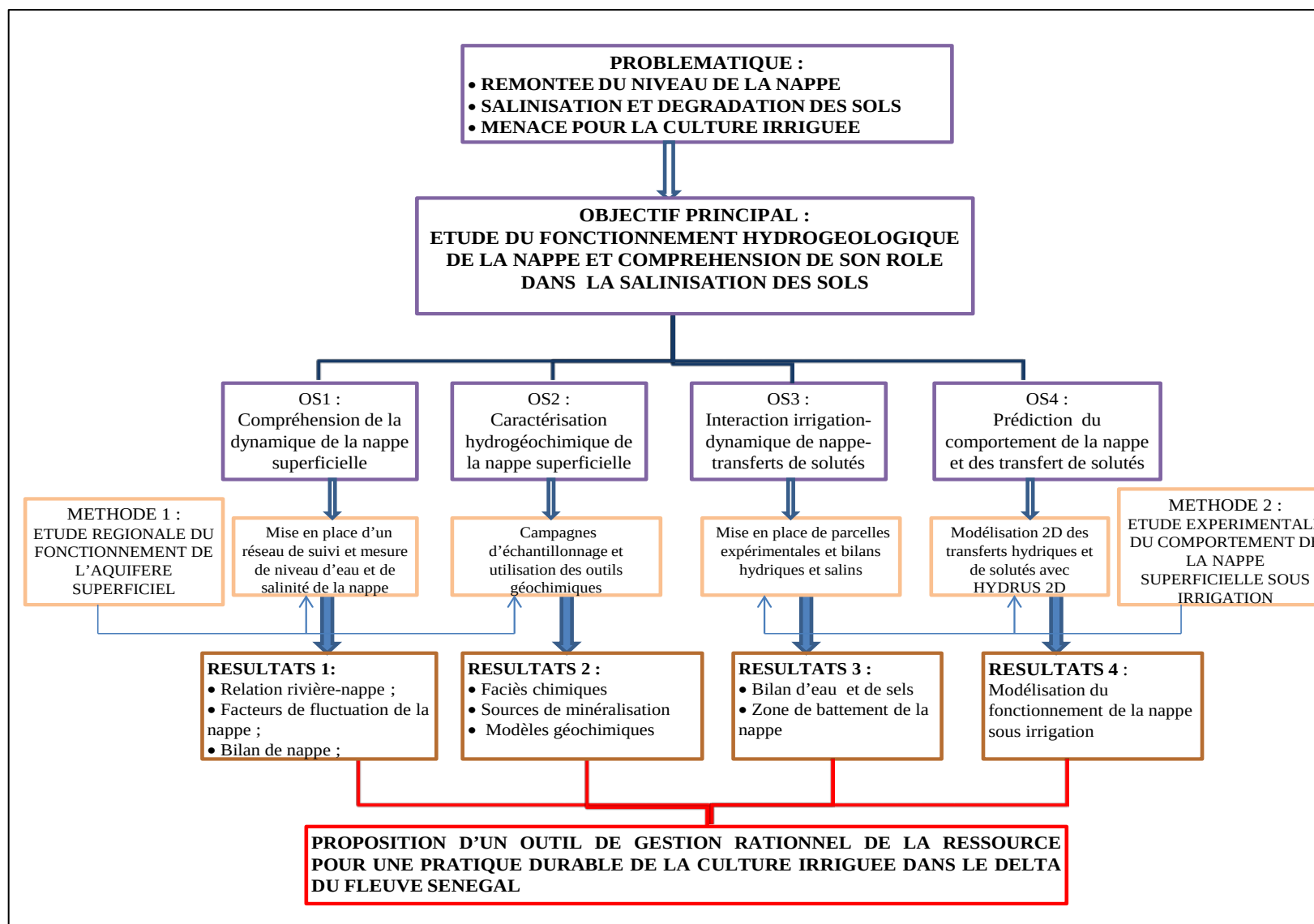


Figure 1 : Schéma conceptuel de l'approche méthodologique dans le cadre de cette étude

***1^{ère} PARTIE : GÉNÉRALITÉS ET
PROBLÉMATIQUE DE LA
SALINISATION DANS LE DELTA
DU FLEUVE SÉNÉGAL***

Introduction

Le DFS constitue la partie terminale d'un grand ensemble éco-géographique, le bassin du fleuve Sénégal qui draine une superficie de 340 000 ha répartie entre le Sénégal, la Mauritanie, la Guinée et le Mali. Le DFS est situé dans la région de Saint Louis, au nord-ouest du Sénégal, à 260 km de la capitale, Dakar. Il couvre une superficie de 3500 km² et s'étend sur une longueur de 250 km de Richard Toll à Saint Louis. Il se présente sous forme d'une vaste plaine basse dont l'altitude moyenne ne dépasse pas 2 mètres. Le DFS est limitée au nord par le fleuve Sénégal, à l'ouest par l'océan Atlantique, à l'est par le système du lac de Guiers, au sud-ouest par des cordons dunaires et au sud-est par la vallée du Ferlo (fig. I-1). Il constitue ainsi un hydrosystème complexe qui met en rapport plusieurs éléments dont les plus importants sont : l'océan Atlantique, les cours d'eau, les aménagements agricoles, les dépressions de stockage des eaux de drainage et la nappe alluviale dont la profondeur moyenne est à 2 mètres sous la surface du sol.

Le DFS est caractérisé par des particularités morpho-pédologiques et climatiques et, surtout, par un réseau hydrographique très dense. Ainsi, il a été érigé très tôt, dès la période coloniale, en zone agro-économique. Aujourd'hui, il est le siège de nombreux programmes d'intensification agricole (particulièrement la riziculture) dont le but, à moyen ou long terme, est l'atteinte de l'autosuffisance alimentaire et la réduction de l'importation du riz. Cependant, le développement de la culture irriguée n'a pas été sans conséquence environnementale dont l'aspect le plus marquant est sans doute la salinisation des terres qui peut freiner le développement de cette culture irriguée.

L'objectif de cette partie est de faire une synthèse bibliographique qui retrace les caractéristiques du DFS, au plan géologique, morpho-pédologique, climatique, hydrologique et hydrogéologique (chapitre I). L'évolution de la pratique de l'irrigation dans le DFS ainsi que la problématique de la salinisation des terres sont ensuite discutées (chapitre II).

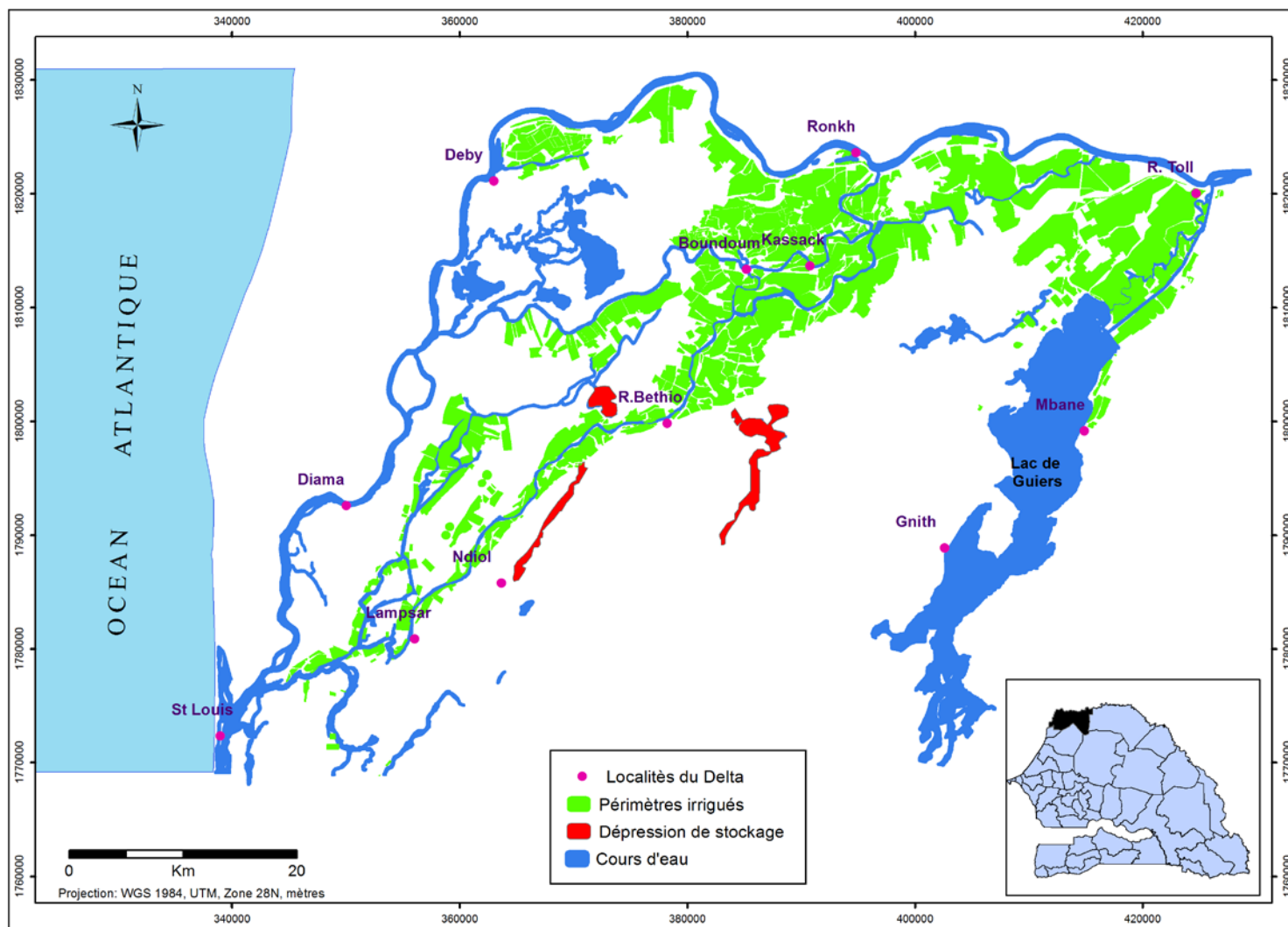


Figure I-1 : Carte de localisation du delta du fleuve Sénégal

CHAPITRE I : PRESENTATION DU DELTA DU FLEUVE SENEGAL

I-1 Cadre physique

I-1-1 Contexte géologique

La géologie de la zone d'étude s'insère dans celle du vaste bassin sénégal-mauritanien. En effet, les formations alluviales de la Vallée du Fleuve Sénégal (VFS) viennent inciser modérément les assises tertiaires du bassin. Dans le cadre du PASMI¹, une cartographie géologique du bassin du Sénégal a été entreprise. Ce projet, qui s'est déroulé entre mars 2007 et avril 2009, a permis une actualisation de la carte géologique du Sénégal au 1/500 000 établie par le BRGM en 1964 (Roger *et al.*, 2009). Il a également permis l'élaboration de nouvelles cartes géologiques à l'échelle 1/200 000 notamment celle de la VFS. L'essentiel de la synthèse géologique est tiré des notices explicatives de ces différentes cartes (Roger *et al.*, 2009; Sarr *et al.*, 2008).

I-1-1-1 Histoire géologique du Delta du Fleuve Sénégal

Le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien se situe dans le craton ouest africain. Ce craton comprend les dorsales de Réguibat au nord et de Léo Man au sud dont les âges radiométriques varient entre 3300 et 1600 Ma (fig. I-2). Le reste du craton est recouvert par des bassins sédimentaires comblés par les dépôts du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque. Parmi ces bassins, on peut citer le bassin de Tindouf, le bassin de Taoudéni, le bassin de Bové et le bassin sénégal-mauritanien.

Le bassin sénégal-mauritanien est le plus occidental des bassins du craton ouest africain. Il est limité, géographiquement, à l'ouest par l'océan Atlantique, à l'est et au sud-est par la chaîne des Mauritanides, au nord par la dorsale de Réguibat et au sud-ouest par le bassin de Bové (fig. I-2). Il couvre l'essentiel du territoire sénégalais, à l'exception de la partie sud-est où affleure le socle. Il est formé de terrains tabulaires méso-cénozoïques avec des dépôts qui s'épaississent d'est en ouest (Bellion, 1987) où ils peuvent atteindre 7000 m (De Spengler *et al.*, 1966). Le bassin s'étend sur 1700 km du Cap barbas en Mauritanie au nord jusqu'au sud de Bissau en Guinée Bissau.

¹ PASMI (Programme d'Appui au Secteur Minier)

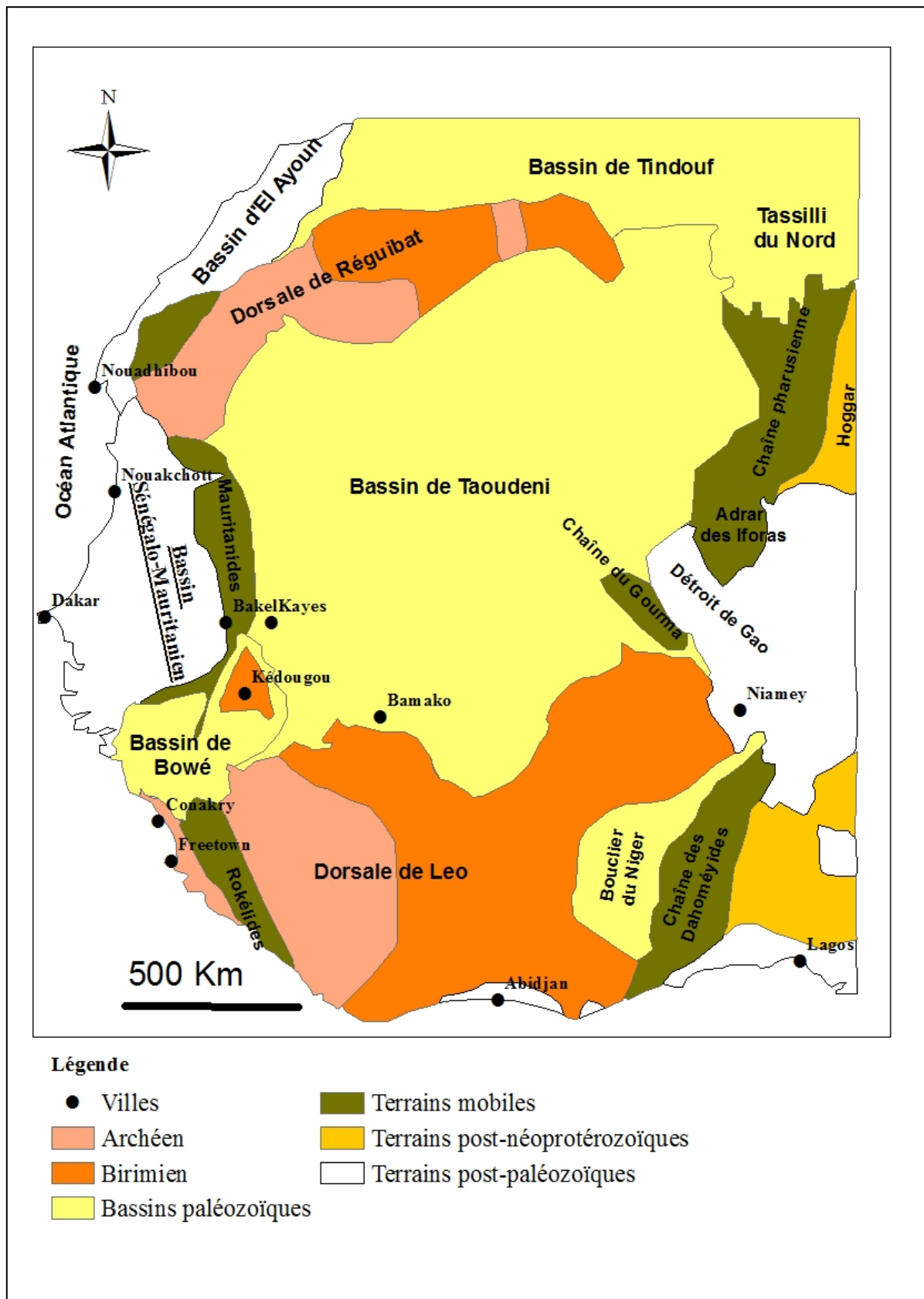


Figure I-2 : Carte géologique du craton ouest africain d'après Trompette (1973)

Le bassin sédimentaire sénégalais s'est formé dès le Trias-Lias, suite à l'ouverture atlantique. Le premier épisode marin transgressif est enregistré au Jurassique supérieur pour Castelain *et al.* (1965) et De Spengler *et al.* (1966) et dès le Lias moyen pour Bellion et Guiraud (1984). Ces premiers dépôts marins carbonatés marquent le début de la période post-rift. D'après De Spengler *et al.* (1966), une subsidence active va ensuite s'installer pendant tout le Crétacé jusqu'à la régression qui marque la fin du Maastrichtien.

Cependant, si l'initiation du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien date du début du Jurassique, son extension à la vallée du fleuve Sénégal est beaucoup plus récente. En effet, les premiers dépôts enregistrés dans le DFS, de nature sableuse et dont l'âge est mal connu, dateraient du Maastrichtien (Roger *et al.*, 2009).

La transgression marine du Paléocène marque une inflexion des conditions de sédimentation avec le dépôt d'une série carbonatée qui passe, sur les marges du bassin, dans la région orientale du fleuve Sénégal, à une série argilo-sableuse à intercalations argileuses noires. A l'Eocène inférieur, la sédimentation devient très argileuse avec attapulгите et à accidents siliceux. Elle est toujours marquée par un fort apport terrigène enregistré sur la bordure du bassin sédimentaire.

C'est en fait au Quaternaire que s'est façonnée la morphologie de la vallée, sous l'influence des fluctuations climatiques alternativement sèches et humides. L'histoire de la formation du DFS peut être résumée comme suit :

a. La transgression du Tafarien, datée de 125 000 ans BP, a engendré un golfe qui couvrait la majeure partie du Trarza (sud-ouest de la Mauritanie) et une partie de la région du delta ; la mer pénétrait jusqu'à environ 160 km à l'intérieur du continent.

b. La transgression de l'Inchirien (40 000 ans BP) créa un petit golfe dans la région de Nouakchott. Audibert (1970) distingue l'Inchirien I et l'Inchirien II, en rapport avec les phases de transgressions qui ont eu lieu pendant cette période. L'Inchirien I est constitué par des sables grossiers coquilliers ou à graviers variés (quartz, jaspes, et grès ferrugineux) avec une tendance argileuse augmentant vers l'ouest de Richard Toll. Son épaisseur est de 5 m à Richard Toll et de 10 m à Rosso.

L'Inchirien II est constitué de dépôts de couches sableuses et argileuses avec une épaisseur de 12 à 20 m entre Dagana et Rosso.

c. A l'Ogolien (21 000 ans BP) on note une période très sèche, conséquence de la grande régression marine du Würm. Durant cette période, le fleuve a creusé profondément son lit,

mettant en place des dunes rouges, des sables moyens à grossiers sur une épaisseur de 10 m. Il se termine par la mise en place de cordons dunaires orientés NNE-SSW provenant de la reprise et du modelage des ergs du Quaternaire ancien et moyen, imposant au fleuve un régime endoréique.

d. Au Nouakchottien, vers 5500 ans BP, à la fin de sa remontée, la mer atteint une cote voisine de celle du niveau actuel. Elle pénètre profondément dans la vallée, formant une *ria* qui atteint Bogué à 250 km de la côte et occupe toutes les dépressions voisines : lacs de Guiers et Rkiz, basse vallée du Ferlo (fig. I-3a). En aval de Richard-Toll, le delta du Sénégal se met progressivement en place. D'abord largement ouvert sur la mer, les houles peuvent pénétrer profondément, formant notamment de hautes plages à *Anadara senilis* en position interne ; ces « terrasses nouakchottiennes », viennent s'appuyer sur les cordons dunaires ogoliens en partie démantelés. Les nombreux amas coquilliers recensés dans le delta et datés du Nouakchottien, témoignent d'une forte présence humaine à cette époque, probablement des pêcheurs du Néolithique qui se nourrissaient d'Arches et d'huîtres.

e. Durant les deux derniers millénaires de Subactuel et Actuel, l'évolution dans la vallée et dans le delta supérieur est marquée par une relative stabilisation générale du cours fluvial (fig. I-3b). Le système des barres de méandre formant les levées subactuelles et actuelles est relativement simple, ajusté sur le contour des sinuosités du fleuve. Au contraire, les cuvettes de décantation dessinent une mosaïque complexe, contrainte par le tracé des bourrelets de berge post-flandriens et récents.

Dans le bas-delta, l'avancée des sables éoliens vers l'intérieur détermine l'apparition de dunes paraboliques semi-fixées tandis que la flèche sédimentaire se développe pour constituer la Langue de Barbarie. Dans la zone de contact entre les influences marines et fluviales se forment des étendues de sables, de limons et de vases auxquelles on conserve le nom de vasière littorale, les « slikkes et schorres », même si la part réellement argileuse dans le sédiment est très subordonnée à celle du quartz limoneux ou sableux (Sall, 2006).

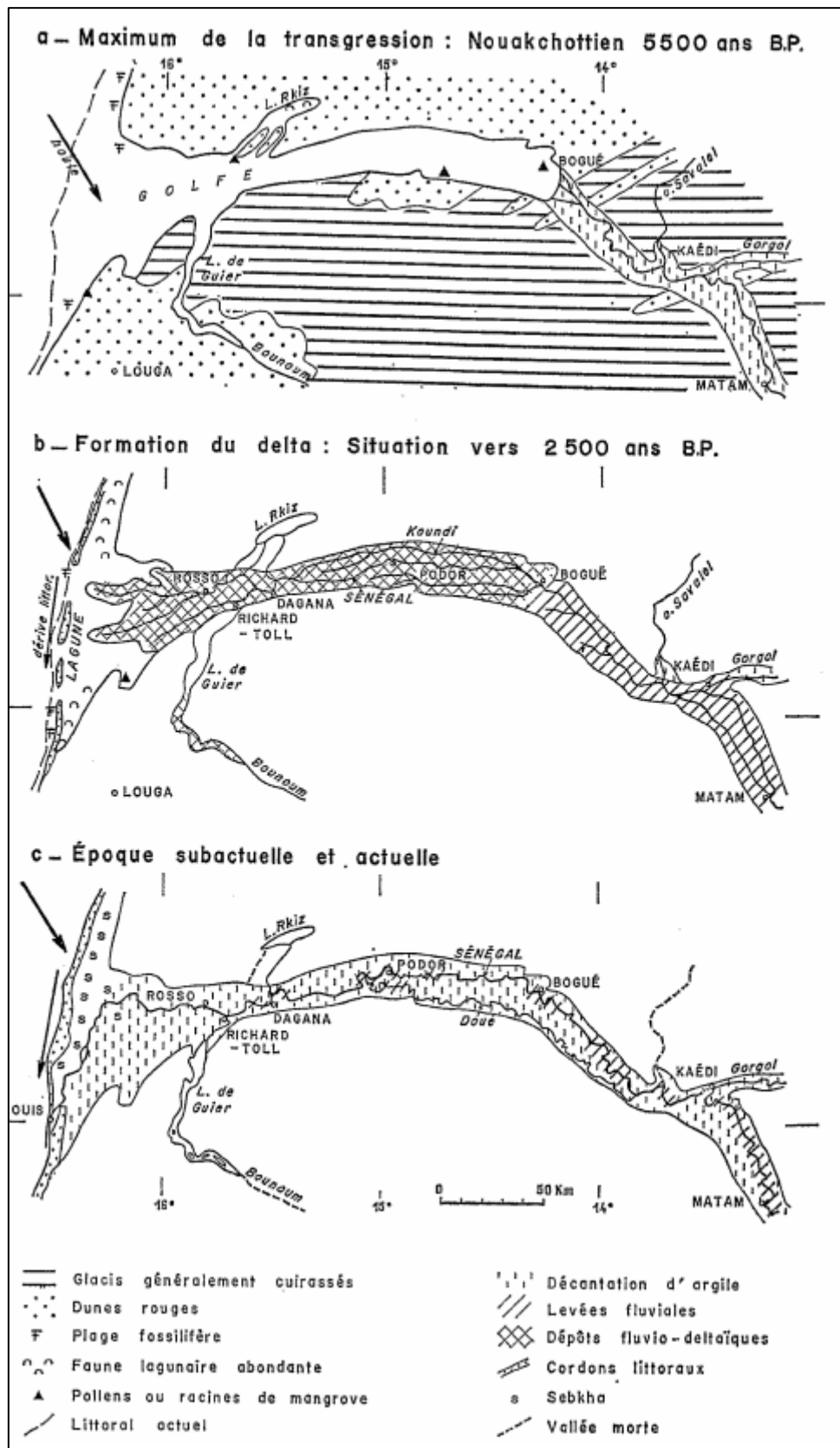


Figure I-3 : Evolution de la basse vallée du Sénégal depuis la dernière transgression, (d'après Michel, 1973)

I-1-1-2 Litho-stratigraphie

La litho-stratigraphie du bassin sénégal-mauritanien est bien connue grâce aux nombreux sondages hydrauliques et pétroliers ainsi qu'aux nombreuses études réalisés. Dans le cadre du PASMI, une révision de certains termes de la litho-stratigraphie a été opérée impliquant des changements dans la dénomination de certains sous-étage (Roger *et al.*, 2009; Sarr *et al.*, 2008).

I-1-1-2-1 Maastrichtien

A l'échelle du bassin, les dépôts du Maastrichtien correspondent aux terrains les plus anciens connus en surface. Ils affleurent au niveau du horst de Diass sous forme de grès et d'argile. Au niveau du DFS, le Maastrichtien a un faciès constitué de sables grossiers avec quelques passées d'argiles, et des grés sableux à niveau de quartz translucides. Son épaisseur moyenne est de 300 m environ. D'après Diagana (1994), le toit du Maastrichtien est à des profondeurs variables ; il est sub-affleurant aux environs de Dagana où sa cote varie entre -20 et -60 m tandis qu'à l'ouest sa profondeur se situe entre -150 à -200 m et peut atteindre -400 m à Saint Louis (Le Priol, 1985).

I-1-1-2-2 Paléocène

Les formations du Paléocène reposent en discordance sur les sables du Maastrichtien. Le Paléocène est représenté par un faciès argilo-marneux et calcaire. Son épaisseur peut atteindre 50 m à l'ouest au sondage de Saint Louis (Audibert, 1970). On rencontre à Rosso 30 m de calcaires coquilliers qui lui sont attribués. Le toit du Paléocène est situé à 15 m de profondeur au sondage de Keur Mour près de Dagana, et 135 m de profondeur au sondage de Saint Louis.

I-1-1-2-3 Eocène

Il occupe une part assez importante des affleurements au niveau du bassin sénégalais. Il constitue l'étage le plus remanié lors des travaux de cartographie. Au niveau du DFS, le substratum éocène qui constitue le « bedrock », affleure seulement sur les rives du lac de Guiers en raison de la puissance des dépôts superficiels fluviaux qui le surmontent.

➤ Eocène inférieur ou Yprésien

Dans la région du fleuve Sénégal, l'Yprésien apparaît sous un faciès marno-carbonaté de la Formation de Thiès au niveau des rives du lac de Guiers. Ces affleurements ont été étudiés par Trénous (1970) et par Trénous et Michel (1971). Le sondage hydraulique de Saré Lamou (fig. I-4) montre une bonne illustration de la succession des faciès de l'intervalle Maastrichtien à Yprésien représentée à l'aplomb du Guiers où la série tertiaire, qui coiffe 50 m de sables maastrichtiens, débute par des calcaires gréseux paléocènes (39 m) surmontés par

les argiles et calcaires yprésiens (20 m) ravinés à leur toit. L'épaisseur maximale de l'Yprésien est relevée dans le sondage de Diaglé et de Syer avec respectivement 29 m et 36 m d'argiles feuilletés à rognons de silex.

➤ Eocène moyen ou Lutétien

Dans le DFS, les dépôts lutétiens sont attribués à la Formation de Matam avec un faciès marno-carbonaté et affleurent en rive gauche du fleuve Sénégal sous forme d'une bande étroite. Des calcaires marneux et des calcaires à nummulites rencontrés près de Rosso lui sont également attribués. Son épaisseur atteint 200 m au sondage de Saint-Louis (Audibert, 1970).

I-1-1-2-4 Continental Terminal

Renommée «Formation du Saloum» en raison de son caractère marin, cette série vient, en de nombreuses localités, coiffer la série marno-carbonatée éocène de la Formation de Matam (fig. I-4). Sa limite supérieure est généralement fixée par la cuirasse ferrugineuse sur laquelle repose les formations quaternaires.

Au niveau du DFS, le Continental Terminal est représenté par des grés hétérométriques, argileux bariolés. Il contient aussi des niveaux et des lentilles de sables souvent bien triés, des bancs d'argile kaolinite et des passées de gravillons ferrugineux. On le rencontre dans la carrière de Mbilor-Diéri près de Dagana, en bordure orientale du lac de Guiers et à Mbane. Il affleure le long de la route nationale entre Richard Toll et Dagana.

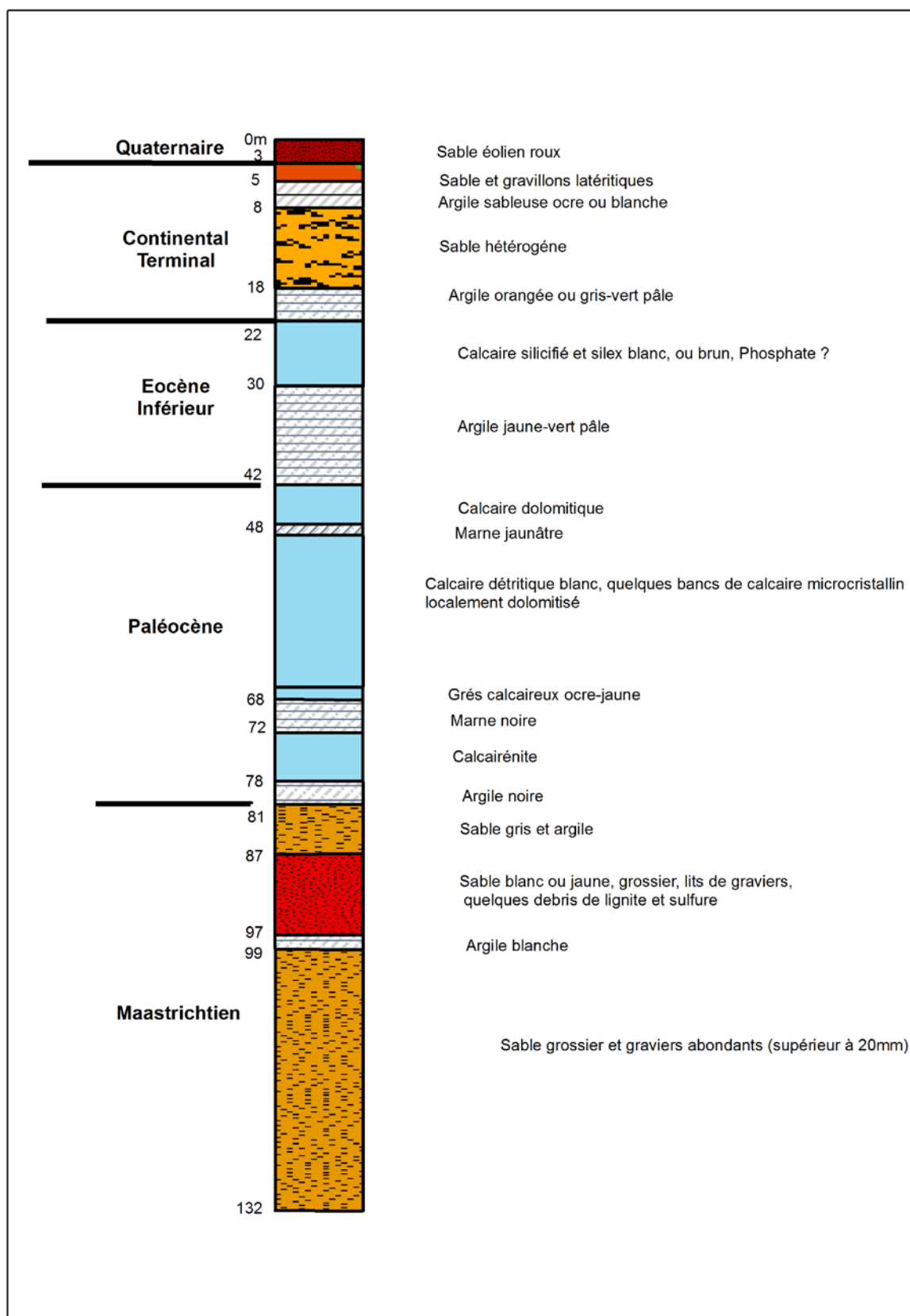


Figure I-4 : Coupe du sondage de Saré Lamou dans le dôme de Guiers : Roger et *al.* (2009), modifiée

I-1-1-2-5 Unités superficielles du Quaternaire

Les dépôts quaternaires représentent l'essentiel des affleurements du bassin sédimentaire sénégalais en général et du delta du fleuve Sénégal en particulier. Seules les unités représentées à l'affleurement (fig.I-5) sont décrites.

➤ Dépôts du Pléistocène

CF1 : colluvions et alluvions indifférenciées

Mises en évidence par Michel (1973) elles constituent une surface morphologique à la suite d'une incision du fleuve dite « premier remblai ». Elles ne contiennent pas de conglomérat mais présentent des gravillons ferrugineux et parfois des fragments de cuirasse dont l'origine alluvionnaire demeure incertaine. Son épaisseur peut atteindre 9 à 10 m dans certaines coupes de puits.

pF : cuirasse ferrugineuse

Les formations indurées par les oxydes de fer couvrent de larges superficies et témoignent de conditions climatiques humides de mise en place que souligne la présence fréquente de gaines racinaires. Tantôt c'est une cuirasse très compacte, se fragmentant en gros blocs, tantôt un niveau de gravillons ferrugineux légèrement recimentés. Ces revêtements s'étendent jusqu'au-delà du delta sur la majeure partie du Ferlo, au-dessus de la Formation du Saloum.

Dv-y : sables des ergs ogoliens

Il s'agit de cordons isolés avec une orientation générale N70°E. Ces cordons, bien que faiblement marqués sont à distinguer d'un voile sableux, issu du remaniement des colluvions et alluvions indifférenciées.

➤ Dépôt de l'Holocène

Fz3 : sables et limons des Hautes Levées

Ces anciennes barres de méandre, avec de nombreux deltas de rupture, gaignent le lit du fleuve et ceux de ses principaux défluent. Leur extension vers l'est de la Vallée du Fleuve Sénégal se développe au détriment de celle des cuvettes de décantation. Les dépôts sont constitués de sables souvent fins et de limons quartzeux.

➤ Dépôts subactuels et actuels

Fz4 : sables et limons des Levées

Ces dépôts sableux sont les barres de méandre du fleuve actuel et de ses défluent. Constitués de nombreux faisceaux, ils sont larges de quelques dizaines de mètres à plus de 2 kilomètres. Des bancs modernes peuvent être accolés sur la rive du lit mineur, montrant cependant que le processus de construction se poursuit.

Flz4 : limons et argiles des cuvettes de décantation

Dans le lit majeur du fleuve, toutes les parties basses largement inondées par la crue sont le siège d'une sédimentation de sables fins, de limons et de pélites. Ces cuvettes de décantation sont largement développées dans la partie sud et nord de la plaine alluviale. Elles occupent toutes les dépressions laissées par les hautes levées dont elles moulent parfois avec finesse tous les contours.

.

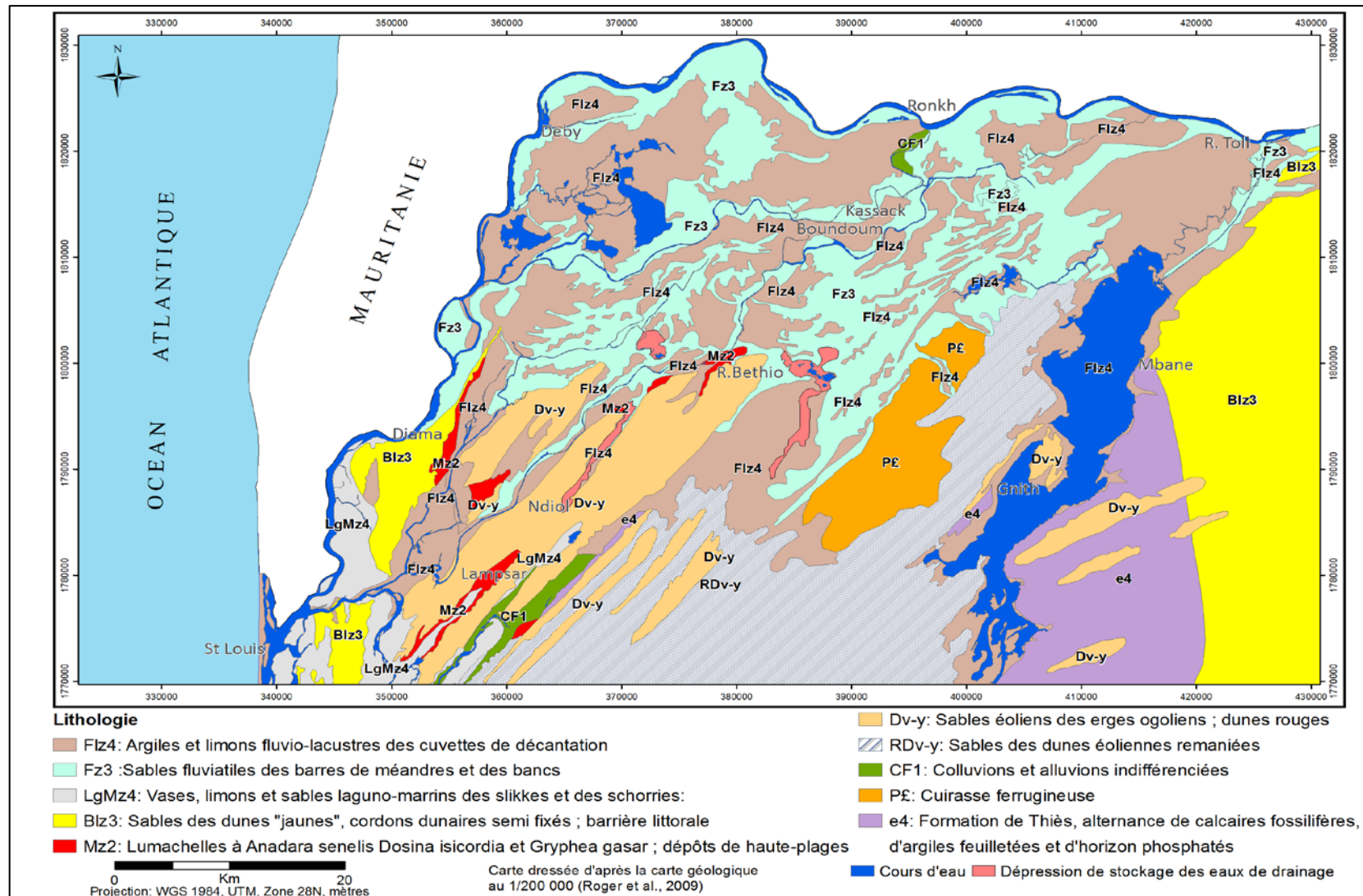


Figure I-5 : Carte géologique du delta du fleuve Sénégal extraite de la feuille Saint Louis-Dagana 1/200 000 d'après Roger *et al.* (2009), modifiée

I-1-2 Géomorphologie

Le DFS occupe l'emplacement d'un ancien golfe comblé par des dépôts fluvio-deltaïques et façonné en un système de levées alluviales et de cuvettes de décantation. La mise en place progressive de la vallée du fleuve Sénégal et l'évolution du réseau hydrographique a permis l'individualisation de deux grands ensembles morpho-pédologiques qui sont spatialement imbriqués :

- la plaine alluviale appelée « *Waal* » qui est régulièrement inondée ;
- la partie dunaire appelée « *Diéri* » qui n'est presque pas atteinte par la crue du fleuve.

I-1-2-1 Plaine alluviale

Elle correspond aux formations du lit majeur mises en place par alluvionnement du fleuve et qui constituent la presque totalité des terres inondables. En fait, cet ensemble regroupe des unités géomorphologiques différentes correspondant à des niveaux topographiques et des sols différents. Elle comprend plusieurs unités dont les plus importantes sont les cuvettes de décantation, les levées deltaïques et les deltas de rupture (Deckers *et al.*, 1996) (fig. I-6).

Les cuvettes de décantation sont disposées perpendiculairement au cours principal du fleuve et correspondent à des dépressions topographiques inondées par les crues du fleuve. Par suite du faible mouvement de l'eau piégée dans ces dépressions, les matériaux limono-argileux qui les constituent sont décantés. Elles constituent généralement des zones de transition entre les versants et les levées (Tricart, 1961). La plupart des casiers rizicoles sont implantés dans ces cuvettes du fait de la proportion importante d'argile (environ 55%) que contient leur sol.

Les levées, d'origine fluviale ou fluvio-deltaïque, correspondent souvent à des bourrelets de berge accompagnant les sinuosités du fleuve et qui forment un réseau complexe cloisonnant le lit majeur du fleuve. Elles sont caractérisées par leur côte élevée (généralement supérieure à 5 m). Elles sont formées de sables fins et de limons jaunes bien compactés. Leur mise en place se serait arrêtée suite à un assèchement du climat (Michel et Sall, 1984). Ces levées constituent aujourd'hui le support des aménagements hydro-agricoles privés. Pendant la crue du fleuve, les levées peuvent s'effondrer, entraînant la formation de deltas de rupture dont la texture est comparable à celle des levées.

I-1-2-2 Partie dunaire «Dieri»

La géomorphologie du *Dieri* comprend deux éléments principaux, les terrasses marines et les dunes. Les terrasses marines ont une côte variant entre 4 et 6 m et une largeur moyenne de 4 km. Elles s'étendent entre les cordons littoraux et constituent la zone de transition entre la zone submergée par la crue et la zone non submergée. On distingue trois catégories de dunes dans le DFS : les dunes pré-littorales, les cordons dunaires et les dunes rouges. Les dunes pré-littorales sont constituées de dunes jaunes issues du Quaternaire récent et sont recouvertes d'une steppe arbustive et arborescente claire. Ces zones sont à vocation pastorale. Les cordons dunaires, vestige du grand erg de dunes rouges, ont gardé un relief accusé. Leur sol est un peu plus évolué que celui des dunes pré littorales et leur vocation est mixte (pastorale et agricole). Elles sont utilisées pour l'agriculture traditionnelle. Les dunes rouges pénéplanées, communément appelées « *diéri* », sont aussi des restes du grand erg du Quaternaire moyen ayant subi un arasement notable. Leur sol et leur exploitation sont voisins de ceux des cordons dunaires. Ces dunes, qui étaient à vocation pastorale, sont, aujourd'hui, soumis à l'expansion de l'agriculture.

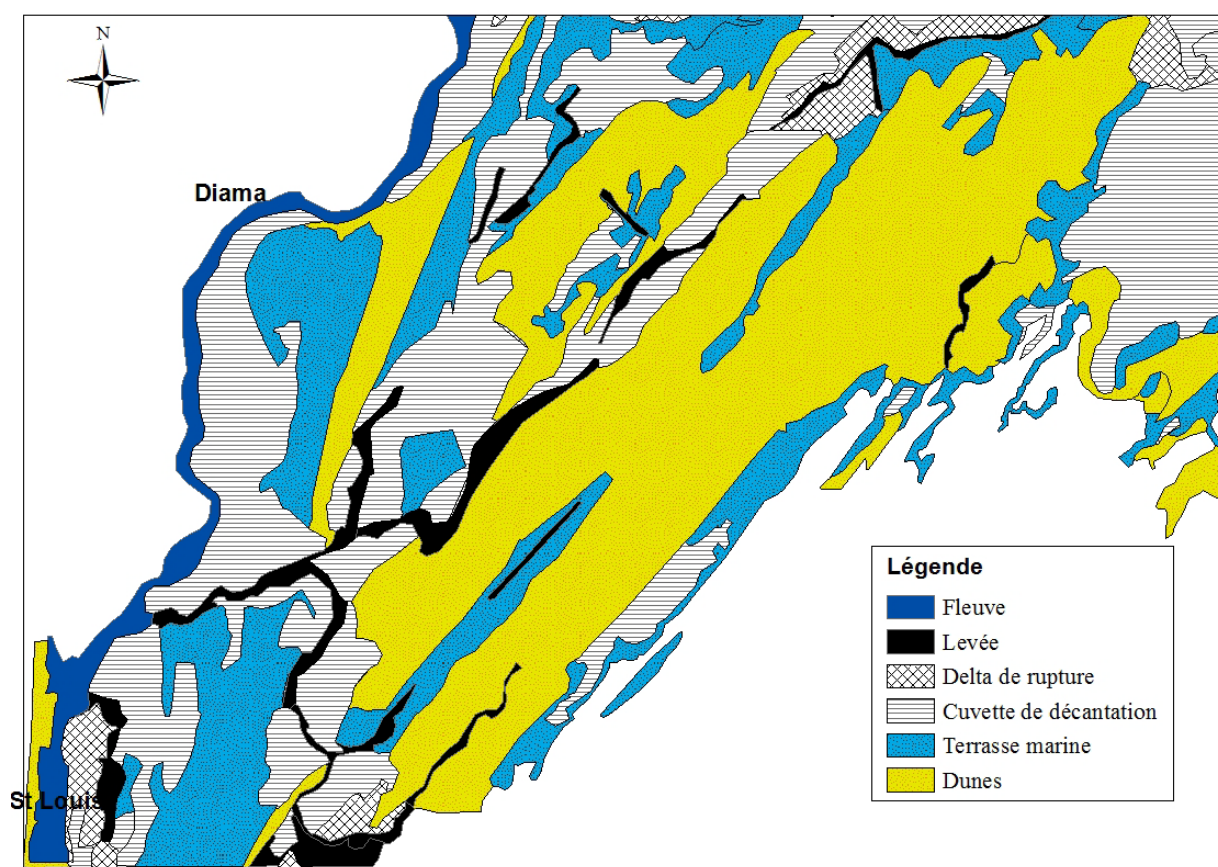


Figure I-6 : Principales unités géomorphologiques du delta du fleuve Sénégal :
Deckers *et al.* (1996), modifiée

I-1-3 Les sols

L'histoire géomorphologique du DFS a eu des répercussions certaines sur la formation, la répartition et l'évolution des sols (Le Brusq, 1980; Loyer, 1989). La répartition des sols suit en effet la distribution des unités géomorphologiques. De nombreuses études pédologiques ont été réalisées au niveau de la vallée du fleuve Sénégal (Boivin *et al.*, 1998; Maymard, 1962; Michel, 1957) et ont débouché sur plusieurs types de classifications. Cependant, la connaissance actuelle des sols repose sur les travaux de la SEDAGRI (1973) qui ont permis l'élaboration de la carte des types de sols au 1/50 000. Ainsi, une première classification permet de distinguer trois grands groupes de sols : les sols salins à alcalis, les sols subarides tropicaux et les sols associés.

I-1-3-1 Les sols salins à alcalis

Les sols salins à alcalis appartiennent à la classe des sols halomorphes caractérisés par la présence de sels (au moins 0,2% de sels sodiques). Ils constituent la majeure partie des sols du DFS. On les retrouve aussi bien dans les levées deltaïques que dans les cuvettes de décantation.

Les sels contenus dans ces sols proviennent essentiellement de l'invasion marine qui se produisait avant la mise en place du barrage de Diama. La forte concentration de sels fait évoluer les cuvettes de submersion temporaires vers la stérilité « Sebkhas ». Leur pH basique (entre 8 et 8,5) exige, pour leur mise en valeur, la mise en place d'un système de drainage pour lessiver les excès de sels.

Maymard (1962) et (Michel, 1973) distinguent les « *solontchaks* » vifs caractérisés par des remontées salines visibles en surface et les « *crypto-solontchaks* » sans efflorescences salines. Les « *solontchaks* » sont localisés entre Dagana et Richard Toll tandis que les « *crypto-solontchaks* » s'étendent au-delà de Dagana où ils alternent avec des sols hydromorphes.

I-1-3-2 Les sols subarides tropicaux

Les sols subarides tropicaux occupent les parties dunaires non atteintes par les crues du fleuve et regroupent des sols sableux (<5% d'argile) plus ou moins différenciés. Ils sont caractérisés par une faible capacité de rétention en eau, une texture fine et une bonne aération ; ce qui justifie leur emploi dans les cultures vivrières comme le mil et le sorgho. On y distingue d'une part les sols bruns nodaux qui se répartissent sur les bordures ouest et est du lac de Guiers et,

d'autre part les sols brun- rouge sur sable et grés plus répandus sur les dunes bordant la plaine alluviale.

I-1-3-3 Les sols associés

Sont regroupés sous ce vocable de sols associés, les vertisols et les sols hydromorphes.

Les vertisols sont reconnaissables par leur couleur gris noir sur tout le profil. Ils sont caractérisés par une importante teneur en argile (25 à 20%) de type montmorillonite. Ainsi, ils observent des mouvements alternés de rétraction et de gonflement en fonction de leur teneur en eau. Localisés surtout dans les cuvettes de décantation, ils ont un pH proche de la neutralité et sont très riches en calcium.

Les sols hydromorphes résultent d'une submersion plus ou moins durable par les eaux de crue et sont marqués par une domination de l'effet de l'humidité sur tout ou partie du profil. En fonction de la durée de submersion et de l'importance de l'engorgement, on peut distinguer :

- les sols à engorgement total et temporaire qui connaissent un très fort dessèchement pendant une partie de l'année. Ils présentent une structure prismatique et des fentes de retrait profondes ; l'évaporation favorise la remontée du sel qui forme des efflorescences blanches en surface.
- les sols à engorgement total et permanent soumis à des phénomènes de capillarité à partir de la nappe phréatique peu profonde. Ils ne présentent jamais d'efflorescences salines.
- les sols à engorgement temporaire de profondeur qui représentent un type intermédiaire entre les sols hydromorphes et les sols halomorphes. L'hydromorphie est induite par les fortes fluctuations de la nappe phréatique.

I-1-3-4 Autre classification des sols

Il apparaît clairement que la morphologie du terrain, l'hydrologie et la durée de submersion constituent les principaux facteurs de différenciation des sols de la VFS. Ainsi, Michel (1973), repris par (Lavieren et Wetten, 1990), propose à une classification tenant compte de ces différents facteurs (fig. I-7). Ainsi, on distingue :

- les *falo* : sols hydromorphes peu humifères à pseudo-gley qui occupent les berges du lit mineur du fleuve et de ses défluent ; ils sont toujours inondés par les crues ;
- les *hollaldés* : sols peu évolués hydromorphes, à pseudo-gley, avec environ 60% d'argile, formés par l'accumulation des dépôts fluviaux lors de la décantation des eaux de crue. Ils sont inondés par les crues faibles à moyennes ;

- les *faux hollaldés* : sols intermédiaires entre les *fondés* et les *hollaldés*, ce sont des vertisols argilo-sableux, avec une teneur en argile variable entre 30 et 60%. Ils sont inondés par les crues moyennes à fortes ;
- les *fondés* : sols peu évolués d'apport surtout sableux (70% de sable, 30% d'argile) sur les bourrelets de berge ; ils ne sont inondés que par les très fortes crues.

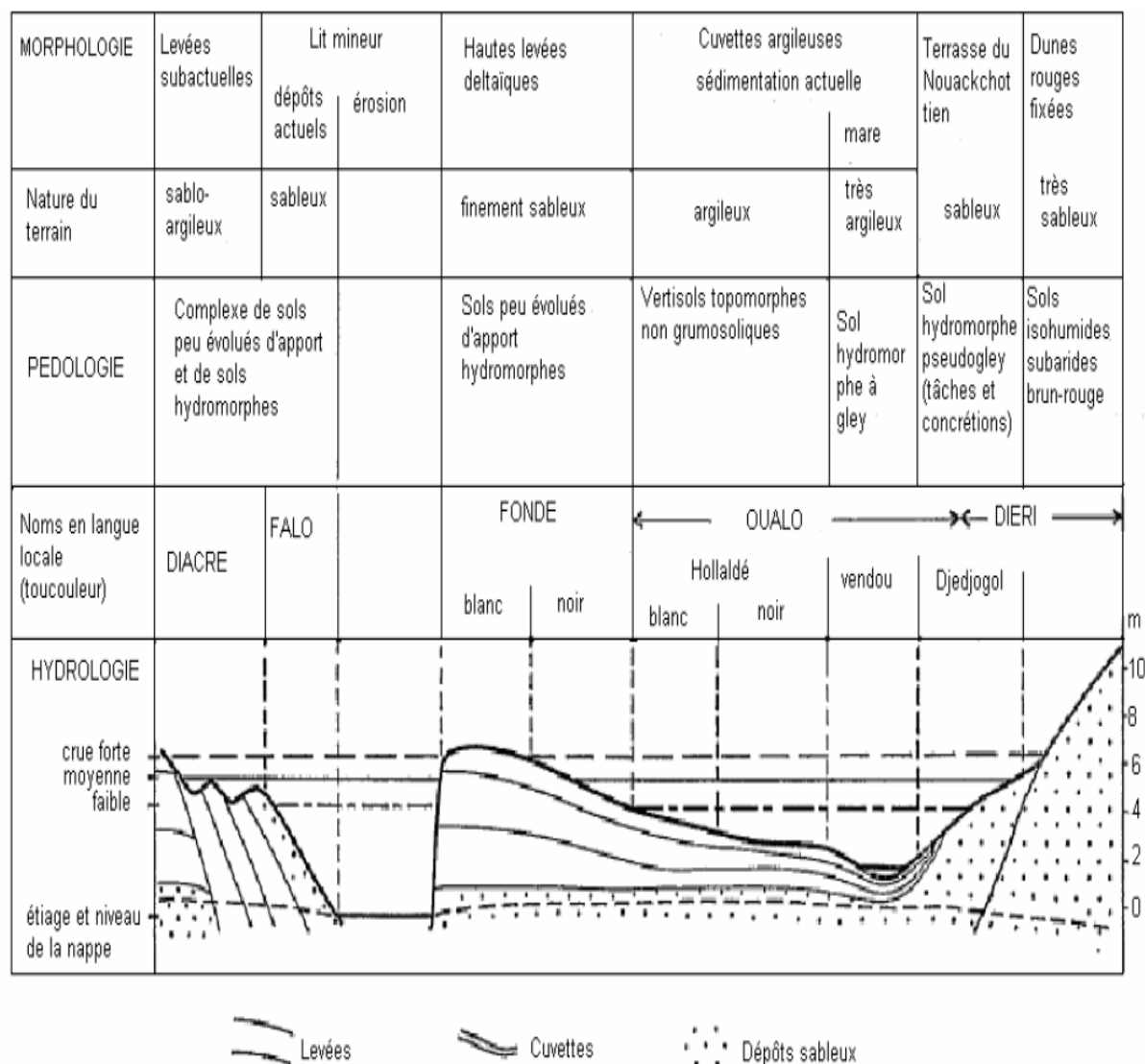


Figure I-7 : Les différents types de sols du delta et de la basse vallée en fonction de la topographie et de la durée de submersion (d'après Michel, 1973)

I-2 Contexte climatique

Situé à l'extrémité ouest du continent africain, le Sénégal, de par sa position dans la zone tropicale, est soumis au cours de l'année aux mouvements alternatifs de masses d'air d'origines et de caractères hygrothermiques différents. Le Sénégal a un climat de type soudano-sahélien, caractérisé par l'alternance d'une saison sèche allant de novembre à mai et d'une saison des pluies allant de juin à octobre. Le maximum de pluviométrie se situe en août et septembre (Malou *et al.*, 2002).

La pluviométrie moyenne annuelle suit un gradient croissant du nord au sud du pays et passe de 300 mm au nord à 1400 mm au sud. Cette répartition spatiale des précipitations permet de diviser le pays en deux grandes régions climatiques (fig. I-8) de part et d'autre de l'isohyète 500 mm (Malou, 2004):

- la région sahélienne au nord qui comprend deux régimes pluviométriques : le régime nord sahélien avec une pluviométrie inférieure à 300 mm et le régime sud sahélien avec une pluviométrie comprise entre 300 et 500 mm ;
- la région soudanienne au sud qui comprend les régimes nord soudanien (entre 500 et 800 mm) et sud soudanien (au-delà de 800 mm).

Ces deux grands domaines présentent des variantes littorales.

Le DFS est situé dans la zone nord sahélienne où la pluviométrie annuelle est généralement inférieure à 300 mm. Les données des stations de Saint Louis et de Richard Toll ont été utilisées pour étudier les différents facteurs climatiques.

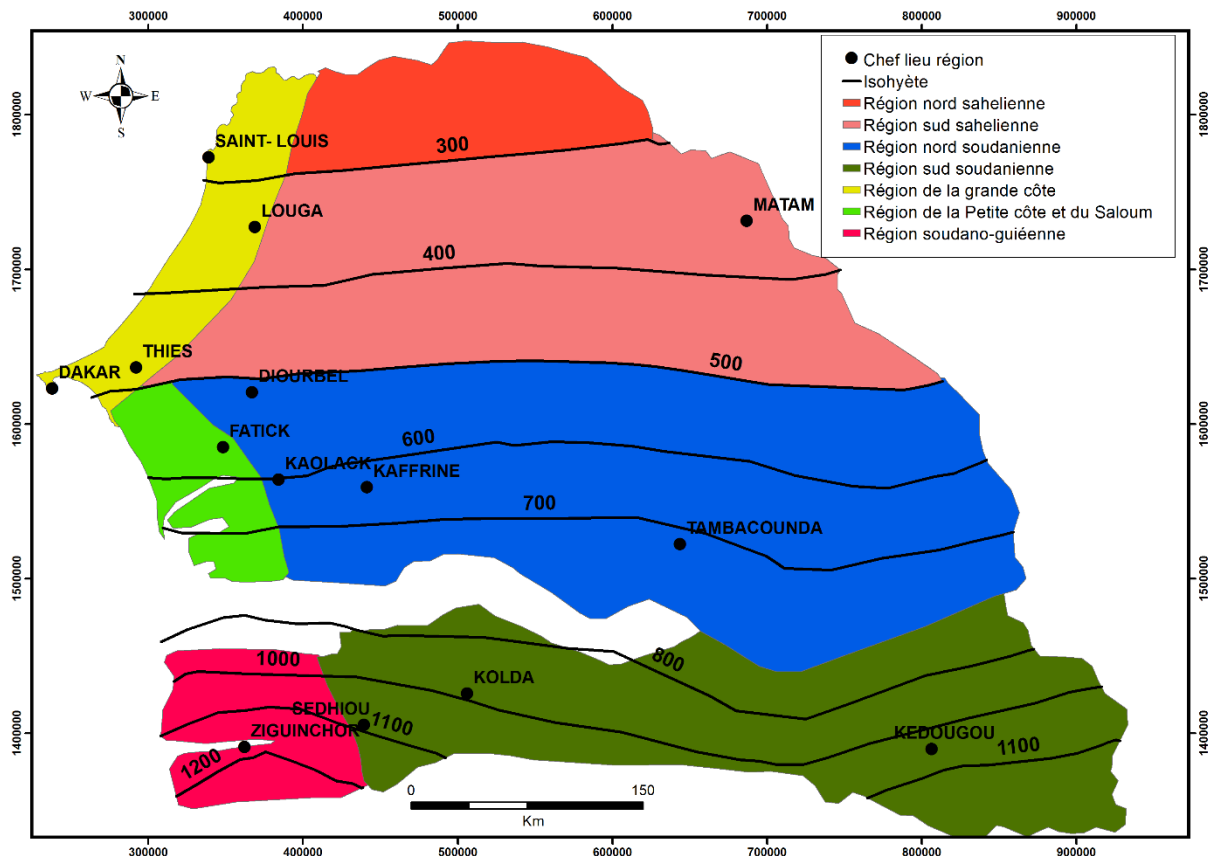


Figure I-8 : Carte des différentes zones climatiques du Sénégal (Malou, 2004)

I-2-1 La pluviométrie

L'analyse de la pluviométrie mensuelle a été faite sur la période 1978 à 2008 avec les données de la station de Saint Louis et de Richard Toll qui encadrent la zone (fig. I-9). Cette analyse a permis de mettre en évidence deux saisons nettement distinctes : la saison des pluies qui va de juin à octobre et la saison sèche qui s'étale de novembre à mai. L'alternance entre les deux saisons est due aux mouvements du front intertropical (FIT) qui dès le mois de juin, sous l'effet de la dépression continentale centrée sur le Sahara, migre vers le nord et permet l'installation du flux de Mousson issu de l'anticyclone de Saint Hélène. La remontée maximale du FIT vers le nord se produit au mois d'août (Olivry *et al.*, 1987), ce qui correspond à la période de précipitation maximale dans la région. Ainsi, les mois d'août et de septembre sont les plus pluvieux et enregistrent environ 80% de la pluie annuelle au niveau des deux stations. Les mois de juin et d'octobre ne peuvent être considérés comme humides car les pluies qui y sont enregistrées sont assez faibles.

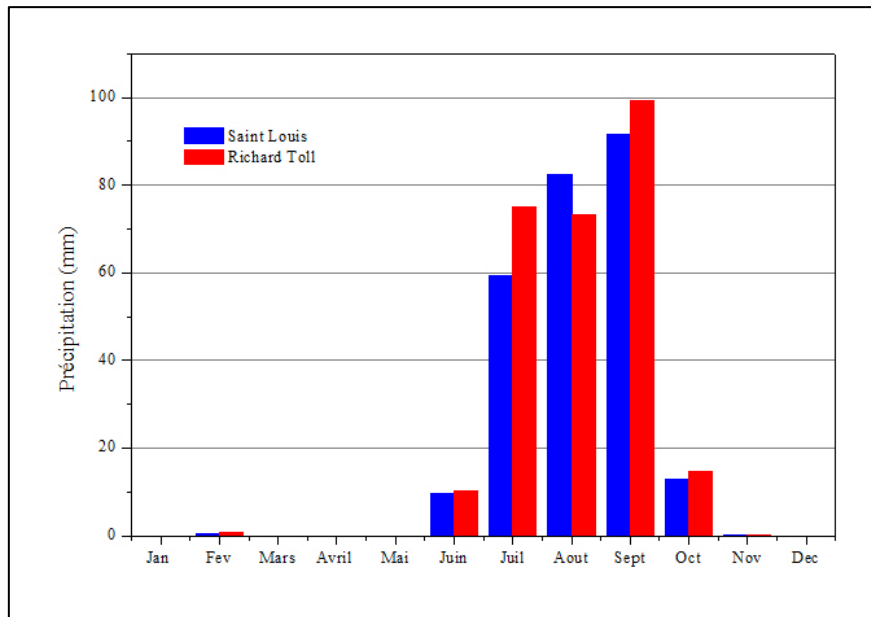


Figure I-9 : Moyenne mensuelle de la pluviométrie à la station de Saint Louis de 1978 à 2008

L'analyse de la variabilité interannuelle de la pluviométrie est étudiée en calculant l'Indice Pluviométrique Standardisé (IPS). Développé par Mc Kee *et al.* (1993), l'IPS, qui représente une moyenne des cumuls pluviométriques centrés et réduits, permet de comparer la pluviométrie interannuelle et, par conséquent, d'identifier des années humides et des années sèches. L'IPS est donné par la formule :

$$IPS = \frac{P_i - P_m}{\sigma} \quad (I.1)$$

Où P_i représente le cumul pluviométrique de l'année i , P_m la pluviométrie moyenne de la série et σ l'écart type de la série. Un $IPS > 1$ traduit une année humide tandis qu'un $IPS < 1$ désigne une année sèche.

Le calcul de l'IPS est réalisé sur la période 1900-2008 avec les données de la station de Saint Louis (fig. I-10). On note une tendance générale à la baisse de la pluviométrie matérialisée par une accentuation du déficit pluviométrique à partir des années 1970. Deux grandes périodes peuvent être identifiées dans l'évolution de la pluviométrie interannuelle. La première période (1900 à 1968), est humide avec la plupart des années qui sont excédentaires ($IPS > 1$). La deuxième période qui débute en 1969 est marquée par une pluviométrie globalement déficitaire. Cette tendance pluviométrique est constatée partout au Sénégal comme dans tout le Sahel d'ailleurs. Ce déficit pluviométrique atteint parfois 40 à 50% de la moyenne normale 1931/1960 (Dione, 1996; Malou *et al.*, 2002; Ngom, 2013). Ceci se traduit

généralement par une baisse de la disponibilité en eau souterraine due au déficit de la recharge.

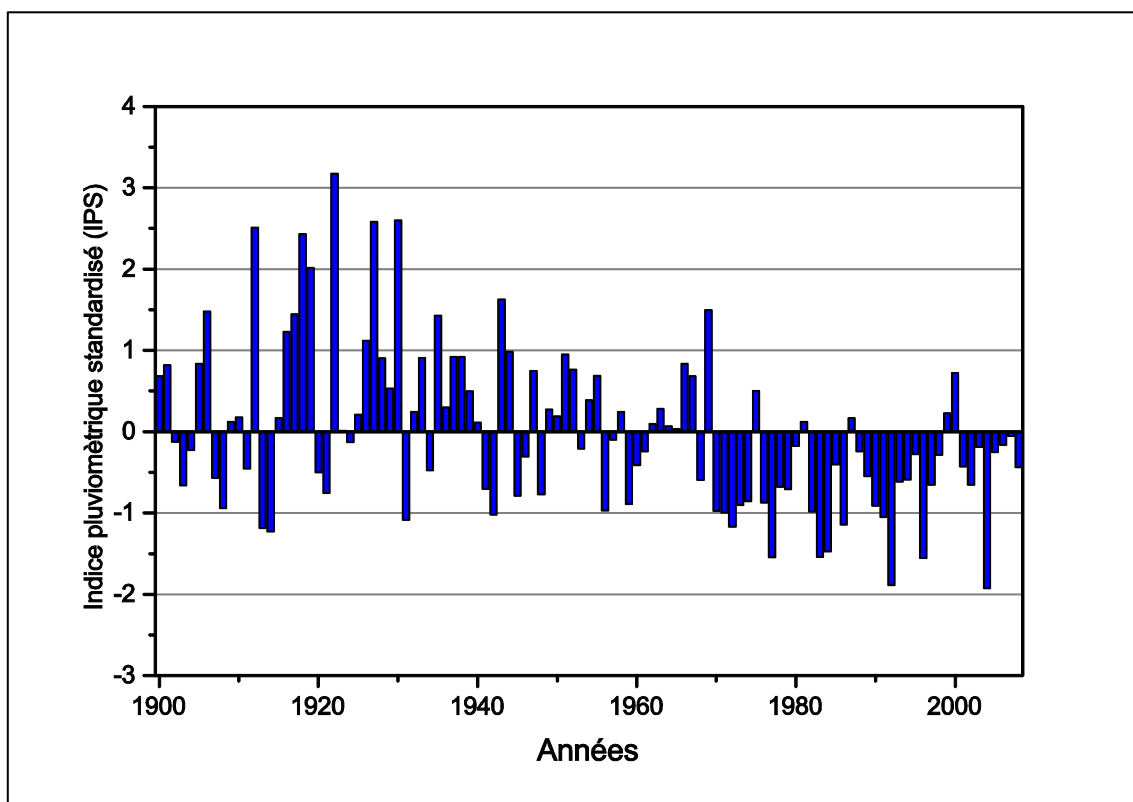


Figure I-10 : Indice Pluviométrique Standardisé sur la période 1900-2008 pour la station de Saint Louis

I-2-2 La température

La figure I-11 représente l'évolution de la moyenne mensuelle des températures de 1998 à 2008. D'une manière, générale les températures moyennes sont plus élevées pendant la saison des pluies et atteignent leur maxima au mois d'octobre (30°C à Richard Toll et 28°C à Saint Louis). Ensuite, les températures commencent à baisser et atteignent leur valeur minimale au mois de janvier. Notons que les températures sont moins élevées à Saint Louis qu'à Richard Toll. Ceci s'explique par le fait que la ville de Saint Louis bénéficie d'un adoucissement dû à la présence de l'océan.

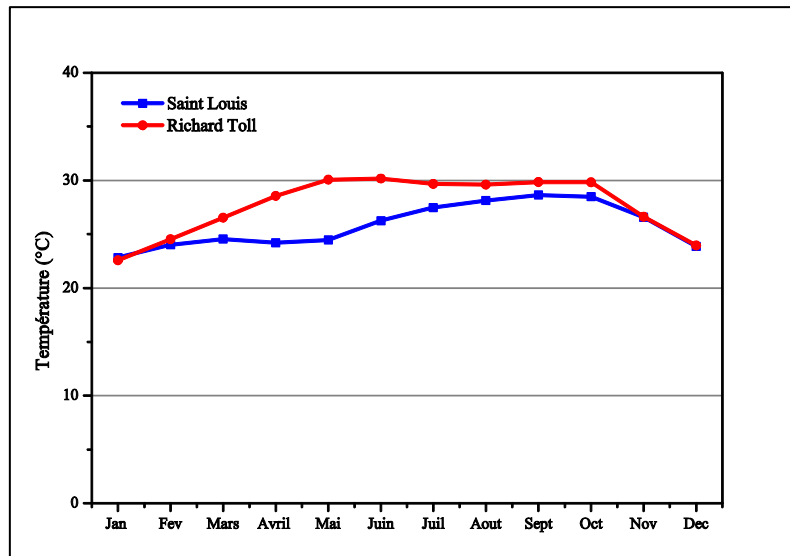


Figure I-11 : Evolution des températures moyennes mensuelles aux stations de Saint Louis et de Richard Toll de 1998 à 2008

I-2-3 L'humidité relative

La figure I-12 représente l'évolution de l'humidité relative moyenne entre 1998 et 2008 aux stations de Saint Louis et de Richard Toll. Elle suit fortement l'évolution de la température. En effet, l'humidité relative moyenne est plus élevée en période hivernale durant laquelle elle peut atteindre 80% (humidité maximale à Saint Louis). En période sèche, elle diminue jusqu'à moins 50% aux deux stations. Contrairement à la température, l'humidité relative moyenne est plus importante à Saint Louis qu'à Richard Toll.

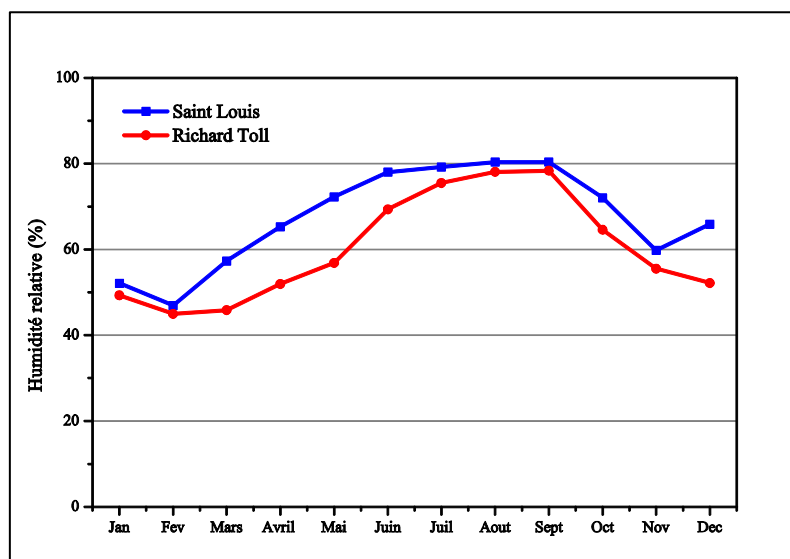


Figure I-12 : Evolution de l'humidité relative de l'air à la station de Saint Louis de 1998 à 2008

I-3 Contexte hydrologique

I-3-1 Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique du DFS comprend la branche principale du fleuve Sénégal et plusieurs de ses défluent qui forment, au niveau du Delta, un réseau anastomosé permettant l'alimentation en eau potable des populations riveraines mais aussi l'irrigation des nombreux périmètres agricoles et industriels.

I-3-1-1 Le fleuve Sénégal

Le fleuve Sénégal est formé par la réunion du Bafing et du Bakoye à Bafoulabé (fig. I-13). Le Bafing, qui constitue la branche principale, prend sa source dans le Fouta Djallon, à 16 km au nord-ouest de Mamou en territoire guinéen (Rochette, 1974). Après un parcours de 150 km, il reçoit les eaux d'un cours à débit presque égal, la Téné. Le fleuve traverse ensuite le plateau Mandingue en zone occidentale du territoire malien, en amont de Kayes, et pénètre au Sénégal par Bakel après avoir reçu son principal affluent, la Falémé. Le fleuve Sénégal constitue la frontière entre le Sénégal et la Mauritanie.

D'une longueur de 1790 km, le fleuve Sénégal couvre un bassin versant de 335 000 km². Il traverse des milieux aux caractéristiques variées qui peuvent être regroupés en trois grandes zones. Il s'agit :

- du haut bassin qui se situe en amont de Bakel et qui représente près de 2/3 de l'ensemble du bassin. Le relief y est accidenté avec des altitudes pouvant atteindre 1000 m. La pluviométrie y est importante pouvant atteindre 2000 mm/an (Andersen *et al.*, 2001).
- la vallée proprement dite qui forme, de Bakel à Richard Toll, un grand arc de cercle de 600 km de long et dont le lit majeur couvre plus de 500 000 hectares de terres alluvionnaires cultivables (SAED, 1997). Le relief y est plat et peut être interrompu par les systèmes de levées fluvio-deltaïque. La pluviométrie y varie entre 400 et 700 mm/an.
- le delta du fleuve qui va de Richard Toll à l'embouchure à 35 km en amont de la ville de Saint Louis. Au niveau du delta, le fleuve présente une pente faible, de l'ordre de 0,01‰.

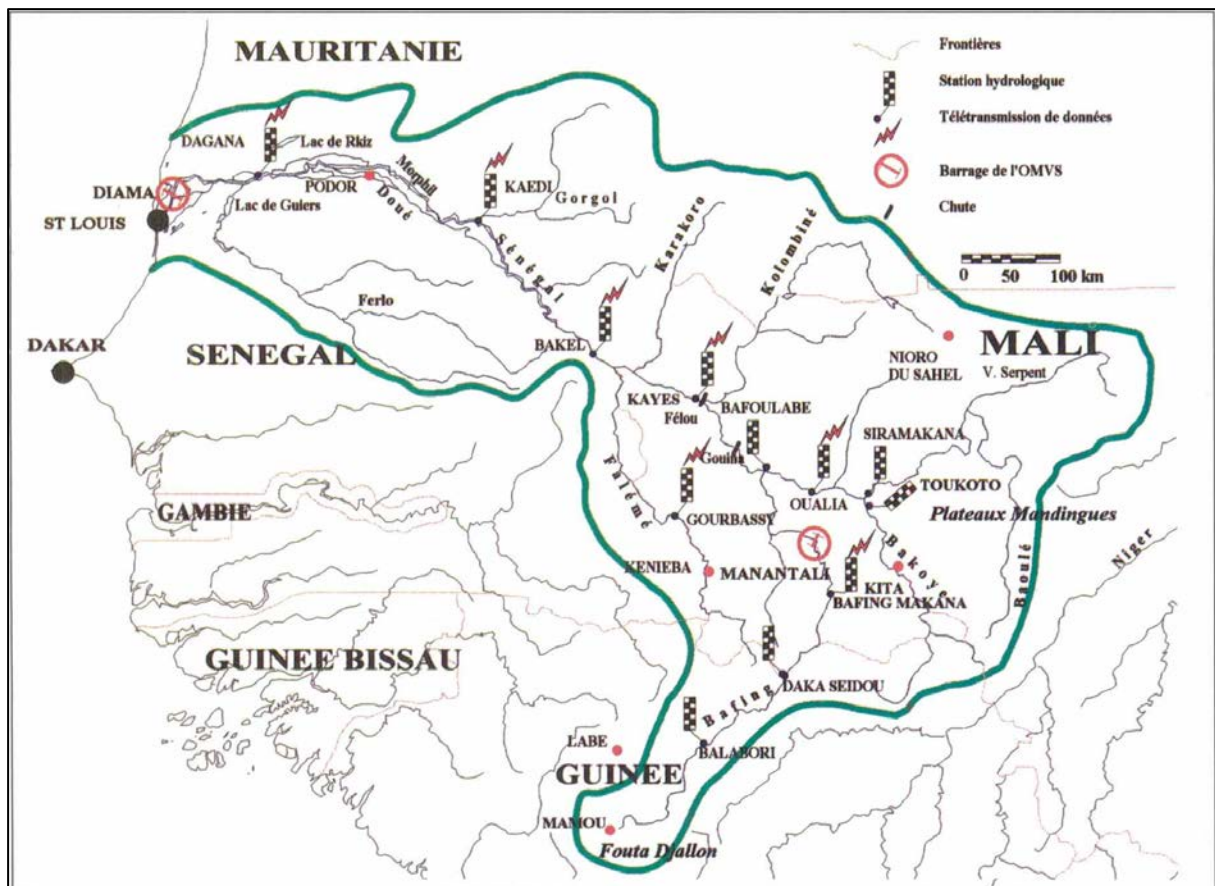


Figure I-13 : Carte du bassin du fleuve Sénégal, HYCOS (2007)

I-3-1-2 Les axes secondaires

Les nombreux défluent du fleuve au niveau du DFS constituent un réseau complexe dont le plus important est l'axe Gorom/Lampsar (fig. I-14).

Le Gorom comprend deux branches appelées Gorom Amont et Gorom Aval. Le Gorom Amont prend sa source sur le fleuve Sénégal ; il est composé d'un bief unique de 24,8 km de long, allant de Ronq sur le fleuve Sénégal au village de Boundoum-Barrage (Fall, 2006). Il est très envahi par les végétaux aquatiques (Typha en particulier) ce qui réduit fortement son potentiel. Le Gorom Aval s'étend sur 31 km entre le fleuve Sénégal et le village de Boundoum Barrage où il rejoint le Gorom amont en traversant le parc national des oiseaux de Djoudji.

D'une longueur de 70 km, **le Lampsar** est formé par la réunion du Gorom Amont et du Gorom Aval au niveau du village de Boundoum. Il se jette dans le fleuve Sénégal en aval du village de Bango. Actuellement le Lampsar est renforcé directement par le Gorom Aval par l'intermédiaire du Canal de Krankaye réalisé dans le cadre du PDMAS (Programme de

Développement des Marchés Agricoles du Sénégal). Il permet l'alimentation en eau potable de la ville de Saint Louis.

Le Djeuss est un marigot naturel alimenté par le Lampsar et dans lequel, sous l'effet des ouvrages de gestion, l'eau remonte vers le Gorom Aval (le sens naturel d'écoulement étant plutôt du Gorom Aval vers le Lampsar). Il s'écoule parallèlement au Lampsar avec qui il entre en confluence au nord de la ville de Saint-Louis

Le Kassack est alimenté par le Gorom Amont à partir du Pont Diambar. Il circule d'est en ouest parallèlement au Gorom Amont et entre en confluence avec le Lampsar au niveau du Pont Demba après un parcours de 20 km.

Le lac de Guiers est une dépression de 50 km de long alimentée par le fleuve Sénégal via le canal de la Taouey. D'une superficie de 300 km² (Cogels, 1994), le lac est exploité pour l'AEP de la capitale Dakar et de plusieurs grandes villes grâce aux usines de Gnith et de Keur Momar Sarr. Il est également exploité pour l'irrigation de grands périmètres comme la CSS mais aussi des PIV et PIP installés tout autour du lac.

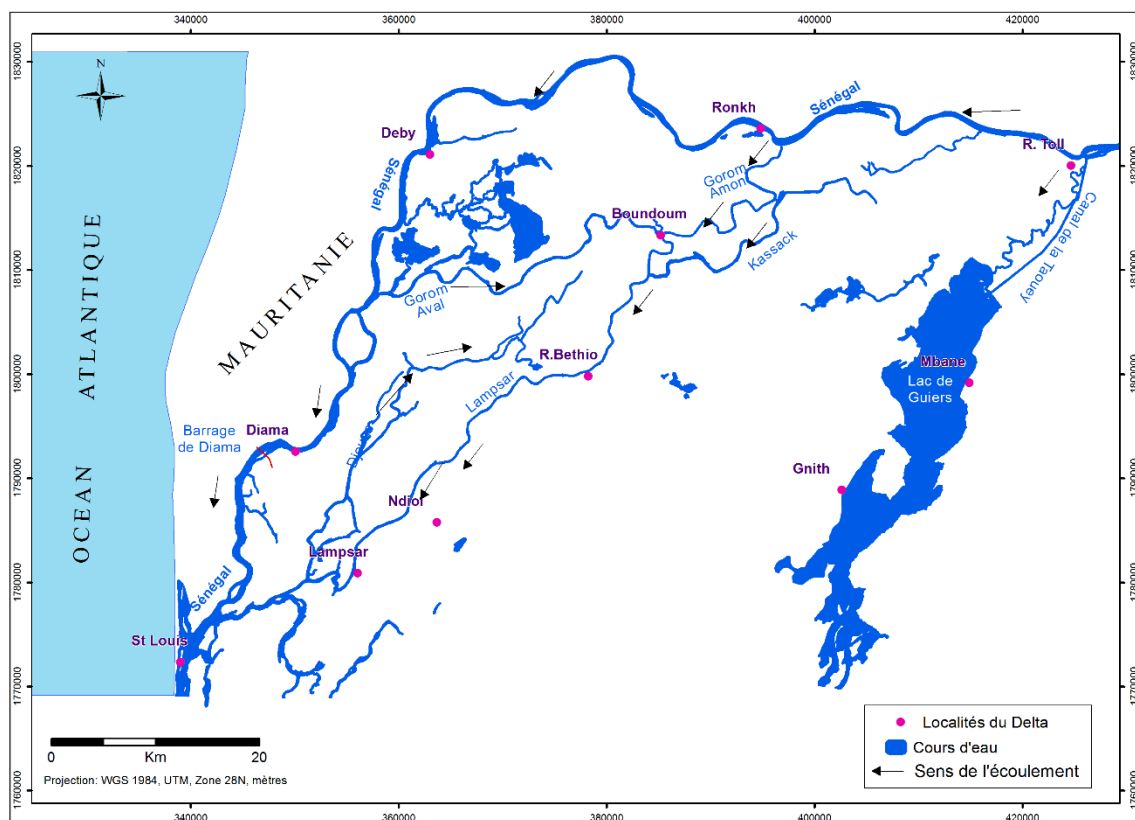


Figure I-14 : Carte du réseau hydrographique du delta du fleuve Sénégal

I-3-2 Le régime hydrologique du fleuve

Jusqu'à la fin des années 1980, le régime naturel du fleuve était marqué par l'alternance de périodes de hautes eaux (périodes de crue) et de périodes de basses eaux. La période des hautes eaux s'étalait de juillet à novembre et les crues étaient essentiellement dues aux fortes pluies enregistrées dans le haut bassin du fleuve. La période d'étiage s'étendait de décembre à juin et se caractérisait par une remontée des eaux océaniques à l'intérieur du bassin envahissant ainsi une bonne partie du lit du fleuve (jusqu'à 250 km) et remplissant les dépressions.

L'analyse de l'évolution du plan d'eau à Dagana (qui constitue la station de contrôle des flux entrant dans le DFS), montre que le régime hydrologique naturel du fleuve a connu deux grandes périodes (fig. I-15) :

- Une période allant de 1930 à 1968 où la plupart des années furent excédentaires. Ceci se justifie par la bonne pluviométrie qui permettait un renouvellement de la ressource.
- A partir de 1968, le fleuve Sénégal a connu une série d'années très déficitaires dues au déficit pluviométrique. Ce déficit a eu comme conséquences : (i) des débits irréguliers qui s'accompagnait de fortes variations des superficies inondées ; (ii) des niveaux d'étiage très bas en année sèche entraînant la remontée de la langue salée et la salinisation des sols, avec un impacts importants sur les cultures; (iii) un stockage insuffisant de l'eau douce nécessaire à l'alimentation en eau potable des populations riveraines et à l'irrigation.

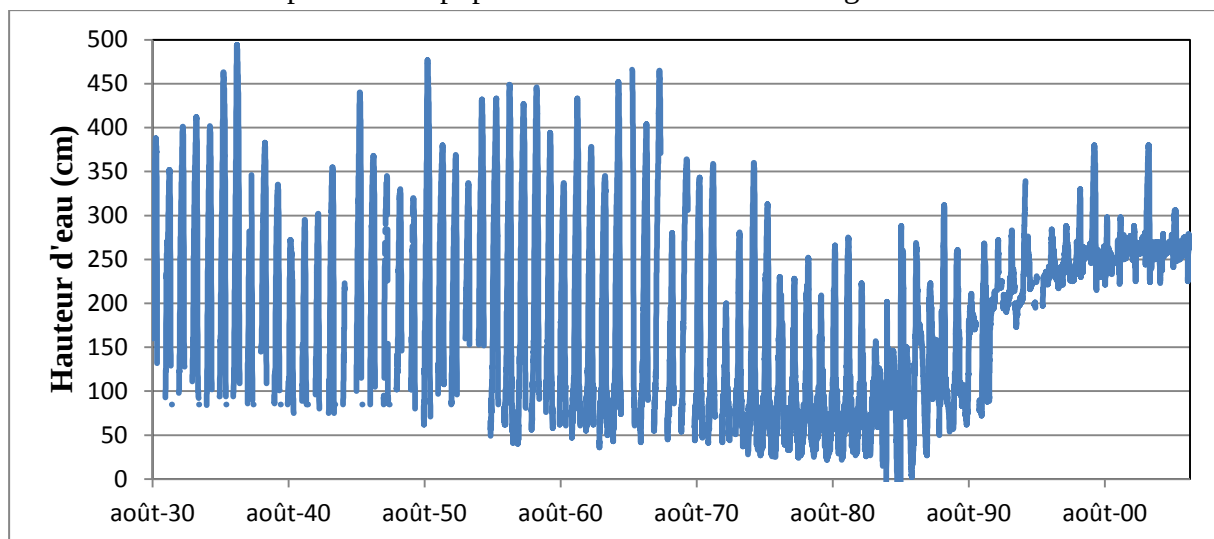


Figure I-15 : Evolution des hauteurs d'eau dans le fleuve à la station de Dagana de 1930 à 2006

Face à cette situation, les pays riverains du fleuve regroupés au sein de l'OMVS décidèrent de mettre en place les barrages de Diama et de Manantali (fig. I-16).

Le barrage de Manantali a été construit en 1988 sur le Bafing en territoire malien, à 1100 km de l'embouchure. Il permet de réguler le débit du fleuve à 300 m³/s. Ce débit offre la possibilité d'irriguer 375 000 ha de terres, la production de 800 millions de kWh et assure la pérennité de la navigation entre Saint Louis et Kayes (Mali).

Le barrage de Diama a été construit en 1986 à 35 km en amont de Saint Louis. C'est un barrage anti-sel qui isole la vallée des eaux marines. Il est géré en combinaison avec le barrage de Manantali de sorte à maintenir un plan d'eau suffisant dans toute la vallée du fleuve. En période hivernale, alors que le niveau monte dans le haut bassin, on assiste à des lâchers à Diama. Depuis 1993, le barrage est géré à une cote minimale de 1,5 m IGN (fig. I-17) créant un relèvement important du plan d'eau ce qui a eu des répercussions sur les eaux souterraines.

Avec ces deux barrages, l'endiguement des rives gauches et droites du fleuve et le relèvement du plan d'eau, la disponibilité en eau de surface dans le DFS s'est considérablement améliorée, notamment l'alimentation du lac de Guiers dont le stockage a quasiment doublé.



Figure I-16 : Barrage hydro-électrique de Manantali et barrage antisel de Diama

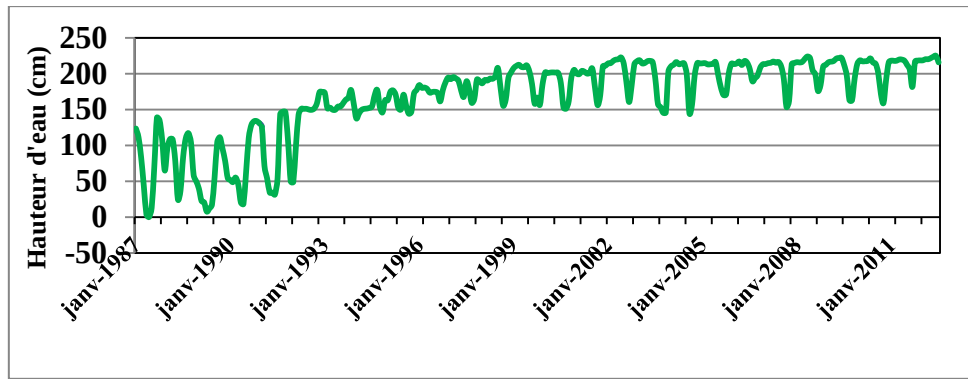


Figure I-17 : Evolution du niveau du plan d'eau à la station de Diama Amont de 1987 à 2013

I-4 Contexte hydrogéologique

I-4-1 Les différents aquifères

En rapport avec la litho-stratigraphie, trois systèmes aquifères peuvent être identifiés dans la région du DFS.

L'aquifère du Maastrichtien est présent sur tout le bassin sédimentaire sénégalais et qui constitue de loin l'aquifère le plus exploité du Sénégal. Au niveau du DFS, son toit se situe à une profondeur relativement faible par rapport à sa profondeur moyenne dans le bassin et se situe à -50 m à la jonction entre le canal de la Taouey et le lac de Guiers (Saos et al, 1991). Au niveau de l'anticlinal du Guiers, le Maastrichtien entre en contact direct avec les alluvions de la vallée et est alimentée via la nappe superficielle (Diagana, 1994).

L'aquifère du Tertiaire est contenu dans les calcaires du Paléocène et les marno-calcaires de l'Eocène. L'aquifère éocène est essentiellement présent au niveau de la dorsale du lac de Guiers et se présente sous forme de calcaires blancs, compacts avec des gravillons latéritiques et parfois avec des blocs de grès lenticulaires ou interstratifiés.

L'aquifère superficiel est contenu dans les formations sablo-argileuses du Quaternaire. Du fait de l'hétérogénéité des dépôts quaternaires, la nappe superficielle peut être contenue dans des unités lithologiques différentes. Ainsi, en rapport avec la géomorphologie, Audibert (1970) distingue l'aquifère superficiel des formations alluviales ou des terres basses et l'aquifère superficiel des formations dunaires. L'aquifère superficiel des formations dunaires est localisé plus au sud et au sud-ouest du DFS. Il est contenu dans les dunes jaunes récentes ou dans les dunes rouges ogoliennes. Cet aquifère renferme une nappe salée pouvant être surmontée par

des lentilles d'eau douce. C'est la raison pour laquelle il est exploité par des puits villageois peu profonds. L'aquifère superficiel des terres basses est contenu dans les formations complexes d'origine lagunaire et fluvio-deltaïque. Il occupe la presque totalité du DFS. Dans le cadre de cette étude nous nous intéresserons principalement à cet aquifère alluvial car c'est lui qui subit directement les influences des cours d'eau et de l'irrigation.

I-4-2 Caractérisation hydrogéologique de l'aquifère alluviale

I-4-2-1 Structuration de l'aquifère

L'aquifère alluvial est hétérogène et anisotrope (Saos et al, 1991). Il est compartimenté par des couches semi-perméables (fig. I-18). La plupart des auteurs s'accordent sur le fait que l'aquifère alluvial comprend deux réservoirs. Le réservoir supérieur est contenu dans les sédiments du Nouakchottien. Il peut être captif ou libre selon la présence ou l'absence en surface de couches semi-perméables, argileuses, appartenant au Post-Nouakchottien. Le réservoir inférieur est contenu dans les sables moyens à grossiers de l'Inchirien II. Ce réservoir peut être localement séparé du précédent par une couche semi-perméable, d'argile ou de silt, appartenant aux sédiments du toit de l'Inchirien ou de la base du Nouakchottien. La discontinuité de cette barrière semi-perméable permet la communication hydraulique entre les deux nappes à certains endroits.

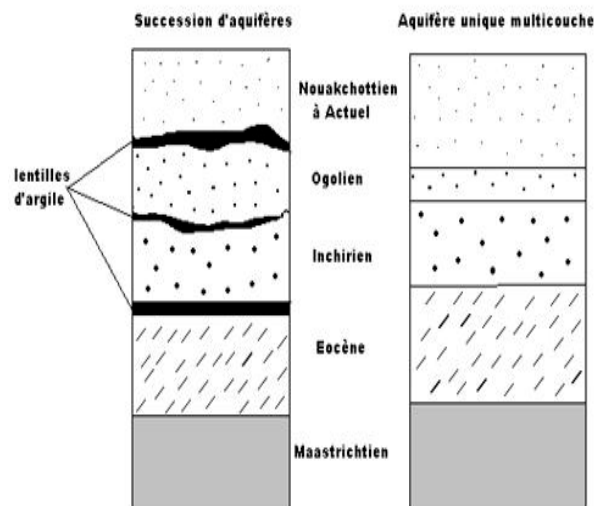


Figure I-18 : Coupe schématique de variation du système aquifère dans la vallée
(OMVS/USAID, 1990)

I-4-2-2 Géométrie de l'aquifère alluvial

Le réservoir supérieur nouakchottien de l'aquifère alluvial est considéré comme semi-captif. Selon Ndiaye et Isabel (1999), il serait captif uniquement suivant une bande de direction NS, de Keur Macène à Ross Béthio. Son toit correspond alors soit à la limite des dépôts post-nouakchottiens, soit à la surface du sol. L'aquifère alluvial repose en discordance sur les formations calcaires éocènes ou sur les sables du Maastrichtien lorsque l'Eocène est absent. L'épaisseur de l'aquifère est très variable, augmentant globalement du nord-est au sud-ouest du DFS. Il serait de 5 m dans la zone de Richard-Toll et supérieur à 30 m autour de la zone de Saint-Louis. L'épaisseur moyenne du réservoir supérieur est d'environ 12 m.

I-4-2-3 Caractéristiques hydrodynamiques

L'hétérogénéité des formations de l'aquifère se ressent dans ses caractéristiques hydrodynamiques. Les valeurs trouvées dans la littérature sont différentes d'une étude à l'autre. Le tableau I-1 résume quelques valeurs de paramètres hydrodynamiques tirées d'études antérieures.

Tableau I-1 : Valeurs de paramètres hydrodynamiques de la nappe alluviale

Travaux	Zone d'étude	Aquifère capté	Paramètres hydrodynamiques		
			T (m ² /s)	K (m/s)	S
BRGM (1964-1965)	Diovol-Garak	Nappe supérieure	2 à 4×10 ⁻⁴		1,3×10 ⁻⁴
SOGREAH (1978)	Lac de Guiers	Nappe supérieure		2×10 ⁻⁴	
OMVS (1988)	Lac -Mbilor Diéri	Nappe supérieure	1×10 ⁻³	1×10 ⁻⁵	
	K.Madické-Madina Gaya	Nappe supérieure	1×10 ⁻²		
Diagana (1990)	Lac -Mbilor Diéri	Nappe supérieure	1×10 ⁻³	6×10 ⁻⁵	4,5×10 ⁻⁴
OMVS (1990)	Delta et la basse vallée	Compartiment supérieur	1,08×10 ⁻⁴ à 4,8×10 ⁻⁶	0,4 à 8,4×10 ⁻⁴	7×10 ⁻⁵ à 2,2×10 ⁻³
		Compartiment inférieur	1,7 ×10 ⁻⁵ à 8×10 ⁻⁶	0,4 à 8,4×10 ⁻⁴	

CHAPITRE II : IRRIGATION ET PROBLEMATIQUE DE LA SALINISATION DES SOLS ET DES EAUX SOUTERRAINES

En zone aride et semi-aride, l'irrigation permet de lever la contrainte de la production d'une agriculture pluviale saisonnière soumise aux aléas climatiques. Elle permet d'augmenter les superficies emblavées et d'assurer une autosuffisance alimentaire. Cependant, l'irrigation en zone aride et semi-aride pose aussi et toujours le problème de la gestion conservatoire des terres et des eaux. Elle s'accompagne, en effet dans de nombreux cas, de processus de dégradation des sols et des nappes d'eau. La figure II-1 reprend de manière schématique les relations entre irrigation, dégradation des sols et pollution des nappes (Lahlou *et al.*, 2000).

Ainsi, après un aperçu sur la pratique de l'irrigation dans le DFS, les phénomènes de salinisation des sols et des eaux seront discutés.

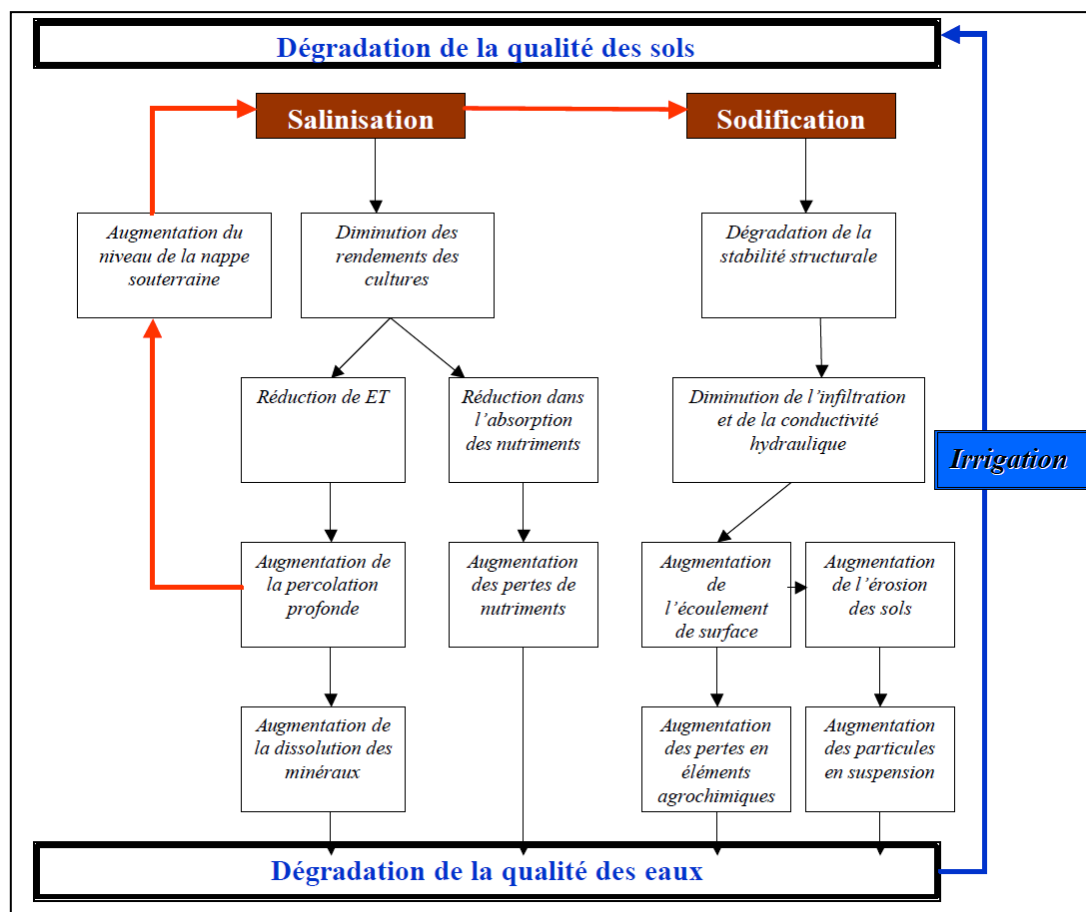


Figure II-1: Processus de dégradation de la qualité des sols et des eaux suite à l'irrigation (Lahlou *et al.*, 2000)

II-1 L'irrigation dans le delta du fleuve Sénégal

Avec 85 000 ha de superficie aménagée (SAED, 2012), la VFS est l'une des plus grandes zones irriguées de l'Afrique de l'Ouest. Le développement de l'irrigation a été timide dans les années 1970 mais s'est accéléré par la suite après la mise en place des barrages grâce à une meilleure disponibilité de l'eau et une plus grande maîtrise technique. Les superficies cultivées ont augmenté de façon considérable et l'irrigation se pratique désormais durant toute l'année. Le nombre de campagnes agricoles est ainsi passé de deux à trois par an. La principale activité agricole est la culture irriguée du riz par submersion (Ngom, 2013).

II-1-1 Historique de l'irrigation dans le DFS

L'introduction de l'irrigation au Sénégal remonte au 19^{ème} siècle et résulte de la volonté des puissances coloniales de substituer le commerce des comptoirs à une colonisation agricole. La première expérience de culture irriguée dans le DFS a été initiée en 1824 par le Baron Roger avec les essais sur le colonat de Richard Toll sur une superficie de 400 ha (Schmitz, 1995). La culture irriguée fut dynamisée par la suite avec la création de la Mission d'Aménagement du Sénégal (MAS) en 1937 qui aménagea une superficie de 6000 ha en régime mécanisé.

Après l'indépendance en 1960, le gouvernement du Sénégal a poursuivi les opérations de mise en valeur dans la VFS avec comme objectif principal de réduire les importations massives de riz. Cette mise en valeur a été réalisée avec des techniques d'irrigation et des aménagements variables au cours du temps.

II-1-1-1 L'irrigation en submersion contrôlée

Après l'indépendance, la MAS fut remplacée par l'OAD (Organisation Autonome du Delta) qui fit construire une digue de protection longue de 85 km sur la rive gauche du Delta. Les ouvrages sur cette digue permettaient de contrôler l'entrée des eaux de crue dans les cuvettes aménagées en rizières. Les AHA (Aménagements Hydro-Agricoles) réalisés sont irrigués par submersion contrôlée. Ils sont appelés aménagements primaires. Les périmètres irrigués par ce type d'irrigation ne permettaient qu'une maîtrise partielle de l'eau.

II-1-1-2 L'irrigation en submersion contrôlée améliorée

Les aménagements primaires ont subi des modifications successives visant à améliorer le remplissage des cuvettes et l'écoulement interne de l'eau. Des canaux et des diguettes furent

construits pour maîtriser l'eau à l'intérieur des périmètres. Les AHA bénéficiant de ce type d'irrigation sont dits aménagements secondaires.

En 1965, la SAED fut créée avec comme objectif principal l'organisation et la gestion des périmètres irrigués dans le delta et plus tard, en 1972, dans toute la vallée du fleuve Sénégal. Elle fut également chargée d'organiser le paysannat, composé d'immigrants en coopératives regroupant les riziculteurs au sein des cuvettes. La population du Delta augmenta fortement, mais la production restait aléatoire et sa sécurisation était indispensable pour fixer les populations. Ainsi, il fallait maîtriser totalement les ressources en eau afin d'améliorer la production.

II-1-1-3 L'irrigation avec maîtrise totale de l'eau

L'irrigation avec maîtrise totale de l'eau a été réalisée par la SAED, suite à la construction d'unités de pompages en tête de réseau (fig. II-2), des diguettes, des canaux d'irrigation et drainage hiérarchisé). Les nouveaux aménagements avec maîtrise totale de l'eau sont appelés aménagements tertiaires. Grâce à ces nouveaux aménagements, les superficies cultivées progressent lentement et les productions se sont améliorées. L'ensemble de la filière rizicole était géré par la SAED (fourniture d'intrants, crédits, transformation et commercialisation....). La planification de l'exploitation des parcelles était contrôlée par les services de mise en valeur de la SAED, qui s'occupaient de la gestion de l'eau à l'échelle des périmètres.

En 1989, il fut introduit pour la première fois la double culture dans la zone. Cet événement majeur coïncide avec la mise en service des barrages de Diama (1986) et de Manantali (1989). Cette évolution de l'irrigation qui est favorisée par la disponibilité de la ressource en eau a eu des impacts sur l'environnement du DFS notamment sur les ressources hydriques et pédologiques.



Figure II-2 : Station de prise d'eau sur le fleuve à Ronk réalisée par la SAED (Fall, 2006)

II-1-2 Les différents types d'aménagements hydro-agricoles (AHA)

Dans le DFS, on note la présence de divers types d'aménagements hydro-agricoles (fig. II-3). Ces périmètres sont aménagés et mis à la disposition des exploitants par la SAED. En effet, depuis la mise en œuvre de la Nouvelle Politique Agricole, la SAED s'est vue désengagée de la gestion des aménagements réalisés ou réhabilités sur financement public dans le cadre d'une opération de transfert qui consiste à confier aux usagers la responsabilité de l'exploitation. A côté de ces AHA, on note la présence de nombreux aménagements agro-industriels.

II-1-2-1 Les périmètres irrigués de la SAED

Dans la réalisation des périmètres irrigués, la SAED intervient à plusieurs niveaux. Ainsi, on distingue les grands aménagements, les petits périmètres et les aménagements intermédiaires.

➤ Les grands aménagements

Un grand aménagement est un périmètre dont la taille varie entre plusieurs centaines et quelques milliers d'hectares. Il est le plus souvent localisé dans une cuvette aménagée d'un seul tenant. Il est également caractérisé par la hiérarchisation de son réseau de canaux (canaux primaires, secondaires et tertiaires) avec surtout une station de pompage. On peut retenir aussi que le grand aménagement est divisé en mailles hydrauliques subdivisées en parcelles. C'est un aménagement relativement coûteux avec un prix variant entre 5 et 6,5 millions de FCFA /ha (7500 à 9000 euros/ha).

Ces aménagements sont placés sous la gestion d'une union hydraulique (aménagements transférés) ou d'un comité d'usagers sous tutelle de la SAED (aménagement non transféré).

➤ Les petits périmètres

Les petits périmètres sont des aménagements réalisés par la SAED avec des superficies variant entre 20 et 50 ha. Appelés Périmètre Irrigué Villageois (PIV), ils sont généralement localisés au niveau des bourrelets de berge. Ils sont irrigués à partir d'une Groupe Motopompe (GMP) installée sur un cours d'eau ou sur le canal principal d'un grand périmètre. Leur coût est compris entre 600 000 et 1,5 million de FCFA/ha (1000 à 2500 euros/ha).

A côté de ces deux types d'aménagements, ils existent des périmètres intermédiaires dont la taille est comprise entre 50 à 1500 ha.

II-1-2-2 Les périmètres privés (PIP)

Dans le DFS, la présence des périmètres irrigués privés (PIP) est due à la combinaison de plusieurs facteurs que sont, entre autres, le désengagement de l'Etat, le reversement des zones pionnières aux collectivités locales et l'accès facile au crédit agricole. Il s'y ajoute que, dans le cadre des programmes d'autosuffisance agricole, les autorités publiques encouragent fortement l'investissement dans l'agriculture. Ces PIP se caractérisent pour la plupart par un aménagement sommaire, réalisé sans respect des normes techniques requises, avec un coût d'investissement à l'hectare se situant entre 100 000 et 250 000 FCFA (150 à 400 euros). En effet, du point de vue de la conception technique, l'aménagement peut se résumer à l'installation d'un GMP, à la mise en place d'un canal d'amenée et la réalisation de diguettes. Ce type de périmètre se caractérise généralement par l'absence de système de drainage ; ce qui n'est pas sans conséquence sur leur exploitation durable.

II-1-2-3 Les périmètres agro-industriels

Les périmètres agro-industriels sont des types d'aménagement gérés par des compagnies spécialisées dans la production d'une spéculation particulière (la Compagnie Sucrière Sénégalaise pour le sucre, la Société de Conserves Alimentaires du Sénégal pour la tomate).

La CSS : la Compagnie Sucrière du Sénégal (CSS) produit de la canne à sucre dans les anciens casiers rizicoles de Richard Toll. Elle fut créée en 1970 dans le but d'assurer la couverture des besoins du pays en sucre. Cette entreprise agro-industrielle a aménagé 7 300 ha. L'eau d'irrigation est fournie par le lac de Guiers et le canal de la Taoué à partir duquel des canaux secondaires irriguent et drainent des zones de culture.

LA SOCAS : créée en 1969, la Société de Conserves Alimentaires du Sénégal exploite une surface totale de 2600 ha et pour une production estimée à 70 000 tonnes de tomates.

A côté de ces deux anciens périmètres, on note l'émergence d'autres sociétés agro-alimentaires telles que les GDS, la SCL qui utilisent des techniques d'irrigation de goutte à goutte. Toute la production se fait sous serre et est destinée à l'exportation.

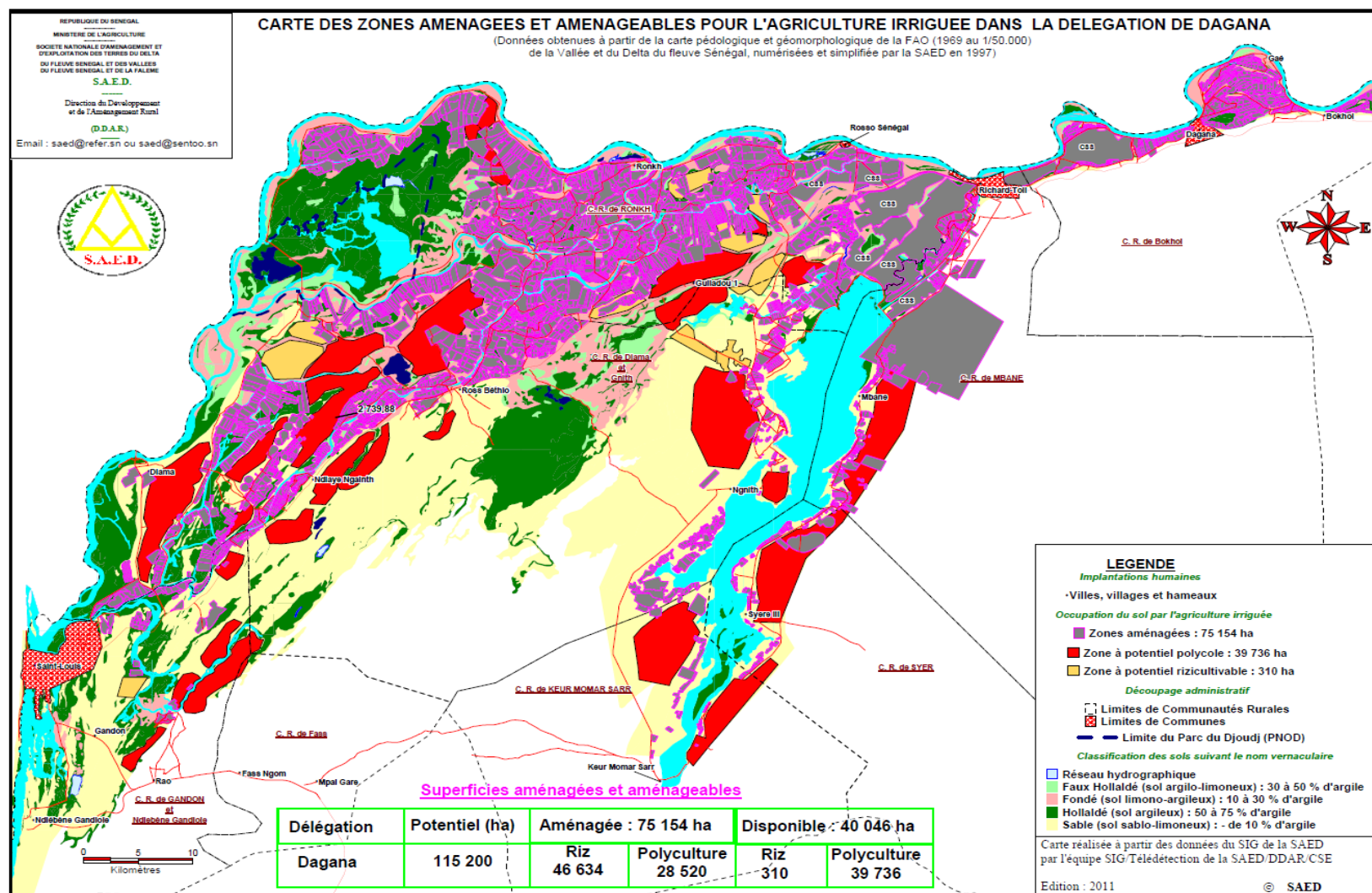


Figure II-3 : Carte des aménagements hydro-agricoles du DFS du Fleuve Sénégal (Source SAED)

II-2 La salinisation des sols

II-2-1 Salinisation des sols dans le monde

La salinisation des terres est un processus majeur de dégradation des sols qui diminue leur fertilité et constitue une étape dans la désertification des terres arides (Thomas et Middleton, 1993). La salinisation des terres est un problème qui touche la plupart des pays situés en zone aride et semi-aride (Saysel et Barlas, 2001). Il s'agit d'un phénomène très large, qui fait l'objet d'une littérature très abondante. On pourra trouver plus de détails dans les travaux de Ghassemi *et al.* (1995), Pitman et Läubli (2001) et (Marlet et Job, 2006). On peut également citer en Afrique les travaux de Cheverry (1974) et Droubi (1976) au Tchad, de Ndiaye (1987) et de Vallés et Bourgeat (1988) au Mali, de Barbiero *et al.* (1995) au Niger, de Montoroi *et al.* (1997) au Sénégal et Kotb *et al.* (2000) en Egypte.

II-2-1-1 Définitions

La salinisation au sens large est un terme générique caractérisant une augmentation progressive de la concentration des sels dans les sols sous l'influence de conditions hydrologiques particulières (lessivage insuffisant, proximité de la nappe...), d'apport d'eau d'irrigation salée ou de l'aridité du climat. Elle désigne trois processus de dégradation saline des sols que sont : la salinisation (au sens strict), l'alcalinisation et la sodisation (ou sodication).

La salinisation (sens strict) désigne l'ensemble des processus par lesquels un sol s'enrichit en *sels solubles neutres* dans le profil et en quantité suffisante pouvant affecter ses aptitudes agronomiques.

L'alcalinisation traduit une augmentation du pH du sol suite à l'accumulation de bases faibles. En effet, si l'eau d'irrigation présente une alcalinité résiduelle calcite positive, c'est-à-dire un excès de carbonate (base faible) par rapport au calcium, la concentration de cette eau par évaporation entraîne une précipitation de la calcite. Ce qui conduit à une augmentation du pH du sol (Meyer, 1997).

La sodisation est un processus par lequel le sol s'enrichit en sodium échangeable au détriment des autres bases échangeables. En effet, la capacité d'un sol à échanger des cations est appelée capacité d'échange cationique (CEC). La sodisation est mesurée en pourcentage de la CEC occupée par le sodium. Ce pourcentage est nommé ESP ou PSE (pourcentage de sodium échangeable) (Lacharme, 2001; Wade, 1998). Lorsque la garniture cationique des argiles

dépasse un seuil de teneur en sodium généralement situé aux environs de 10% ($ESP > 10\%$), les argiles ont tendance à se déstructurer. Le sol perd alors sa structure et sa perméabilité. L'augmentation relative de Na est la conséquence de la concentration de la solution du sol par précipitation du calcium sous forme de calcite.

II-2-1-2 Types de salinisation

Il existe deux types de salinisation : une salinisation naturelle dite primaire et une salinisation d'origine anthropique dite secondaire.

La salinisation primaire peut provenir de l'altération des évaporites qui sont des sédiments issus de l'évaporation de l'eau et la précipitation des sels qui y sont dissous. Les minéraux principaux de ces roches sont le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), l'anhydrite (CaSO_4), l'halite (NaCl) et la sylvite (KCl). L'exemple de salinisation primaire le plus répandu est la salinisation des terres arides (dryland salinization). C'est un phénomène naturel qui dérive d'une longue accumulation de sels à la surface du sol et d'un manque de lessivage adéquat (Vengosh, 2003). La formation du sel se fait sous l'effet combiné de l'évaporation et du transport par capillarité de l'eau et des sels depuis la matrice de roche vers les surfaces de rupture (Allison et Barnes, 1985; Drever et Smith, 1978; Weisbrod *et al.*, 2000). En effet, la salinisation des terres arides est un processus complexe qui commence par l'accumulation de sels sur le sol, l'évaporation, la dessiccation totale, la précipitation-dissolution de minéraux carbonatés et la précipitation-dissolution du gypse et de la halite (Vengosh, 2003).

Au Sénégal, ces terrains naturellement salés existent en général au niveau des zones de proximité du lit mineur des bras de mer et sont désignés sous le nom de «Tannes ». Ce sont des terres dénudées, dépourvues de toute végétation, et renfermant une quantité importante de sels hydrosolubles. La salinisation du sol est marquée sur tout le profil.

L'intrusion marine peut également être source de salinisation de sol mais dans ce cas la salinité provient d'une remontée capillaire de la nappe dans le cas où celle-ci est peu profonde. Ce phénomène a été décrit dans beaucoup de pays situés en zone où l'irrigation se fait grâce aux eaux souterraines. C'est le cas notamment de la plaine de Baфра en Turquie (Arslan et Demir, 2013), de la côte Est algéroise (Morsli, 2007) mais également en Australie (Werner et Lockington, 2004) au niveau de la zone côtière de Queensland.

La salinisation secondaire d'origine anthropique est essentiellement due à la pratique de l'irrigation. Elle affecte 60 millions d'hectares soit 24% des terres irriguées dans le Monde

(Pitman et Läuchli, 2001; Vengosh, 2003) et concernait 50 % des terres irriguées en Afrique (Ceuppens et Wopereis, 1999). La salinisation secondaire des terres agricoles est particulièrement répandue dans les milieux arides et semi-arides où la production agricole nécessite des systèmes d'irrigation (Khan *et al.*, 2006). La source de salinisation peut se situer à plusieurs niveaux : la qualité de l'eau d'irrigation, la qualité du sol, le niveau de la nappe et les conditions climatiques.

II-2-1-3 Mécanismes géochimiques de la salinisation

La salinisation provoque une concentration de la solution du sol qui conduit à la précipitation successive de minéraux. Ceci modifie la composition chimique de départ de la solution du sol et détermine différentes voies d'évolution des sols en fonction de l'abondance relative des différents ions (Marlet et Job, 2006). D'après Appelo et Postma (2005), lorsqu'un minéral AB précipite au cours de la concentration de la solution du sol, les concentrations en A et B ne peuvent augmenter simultanément car le produit de solubilité (Q) :

$$Q = [A] \times [B]$$

reste constant. Ainsi, si $[A] > [B]$, $[A]$ augmente et $[B]$ diminue ; et inversement, si $[B] > [A]$, $[B]$ augmente et $[A]$ diminue. Lorsque la solution du sol se concentre et que la calcite (CaCO_3) précipite, l'alcalinité et le calcium ne peuvent augmenter simultanément. Si la concentration en calcium (exprimée en meq) est supérieure à celle de l'alcalinité, la concentration du calcium augmente et celle de l'alcalinité diminue. Dans la situation inverse, la molarité en calcium diminue et l'alcalinité augmente. C'est le concept d'alcalinité résiduelle qui a été généralisé à la précipitation successive de plusieurs minéraux (Droubi et al, 1980; Ribolzi *et al.*, 2000).

L'alcalinité résiduelle est calculée en soustrayant les charges de cations et en ajoutant celle d'anions, impliqués dans les précipitations, à l'alcalinité. Elle est le plus souvent considérée par rapport à la précipitation de la calcite et correspond alors à la définition du concept de *Residual Sodium Carbonates* (RSC) (Richards, 1954).

$$\text{Alcalinité résiduelle}_{\text{calcite}} = \text{RSC} = \text{Alcalinité} - 2[\text{Ca}] - 2[\text{Mg}] \text{ (meq / l)}$$

On distinguera trois voies principales déterminant l'évolution des propriétés des sols sous l'influence d'une concentration progressive de l'eau d'irrigation (fig. II-4).

➤ Si l'alcalinité résiduelle appliquée à la précipitation de la calcite ou de sodium (RSC) est négative, l'alcalinité diminue tandis que les molarités en calcium et en magnésium augmentent ; les carbonates jouent un rôle mineur et les sols évoluent selon un pH proche de la neutralité ; on parlera de voie neutre de la salinisation des sols (type 1, figure II-4). Le gypse précipite ensuite en séquestrant une partie du calcium susceptible de neutraliser l'alcalinité. On distinguera alors deux processus secondaires en fonction du signe de l'alcalinité résiduelle appliquée à la précipitation de la calcite et du gypse.

Si cette alcalinité résiduelle est négative, l'alcalinité continue de décroître, les concentrations en calcium et magnésium augmentent tandis que celle du sulfate diminue. On parlera alors de voie neutre à dominante chlorurée de la salinisation des sols. Dans le cas contraire, l'alcalinité tend à augmenter de nouveau, les concentrations en calcium et magnésium décroissent tandis que celle du sulfate augmente. On parlera de voie neutre à dominante sulfatée de la salinisation des sols (type 2, figure II-4) même si les ions chlorures restent généralement dominants.

➤ Si l'alcalinité résiduelle appliquée à la précipitation de calcite (ou RSC) est positive, l'alcalinité augmente tandis que les concentrations en calcium et magnésium diminuent ; les carbonates jouent alors un rôle essentiel qui se traduit à une augmentation sensible du pH des sols. On parlera de voie alcaline de la salinisation des sols, ou d'alcalinisation (type 3, figure II-4).

Ces différents processus contribuent à modifier les équilibres entre les cations et doivent être considérés comme le principal déterminisme de la *sodisation* des sols (Marlet et Job, 2006).

Ainsi, au terme du processus de concentration, d'autres sels plus solubles, notamment ceux contenant du sodium sous forme de sulfate, de chlorure (halite) ou de carbonates peuvent précipiter et se manifestent sous forme d'efflorescences en surface des sols. L'abondance relative des différentes espèces en solution conditionne la nature de ces salants de couleur blanche.

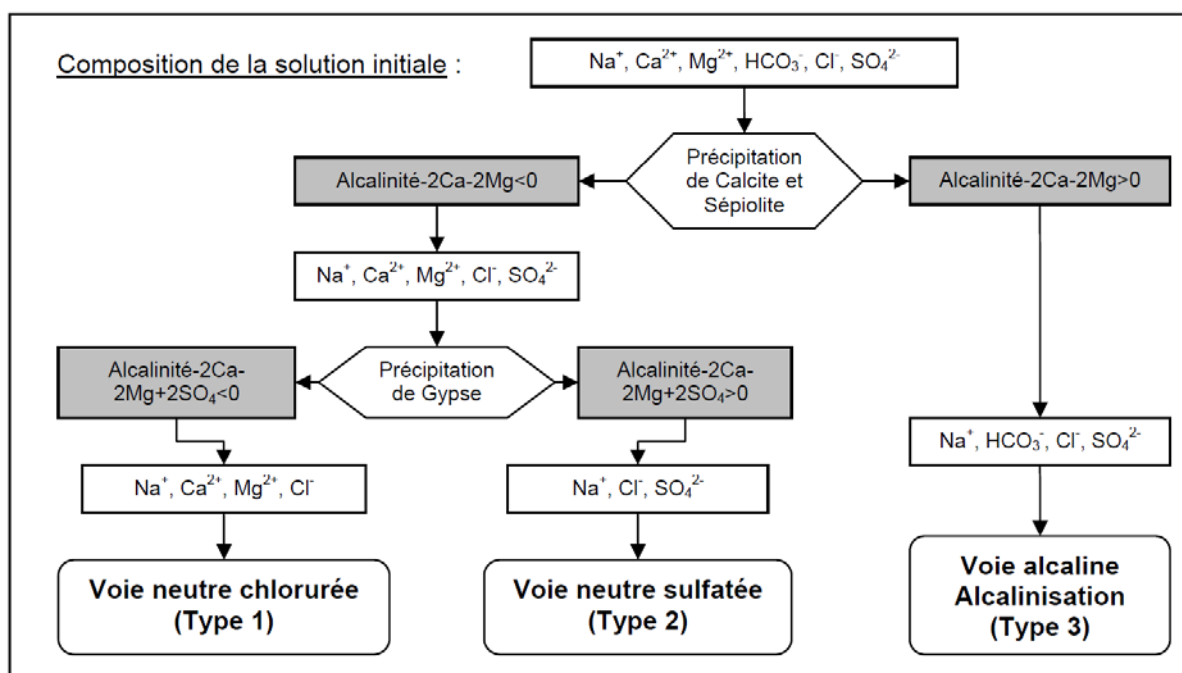


Figure II-4 : Présentation schématique des principales voies de salinisation des sols (Marlet et Job, 2006)

II-3 La salinisation des eaux souterraines

L'un des facteurs principaux de dégradation de la qualité des eaux, particulièrement en zone aride et semi-aride est la salinisation. C'est un phénomène environnemental qui affecte la qualité chimique des eaux naturelles (Williams, 2001) et qui rend impropres à la consommation humaine beaucoup d'aquifères.

La salinité d'une eau est généralement définie par le TDS (Total dissolved Solids) ou par sa chlorinité (Vengosh, 2003). Elle peut également être définie par sa conductivité électrique.

Nous nous intéresserons seulement à la salinisation des aquifères dont les mécanismes à l'origine de la salinisation sont divers et complexes et dépendent de divers facteurs tels que la position géographique, la géologie et la nature de l'aquifère. Plusieurs mécanismes peuvent ainsi être à l'origine de la salinisation des eaux souterraines (Barlow, 2003; Bear et Verruijt, 1987; Custodio, 2002; Martinez-Sanchez et al, 2011). Il s'agit principalement de l'intrusion marine, du contact de l'aquifère avec des saumures et de la dissolution d'évaporites (saumures secondaires). A ces processus naturels s'ajoutent les sources anthropiques dont les plus courantes sont les rejets industriels et les eaux d'irrigation (Bourhane, 2010; Kloppmann et al., 2011).

II-3-1 L'intrusion marine

L'intrusion marine représente l'un des mécanismes de salinisation les plus répandus impactant la qualité de l'eau des aquifères côtiers. C'est un phénomène naturel exacerbé par la surexploitation des aquifères côtiers. En effet, plus de 75 % de la population mondiale vit en région côtière. Cette population est tributaire des ressources en eau côtière, et pour l'essentiel des ressources en eau souterraine (Bear et Verruijt, 1987).

Le caractère hydrogéologique singulier des aquifères côtiers tient à la rencontre, à l'intérieur même du réservoir souterrain, d'eaux douces continentales avec des eaux marines (Comte, 2008). En effet, bien qu'il existe une très grande diversité de situations liées aux contextes géologiques locaux et à la spécificité des différents types d'aquifère (poreux, fissuré, karstique, libre ou captif...), tous les aquifères côtiers répondent à la même problématique : l'équilibre précaire des eaux douces avec les eaux marines associé au phénomène de « biseau salé » et au risque d'une détérioration de la qualité de l'eau douce par une intrusion saline (Montety et al., 2008). Ce contact eau douce / eau de mer obéit à un équilibre fragile principalement conditionné par la différence de densité entre ces deux eaux. Cela se traduit par l'existence d'une zone de mélange généralement peu épaisse et de géométrie variable. Une rupture de cet équilibre conduit inévitablement à un déplacement et une dispersion de cette zone de mélange.

Déterminer la forme ainsi que la position de la zone de contact entre l'eau douce et l'eau de mer a motivé de nombreuses recherches depuis plus d'un siècle. Les travaux de Ghyben (1889) et Herzberg (1901) connus sous le nom de « loi de Ghyben-Herzberg » ont permis de définir la position du contact entre les deux milieux à l'équilibre par l'équation suivante :

$$\rho_f \times (h_1 + h_2) = \rho_s \times h_2 \quad (\text{II.2})$$

soit approximativement $h_2 = 40 \times h_1$, avec h_2 : la profondeur de l'interface, h_1 : la charge hydraulique (ou niveau piézométrique) par rapport au niveau de base, ρ_f : densité de l'eau douce et ρ_s : densité de l'eau de mer.

En d'autres termes, la profondeur de l'interface est déterminée en résolvant l'équation d'équilibre entre les charges de deux fluides de densité différente (cas analogue à un tube en U (fig. II-5). La réalité est, cependant, bien sûr plus complexe et doit être décrite en terme de circulation d'eau souterraine en tenant compte des phénomènes de diffusion.

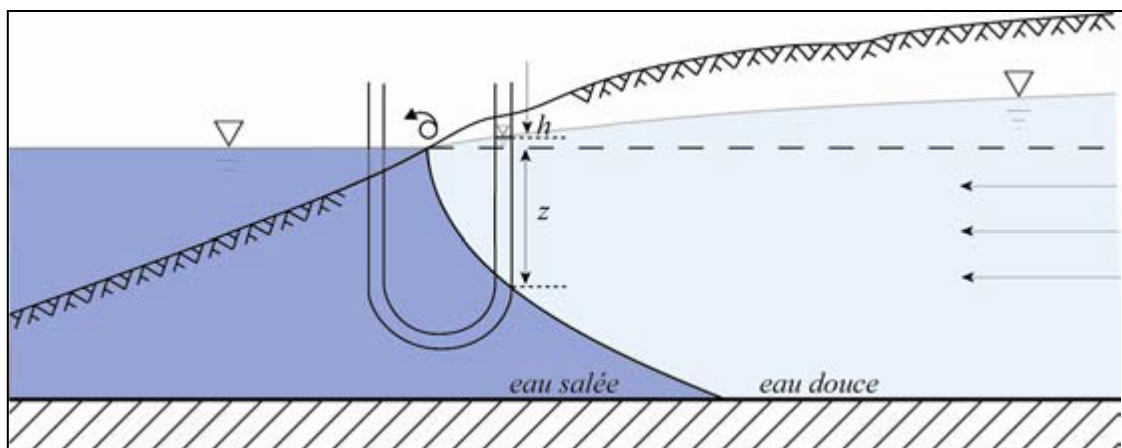


Figure II-5 : Position de l'interface selon le modèle de Ghyben-Herzberg (Custodio, 2002), modifié par Montety (2008)

II-3-2 Mélanges avec des saumures anciennes

La salinisation des nappes peut provenir du contact de l'aquifère avec des saumures anciennes qui sont des solutions hypersalines préservées dans des aquifères qui échangent peu avec les eaux de surface (aquifères profonds, captifs, peu perméables). Il s'agit le plus souvent d'eaux marines résiduelles fortement concentrées en sels, formées suite à l'évaporation d'une eau de mer ancienne (Vengosh, 2003). Dans de telles situations, les concentrations en sels peuvent être très importantes, si bien qu'une petite portion de saumures suffit à provoquer une salinisation importante.

L'augmentation graduelle de la salinité et la modification de la composition chimique de la nappe vers une prédominance des ions chlore et sodium peut également résulter d'un processus de convection et de diffusion des fluides salins piégés dans un aquitard en connexion avec la nappe d'eau douce (Herczeg et Edmunds, 2000). Les deux réservoirs, aquifère et aquitard, peuvent être superposés ou contigus.

L'impact de ce type de salinisation est particulièrement dramatique dans les aquifères où l'eau douce n'est pas renouvelée. Il s'agit par exemple du cas des aquifères fossiles. De nombreuses études ont montré que les ressources en eau souterraine des régions comme le Sahel, le Sahara et les zones arides du Moyen-Orient sont essentiellement fossiles et reflètent une paléo-recharge qui remonte au Pléistocène tardif (Cook *et al.*, 1992).

II-3-3 La dissolution des formations évaporitiques

La dissolution des minéraux des évaporites dans les bassins sédimentaires constitue une source fréquente de salinité dans les aquifères. La halite et le gypse sont les minéraux les plus souvent impliqués dans les cas de salinisation par une réaction eau-roche. Les réactions de dissolution dépendent de conditions physico-chimiques et thermodynamiques bien particulières (pression, température, constante de solubilité du minéral impliqué, force ionique de la solution...). La dissolution de la halite se traduit par une augmentation de la concentration en ions chlore (Cl^-) et sodium (Na^+), tandis que la dissolution du gypse conduit à une augmentation des ions calcium Ca^{2+} et sulfate SO_4^{2-} . La saturation de ces sels dans la solution contrôle leurs concentrations maximales. Au cours de l'évaporation d'une eau de mer, on assiste successivement à la saturation suivie de la précipitation de la calcite d'abord, puis du gypse, de la halite, de l'epsomite, de la sylvite, la carnallite, la bischofite et la tachyhydrite...(Vengosh, 2003). Dans la zone non-saturée et dans les nappes en conditions oxydantes, l'oxydation des sulfures comme par exemple la pyrite (FeS_2) peut conduire à une formation de sulfate SO_4^{2-} et donc à une augmentation accrue de la salinité de la nappe. Les activités anthropiques comme l'exploitation minière peuvent provoquer ou accélérer la dissolution des évaporites (exploitation de la potasse) et générer des effluents acides et hautement concentrés en sels (drainage minier acide et salin) (Bourhane, 2010).

II-3-4 Sources anthropiques de salinisation

En zone aride et semi-aride, l'activité agricole en général et l'irrigation en particulier est la principale source de salinisation des eaux souterraines. Les sources de salinisation peuvent provenir de l'eau d'irrigation. En effet, l'usage d'eaux salées pour l'irrigation génère un apport en ions comme le chlore ou le sodium. Les intrants agricoles naturels comme artificiels constituent une source non négligeable en ions potassium (K^+), ammonium (NH_4^+) ou nitrate (NO_3^-) dans la nappe (Bolke, 2002).

D'autres sources de salinisation d'origine anthropique sont liées aux activités industrielles qui rejettent des eaux usées mais aussi l'évacuation des eaux usées industrielles ou domestiques et l'épandage de sels de déneigement sur les routes (Vengosh, 2003).

II-4 Problématique de la salinisation des sols dans le DFS

La salinisation des terres est un problème inquiétant qui menace la pratique durable de la culture irriguée dans le DFS. On estime à 15 000 ha la superficie abandonnée pour cause de salinisation dans le DFS (SAED, 2012).

Pourtant, la question a très tôt mobilisé les chercheurs qui, dès le début de la mise en valeur des terres du DFS, ont attiré l'attention sur le caractère salé des terres. Ainsi, les études de la MAS (Mission d'Aménagement du Sénégal), qui ont permis une première caractérisation des sols du DFS (Michel, 1957; Tricart, 1961), ont révélé l'impact de l'histoire géologique de la mise en place du delta, effectuée dans un contexte de transgression-régression et une pédogenèse marquée par la présence de sels.

Après les indépendances, l'ORSTOM a continué les études en les orientant vers la caractérisation de la salinité des sols (Loyer, 1989) mais aussi vers leur évolution au cours de leur mise en valeur (Boivin et Le Brusq, 1985; Le Brusq et Loyer, 1983).

Dans les années 1990, l'IRD (ex-ORSTOM), et l'ISRA, initient le projet PSI (Pôle Systèmes Irrigués). L'objectif de ce projet était de cartographier la salinité et d'expliquer la dynamique de son évolution (Barbiero, 1999; Barbiéro et Laperrousaz, 1999; Mohamedou *et al.*, 1999).

En 1997, la SAED, en collaboration avec la Katholieke Universiteit Leuven (KUL, Belgique), a mis en place le projet « Gestion des Eaux Souterraines » dont le but est de tenter de comprendre le rôle de la nappe dans la salinisation des sols (Deckers *et al.*, 1996).

Des essais de modélisation du transfert hydrique et de sels ont été réalisés dès lors par plusieurs chercheurs : Diaw (1996) et Diene (1998) avec le code éléments finis hybrides (MHNS_2D), (Ndiaye *et al.*, 2008) et Hammecker *et al.* (2009) avec le logiciel Hydrus, Raes *et al.* (2002) avec le logiciel UPFLOW et Diene (1998) avec le logiciel LEACHEM.

Il ressort de ces travaux que la salinisation des terres du DFS a deux origines : une origine naturelle (salinisation primaire) et une origine secondaire anthropique. Ces deux composantes sont décrites plus en détails ci-dessous.

II-4-1 La salinisation primaire des terres du DFS

Cette salinisation primaire est attribuée, par la plupart des auteurs, à la présence d'une nappe d'eau salée peu profonde (2 m de profondeur). La présence de cette nappe salée serait due à l'histoire géologique récente du DFS. Les terrains géologiques récents correspondent à des dépôts fluvio-deltaïques qui se sont mis en place peu après le maximum de la transgression nouakchottienne alors qu'un golfe fermé par un cordon littoral était présent. Ce contexte, sédimentaire, marqué par une alternance de régressions et de transgressions marines, a favorisé la salinisation de cette nappe.

II-4-2 Evolution de la salinisation : salinisation secondaire

La salinisation primaire des terres du DFS aurait évolué, selon certains auteurs, sous l'effet de l'irrigation. Cette salinisation secondaire peut se produire sous plusieurs formes :

➤ La remontée capillaire : l'irrigation par submersion maintient une lame d'eau conséquente dans la parcelle durant toute la durée de culture. Ceci a pour conséquence une remontée de la nappe à une faible profondeur (< 1 m), entraînant le transport des sels à la surface du sol par remontée capillaire. Ce phénomène a lieu généralement durant la période de jachère des parcelles avec système de drainage. Cette remontée capillaire se manifeste dès que l'horizon supérieur des sols est sec. L'eau ainsi transportée à la surface du sol s'évapore. Il se produit alors la précipitation d'halite et de gypse dans les premiers centimètres du sol dans la zone racinaire (Ceuppens *et al.*, 1997). Raes *et al.* (1995) ont pu simuler la quantité de sels apportée en surface par capillarité en admettant qu'une conductivité de 100 mS/m est équivalente à 640 mg de sel/litre d'eau. Cette quantité de sel est fonction du type de sol et du système de culture.

➤ L'accumulation de sels dans des dunes argileuses à cause de l'érosion éolienne. En effet, ces dunes contiennent des incursions récentes de gypse et d'halite. Le creux des dunes est peu sensible à l'érosion éolienne accumule donc davantage de sels que la terre qui les entoure (Barusseau, 1998).

➤ La formation de gypse à partir de calcite biologique (coquillage...). Le calcium relâché dans le milieu par la dissolution d'une couche de coquillage précipite dans ce milieu salin et riche en sulfate et forme des petits morceaux de gypse.

➤ L'absence de drainage : elle s'observe le plus au niveau des PIP où le système d'irrigation présente un aménagement sommaire.

Conclusion de la I^{ère} Partie

Cette synthèse bibliographique a permis de mettre en évidence les forces et les faiblesses du DFS en termes de zone d'intensification agricole. En effet, du point de vue du milieu physique, la présence des différentes unités géomorphologiques et les types de sols associés à ces différentes unités permettent une pratique à grande échelle de la riziculture par submersion au niveau des cuvettes de décantation mais aussi de polyculture sur les levées ou sur la partie dunaire. La contrainte posée par la faible pluviométrie a été levée grâce à la mise en place des barrages de Diama et de Manantali qui a abouti à une artificialisation du régime du fleuve. Ainsi, avec la possibilité d'irriguer durant toute l'année, l'irrigation a connu un essor fulgurant et le défi de la productivité peut être relevé.

L'étude des contextes géologique et hydrogéologique révèle, par contre, des conditions particulières de mise en place du DFS lors d'épisodes alternés de transgressions et régressions marines. Ces conditions particulières ont eu comme conséquence la présence d'une nappe salée peu profonde pouvant favoriser par remontée capillaire la salinisation des sols. Ainsi, malgré une meilleure maîtrise de l'amenée d'eau dans les casiers rizicoles, qui a déjà permis une augmentation considérable des superficies aménagées, l'irrigation dans le DFS pose plus que jamais le problème de la conservation des sols et des nappes.

Cependant, la plupart des études antérieures ont principalement porté sur l'aspect agronomique et l'impact de l'irrigation sur la dégradation des sols. Les quelques études hydrogéologiques antérieures se sont appesanties sur la caractérisation hydrogéologique de la nappe superficielle du delta et les plus récentes sur sa dynamique après la mise en place des barrages.

Dans cette étude, nous tenterons d'aborder la problématique de la dégradation des sols sous irrigation sous l'angle de l'hydrogéologie en essayant d'élucider le rôle de la nappe superficielle dans la salinisation des sols. Ceci passera par une caractérisation de la dynamique de la nappe mais aussi des processus hydrogéochimiques qui gouvernent l'évolution de sa minéralisation. Enfin, par une approche expérimentale, nous essayerons de caractériser les échanges de flux hydriques et de solutés entre le sol et la nappe dans les périmètres irrigués.

***2^{ème} PARTIE : ETUDE
HYDROGEOLOGIQUE DU
FONCTIONNEMENT DE LA NAPPE
SUPERFICIELLE***

Introduction

Selon Arnaud-Fassetta et Provansal (2003), les zones deltaïques sont considérées comme les zones humides les plus productives du monde et constituent le support du développement des communautés urbaines et rurales. Leur mise en place est influencée par divers facteurs tels que le régime du fleuve, la dynamique côtière, le contexte structural et le climat (Cojan et Renard, 1997). Les hydrosystèmes associés à ces milieux deltaïques ont une complexité liée à la rencontre entre eaux douces et eaux salées (en surface et en profondeur), mais aussi à l'activité du fleuve et à l'hétérogénéité des sédiments.

Ainsi, les aquifères superficiels deltaïques, composant principal de ces hydrosystèmes, sont caractérisés par une forte variabilité verticale et horizontale de la granulométrie des sédiments, une salinisation provenant du piégeage de solutés dans les sédiments fins et surtout une vulnérabilité aux activités anthropiques. De plus, les aquifères deltaïques interagissent avec l'atmosphère et peuvent donc être soumis à une forte évaporation pouvant entraîner une baisse du niveau de l'eau dans l'aquifère (Torres-Rondon, 2013).

Selon Tricart (1961) cité par Dia (2000), le fleuve Sénégal se termine par un véritable delta en raison d'une construction alluviale de niveau de base édifiée dans une nappe d'eau, du colmatage de l'ancien golfe nouakchottien fermé en lagune et l'arrivée des alluvions jusqu'au droit de la côte. La mise en place du delta s'est faite dans un contexte d'épisodes alternés de transgressions et régressions marines, de variations climatiques importantes lors du Quaternaire et un régime fluvial marqué par une divagation du lit majeur au cours du temps. Elle a abouti à la mise en place d'un hydrosystème complexe mettant la nappe superficielle en rapport avec l'océan, le fleuve et ses nombreux défluent et les différentes dépressions. Aujourd'hui, ce hydrosystème est fortement anthropisé par l'artificialisation du régime du fleuve mais aussi par la présence des nombreux périmètres agricoles dont les superficies ne cessent d'augmenter.

Cependant, contrairement à la plupart des aquifères côtiers deltaïques soumis à une surexploitation (Custodio, 2002; Kouzana *et al.*, 2007; Montety, 2008), la nappe superficielle du DFS n'est exploitée que par quelques rares puits villageois dans les parties dunaires. L'essentiel de l'AEP est, en effet, assurée par les eaux de surface au niveau desquelles sont installées des stations de pompage. L'intérêt de l'étude hydrogéologique de cet aquifère réside donc dans le fait de déterminer son rôle dans la salinisation des sols. En effet, beaucoup d'auteurs désignent la nappe superficielle comme étant à l'origine de la salinisation des sols

du DFS (Ceuppens *et al.*, 1997; Loyer, 1989; Ndiaye *et al.*, 2008). Cette salinisation des sols par remontée capillaire est un phénomène complexe qui ne se réalise qu'en condition de nappe proche de la surface du sol.

L'objectif de l'étude hydrogéologique de la nappe superficielle du DFS est d'identifier les facteurs et les conditions qui permettent les variations spatiales et temporelles de la charge hydraulique. L'étude hydrochimique permettra de confirmer l'impact de ces différents facteurs sur l'aquifère superficiel.

Le chapitre III, qui représente cette partie de la thèse, est présenté sous forme d'article (sous presse). La redondance des titres répond à la logique de la rédaction de l'article.

CHAPITRE III : « Influence de la gestion du barrage et de l'intensification agricole sur la minéralisation des eaux souterraines du delta du fleuve Sénégal ».

Auteurs : Aziz GNING^{1, 2}, Philippe ORBAN², Julie GESELS², Fatou Diop NGOM¹, Raymond MALOU¹ et Serge BROUYERE².

(1) : Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Département de Géologie, Laboratoire d'Hydrogéologie.

(2) : Université de Liège, Département ARGENCO, Laboratoire d'Hydrogéologie et Géologie de l'Environnement.

Introduction

Le delta du fleuve Sénégal (DFS) dispose d'un important potentiel de terres agricoles, estimé à 150 000 ha et d'une grande disponibilité en eau grâce au fleuve. Il constitue, à cet effet, une zone agro-économique d'importance majeure pour le développement de la culture irriguée. Cependant, la pratique de la culture irriguée dans le DFS est aujourd'hui sérieusement menacée par la salinisation des terres qui poussent à l'abandon de nombreux périmètres aménagés (Barbiéro et Laperrousaz, 1999).

La plupart des études menées sur cette salinisation mettent en cause la présence d'une nappe salée, peu profonde (2 m au maximum), issue des épisodes alternés de transgressions et régressions marines qui ont ponctué l'évolution du DFS pendant le Quaternaire (Ceuppens *et al.*, 1997; Loyer, 1989). A cela s'ajoutent les remontées marines dans le lit majeur du fleuve lors des étiages. Pour lutter contre cette remontée, les pays riverains du fleuve, réunis au sein de l'OMVS, ont construit le barrage antisel de Diama en 1986 (26 km en amont de Saint Louis). Un second barrage fut érigé en 1988 sur le territoire malien pour stocker le surplus de pluie sur le haut bassin. La gestion combinée de ces deux barrages permet de maintenir un plan d'eau suffisant pour l'irrigation des périmètres agricoles durant toute l'année.

Ainsi, grâce à une meilleure maîtrise du régime du fleuve, la mise en place des barrages a permis le développement de la culture irriguée mais aussi l'émergence et la diversification des filières de production. C'est la raison pour laquelle le DFS est actuellement le siège de nombreux programmes qui ont pour objectif principal l'atteinte de l'autosuffisance alimentaire et qui se traduisent par une intensification de l'activité agricole, une augmentation des superficies emblavées et des volumes d'eau utilisés.

Cependant, cette amélioration de la disponibilité de l'eau et l'intensification de l'irrigation ont, certainement, eu des conséquences hydrologiques et hydrochimiques, en particulier sur

la nappe superficielle. Les recherches, menées dans cette zone et dont les résultats font l'objet de cet article, portent sur la compréhension des interactions dynamiques entre les eaux de surface, les nappes d'eau souterraine et les apports d'irrigation afin de proposer des solutions appropriées de gestion de l'eau pour une agriculture durable. L'objectif est de mieux comprendre les mécanismes d'interactions entre apports en eau par l'irrigation et la dynamique de la nappe à travers la zone non saturée.

Le présent article se propose de décrire l'impact de la gestion artificielle du fleuve et de l'intensification agricole sur la dynamique de la nappe superficielle du DFS et surtout sur l'évolution de sa minéralisation.

III-1 Méthodologie de l'étude

III-1-1 Présentation de la zone d'étude

Le DFS est situé au nord-ouest du Sénégal, à 260 km de la capitale Dakar. Il couvre une superficie de 3500 km² et s'étend sur une longueur de 250 km de Richard Toll à Saint Louis. Il se présente sous forme d'une vaste plaine basse, limitée au nord par le fleuve Sénégal, à l'ouest par l'océan Atlantique, à l'est par le système du lac de Guiers, au sud-ouest par des cordons dunaires et au sud-est par la vallée du Ferlo (fig. III-1).

Le DFS est situé dans la zone nord sahélienne (Malou, 2004) où la pluviométrie annuelle ne dépasse pas 400 mm/an et l'évaporation atteint 2500 mm/an (Diaw, 2008). Le réseau hydrographique y est très dense et comprend la branche principale du fleuve Sénégal qui présente de nombreux défluent. Le fleuve alimente aussi, via le canal de la Taoué, le lac de Guiers qui est une dépression de 300 km² (Fall, 2006).

Ces différents défluent du fleuve ainsi que le lac permettent l'irrigation des nombreux périmètres agricoles par un système complexe de canaux à ciel ouvert. Les eaux de drainage issues de ces périmètres sont évacuées via des canaux et rejetées dans les dépressions naturelles de Ndiaël, du Noar et de Krankaye (fig. III-1).

Au plan géologique, les formations sont dominées par les dépôts alluvionnaires du Quaternaire mis en place suite à l'alternance de périodes de transgression et de la régression dont les plus importantes ont été notées durant l'Inchirien (40 000-31 000 ans BP) et le Nouakchottien vers 5500 ans BP (Roger *et al.*, 2009; Sarr *et al.*, 2008).

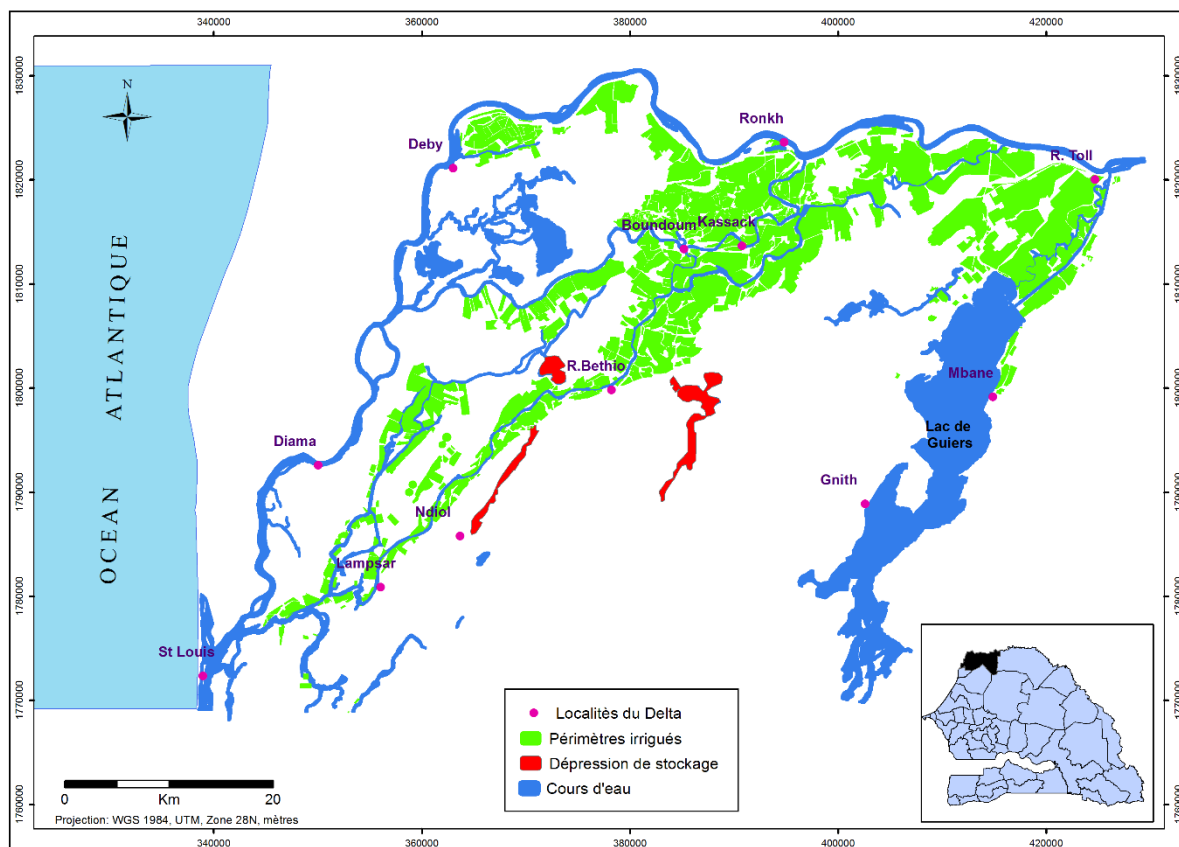


Figure III-1 : Carte de localisation du delta du fleuve Sénégal

Au plan hydrogéologique, on note la présence de plusieurs aquifères dont l’aquifère alluvial superficiel, objet de cette étude. Cet aquifère comprend deux réservoirs (PGE, 1998). Le réservoir supérieur, renfermant la première nappe, est composé par les sables fins et argileux du Nouakchottien. Ce réservoir, d’une épaisseur moyenne de 11 m, est surmonté à certains endroits d’une couche semi-perméable d’argiles et de limons du Subactuel, qui le rendent localement semi-captif par endroit. Le second réservoir, contenant la deuxième nappe, est constitué de sables fins à grossiers de l’Inchirien. Il est, lui aussi, surmonté d’une couche semi-perméable de limons et d’argiles qui forme le sommet de l’Inchirien. Cette couche semi-perméable est discontinue, ce qui permet par endroit une continuité hydraulique entre les deux compartiments (OMVS/USAID, 1990).

III-1-2 Mise en place du réseau de suivi

Pour répondre aux objectifs de l’étude, l’approche méthodologique adoptée comprend deux volets : le suivi de la dynamique de la nappe et l’étude hydrogéochimique.

Dans le cadre du suivi de la dynamique de la nappe, un réseau de mesure a été mis en place. Ce réseau comprend 47 ouvrages dont 26 piézomètres, 20 micro-piézomètres forés dans le cadre de cette étude et 01 puits villageois. Les piézomètres font partie du réseau de suivi mis en place par l'OMVS après la mise en eau des barrages. Pour des raisons de simplification, ces piézomètres ont été renommés en fonction du réservoir capté : Ixx pour ceux qui captent l'Inchirien et Nxx pour ceux qui captent le Nouakchottien. Les micro-piézomètres ont été forés à la tarière manuelle pour densifier le réseau (fig. III-1). Ils ont une faible profondeur (6 m maximum) et sont supposés capter le réservoir supérieur. Ils ont été donc nommés par Nxx à la suite des piézomètres. Sur l'ensemble de ces ouvrages, des mesures des niveaux de la nappe ont été menées mensuellement entre avril 2011 et janvier 2014. Les données antérieures de niveau d'eau, collectées entre 1997 et 2002, dans le cadre du « Projet Gestion de l'Eau » (PGE, 1998), ont été également recueillies pour compléter les données actuelles.

Pour l'étude hydrogéochimique, deux campagnes d'échantillonnage ont été organisées, en saison sèche et en saison des pluies. Les échantillonnages ont concernés les eaux de la nappe des deux réservoirs mais aussi les eaux de surface (ES), les eaux de drainage (ED), l'eau de mer et les eaux de pluie (EP).

A priori, les principaux facteurs susceptibles d'influencer la piézométrie et l'hydrochimie sont : (1) la distance aux cours d'eau (influence des variations de niveau des eaux de surface) et (2) la localisation au sein ou en dehors d'un périmètre agricole (influence de l'irrigation). Dans l'optique de vérifier l'influence de ces deux éléments, les piézomètres ont été classés en 04 groupes selon les combinaisons de ces deux critères (tableau III-1). Ainsi, le groupe 1 comprend les piézomètres qui sont éloignés d'un cours d'eau (au-delà de 1000 m du cours d'eau) et non situés dans un périmètre irrigué. Le groupe 2 inclut les piézomètres proches d'un cours d'eau (fleuve et ses défluent) mais hors des périmètres irrigués. Le groupe 3 rassemble les piézomètres éloignés d'un cours d'eau mais situés dans un périmètre irrigué et le groupe 4 est constitué par des piézomètres proches d'un cours d'eau et situés dans un périmètre irrigué.

Tableau III-1 : classification des piézomètres en fonction de la distance au cours d'eau et de la localisation dans un aménagement agricole

Groupes	Critères	Nombre d'ouvrages
Groupe 1	Piézo­mètres loin d'un cours d'eau et hors aménagement agricole	14
Groupe 2	Piézo­mètres proches d'un cours d'eau et hors aménagement agricole	13
Groupe 3	Piézo­mètres situés dans un aménagement agricole et loin d'un cours d'eau	13
Groupe 4	Piézo­mètres situés dans un aménagement agricole et proche d'un cours d'eau	7

III-2 Résultats et discussions

III-2-1 Comportement hydrodynamique de la nappe

Les niveaux piézométriques mensuels, entre avril 2011 et janvier 2014, ont été comparés avec la pluviométrie mensuelle mesurée à la station de Saint Louis et aux hauteurs mensuelles du fleuve à la station de Diama Amont. Au niveau de chaque groupe de piézomètres, un piézomètre représentatif du comportement général du groupe sera choisi ; l'ensemble des évolutions piézométriques sont disponibles en annexe.

La figure III-2 présente l'évolution de la piézométrie au niveau du piézomètre I01, (groupe 1). Au cours de la période avril 2011 à janvier 2014, dans ce piézomètre, une remontée de nappe est systématiquement observée pendant la période hivernale. Cette même tendance est également notée sur la période 1997 à 2002. Ceci prouve que la nappe au droit de ces piézomètres (situés loin du fleuve et hors aménagement agricole), est rechargée par la pluie. Il est à noter l'existence d'un décalage entre le début de la pluie et celui de la remontée de nappe, correspondant au temps de réponse de celle-ci. Au cours de la saison sèche, le processus inverse est enclenché, avec une baisse significative de la nappe pouvant s'expliquer par la reprise évaporatoire très importante au cours de cette saison.

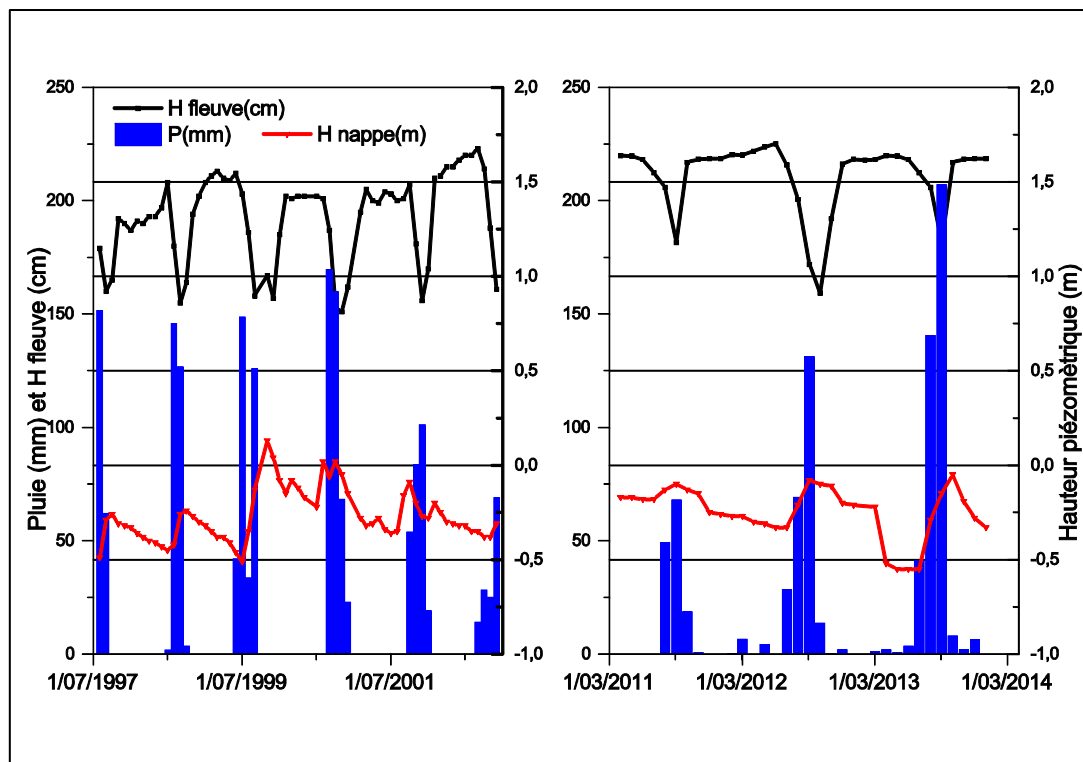


Figure III-2 : Fluctuation de la nappe au niveau du piézomètre I01 en parallèle avec les précipitations et le niveau du fleuve

La figure III-3 représente l'évolution piézométrique au niveau du piézomètre I09 (groupe 2). On note pendant la période des pluies, alors que le niveau du fleuve est en baisse en raison des lâchers du barrage, une baisse du niveau de la nappe. En période de saison sèche, le niveau de la nappe remonte en liaison avec l'augmentation du niveau d'eau dans le fleuve. La réponse de la nappe est également décalée par rapport à la hausse du niveau du fleuve, montrant le retard entre les processus de surface et ceux du réservoir souterrain. Les fluctuations hydrostatiques montrent une nette influence de la gestion du fleuve à Diama sur la dynamique de la nappe. Par ailleurs, on note entre les deux périodes, un relèvement du niveau de base de la nappe qui a tendance à remonter jusqu'à la cote minimale de gestion du barrage qui est de 1,5 m.

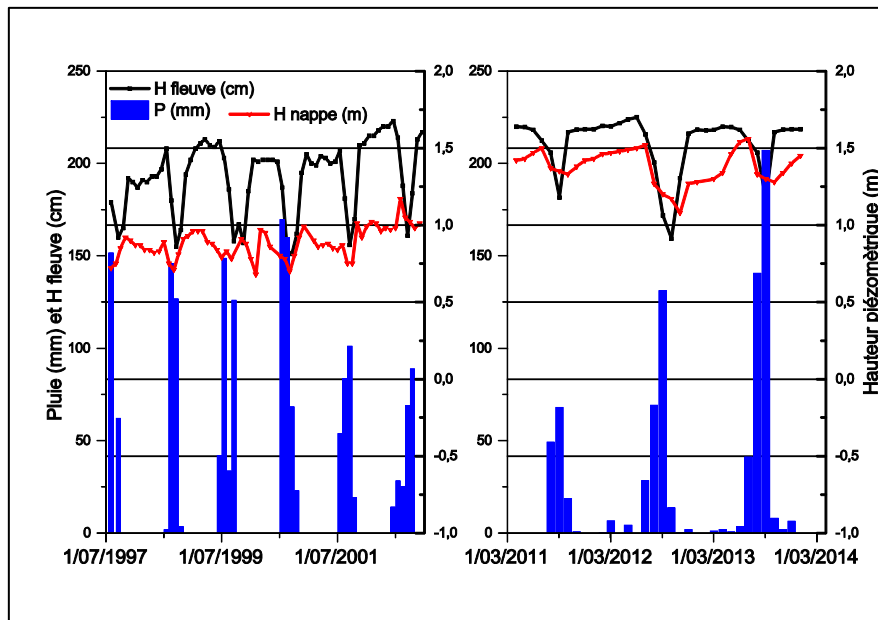


Figure III-3 : Fluctuation de la nappe au niveau du piézomètre I09 en parallèle avec les précipitations et le niveau du fleuve

Le comportement des piézomètres du groupe 3 situés loin d'un cours d'eau et localisés dans un aménagement agricole est illustré par les fluctuations de la nappe au piézomètre I19 situé à 1900 m du Lampsar et localisé au niveau de la cuvette de Ngomene (Fig. III-4). Les fluctuations montrent deux périodes de recharge de la nappe. Une première période de recharge naturelle est observée durant la saison des pluies suivie par une période de décharge en saison sèche. Cependant, dès 2001, avec le début de la mise en valeur de la cuvette, une recharge supplémentaire est notée en cours de saison sèche lors des périodes d'inondation des parcelles rizicoles. Au niveau de ces piézomètres, la nappe est bien rechargée par la pluie mais son niveau est également contrôlé par l'activité agricole.

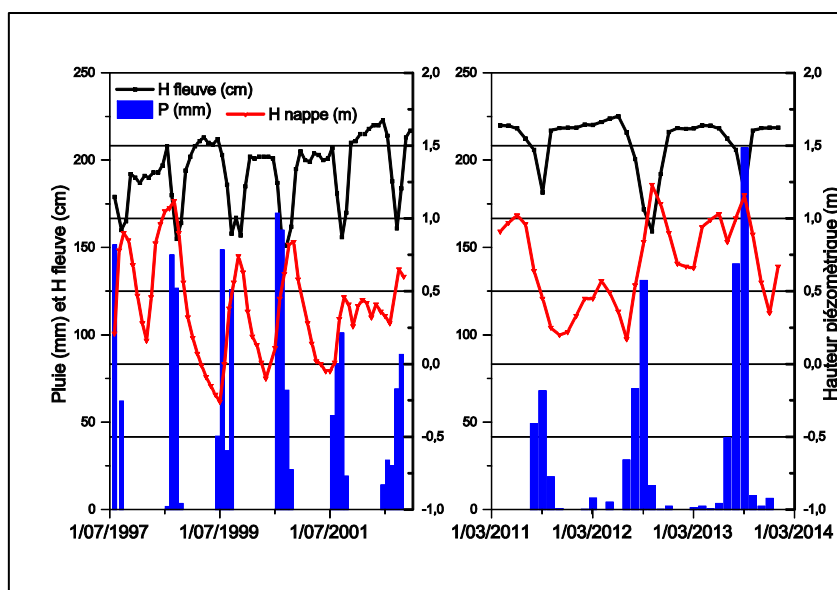


Figure III-4 : Fluctuation de la nappe au niveau du piézomètre I19 en parallèle avec les précipitations et le niveau du fleuve

Le comportement des piézomètres du groupe 4 qui regroupe les piézomètres proches d'un cours d'eau et situés dans un périmètre irrigué, est illustré par les fluctuations de la nappe au niveau du piézomètre I14 (Fig. III-5). La nappe au niveau de ces piézomètres est caractérisée par des variations très irrégulières de son niveau traduisant une influence concomitante du fleuve et de l'irrigation au cours de la saison sèche. On note également entre les deux périodes de suivi (1997-20002 et 2011-2011), un relèvement du niveau de base de la nappe.

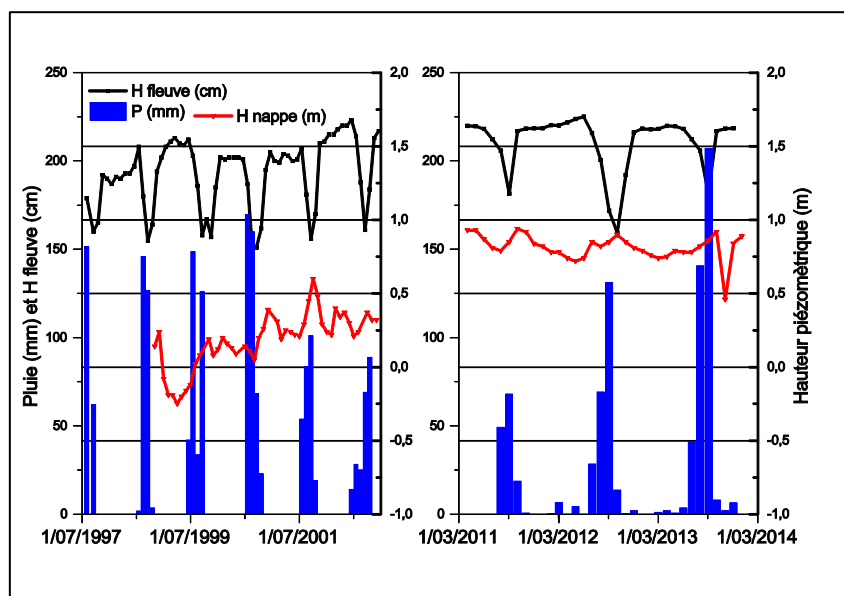


Figure III-5 : Fluctuation de la nappe au niveau du piézomètre I14 en parallèle avec les précipitations et le niveau du fleuve

III-2-2 Comportement hydrochimique de la nappe

Les analyses chimiques obtenues suite aux campagnes d'échantillonnage ont été utilisées en vue de caractériser l'hydrochimie de la nappe, d'abord de manière globale en vue de décrire une signature générale, ensuite en tenant compte des groupes définis dans la section précédente, en vue d'évaluer l'influence respective des eaux de surface et de l'irrigation. L'analyse comparative des résultats des deux campagnes ne montre aucune évolution de la chimie des eaux entre la période sèche et la période pluvieuse ; raison pour laquelle seule la campagne de saison sèche, qui a concerné plus d'ouvrages, sera considérée dans la suite. Dans un premier temps, cette analyse est basée sur un examen des faciès chimiques à l'aide du diagramme de Piper, ensuite les processus de minéralisation sont analysés à l'aide des diagrammes binaires et des outils de statistiques multivariées.

III-2-2-1 Faciès chimiques

De manière générale, on observe les deux faciès suivants (Fig. III-6) : un faciès bicarbonaté calcique qui regroupe les eaux de pluie et les eaux de surface où les bicarbonates constituent l'anion dominant et où le calcium prédomine au niveau des cations, et un faciès chloruré sodique qui regroupe, en plus de l'eau de mer, les eaux de la nappe (tout réservoir confondu) et les eaux de drainage issues des parcelles irriguées. Les ions Na et Cl sont largement dominants dans ces eaux.

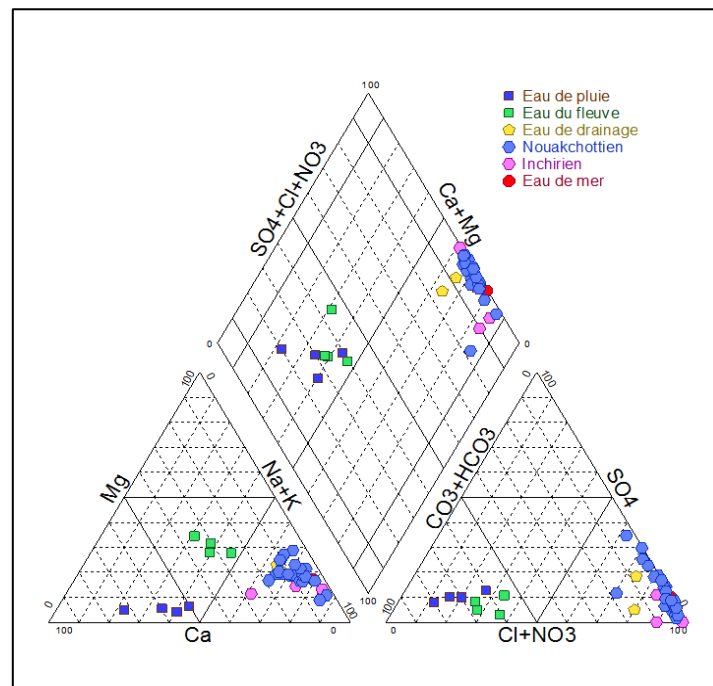


Figure III-6 : Diagramme de Piper des eaux du DFS

Quand on regroupe les données en fonction des groupes définis plus haut, on constate ce qui suit :

- au sein du groupe 1 (Fig. III-7), caractérisé par une recharge hivernale uniquement, tous les échantillons sont enrichis en Ca par rapport à l'eau de mer ; ceci traduit des échanges Na-Ca liées à un phénomène d'intrusion marine (Appelo et Postma, 2005).
- au sein du groupe 2 (Fig. III-8), les eaux sont enrichies en Na par rapport au Ca ; ce qui traduit une avancée des eaux douces qui ont tendance à repousser les eaux à signature marine.
- au sein des groupes 3 et 4 (Fig. III-9) marqués par l'influence de l'irrigation, seuls les piézomètres les plus proches d'un cours d'eau ou des canaux d'irrigation montrent l'influence des eaux douces caractérisée par un enrichissement en Na par rapport à l'eau de mer. Les autres piézomètres présentent les particularités d'une intrusion marine. Ceci laisse penser que l'influence de l'irrigation ne se fait pas tant ressentir sur la chimie des eaux souterraines au niveau des périmètres irrigués.

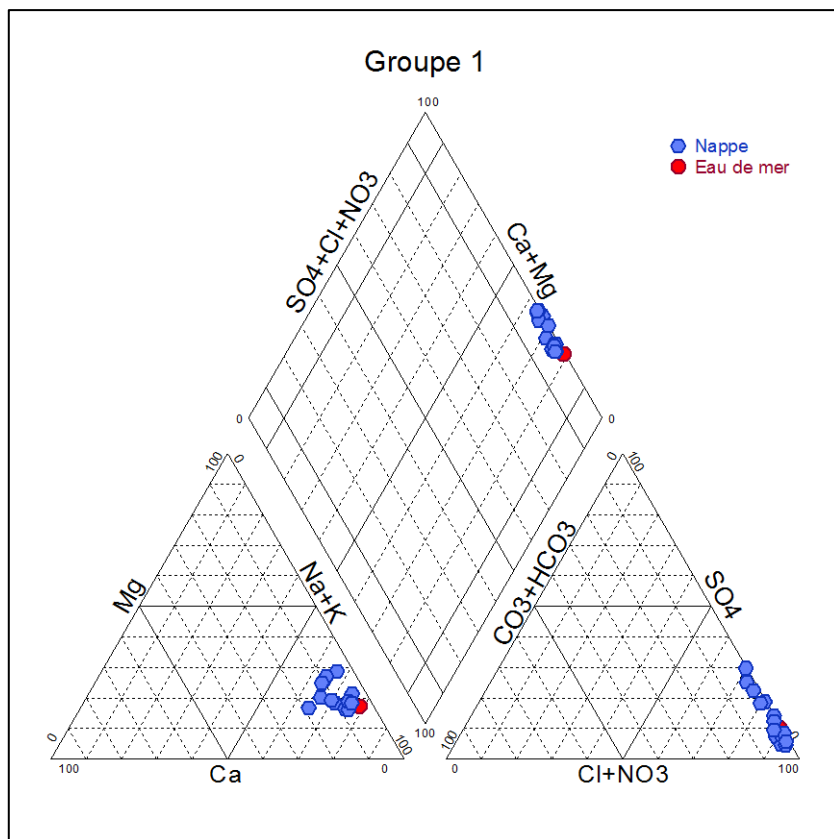


Figure III-7 : Diagramme de Piper des eaux du groupe 1

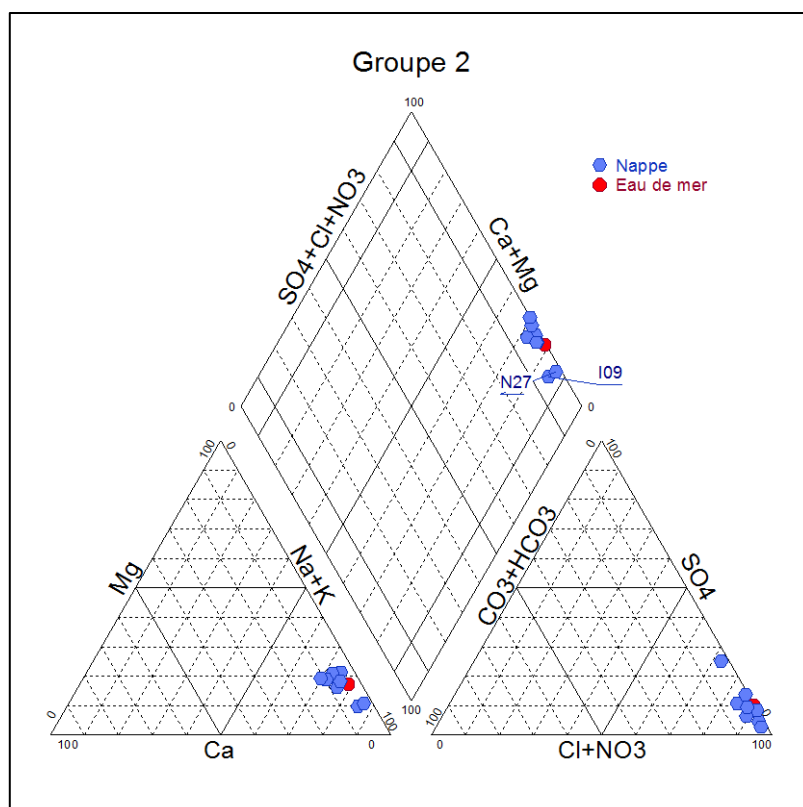


Figure III-8 : Diagramme de Piper des eaux du groupe 2

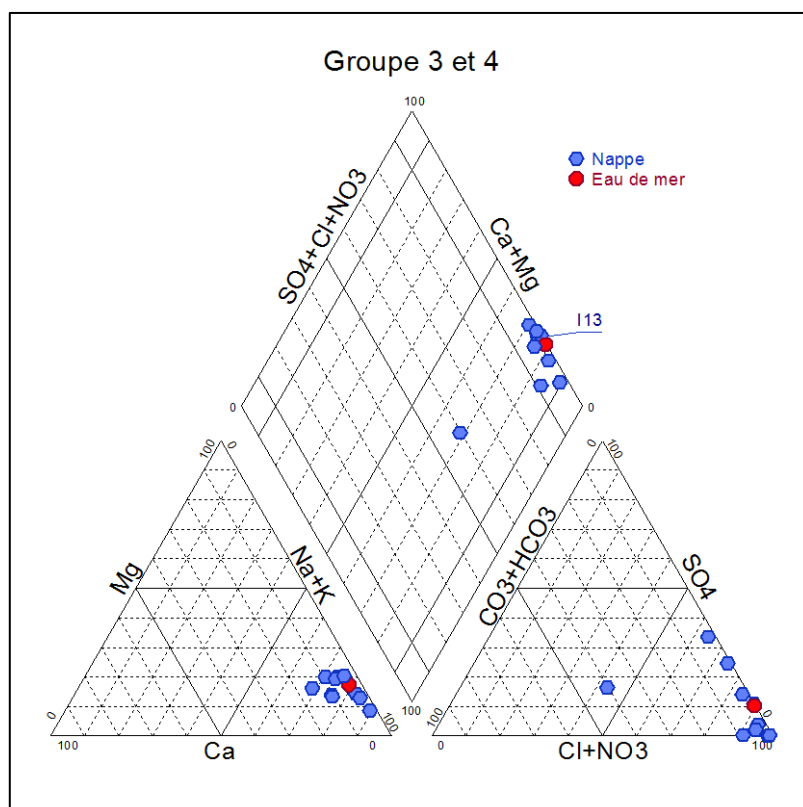


Figure III-9 : Diagramme de Piper des eaux des groupes 3 et 4

III-2-2-2 Apport de l'analyse statistique multivariée

Les méthodes statistiques d'analyse multivariée sont de plus en plus utilisées dans l'étude des processus géochimiques des eaux (Abdelgader *et al.*, 1996; Belkhiri, 2011; Güler *et al.*, 2002; Madioune, 2012; Mudry, 1991). Elles permettent de mettre en évidence les relations entre les paramètres dans un système hydrogéologique où l'évolution de la composition chimique de l'eau est complexe et dépend de plusieurs processus pouvant s'influencer mutuellement. La méthode appliquée, dans le cadre de cette étude, appelée «Self Organizing Map's » ou «SOMs », est une méthode de statistiques multivariées non-linéaire et non-hiérarchique (Gamble et Babbar-Sebens, 2012; Hong et Rosen, 2001; Kohonen, 1995; Peeters *et al.*, 2007). Les SOMs permettent de réduire les dimensions des données à travers un réseau neural auto-organisant qui produit in fine une image résultante (généralement en deux dimensions) regroupant les échantillons similaires entre eux.

La technique des SOMs a donc été appliquée aux données hydrochimiques en vue de consolider les premières observations déduites des diagrammes de Piper. L'analyse a été appliquée sur 10 paramètres qui sont : CE, pH, Ca, Mg, Na, K, Cl, SO₄, HCO₃. La figure III-10, appelée matrice des composantes, permet de mettre en évidence, visuellement, la corrélation entre les différents paramètres. Une nette corrélation est notée entre la CE, le Na, le Cl. Ceci confirme de manière assez évidente que la minéralisation des eaux est principalement contrôlée par ces deux éléments. Dans une moindre mesure, le Na et le Cl sont corrélés avec le Mg et le SO₄. Par contre le pH n'est corrélé à aucun autre élément. On ne note, non plus, aucune corrélation entre le Ca et le HCO₃.

A l'instar de l'analyse des variations hydrostatiques et des faciès chimiques, l'application des SOMs conduit à classer les piézomètres en 4 groupes (fig. III-11). Le groupe 1, est caractérisé par une forte minéralisation accompagnée de fortes teneurs en Na, Cl, Mg et SO₄. Ce groupe est constitué par les piézomètres qui sont loin du fleuve et situés hors aménagement agricole. Ces piézomètres sont les plus minéralisés parce qu'ils ne reçoivent que la pluie comme apport et sont fortement soumis à l'évaporation. Le groupe 2 correspond aux eaux de surface (eau du fleuve et eau de drainage) mais également aux piézomètres proches du fleuve. Ce groupe se caractérise par une faible minéralisation. La présence, dans ce groupe, des piézomètres proches du fleuve, confirme l'effet d'adoucissement de la nappe par le fleuve. Les groupes 3 et 4 sont caractérisés par des teneurs moyennes en éléments dissous. On y trouve quelques piézomètres proches du fleuve qui tendent vers le groupe 2 et des piézomètres loin de toute influence proches du groupe 1. Cependant, la plupart des piézomètres de ces deux groupes

sont situés dans les aménagements agricoles. Par contre, le groupe 3 semble s'individualiser par des teneurs élevées en Ca et le groupe 4 par des teneurs plus élevées en K et en HCO_3^- .

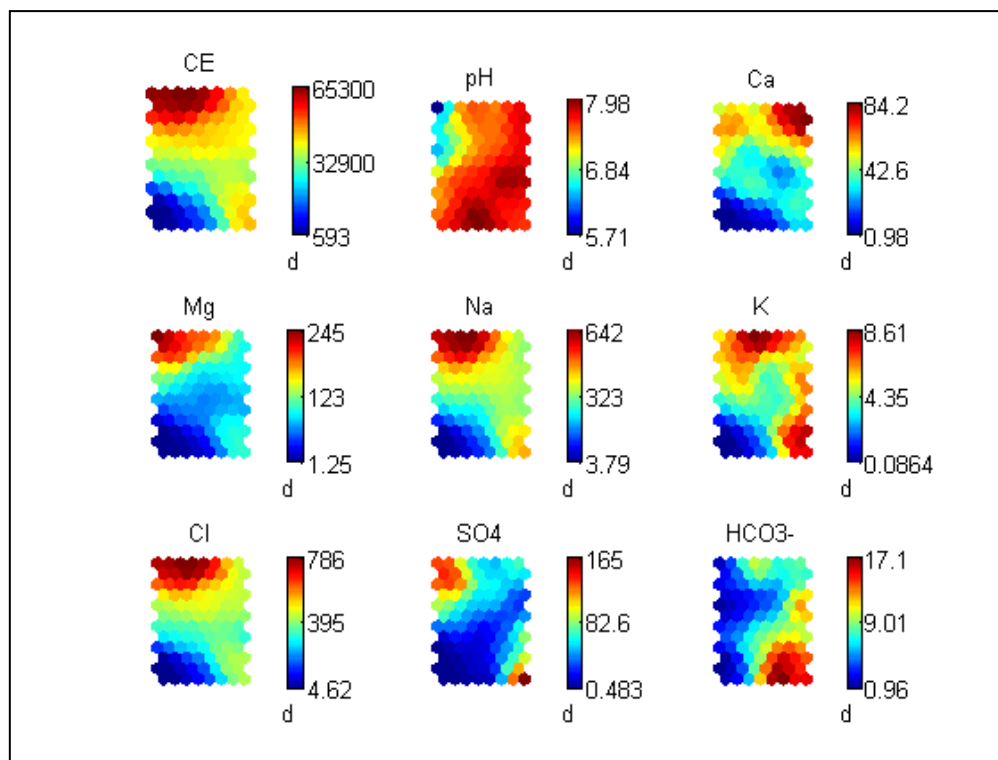


Figure III-10 : Matrice des composantes

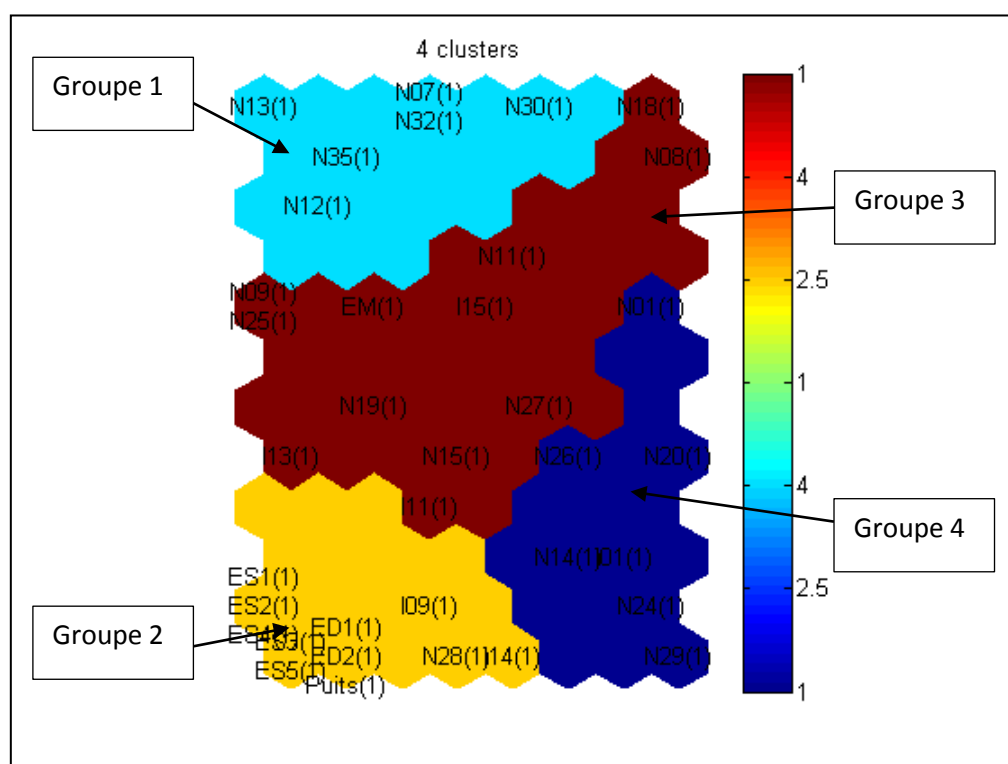


Figure III-11 : Classification des piézomètres avec la méthode des SOMs

III-2-2-3 Origine de la salinité des ESO

Les eaux souterraines du DFS ont un faciès chloruré sodique avec une forte corrélation entre Na et Cl ($r=0.94$). Le diagramme Na/Cl permet de déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines (Abid *et al.*, 2011; Bourhane, 2010; Magaritz *et al.*, 1981). Un rapport Na/Cl égal à 1 indique que la salinité provient préférentiellement de la dissolution de la halite. Un rapport Na/Cl >1 indique un enrichissement en Na dû à un échange de base avec les argiles ou à la dissolution de minéraux silicatés (Awni, 2008). Un rapport Na/Cl = 0,86 (rapport Na/Cl de l'eau de mer) indique plutôt que l'eau est d'origine marine. Enfin, un rapport Na/Cl $< 0,86$ indique que la salinité est due à de l'eau de mer qui s'est évaporée pour évoluer vers des saumures (Kloppmann *et al.*, 2011).

La figure III-12 montre que, dans un diagramme de corrélation Na-Cl, les points s'alignent, pour la plupart, sous la droite de dilution de l'eau de mer avec un rapport Na/Cl $< 0,86$. Les eaux souterraines correspondent donc à de l'eau de mer qui par endroits, s'est évaporée pour évoluer en saumures (Kloppmann *et al.*, 2011).

Cette origine marine des eaux a été confirmée par plusieurs études antérieures (Ceuppens et Wopereis, 1999; Diaw, 2008; Loyer, 1989; Ndiaye *et al.*, 2008) et s'explique par l'histoire géologique du DFS (épisodes successifs de transgressions et de régressions marines au Quaternaire). A cela, s'ajoute l'invasion marine qui se produisait sur le fleuve avant la mise en place du barrage de Diama. L'abondance des ions Mg, K, SO_4 , peut également être attribuée à cette origine marine. En effet, ces éléments sont abondants dans l'eau de mer et présentent de fortes corrélations avec les ions Na et Cl prouvant leur origine commune.

Le diagramme Na/Cl peut également être examiné sous l'angle des groupes de piézomètres précédemment définis (Fig. 13). Les piézomètres du groupe 1 sont tous situés sous la droite de dilution de l'eau de mer et constituent les saumures. Les piézomètres du groupe 2 sont pour la plupart situés au-dessus de cette droite. Certains présentent un net excès de Na par rapport au Cl ; ce qui laisse penser à un apport de Na par échange cationique. Les piézomètres des groupes 3 et 4, soumis à l'influence de l'irrigation, se situent, pour la plupart, sous la droite de dilution de l'eau mer tout en étant moins minéralisés que ceux du groupe 1.

Tableau III-2 : Résultats des analyses chimiques et indices de saturations

NOM	CE µS/cm	pH	Ca meq/l	Mg meq/l	Na meq/l	K meq/l	Cl meq/l	SO4 meq/l	HCO3- meq/l	IS Calcite	IS Gypse	IS Halite
ED1	2344	7,78	3,02	5,33	14,76	0,21	17,85	1,11	3,35			
ED2	3694	7,82	4,82	7,77	24,08	0,38	27,03	6,76	2,88			
EM	41300	7,01	20,77	92,65	413,24	6,96	455,15	52,11	2,00			
ES1	58	7,46	0,20	0,20	0,15	0,03	0,25	0,08	0,41			
ES2	83	6,98	0,24	0,25	0,27	0,03	0,22	0,04	0,53			
ES3	60	7,83	0,26	0,21	0,17	0,03	0,22	0,03	0,10			
ES4	100	7,12	0,26	0,28	0,44	0,03	0,37	0,03	0,61			
ES5	170	7,90	0,59	0,50	0,64	0,07	0,46	0,15	1,18			
I01	46664	7,63	44,19	107,80	437,72	8,16	493,39	40,90	16,37	1,40	<u>-0,45</u>	-2,58
I09	13092	8,13	6,90	13,91	118,91	1,77	114,37	14,73	6,40	0,93	-1,17	-3,70
I13	25303	7,41	29,16	39,05	198,91	2,39	278,15	0,00	4,58	0,62		-3,14
I14	19291	7,80	5,60	27,11	167,82	3,64	182,19	0,16	20,53	0,98	-3,35	-3,37
I15	46504	7,48	167,21	69,81	373,47	2,87	512,29	41,03	3,27	1,10	<u>0,09</u>	-2,63
I11	24438	7,72	43,27	54,17	183,93	2,20	255,39	7,11	7,56	1,27	-0,99	-3,21
N01	40627	7,70	53,14	92,91	353,15	6,68	441,63	23,05	13,16	1,48	-0,58	-2,71
N07	68203	7,41	37,86	194,35	670,48	7,53	828,23	41,58	12,87	0,98	-0,64	-2,16
N08	41090	7,74	91,87	82,50	314,29	3,14	447,83	38,97	6,15	1,40	<u>-0,13</u>	-2,76
N09	33028	6,51	44,06	119,28	289,74	6,31	302,87	128,56	1,40	-0,80	<u>0,05</u>	-2,97
N11	41981	7,38	52,74	103,91	390,09	4,49	447,48	72,67	4,57	0,68	<u>-0,12</u>	-2,67
N12	57970	6,84	69,99	221,25	519,52	6,19	635,10	147,40	3,67	<u>0,09</u>	<u>0,15</u>	-2,40
N13	64802	5,11	40,83	254,64	584,40	4,92	755,25	125,51	1,06	-2,40	<u>-0,17</u>	-2,27
N14	36400	7,59	32,42	99,29	337,44	6,73	387,66	28,09	18,38	1,31	<u>-0,69</u>	-2,79
N15	31604	7,48	41,03	62,91	220,16	4,37	339,82	5,38	10,30	1,13	<u>-1,19</u>	-3,02
N18	40350	7,75	73,37	109,68	351,82	8,03	415,62	95,51	9,93	1,48	<u>0,11</u>	-2,75
N19	34700	7,69	36,65	72,04	321,13	4,87	352,61	50,22	3,97	0,81	<u>-0,34</u>	-2,85
N20	32569	7,87	31,98	66,39	305,88	6,77	284,24	98,80	8,78	1,22	<u>-0,12</u>	-2,97
N24	43231	7,65	35,71	105,91	409,66	9,51	415,84	123,13	10,09	1,08	<u>-0,08</u>	-2,69
N25	45800	6,11	64,23	112,48	403,67	3,19	512,11	47,72	0,80	-1,25	<u>-0,23</u>	-2,60
N26	34682	8,17	24,95	79,20	325,31	2,66	367,65	39,76	10,31	1,49	-0,61	-2,83
N27	37978	7,67	11,65	47,62	376,30	3,91	401,67	11,90	7,68	0,63	-1,39	-2,72
N28	7510	8,11	5,45	8,33	79,57	1,01	53,77	8,85	13,29	1,20	-1,36	-4,17
N29	45471	7,49	21,95	101,66	487,18	6,41	382,99	212,88	17,98	0,91	<u>-0,11</u>	-2,66
N30	56480	7,32	81,94	186,94	472,71	7,35	685,54	42,42	6,36	0,91	<u>-0,28</u>	-2,40
N32	64275	7,66	51,31	188,35	623,69	10,39	768,69	74,85	8,95	1,18	<u>-0,25</u>	-2,23
N35	64300	7,51	66,87	226,27	678,18	7,01	780,98	157,42	3,48	0,70	<u>0,13</u>	-2,19

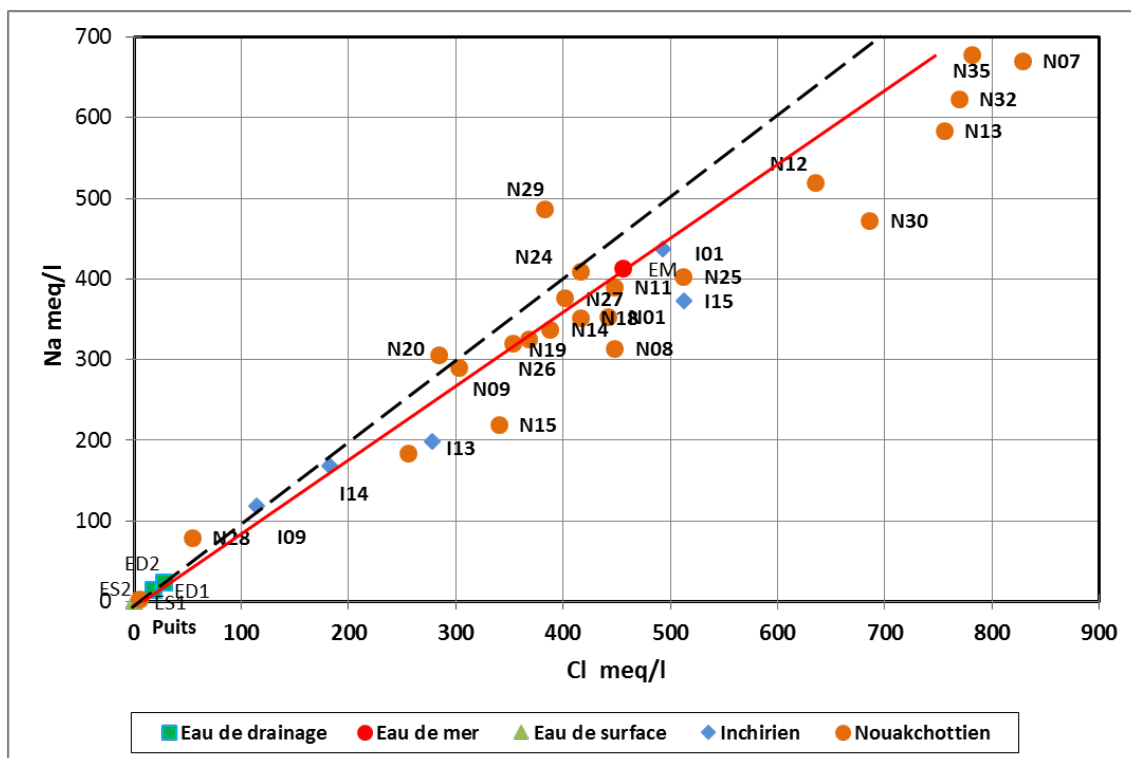


Figure III-12 : Diagramme de corrélation entre Na et Cl

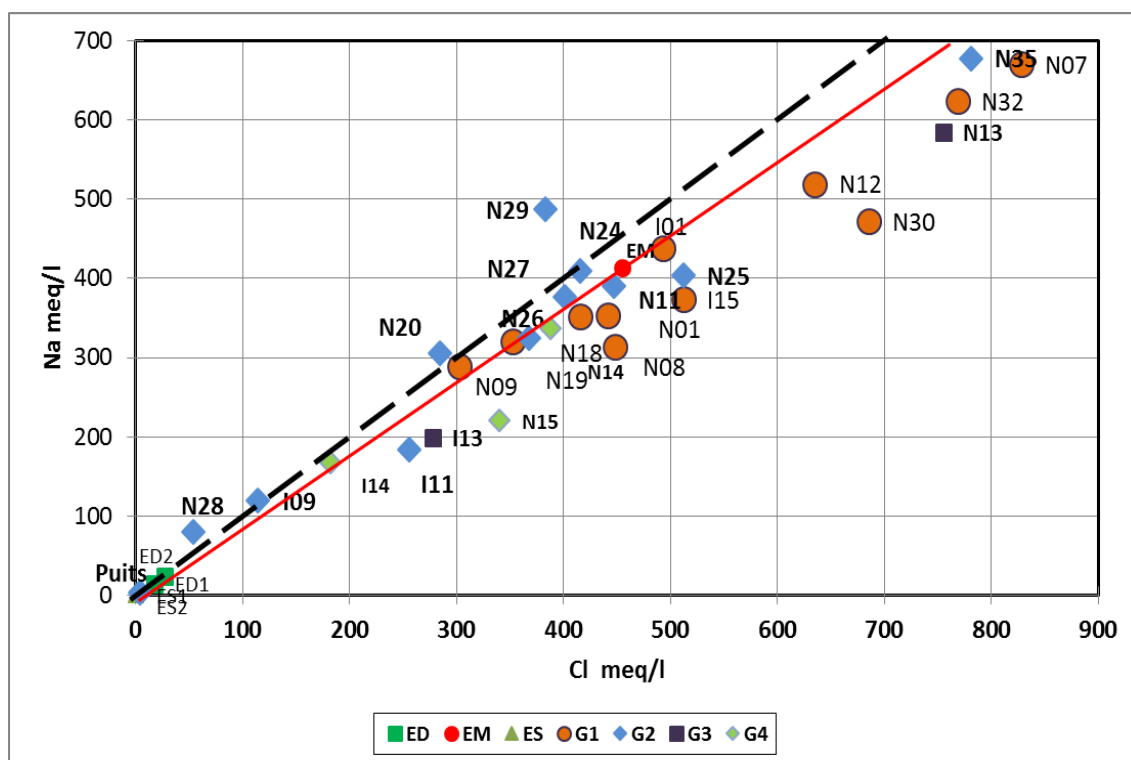


Figure III-13 : Comportement des groupes sur le diagramme de corrélation entre Na et Cl

III-2-2-4 Mise en évidence des échanges cationiques

Selon Appelo et Postma (2005), une variation de concentration de Na non associée à celle du Cl peut s'expliquer par un échange cationique. Ce processus peut être mis en évidence par le diagramme $(Ca+Mg)/(HCO_3+SO_4)$ en fonction de $(Na+K)-Cl$ (Abid *et al.*, 2011; Garcia et Shigidi, 2006; Madioune, 2012). Lorsque cet échange de base existe, les points tendent à s'aligner sur une droite de pente -1. La figure III-14 montre une corrélation de pente -1 pour l'ensemble des points.

On distingue deux pôles dans cet échange. Un premier pôle marqué par un déficit de Na+K compensé par du Ca+Mg. L'échange cationique dans ce pôle se fait donc par un remplacement du Na par du Ca et/ou du Mg. Ce pôle comprend principalement les piézomètres du groupe 1 où la nappe est rechargée par la pluie et les piézomètres des groupes 3 et 4 sous influence de l'irrigation. L'eau souterraine au droit de ces piézomètres est très minéralisée (riche en Na) ; la nappe a tendance donc à libérer du Na dans le milieu pour capter du Ca et/ou du Mg. Le second pôle est représenté par les eaux de surface et les piézomètres proches des cours d'eau. Ce pôle correspond à un excès de Na par rapport au Cl et à un déficit de Ca et Mg. Dans ce pôle, les échanges au niveau de la nappe se caractérisent par un gain de Na et libération de Ca et Mg. Ceci pourrait se justifier par un l'apport d'eau douce déjà plus riche en Ca, avec la nappe moins minéralisée, qui a tendance à garder le Na au détriment du Ca.

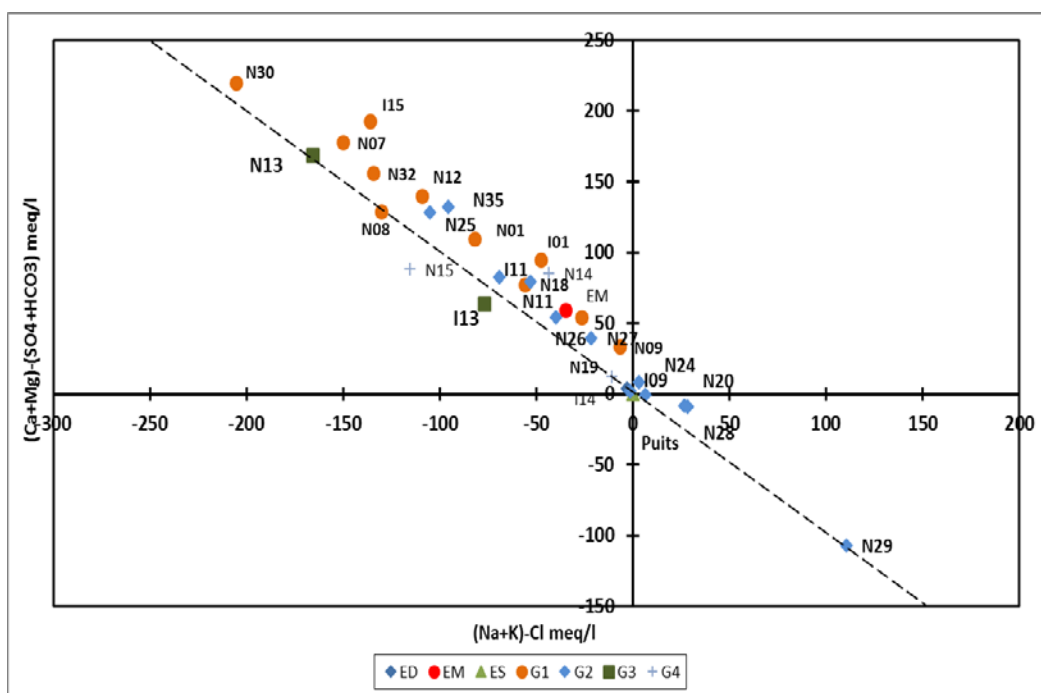


Figure III-14 : $(Ca+Mg)-(HCO_3+SO_4)$ en fonction de $(Na+K)-Cl$

III-2-2-5 Apport de sulfates par dissolutions de gypse

Les eaux de la nappe présentent des teneurs en sulfates relativement élevées. La plupart des échantillons ont, en effet, un rapport SO_4/Cl supérieur à celui de l'eau de mer. Ceci suggère un apport de sulfates. Ainsi, les indices de saturation de différents minéraux ont été calculés avec le module PhreeqC du logiciel «Diagramme». Les résultats obtenus (tableau III-2), montrent que la plupart des échantillons sont saturés en gypse. La dissolution du gypse constitue alors une source supplémentaire de sulfates pour les eaux souterraines. En effet, le gypse est très présent dans les sols du delta du fleuve Sénégal (Deckers *et al.*, 1996) et peut même précipiter au niveau de certains sols salés (Ndiaye, 1999).

III-3 Schéma conceptuel de l'hydrosystème du delta du fleuve Sénégal

Le DFS constitue un hydrosystème complexe qui met en rapport plusieurs éléments dont les plus importants sont : l'océan Atlantique, les cours d'eau, les aménagements agricoles, les dépressions de stockage des eaux de drainage et les nappes d'eau souterraine. L'analyse du comportement hydrodynamique et hydrochimique de la nappe a permis d'élaborer un modèle conceptuel des relations hydrauliques et d'acquisition de la minéralisation des eaux dans le delta. La figure III-15 décrit les relations qui existent entre la nappe et ces différents éléments.

Relation nappe-océan : la plupart des études géologiques décrivant la mise en place du DFS (Audibert, 1970; Barbiéro *et al.*, 2004; Michel, 1973; Trénous et Michel, 1971) ont fait état des épisodes de transgressions et de régressions marines durant le Tafarien (1250 000 ans), l'Aïoujien, l'Inchirien (31 000 ans) et le Nouakchottien (5500 ans). Ces mouvements alternatifs de la mer ont été à l'origine de la mise en place d'une nappe superficielle salée et du piégeage de sels dans les sédiments du sous-sol (Loyer, 1989). A cela s'ajoute les épisodes annuels de pénétration de l'océan sur le lit majeur du fleuve, suite à une baisse des crues. Cette invasion marine se faisait également dans les cuvettes de décantation (Cogels, 1994; Gac *et al.*, 1986). L'infiltration de cette eau marine a contribué à la salinisation des eaux souterraines. Ainsi, l'étude de l'origine de la salinité des eaux souterraines a confirmé leur origine marine. Cependant, la chimie de la nappe a évolué sous l'influence des autres éléments de l'hydrosystème

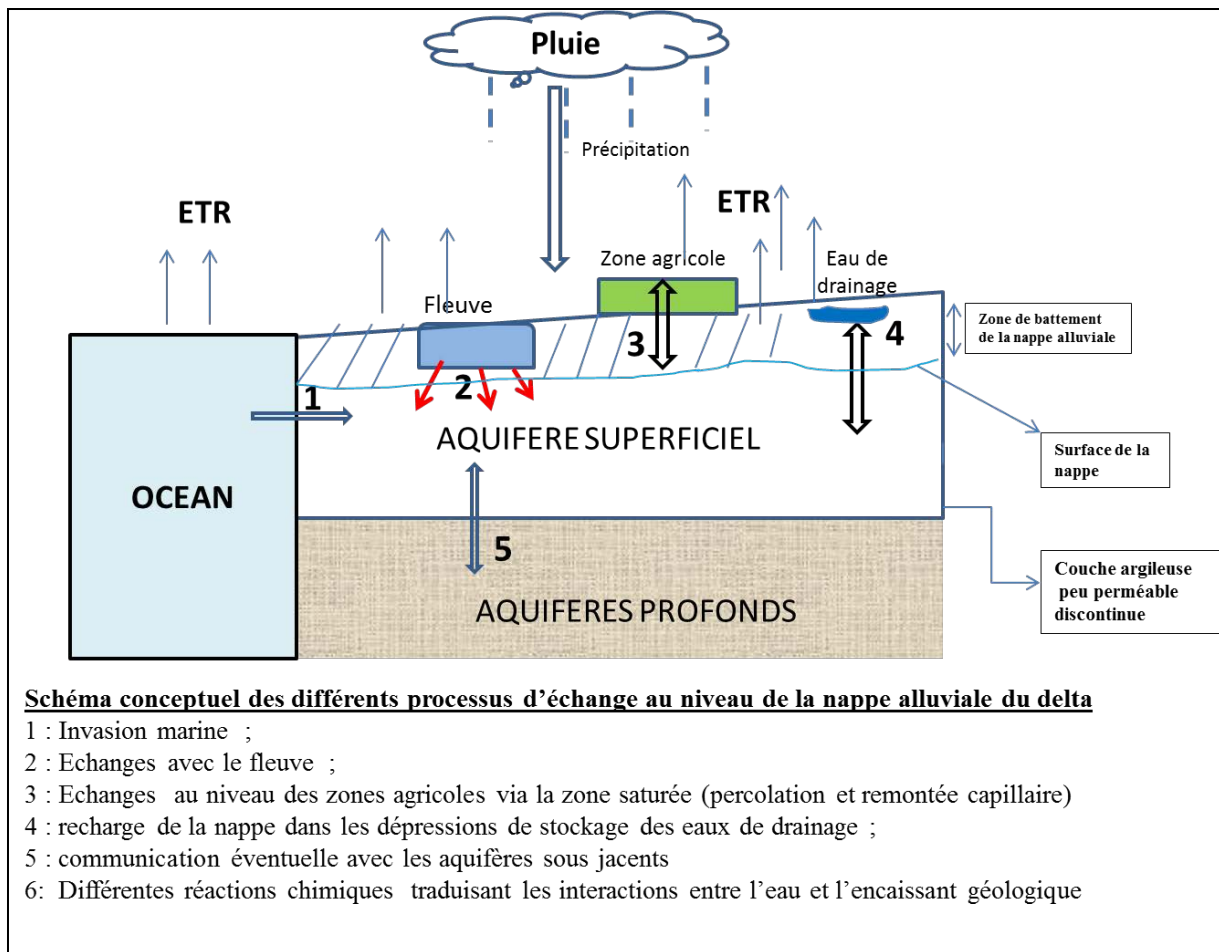


Figure III-15 : Schéma conceptuel du fonctionnement de l'hydrosystème du DFS

Relation fleuve/nappe : l'analyse du comportement hydrodynamique des piézomètres proches des cours d'eau a permis de mettre en évidence une relation de drainance entre le fleuve et la nappe. En effet, la nappe au niveau des piézomètres proches du fleuve se recharge en période sèche alors que le fleuve est à son niveau le plus haut. En période hivernale, les lâchers opérés au niveau du barrage se traduisent par une baisse de la nappe au niveau de ces piézomètres. L'étude hydrochimique confirme cette relation fleuve/nappe qui se traduit par un adoucissement des eaux de la nappe au niveau des piézomètres proches du fleuve.

Impact de l'irrigation : la riziculture, qui est la principale activité dans le delta, se fait par submersion, maintenant ainsi une lame d'eau importante à la surface du sol pendant plusieurs mois (Gning *et al.*, 2012). Elle est dès lors considérée comme la principale cause de remontée de la nappe dans le delta (Diaw, 1996). Cependant, si l'analyse du comportement hydrodynamique de la nappe au niveau des piézomètres situés dans des aménagements agricoles montre des remontées de nappe dues à l'irrigation, la signature chimique des

quantités importantes d'eau percolées n'a pas été ressentie. En effet, la nappe au niveau de ces piézomètres ne présente pas de signes d'adoucissement bien qu'elle est généralement moins minéralisée que l'eau de mer à ces endroits. On aurait pu s'attendre à une baisse plus significative de la minéralisation au vu des longues périodes de culture et des volumes d'eau importants mobilisés. Ceci laisse penser qu'il y aurait d'autres phénomènes à prendre en compte dans l'étude de la relation irrigation/nappe.

Conclusions et perspectives

Il ressort de cette étude que la dynamique de la nappe dans le delta du fleuve Sénégal reste un phénomène complexe et non uniforme. En effet, les fluctuations observées changent d'une zone à une autre notamment en fonction de la présence ou non des cours d'eau ou des parcelles agricoles. Ainsi, malgré la faiblesse de la pluviométrie, une recharge de la nappe est observée durant la saison des pluies (de juillet à septembre) lorsque l'on s'éloigne de toute influence du fleuve et des parcelles irriguées. Cette recharge est toutefois vite suivie d'une décharge du fait de la forte reprise évaporatoire. Au niveau des zones proches du fleuve, la gestion du barrage impose nettement le niveau de la nappe tandis qu'au niveau des périmètres irrigués, on assiste à des pics de remontée de nappe durant les périodes de culture. L'étude hydrochimique a, quant à elle, permis de confirmer l'origine marine des eaux souterraines. Cependant, elle aura surtout permis de montrer son évolution en fonction, une fois de plus, de la zone. Ainsi, au niveau des piézomètres loin de toute influence du fleuve ou de l'irrigation, la minéralisation a évolué dans le sens d'une surconcentration par évaporation transformant ces eaux en saumures. Au niveau des zones proches du fleuve, cette minéralisation semble évoluée dans le sens d'un adoucissement des eaux suite à une alimentation continue de la nappe par le fleuve. Enfin, au niveau des périmètres irrigués, les résultats sont plus mitigés et ne tranchent pas en faveur d'un adoucissement comme on pouvait s'y attendre. En perspective, l'étude hydrochimique devra être améliorée notamment avec l'apport des éléments traces comme le Brome (Br) et le Strontium (Sr) pour mieux discriminer la salinité des eaux. De même, la géochimie isotopique pourrait permettre de confirmer l'effet d'adoucissement par le fleuve et éventuellement l'apport de l'irrigation. Ce dernier point est suivi de très près par la mise en place de sites expérimentaux afin de mieux observer le comportement dynamique et hydrochimique de la nappe sous irrigation.

***3^{ème} PARTIE : ETUDE
EXPERIMENTALE DU
COMPORTEMENT DE LA NAPPE
SUPERFICIELLE SOUS
IRRIGATION***

Introduction

En zone aride, caractérisée par un déficit pluviométrique et une évaporation très importante, la pratique de la culture irriguée permet de relever le défi de la production agricole pour assurer à moyen ou à long terme l'autosuffisance alimentaire. Cependant, le développement de l'irrigation s'accompagne de risques d'engorgement et de dégradation des sols, liés essentiellement à la différence de concentration entre les flux d'eau entrants (par irrigation) et sortants par évaporation. Ces risques sont exacerbés par la présence d'une nappe d'eau peu profonde.

Dans le DFS, la disponibilité en eau suite à la mise en service des barrages a permis un développement de la culture irriguée, traduit par une augmentation importante des superficies aménagées. La riziculture occupe la grande majorité de ces superficies et sa pratique nécessite des consommations d'eau considérables. Ceci entraîne inévitablement un processus de percolation en direction d'une nappe superficielle sub-affleurante. La remontée, par recharge, de cette nappe présuppose des engorgements quasi permanents et des transferts verticaux de flux hydriques et de matières dans le milieu. La dégradation des sols, au bout de quelques années d'exploitation, est, sans doute, liée à ce transfert de flux de matières entre la nappe (à l'origine salée) et le sol. Le drainage profond des substances d'origine agricole, introduites par les eaux d'irrigation, et les remontées per-ascendants du sel, issu de la nappe, seraient mis en cause. La gestion équilibrée entre la nécessité d'une augmentation des superficies de culture, et donc des volumes d'eau utilisés, et la nécessité d'une limitation de la percolation des eaux devient le nouveau défi.

L'étude hydrogéochimique de la nappe superficielle du DFS a permis de confirmer son origine marine et son caractère, localement, hyper salé (endroits) dû à une surconcentration par évaporation. Ceci explique les risques de dégradation des sols en cas de proximité de cette nappe avec la surface du sol. Cependant, l'étude des processus géochimiques responsables de l'évolution de la minéralisation de la nappe ne permet pas d'identifier de manière univoque l'impact de l'irrigation sur la salinité de la nappe superficielle.

Ainsi, pour mieux appréhender la relation irrigation-dynamique de nappe-salinisation des sols, le second axe de notre démarche méthodologique consiste à mener une étude expérimentale du comportement hydrogéologique et hydrogéochimique de la nappe superficielle à l'échelle du périmètre irrigué. L'objectif est de caractériser le fonctionnement hydrique, salin et géochimique de la nappe mais aussi de la zone non saturée pendant et hors

irrigation afin de mettre en évidence les transferts de flux hydriques et de solutés per ascendant et per descendant. Cette étude devra également déboucher sur l'élaboration d'un modèle conceptuel du fonctionnement de cet ensemble permettant de réaliser les simulations et de faire des prévisions pour une gestion rationnelle des ressources et une pratique durable de l'irrigation.

Pour mener cette étude expérimentale, les périmètres agricoles de Ndelle et de Ndiaye ont été choisis. Le choix de ces deux sites a été fait sur base d'une concertation avec les agents de la SAED. Les critères principaux de sélection de ces sites sont l'accessibilité, la sécurisation du matériel de suivi et la coopération des populations paysannes.

Les chapitres suivants présentent les dispositifs expérimentaux mis en place dans chaque périmètre et les résultats obtenus.

CHAPITRE IV : MATERIELS ET METHODES

IV-1 Description des sites

Les villages de Ndelle et de Ndiaye sont situés respectivement à 30 et 35 km de la ville de Saint Louis (fig.IV-1) dans une zone de transition entre le climat à influence océanique de la ville de Saint Louis et le climat désertique de Richard Toll (Diene, 1998). Le diagramme ombro-thermique (fig.IV-2), obtenu grâce aux données climatiques recueillies à la station d'AFRICARICE (ex ADRAO) de Ndiaye entre 2011 et 2013, montre que seuls les mois d'août et de septembre peuvent être considérés comme humides, avec un maximum des précipitations durant le mois de septembre. Les températures moyennes mensuelles varient entre 20 et 30°C et sont plus élevées pendant la saison des pluies.

Au plan géomorphologique, les deux périmètres agricoles sont localisés dans des cuvettes de décantation, dépressions topographiques avec un sol argileux qui limite, à priori, l'infiltration et favorise donc la pratique de la riziculture.

Les périmètres de Ndelle et de Ndiaye furent créés en 1978 formant un aménagement unique connu sous le nom de cuvette de Ndelle-Ndiaye (Le Brusq, 1984). Avec la restructuration intervenue en 1989 lors de la nouvelle politique agricole et le désengagement de la SAED, ils ont été séparés et transformés en Grand Aménagement Non Transféré (GANT) (Fall, 2006). Ainsi, ces périmètres sont gérés par une Union Hydraulique à laquelle la SAED confie la responsabilité de l'exploitation et de la maintenance des aménagements réalisés sur fonds publics. L'Union Hydraulique regroupe à son tour des Groupements d'Intérêt Economique (GIE) qui sont des regroupements de villageois permettant un meilleur accès au crédit agricole. L'Union hydraulique de Ndelle compte ainsi 09 GIE répartis dans les 09 villages environnants tandis que celle de Ndiaye compte 05 GIE. En 2008, dans le cadre du Projet Lampsar Rive Gauche (PLRG), les deux aménagements ont été réhabilités et leurs superficies exploitables ont augmenté pour atteindre 174 ha pour Ndelle et 274 ha pour Ndiaye (SAED, 2008).

Le calendrier culturel se compose de trois saisons (fig.IV-3) : (1) une campagne dite de contre-saison chaude qui va de février à fin juin, (2) une campagne hivernale de juillet à octobre et (3) une campagne de contre-saison froide qui s'étend d'octobre à avril. La riziculture est l'activité dominante et se pratique généralement en contre-saison chaude et en hivernage. La contre-saison froide est généralement consacrée au maraichage avec notamment la culture de la tomate et de l'oignon.

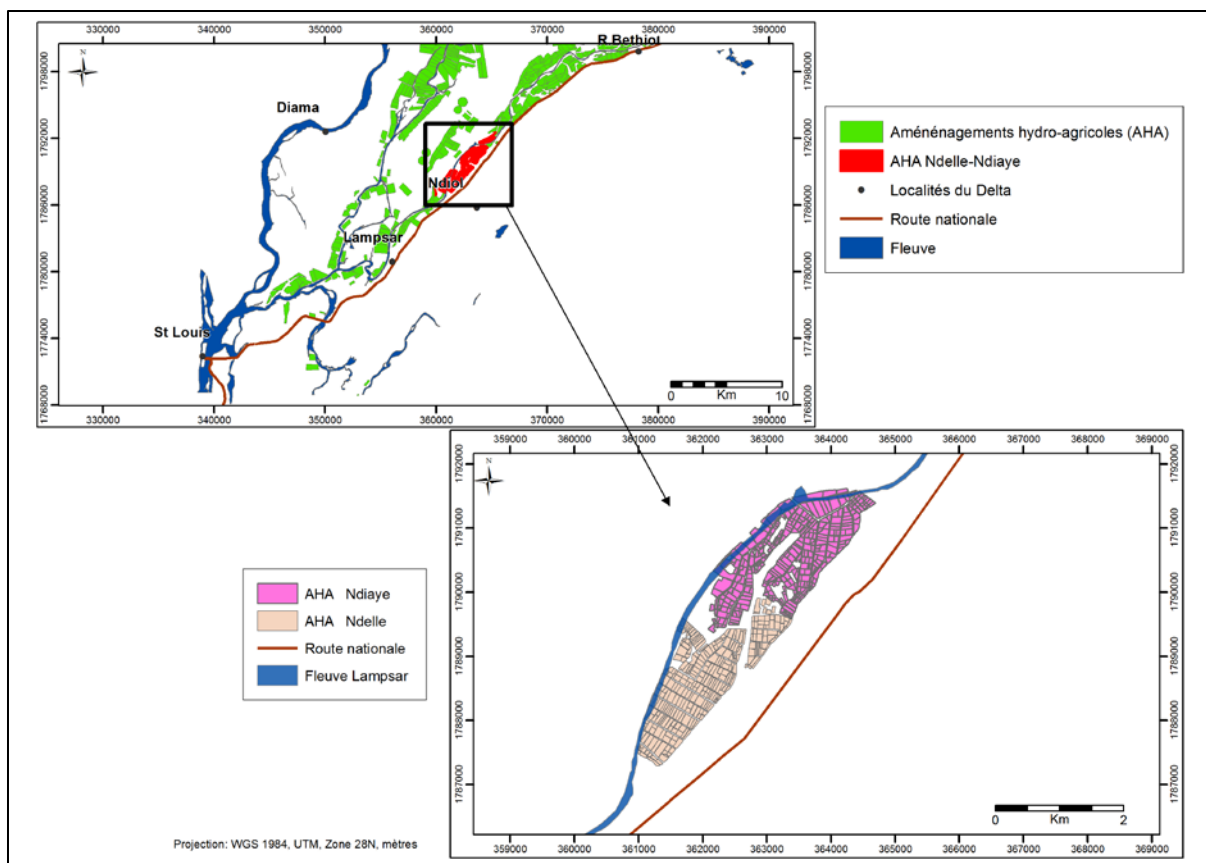


Figure IV-1 : Carte de localisation des périmètres de Ndelle et de Ndiaye

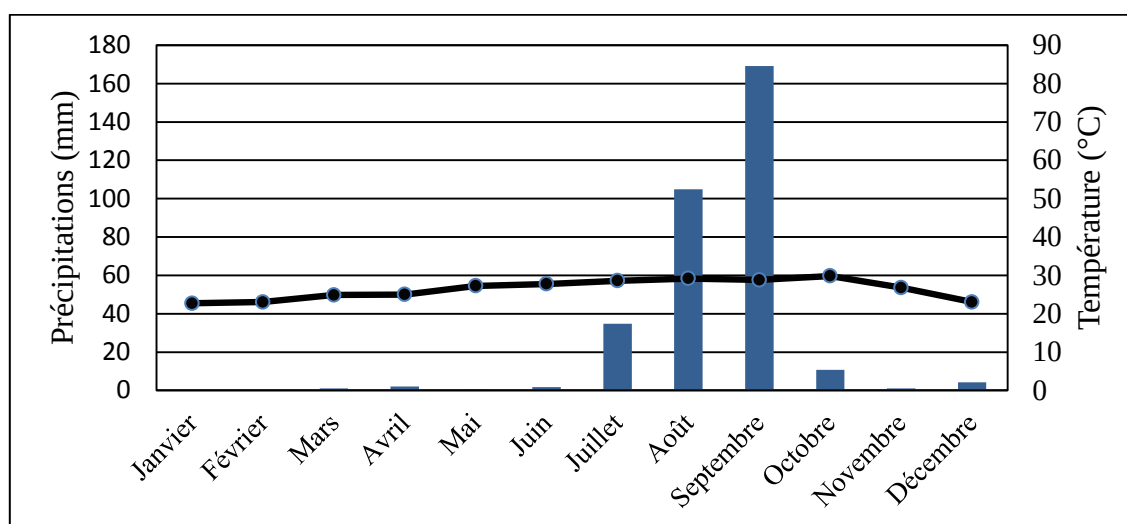


Figure IV-2 : Diagramme ombro-thermique de la station de Ndiaye entre 2011 et 2013

Sur le site de Ndelle, un lot de 16 parcelles a été choisi pour abriter le dispositif expérimental (fig.IV-4). Les parcelles ont une taille qui varie entre 1 et 1,5 ha et sont séparées par des diguettes en terre. Le suivi expérimental a débuté en février 2012 lors de la campagne de contre-saison chaude et s'est poursuivi jusqu'au mois de mai 2014 (fig. IV-3). Cependant, le dispositif décrit ci-dessous ne concerne que la première campagne. En effet, après celle-ci, les paysans ont observé une pause (jachère) suivie d'une campagne de polyculture. Après la première campagne de riziculture, de février à juin 2012, seul un suivi de la fluctuation de la nappe a été effectué.

Vu ce changement de culture à Ndelle, le site de Ndiaye a été équipé pour poursuivre l'étude du comportement de la nappe sous riziculture qui constitue de loin l'activité la plus importante mais surtout la plus consommatrice en eau. L'essentiel du dispositif expérimental de Ndelle y a été transféré en apportant les améliorations nécessaires. Ainsi, une maille de 07 parcelles a été choisie. Sa longueur totale est de 800 m et la superficie des parcelles varie entre 0,8 et 1 ha (fig.IV-5).

Le suivi des activités a débuté en février 2013 avec la campagne de riz de contre-saison chaude et s'est poursuivi jusqu'au mai 2014. Après la campagne de riziculture de contre-saison chaude (février à juin 2013), les paysans ont observé une jachère pendant l'hivernage avant de faire une campagne de maraîchage entre décembre et avril 2014 (fig.IV-3).

Année	SAISON SECHE FROIDE		SAISON SECHE CHAUDE				SAISON DES PLUIES				SAISON SECHE FROIDE		Site
	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	
2012			RIZICULTURE				HIVERNAGE (sans activité culturale)						NDELLE
2013	MARAICHAGE (OIGNON)						RIZICULTURE EN HIVERNAGE						NDELLE
			RIZICULTURE				HIVERNAGE (sans culture)						NDIAYE
2014			RIZICULTURE										NDELLE
	MARAICHAGE (OIGNON)												NDIAYE

Figure IV-3 : Calendrier de l'activité hydro-agricole sur les sites de Ndelle et de Ndiaye durant la période de suivi

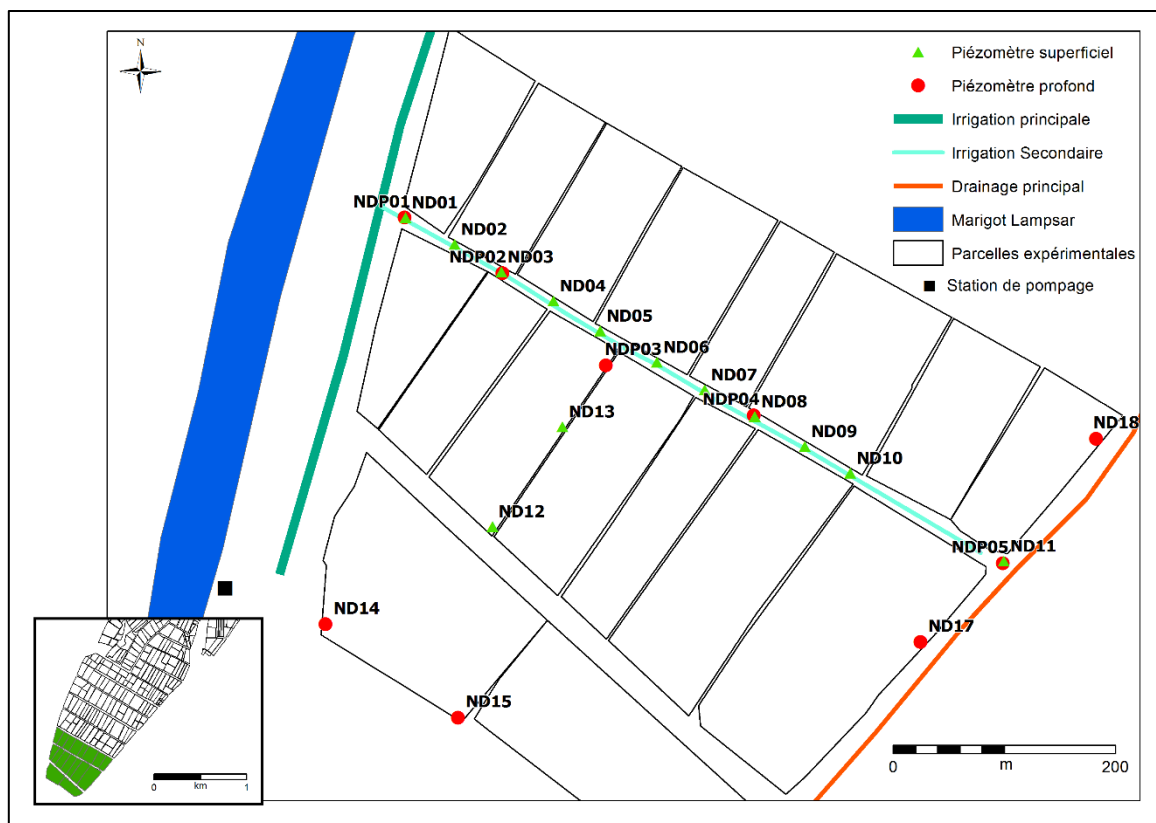


Figure IV-4 : Site de Ndelle, localisation des parcelles et du dispositif expérimental

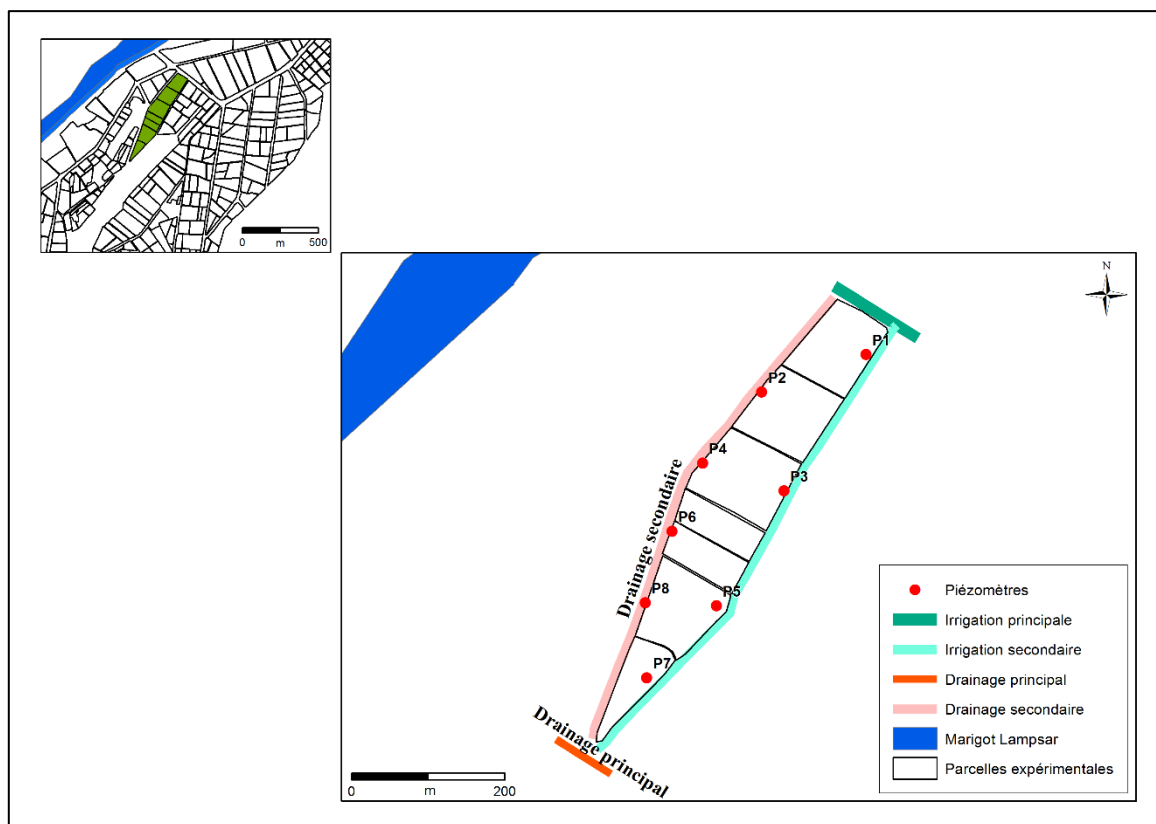


Figure IV-5 : Site de Ndiaye, localisation des parcelles et du dispositif expérimental

IV-2 Fonctionnement hydraulique des Aménagements Hydro Agricoles

Les périmètres agricoles de Ndelle et de Ndiaye, bien qu'étant alimentés tous les deux à partir du marigot Lampsar, sont indépendants sur le plan hydraulique. Le fonctionnement hydraulique, schématisé à la figure IV-6, est le même pour tous les aménagements de type public réalisés par la SAED. Ce schéma se compose de trois éléments principaux que nous décrivons sommairement.

IV-2-1 La station de pompage

La station de pompage est constituée de pompes et d'équipements électriques et permet de prélever l'eau du fleuve via un canal d'amenée. Chaque station de pompage est munie de pompes verticales à hélice actionnées par des moteurs électriques (fig.IV-7). Les performances hydrauliques de ces stations de pompage dépendent du nombre de pompes et de leurs caractéristiques. En effet, chaque pompe fournit un débit nominal (Q_n) en fonction de la Hauteur Manométrique Totale nominale (HMT nominale). La somme des débits des pompes installées en parallèle définit le débit de la station de pompage. Ces pompes sont calées à une cote minimale d'aspiration.

IV-2-2 Les canaux d'irrigation

Chaque station de pompage alimente un bassin de dissipation à partir duquel part un canal principal. Sur son parcours, le canal principal, ou canal primaire, alimente des canaux secondaires au moyen de vannes réglées pour fournir un débit donné en fonctionnement normal (fig.IV-8). Chaque canal secondaire domine une unité hydraulique autonome (maille) constituée d'un nombre variable de parcelles. Ces parcelles, de tailles variables (0,5 à 1,5 ha), sont irriguées à partir des canaux tertiaires formés soit par des tuyaux en PVC (150 mm de diamètre) placés au droit du cavalier, soit par des siphons (tuyaux souples d'environ 5 m et d'un diamètre de 50 mm). Tous les canaux d'irrigation sont à section trapézoïdale, creusés au gabarit dans une plate-forme de terre préalablement compactée.

IV-2-3 Le réseau de drainage

Au niveau des périmètres, les eaux de drainage sont évacuées des parcelles par des tuyaux en PVC de 200 mm de diamètre dans des drains tertiaires (colatures). Des drains secondaires, qui longent les parcelles, acheminent les eaux de drainage vers les drains primaires qui à leur tour évacuent les eaux vers la station d'exhaure. Les eaux de drainage de ces deux aménagements sont évacuées vers la station de Noar.

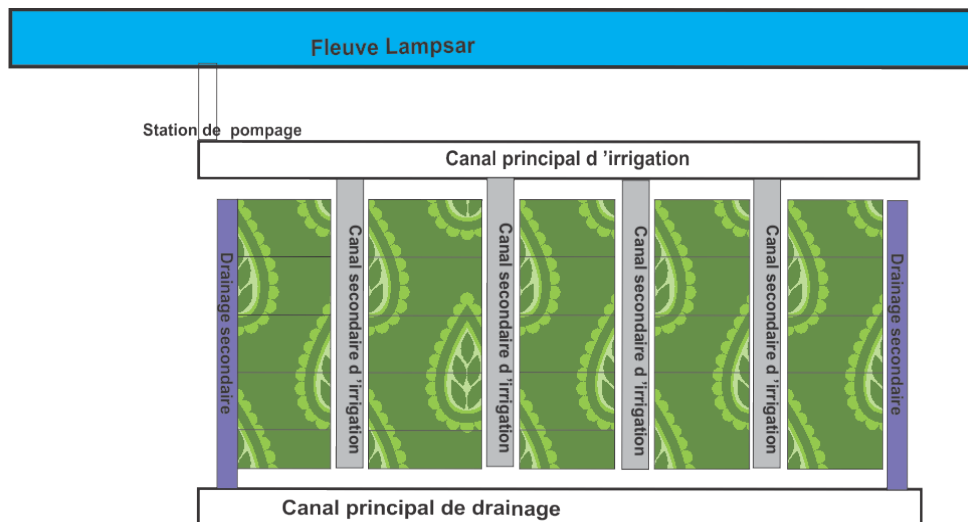


Figure IV-6 : Schéma de fonctionnement hydraulique d'un aménagement hydro-agricole



Figure IV-7 : Station de pompage de la cuvette de Ndelle et canal principal d'irrigation



Figure IV-8 : Tête de canal secondaire

IV-3 Protocole expérimental

Le but de cette étude expérimentale est de caractériser le fonctionnement hydrique, salin et géochimique du sol et de la nappe superficielle dans les périmètres agricoles pendant et hors période de culture afin de déterminer le rôle de l'irrigation dans la recharge et l'évolution géochimique de la nappe, d'une part et les mouvements de solutés du sol vers la nappe et inversement, d'autre part. Ainsi, il est nécessaire d'estimer les volumes d'eau apportés par irrigation (riziculture en particulier) et l'évolution de la qualité de ces eaux, d'estimer les volumes d'eau transférés vers la nappe via la zone non saturée et de quantifier les quantités de sels mobilisés.

Le protocole expérimental mis en place (fig.IV-9) se compose d'un dispositif de suivi de la lame d'eau d'irrigation (piézomètre de surface), de l'évolution du sol et de la solution du sol (sondes capacitives, piézomètres et bougies poreuses), de la dynamique de la nappe et de l'évolution de sa chimie (piézomètres). Les différents éléments qui composent le dispositif de suivi ainsi que les différentes mesures réalisées sur le terrain sont décrits ci-dessous.

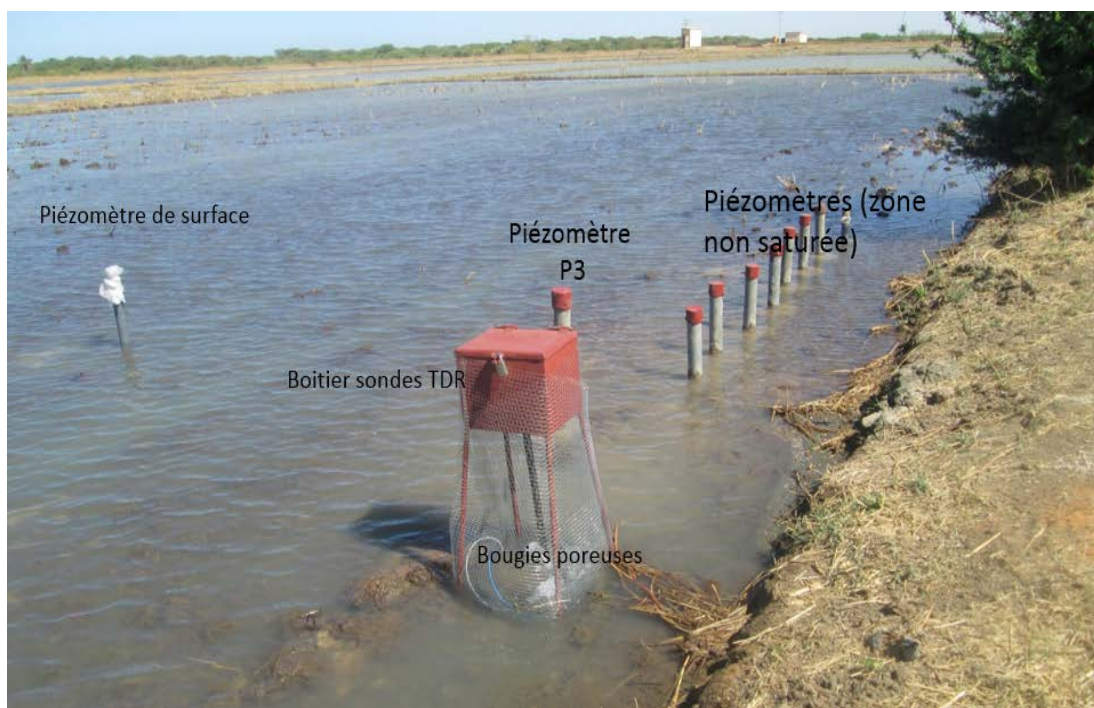


Figure IV-9 : Site de Ndiaye : dispositif expérimental mis en place sur la parcelle n°3

IV-3-1 Suivi de la lame d'eau d'irrigation

La riziculture par submersion pratiquée dans le DFS est très consommatrice d'eau. En effet, durant toute la phase d'irrigation une lame d'eau conséquente est maintenue au-dessus de la surface du sol. Malgré la hiérarchisation du système hydraulique, les quantités d'eau apportées à la parcelle sont souvent difficiles à estimer et dans certains cas, cette estimation se fait uniquement à l'échelle de la station de pompage bien en amont des parcelles (SAED, 1999).

Dans le cadre de cette étude, nous avons mis en place un « piézomètre de surface ». Il s'agit d'un tube PVC de 63 mm de diamètre et d'une longueur de 1,5 m (fig.IV-10). Ce tube est enfoncé de 50 cm dans le sol et crépiné à la surface sur une hauteur équivalente. Un enregistreur automatique, de type DIVER, est placé à l'intérieur du tube pour mesurer la variation de pression. Une sonde de type BARO DIVER permet l'enregistrement de la pression atmosphérique. La compensation de la sonde DIVER permet d'avoir la lame d'eau au-dessus de la sonde. De cette valeur sera déduite la profondeur de l'appareil par rapport au sol pour avoir la lame d'eau au-dessus de la parcelle. Notons que ce dispositif ne permet pas, tout de même, de connaître la quantité d'eau totale apportée mais celle restée au-dessus de la surface du sol.

Sur le site de Ndiaye, le DIVER simple a été remplacé par une sonde plus performante, CTD DIVER, pour suivre en même temps l'évolution de la conductivité électrique et la hauteur de la lame d'eau d'irrigation.

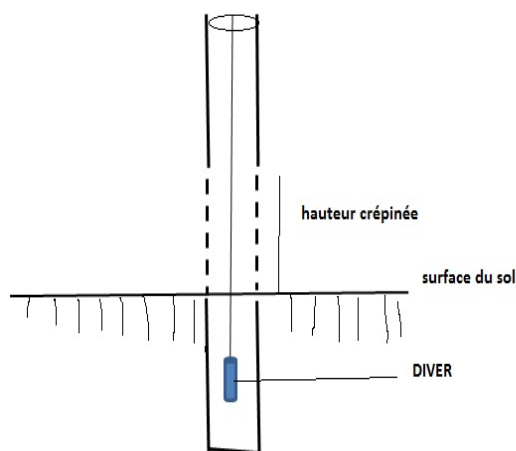


Figure IV-10 : Schéma d'un «piézomètre de surface» et son emplacement sur le site de Ndelle

IV-3-2 Caractérisation physique du sol

IV-3-2-1 Analyse granulométrique

Sur le site de Ndelle, trois sondages ont été réalisés. Les échantillons ont été prélevés tous les 20 cm jusqu'à atteindre la nappe. Ils ont été ensuite séchés, broyés et analysés au niveau du laboratoire de pédologie de la SAED situé à Ross Béthio.

Sur le site de Ndiaye, la carte pédologique (fig.IV-11) montre que les parcelles expérimentales s'étalent sur deux types de sol (« hollaldé » et « fondé »). Des sondages ont été réalisés sur chaque type de sol via une fosse creusée (1x1m). Les échantillons ont été prélevés en fonction des horizons identifiés. Ils ont été analysés au niveau du laboratoire de l'Institut National de Pédologie (INP) à Dakar.

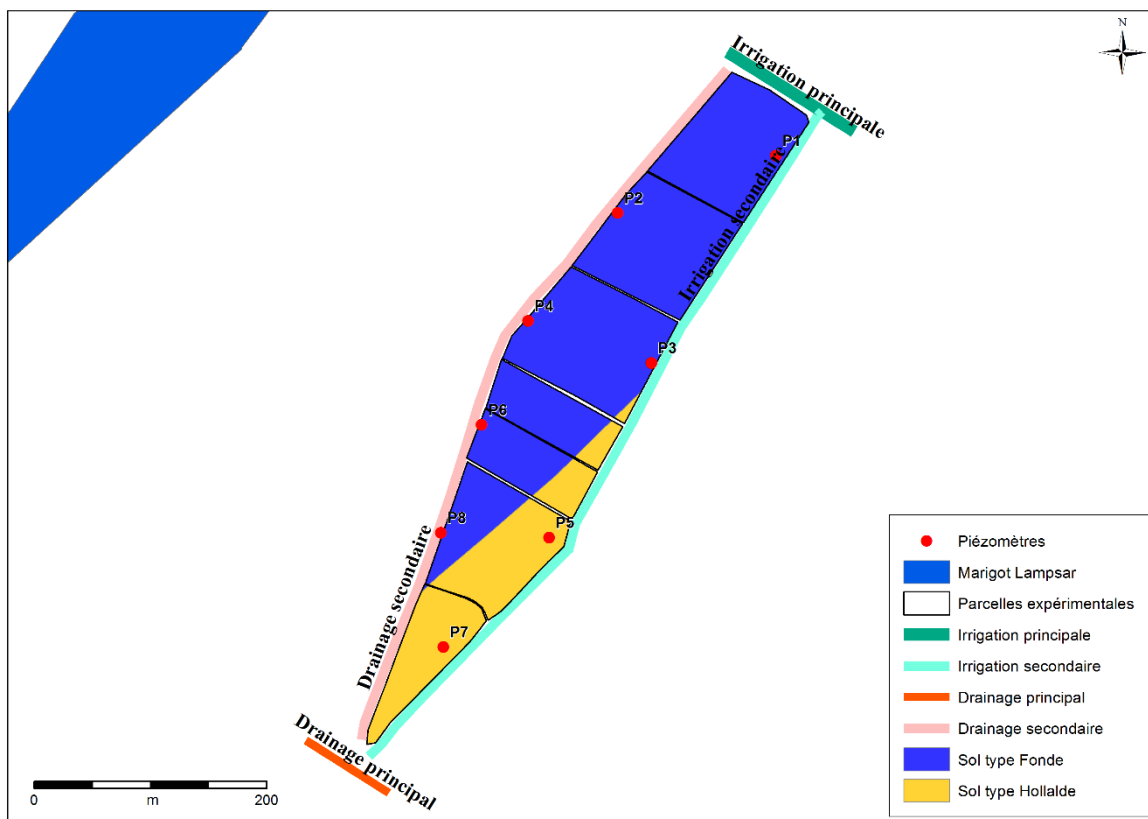


Figure IV-11 : Extrait de la carte des types de sol sur le site de Ndiaye

IV-3-2-2 Mesure de la conductivité à saturation K_s

Sur le site de Ndelle, des tests d'infiltration ont été réalisés (Gourlez de la Motte, 2012) avec la méthode FSH au simple anneau pour déterminer la conductivité hydraulique à saturation (van Ruth, 2011). Les essais ont été faits sur le sol sec avant le début de l'irrigation. En pratique, la teneur en eau initiale (θ_i) est mesurée 5 fois à l'aide d'une sonde capacitive.

Ensuite, un anneau de 39 mm de diamètre, enfoncé de 15 cm dans le sol, permet d'humecter le sol en y versant 5 litres d'eau avec un débit modéré afin de ne pas détruire la structure du sol. Le temps (Ta) mis pour une infiltration complète est mesuré. La teneur en eau finale (θf) est également mesurée à 5 reprises. L'équation suivante permet de déterminer Ks (Bagarello *et al.*, 2011) :

$$Ks = \frac{\Delta\theta}{(1-\Delta\theta)Ta} \left[\frac{D}{\Delta\theta} - \frac{(D+\frac{1}{\alpha})}{(1-\Delta\theta)} \ln \left(1 + \frac{(1-\theta)D}{\Delta\theta(D+\frac{1}{\alpha})} \right) \right] \quad (IV.1)$$

Avec : Ks la conductivité hydraulique à saturation ;

$\Delta\theta$: la différence entre la teneur en eau finale (θf) et la teneur en eau initiale (θi) ;

Ta : le temps mis pour l'écoulement complet de la lame d'eau ;

α : un paramètre dépendant du type de sol ;

D : la hauteur de la lame d'eau qui est calculée à partir de la formule

$$D = \frac{V}{A} \quad (IV.2)$$

où V est le volume d'eau infiltrée et A la section de contact de l'anneau.

Sur le site de Ndiaye, les tests d'infiltration ont été réalisés sur les deux types sols par la méthode des doubles anneaux ou méthode de MUNTZ (Boivin *et al.*, 1987). Le principe est de mesurer l'infiltration d'une lame d'eau sous charge constante verticalement dans le sol. Le dispositif est composé de deux anneaux : un anneau central (anneau de mesure) de 11 cm de diamètre et un anneau de garde de 33 cm de diamètre qui a pour fonction de maintenir l'infiltration verticale dans l'anneau central. Une lame d'eau constante de 10 cm est appliquée à l'aide d'un seau gradué.

Green et Ampt (1911) et Philip (1957) ont proposé des modèles mathématiques simplifiés de l'infiltration, pouvant s'appliquer au dispositif double-anneau. Ces modèles sont développés dans le cadre d'application de la loi de Darcy en supposant que le régime est permanent, et qu'il n'y a pas de modification du réseau poral (gonflement! colmatage). La loi de Darcy s'écrit :

$$q = \frac{dI}{dt} = \frac{-K_s(H_f - H_0 - Z_f)}{Z_f} \quad (IV.3)$$

Avec K_s , la conductivité hydraulique à saturation, I la lame d'eau infiltrée, H_0 la lame d'eau imposée à la surface du sol, Z_f la profondeur du front reliée à la lame d'eau infiltrée par :

$$I = Z_f \times (\theta_s - \theta_i) = Z_f \times \Delta\theta \quad (\text{IV.4})$$

L'équation (IV.3) devient alors :

$$\frac{dI}{dt} = -K_s \left[-1 + (H_f - H_0) \times \frac{\Delta\theta}{I} \right] \quad (\text{IV.5})$$

Le flux d'infiltration est donc une fonction linéaire de $1/I$, dont la pente est $-K_s (H_f - H_0) \Delta\theta$ et l'ordonnée à l'origine est K_s .

IV-3-3 Suivi de la teneur en eau du sol

La zone non saturée joue un rôle très important dans l'étude des transferts de flux d'eau et de matière entre la nappe et la surface du sol, notamment en zone de culture irriguée. Ainsi, la connaissance des profils hydriques et de conductivité électrique de cette tranche de sol est fondamentale pour suivre les fronts de migration d'humidité et de solutés lors de l'infiltration (Gaidi et Ichola, 2003). Selon Bentoumi (1995), la charge hydraulique imposée à la surface du sol n'est pas le seul moteur de l'écoulement dans la ZNS ; les forces capillaires jouent également un rôle très important.

La teneur en eau volumique du sol (θ) qui correspond au rapport entre le volume d'eau contenu dans le sol (V_w) et le volume total du sol ou volume apparent V_b (b pour *bulk* = global) :

$$\theta = V_w / V_b \quad (\text{IV.6})$$

Elle est différente de la teneur en eau massique ou teneur pondérale notée W qui est le rapport de la masse d'eau dans le sol M_w sur la masse de sol sec M_s

$$W = M_w / M_s \quad (\text{IV.7})$$

La relation entre θ et W est donnée par la relation

$$\theta = (\rho_b / \rho_w) \times W \quad (\text{IV.8})$$

Avec ρ_w la masse volumique de l'eau et ρ_b la masse volumique apparente du sol définie par :

$$\rho_b = M_s / V_b \quad (\text{IV.9})$$

La densité apparente du sol Da , permet aussi de lier θ et W . Da est donnée par l'équation suivante :

$$Da = Ms/(V_b \times \rho_w) \quad (IV.10)$$

Et
$$\theta = W \times Da \quad (IV.11)$$

La teneur en eau d'un sol varie entre une valeur minimale (la teneur en eau résiduelle, θ_r) et une valeur maximale (la teneur en eau à saturation, θ_s). La teneur en eau à saturation est en principe égale à la porosité c'est-à-dire que toute l'espace porale est occupée par la solution du sol. En réalité, elle est toujours inférieure à cette valeur de porosité du fait des piégeages d'air (Musy et Soutter, 1991).

Il existe plusieurs méthodes de mesure et de suivi *in situ* de la teneur en eau volumique dans le sol parmi lesquelles les sondes TDR (Time Domain Reflectometry = Réflectométrie dans le Domaine Temporel). Le principe de cette méthode est basé sur la relation entre la constante diélectrique (ou permittivité électrique) du sol et celle de l'eau du sol (Nadler *et al.*, 1991; Noborio, 2001; Robert, 2008; Topp *et al.*, 1980; Topp *et al.*, 2003). La permittivité (ε) traduit la réponse du milieu à un champ électrique. Elle est donnée par la relation :

$$\varepsilon = \left(\frac{1}{F}\right) \times \left[\frac{(Q1 \times Q2)}{r^2}\right] \quad (IV.12)$$

Pour un matériau donné, on définit une permittivité relative qui est donnée par la relation suivante :

$$\varepsilon_s = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (IV.13)$$

Avec ε_s la permittivité électrique relative, ε la permittivité électrique du milieu et ε_0 la permittivité électrique du vide ($\varepsilon_0 = 8.854187 \cdot 10^{-12}$ F/m).

La permittivité de l'eau est de 80, celle de l'air 1 et celle des autres matériaux comprise entre 3 et 5. Ainsi, dans un sol, la teneur en eau impose la permittivité apparente ou globale.

Dans la pratique, l'appareil de mesure émet une onde électromagnétique qui traverse la couche de sol jusqu'à l'extrémité de la sonde. Cette onde est ensuite totalement réfléchi et la vitesse de remontée dépend de la différence d'impédance proportionnelle à la teneur en eau du sol (Noborio, 2001). La permittivité électrique du milieu est alors calculée par la relation :

$$\varepsilon_s = \frac{C_0 \times \Delta t}{2l} \quad (\text{IV.14})$$

Avec C_0 la vitesse de propagation des ondes magnétiques dans le vide, Δt le temps de parcours dans les deux sens et l la longueur de la sonde.

La teneur en eau est alors donnée par la relation (Topp *et al.*, 1980) :

$$\theta = -5,3 \times 10^{-2} + 2,92 \times 10^{-2} \varepsilon_s - 5,5 \times 10^{-4} \varepsilon_s^2 + 4,3 \times 10^{-6} \varepsilon_s^3 \quad (\text{IV.15})$$

Dans le cadre de notre étude, des sondes capacitives de type DECAGON 5TE (Decagon, 2010) ont été utilisées. Ces sondes fonctionnent sur le même principe que les sondes TDR sauf qu'elles mesurent la capacitance C d'un condensateur qui est fonction de la permittivité électrique apparente du milieu. La relation suivante lie la capacitance à la permittivité électrique :

$$C = \varepsilon_s \times \varepsilon_0 \times \varphi \quad (\text{IV.16})$$

φ étant une constante géométrique. La teneur en eau est ensuite obtenue en utilisant l'équation (IV.15).

Sur le site de Ndelle, trois sondes ont été installées à respectivement 25, 50 et 80 cm de profondeur (fig.IV-12). Les sondes ont été installées juste avant le début de l'irrigation pour avoir la situation de départ. Cependant, quelques jours après la fin de l'irrigation, elles ont été retirées pour des raisons de sécurité. De ce fait le comportement de la ZNS n'a pas pu être suivi après irrigation.

Sur le site de Ndiaye, les sondes ont été placées successivement à 20, 40, 60 et 80 cm de profondeur (fig.IV-13). Elles ont été paramétrées pour un enregistrement journalier de la teneur en eau du sol, de la température et de la conductivité électrique apparente du sol.



Figure IV-12 : Vue des sondes capacitatives mises en place sur le site de Ndelle



Figure IV-13 : Vue des sondes capacitatives mises en place sur le site de Ndiaye

IV-3-4 Suivi de la nappe

Sur le site de Ndelle, une première ligne de piézomètres a été installée le long du canal secondaire et perpendiculairement au canal d'irrigation et de drainage principal (fig.IV-14). Les piézomètres sont distants de 50 m et sont de deux types. Les piézomètres superficiels, nommés ND (ND01 à ND11), et les piézomètres profonds nommés NDP (NDP01 à NDP05). Les piézomètres superficiels ont une profondeur maximale de 3 m et sont crépinés de la base de l'ouvrage à quelques centimètres de la surface du sol : les piézomètres profonds ont une profondeur comprise entre 5 et 6 m et ont une hauteur de crépine de deux mètres. Ils ont été placés en doublon avec les piézomètres courts (ND01, ND03, ND06, ND08 et ND11). Une deuxième ligne de piézomètres courts a été installée perpendiculairement au canal secondaire

d'irrigation (ND12 et ND13). Par la suite, d'autres piézomètres profonds (ND 14 à ND21) ont été installés sur d'autres parcelles du périmètre dans le but de mieux spatialiser le maillage. Tous les piézomètres ont été nivelés au GPS différentiel.

Des mesures de niveau piézométrique ont été réalisées avec une sonde manuelle tous les deux jours durant toute la durée de l'étude. Cette activité est la seule à être maintenue après le déplacement du dispositif expérimental à Ndiaye. Ceci a permis de suivre le comportement de la nappe durant différentes campagnes de culture.

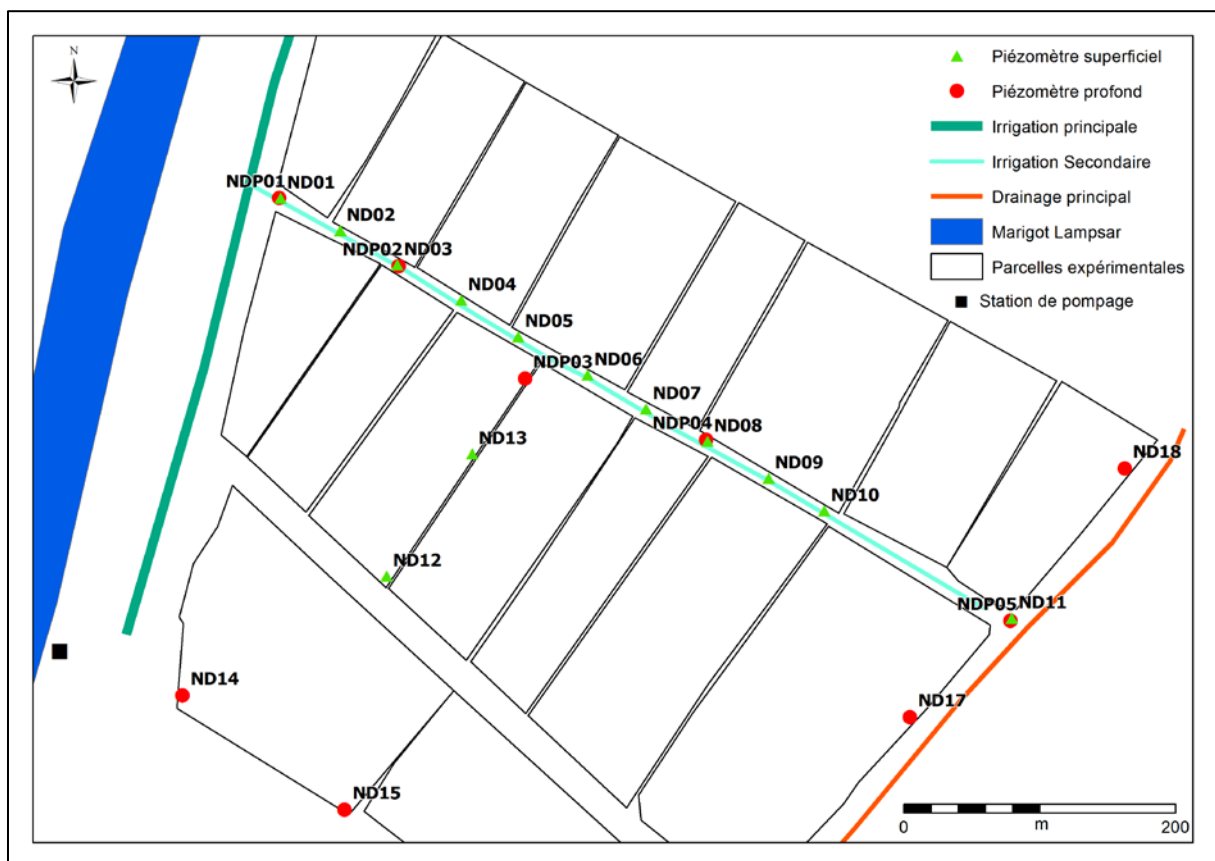


Figure IV-14 : Localisation des piézomètres sur le site de Ndelle

Sur le site de Ndiaye, deux lignes de piézomètres ont été mises en place (fig.IV-15) : une ligne le long du canal d'irrigation secondaire (P1, P3, P5 et P7) et une le long du canal de drainage secondaire (P2, P4, P6, et P8). Les piézomètres ont des profondeurs de 6 m et ont été crépinés de la surface de la nappe à la base de l'ouvrage. Un piézomètre témoin a été installé, en dehors de toute zone irriguée, à 2 km du périmètre dans le village. Ces piézomètres ont également été nivelés au GPS différentiel.

Des mesures manuelles de niveau piézométrique sont faites trois fois par semaine. Parallèlement, deux enregistreurs automatiques de type CTD ont été installés dans les

piézomètres P3 et P4. Ceci nous a permis d'observer les variations journalières des niveaux piézométriques.

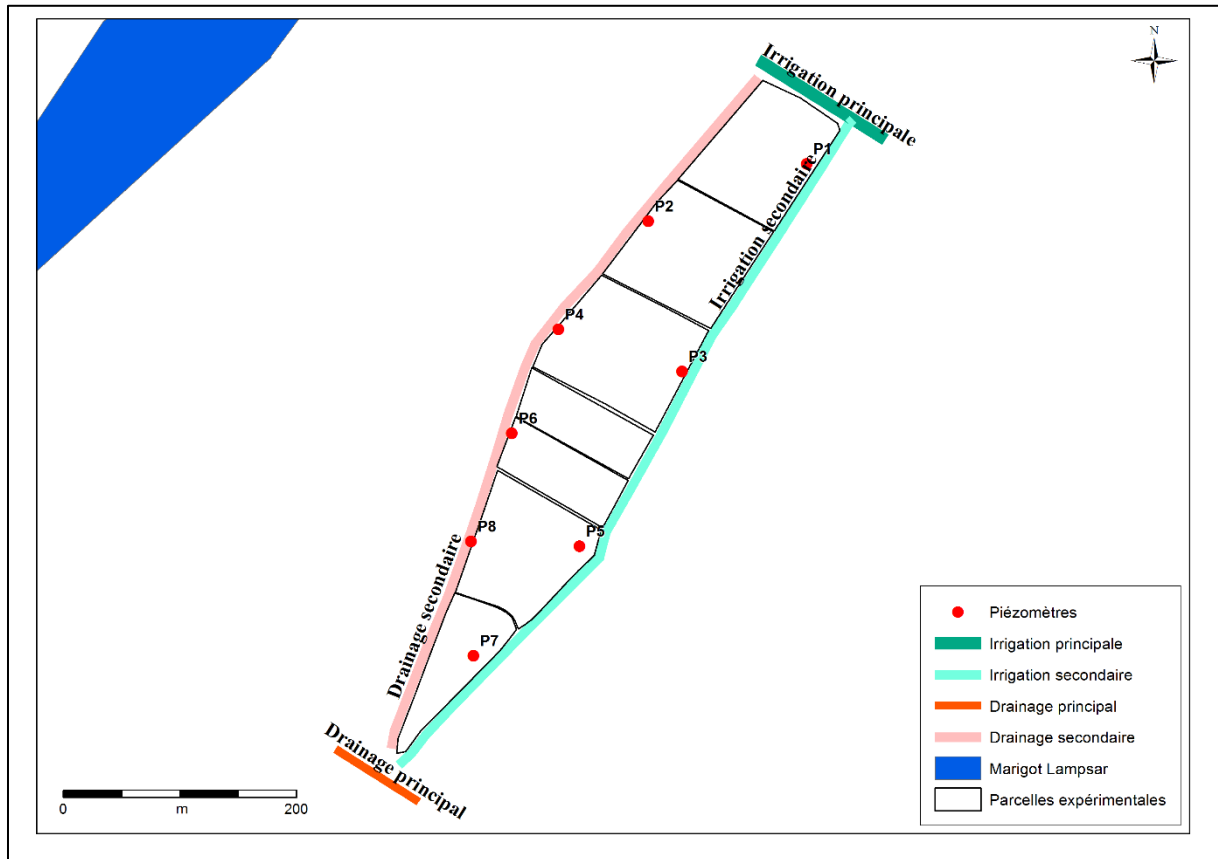


Figure IV-15 : Localisation des piézomètres sur le site de Ndiaye

IV-3-5 Suivi de la salinité

IV-3-5-1 Cartographie de la salinité du sol par prospection géophysique électromagnétique

Avant le début de l'irrigation, une tentative de cartographie de la salinité du sol a été réalisée à l'aide d'un conductivimètre électromagnétique EM38. Cet outil permet d'obtenir des profils horizontaux et verticaux de la conductivité électrique apparente du sol (CEa) (Job, 1985; Lesch *et al.*, 1992; Rhoades et Corwin, 1984). La méthode de diagnostic électromagnétique est un outil rapide et efficace pour l'appréciation de la salinité des sols tout en ne détruisant pas sa structure. Son utilisation s'est très vite repandue et connaît une très grande extension de nos jours (Bennett et George, 1995; Boivin *et al.*, 1988; Hossain, 2008; Yao *et al.*, 2012)

Le conductivimètre EM38 est composé de deux bobines distantes d'1 m (fig.V-16). La première produit un champ magnétique primaire (HP) quand elle est parcourue par un courant électrique d'une certaine fréquence (ici 14,6 kHz). Ce champ HP induit dans le sol des courants de même fréquence que celui imposé. Ces courants induisent ensuite un champ

magnétique secondaire (HS) mesuré à la deuxième bobine. Le ratio (HS/HP) mesuré par l'appareil est une fonction linéaire de la conductivité électrique des matériaux au voisinage de l'appareil. La conductivité du sol est liée à l'ordre de succession des résistivités vraies des matériaux rencontrés.

Deux positions sont possibles pour effectuer des mesures avec l'EM38 : le mode horizontal et le mode vertical. Lorsque l'EM38 est positionné horizontalement, la profondeur théorique d'investigation est 0,75 fois l'écartement des bobines, soit 0,75 m. Lorsque la configuration est verticale, la profondeur théorique d'investigation est 1,5 fois l'écartement entre les deux bobines (1 m), soit 1,5 m.

Sur le site de Ndelle, 5 profils de mesures ont été réalisés avec une équidistance de 20 mètres entre les sondages (fig.IV-17). Les mesures ont été prises à 0,25 m et 0,5 m au-dessus de la surface du sol en dispositions verticale et horizontale de manière à investiguer différentes profondeurs de sol.

Sur le site de Ndiaye, la salinité du sol au niveau des parcelles a été mesurée à différentes profondeurs avant le début de l'irrigation. Sept (07) profils ont été réalisés de manière à quadriller l'ensemble des parcelles du site expérimental avec une équidistance de 5 mètres entre les sondages (fig.IV-18).

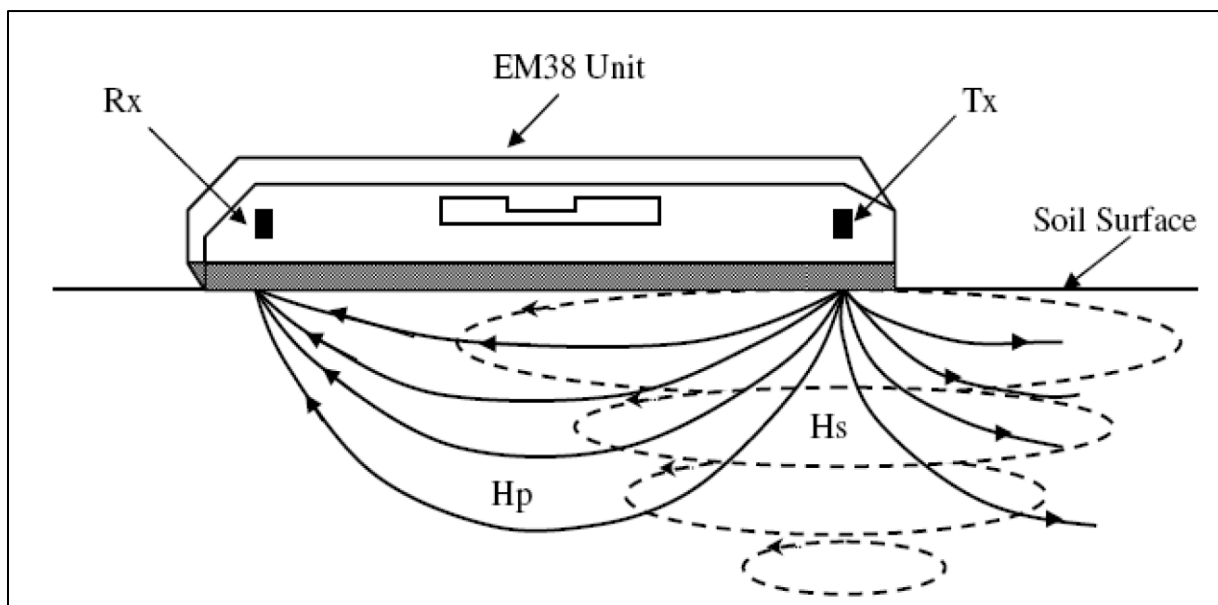


Figure IV-16 : Diagramme schématisque des champs magnétiques primaire et secondaire de l'EM38 Norman (1990)

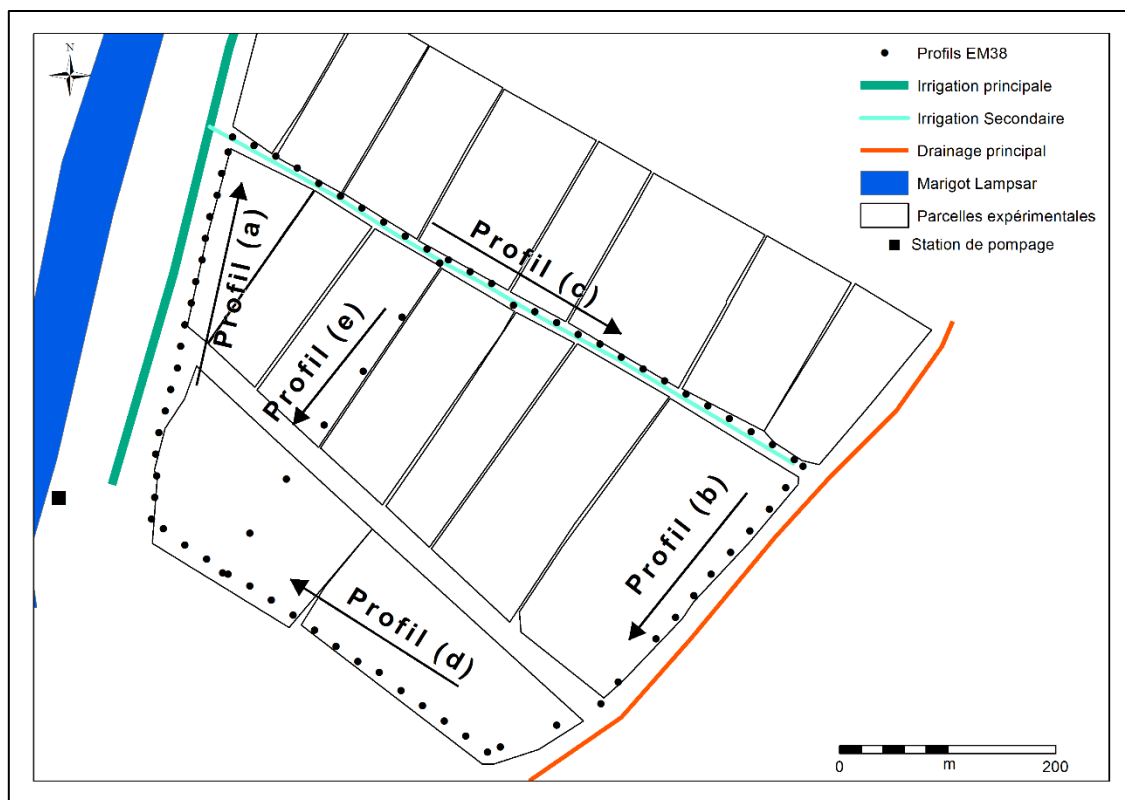


Figure IV-17 : Site de Ndelle, localisation des profils de salinité de sol mesurée avec l'EM38

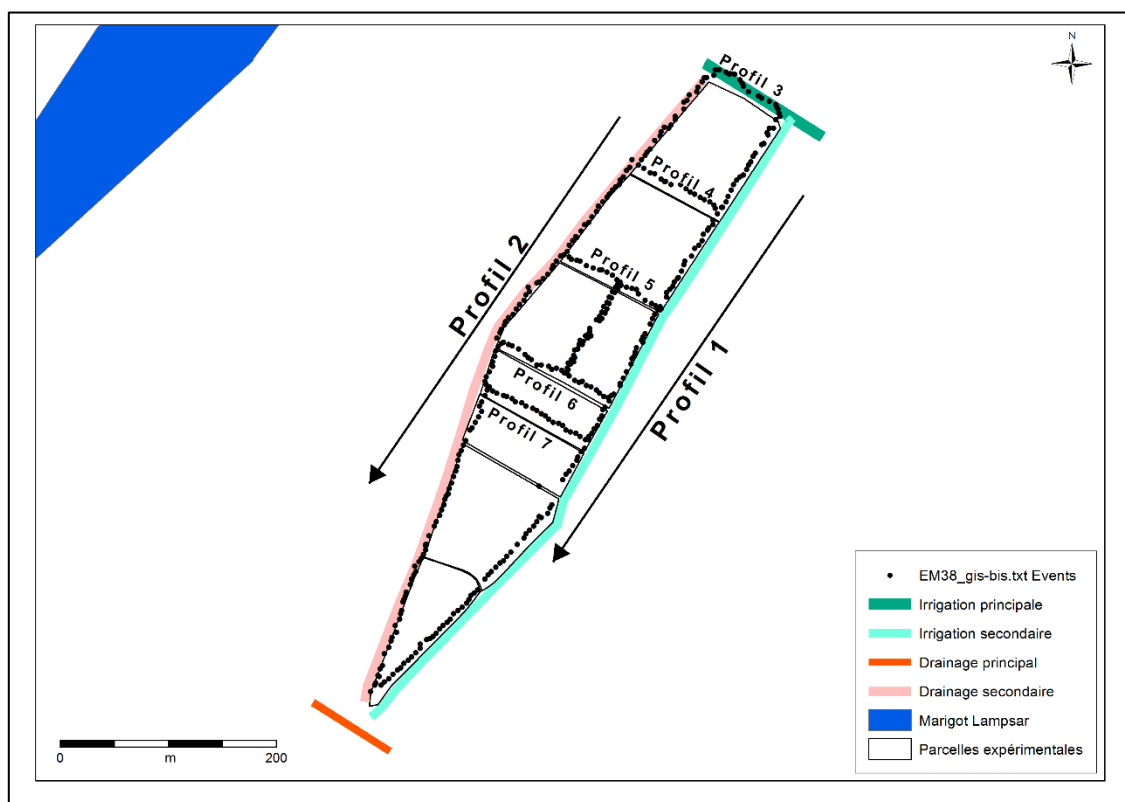


Figure IV-18 : Site de Ndiaye, localisation des profils de salinité de sol mesurée avec l'EM38

IV-3-5-2 Suivi continu de la salinité du sol

L'utilisation des sondes TDR et des sondes capacitatives présentent l'intérêt de pouvoir suivre, en plus de la teneur en eau du sol, la conductivité électrique apparente du sol (Boike et Roth, 1997; Schneider, 2009). Les principes théoriques et les méthodes pratiques ont été largement discutés par Dalton *et al.* (1984), Nadler *et al.* (1991), Topp *et al.* (1980), entre autres cités par Noborio (2001). Les sondes capacitatives fournissent directement la valeur de la CEa du sol (Decagon, 2010). La conductivité de la solution du sol en est déduite par la relation suivante (Hilhorst, 2000) :

$$CEw = \frac{\varepsilon_w \times CEa}{\varepsilon_s - \varepsilon_{sw=0}} \quad (IV.17)$$

Avec, ε_w la permittivité électrique de l'eau du sol, CEa la conductivité électrique apparente du sol, ε_s la permittivité électrique apparente du sol, $\varepsilon_{sw=0}$ la permittivité électrique du sol sec. Cette formule permet d'avoir une approximation de la conductivité électrique de l'eau du sol.

IV-3-5-3 Suivi de la salinité des eaux

La salinité des eaux d'irrigation, de l'eau de submersion et de la nappe a été suivie sur le site de Ndelle grâce à une sonde multi paramètre de type YSI. L'appareil était calibré à chaque début de semaine pour une meilleure fiabilité des mesures. Ces mesures ont été réalisées en même temps que les mesures de niveau d'eau, à savoir tous les deux jours. Pour rappel, sur le site de Ndiaye par contre, 02 sondes CTD DIVER ont été installées dans les piézomètres P3 et P4.

IV-3-6 Suivi de la chimie des eaux

Sur le site de Ndelle, les eaux du canal d'irrigation, de submersion de la parcelle et des canaux de drainage ont été échantillonnées à plusieurs reprises. En ce qui concerne la nappe, deux campagnes ont été effectuées (en juin et décembre 2012) avec mesure in situ des paramètres physico-chimiques et prélèvement d'eau pour analyse au laboratoire d'hydrochimie du service HGE du Département ARGENCO de l'Université de Liège.

Sur le site de Ndiaye, l'accent a été mis sur le suivi l'évolution de la composition chimique de la solution du sol et de la nappe. Pour la solution du sol, des piézomètres en PVC ont été disposés en série avec crépines à différentes profondeurs. Le tube T1 est crépiné entre 20 et 30 cm et le T8 entre 80 et 90 cm. Il s'agit d'isoler la solution du sol à ces deux horizons. Des échantillons d'eau ont été effectués dans ces tubes à la fréquence mensuelle durant la

période de riziculture (fig.IV-19). A côté de ces tubes, trois (03) bougies poreuses ont été installées à 30, 60 et 90 cm de profondeur. Ces bougies permettent un échantillonnage direct de la solution du sol. Elles ont également été échantillonnées durant la période de riziculture.

L'eau de la nappe est échantillonnée tous les mois entre (mars et octobre). Les prélèvements ont été effectués dans les piézomètres situés dans les parcelles et le piézomètre témoin. Tous les échantillons ont été analysés au laboratoire d'hydrochimie du service HGE du Département ARGENCO de l'Université de Liège.

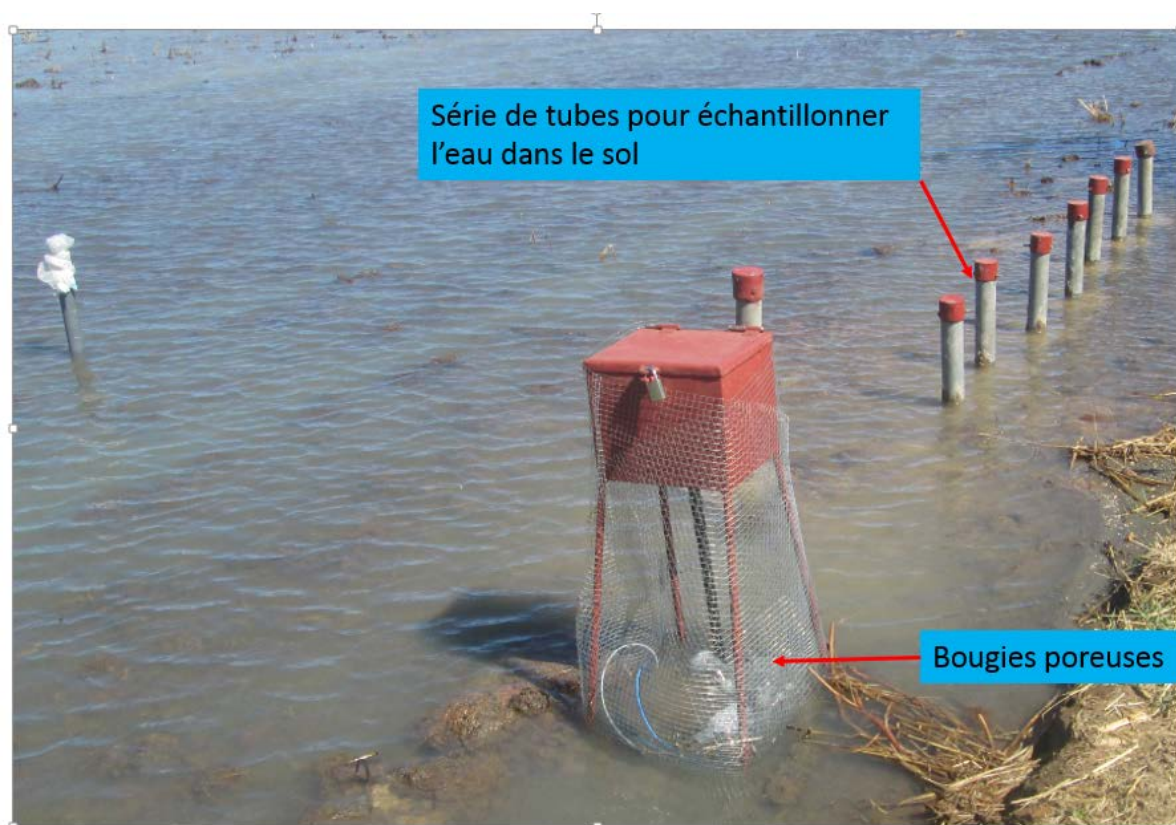


Figure IV-19 : Dispositif d'échantillonnage de l'eau du sol sur le site de Ndiaye

CHAPITRE V : RESULTATS ET DISCUSSIONS

V-1 Caractéristiques physiques du sol

V-1-1 Granulométrie

Les résultats des analyses granulométriques des trois sondages réalisés sur le site de Ndelle sont synthétisés au tableau V-1. Les valeurs représentent les teneurs moyennes des trois sondages. La lecture du tableau indique la prédominance de la fraction fine (argile, limon). Les argiles présentent la plus forte abondance entre 20 et 40 cm et les limons entre 20 et 60 cm de profondeur. Le pourcentage de sable reste globalement stable sur le profil.

Tableau V-1 : Moyenne des analyses granulométriques réalisées sur les 03 échantillons prélevés à Ndelle

Profondeur (cm)	Argile (%)	Limon (%)	Sable (%)
0 – 5	30	43	27
5 – 20	46	26	28
20 - 40	47	29	24
40 - 60	34	41	25
60 - 80	35	40	25

A Ndiaye, la carte pédologique mentionne la présence de deux types de sol, fondé et hollaldé. Un sondage a été réalisé dans chaque type de sol. Le profil pédologique des deux types de sol montre la superposition de deux horizons. L'horizon supérieur, nommé A1, situé entre 0 et 50 cm de profondeur, est caractérisé par une texture fine avec 45% d'argile et 45% de limon (tableau V-2). Selon Le Brusq (1980), cet horizon est caractérisé par la présence d'«Iron pipes» pouvant renfermer des traces de gypse. Ceci montre qu'il constitue une zone de dépôt de sels. L'horizon inférieur (de 50 à 100 cm de profondeur) a une composition grossière prédominante avec plus de 40% de sable. La composition sableuse augmente en profondeur et l'aquifère nouakchottien, situé à 1,5 m de profondeur, est nettement sableux. On note sur le profil P2 la présence d'un horizon C1 qui constitue une zone de transition entre les deux textures.

Les sols rencontrés sur les deux sites sont donc de type limono-argileux, caractéristiques des cuvettes de décantation (Boivin *et al.*, 1998). Les argiles de ces sols sont constituées à 40-60% de smectites mélangées à des illites et de la kaolinite. Les sols des cuvettes de décantation sont relativement bien structuré et fissuré à l'état sec (Boivin, 1993).

Tableau V-2 : Résultats des analyses granulométriques sur les deux types de sol à Ndiaye

PROFILS	P1 (sol hollaldé)		P2 (sol fondé)		
HORIZON	A1	B1	A1	B1	C1
Argile %	46	17	43	8	23
Limon %	46	40	44	7	46
Sable %	8	43	13	85	31

V-1-2 Conductivité hydraulique à saturation (Ks)

Les mesures de conductivité hydraulique réalisées à Ndelle ont été interprétées par Gourlez de la Motte (2012). Les résultats obtenus pour différentes valeurs du paramètre empirique α sont repris au tableau V-3. La conductivité hydraulique à saturation varie fortement en fonction du paramètre α (équation IV.1). Pour une valeur de $\alpha = 0,1$ recommandée pour un sol argileux, la valeur de Ks obtenue est de 2,58 cm/h. Par contre, les valeurs moyennes obtenues lors de l'étude pédologique dans le cadre du PLRG (SAED, 2008), par essai de double anneau, donnent des Ks plus élevées tout en étant du même ordre de grandeur, de l'ordre de 3,55 cm/h en considérant que la texture de surface est limoneuse.

Tableau V-3 : Conductivité hydraulique à saturation calculée pour le site de Ndelle (Gourlez de la Motte, 2012)

	$\alpha=0,1$	$\alpha=0,05$	$\alpha=0,01$	$\alpha=0,001$
Ks (cm/h)	2,58	1,3	0,26	0,026

A Ndiaye, les résultats des tests d'infiltration réalisés sur les sols de type fondé et hollaldé par la méthode du double anneau, récapitulés dans le tableau V-4, montrent que les taux d'infiltration sont sensiblement les mêmes pour les deux types de sol. L'évolution des taux d'infiltration au cours du temps, représentée à la figure V-1, montre que ceux-ci décroissent avec le temps et se stabilisent après 4 heures de mesure. Les valeurs de Ks, obtenues à l'aide de l'équation IV-5, sont respectivement de 1,5 et 2 cm/h pour le profil P1 et le profil P2.

L'évolution du taux d'infiltration dans le sol peut être influencée par le phénomène de piégeage d'air. En effet, selon Hammecker *et al.* (2002), citant les travaux de Touma et Vauclin (1986), de Jalali-Farahani *et al.* (1993) ou de Wang *et al.* (1998), la diminution du taux d'infiltration peut être attribuée à un phénomène de piégeage d'air dans le sol dont la

conséquence est une baisse drastique du taux d'infiltration au cours du temps. Ceci pourrait remettre en cause l'hypothèse d'un écoulement monophasique, ne prenant en compte que le transit de l'eau, généralement admis dans l'étude des écoulements en milieu variablement saturé. Ainsi, Jarett *et al.* (1980), lors d'une étude des transferts hydriques en contexte d'irrigation par submersion en présence de nappe peu profonde, concluent que l'approximation d'un écoulement monophasique n'était pas valable. Hammecker *et al.* (2002), dans le cadre d'une étude des transferts hydriques dans les parcelles irriguées de la Vallée du Fleuve Sénégal (à Podor, au nord-est de la zone d'étude), semblent conforter cette hypothèse en expliquant la différence entre le bilan d'eau obtenu par l'étude expérimentale et celui obtenu par modélisation monophasique avec Hydrus, par le fait de négliger ce phénomène.

Dans le cadre de cette étude, aucune donnée ne confirme l'importance de ce phénomène qui sera donc négligé dans le cadre des travaux de modélisation qui seront réalisés par la suite. L'hypothèse d'un écoulement monophasique sera donc admise et la conductivité hydraulique à saturation des différents types de sol sera estimée grâce à des fonctions de pédotransferts.

Tableau V-4 : Résultats des tests d'infiltration sur le site de Ndiaye

Temps	15 mn	30 mn	45 mn	1h	2h	3h	4h	5h	6h	7h
P1	7,6	4,21	3,79	2,1	2,1	0,74	1,37	0,95	1,05	1,1
P2	6,74	2,94	2,10	1,68	2,21	1,55	1,77	1,32	1,36	1,36

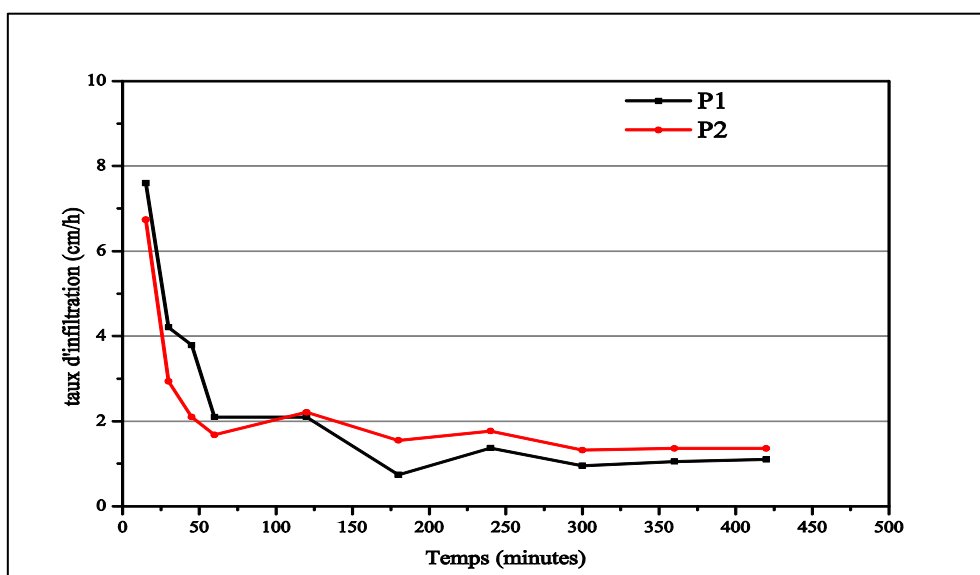


Figure V-1 : Evolution du taux d'infiltration en fonction du temps

V-2 Fonctionnement hydrique

L'étude du fonctionnement hydrique permet de quantifier les apports et les sollicitations et de décrire le comportement hydrique du sol et de la nappe pendant et hors période d'apport en eau. Un bilan d'eau est proposé pour différente période.

V-2-1 Evolution de la lame d'eau d'irrigation

La figure V-2 représente l'évolution de la lame d'eau d'irrigation dans la parcelle à Ndelle, pour la campagne de 2012, et à Ndiaye pour la campagne de 2013. Les lames d'eau présentent une évolution similaire dans les deux sites. L'irrigation dure un peu plus de 100 jours et débute par un apport d'eau important dans les premiers jours. Il se produit une accumulation de l'eau à la surface du sol qui atteint 300 mm à Ndiaye et 250 mm à Ndelle. Il s'en suit, après une quinzaine de jours, un drainage partiel laissant une lame d'eau résiduelle d'environ 10 cm dans les parcelles. Par la suite, les lames d'eau présentent une évolution plus irrégulière marquée par plusieurs séries d'apport d'eau qui visent à maintenir une lame d'eau suffisante pour le développement du riz. Les lames d'eau imposées à la surface du sol dans les sites sont en moyenne égales à 200 mm durant la plus grande partie de la culture. L'apport d'eau total a été estimé à 1980 mm à Ndelle et à 2400 mm à Ndiaye. Ces valeurs ne tiennent pas compte des quantités d'eau infiltrées ou évaporées mais représentent la quantité d'eau accumulée à la surface du sol.

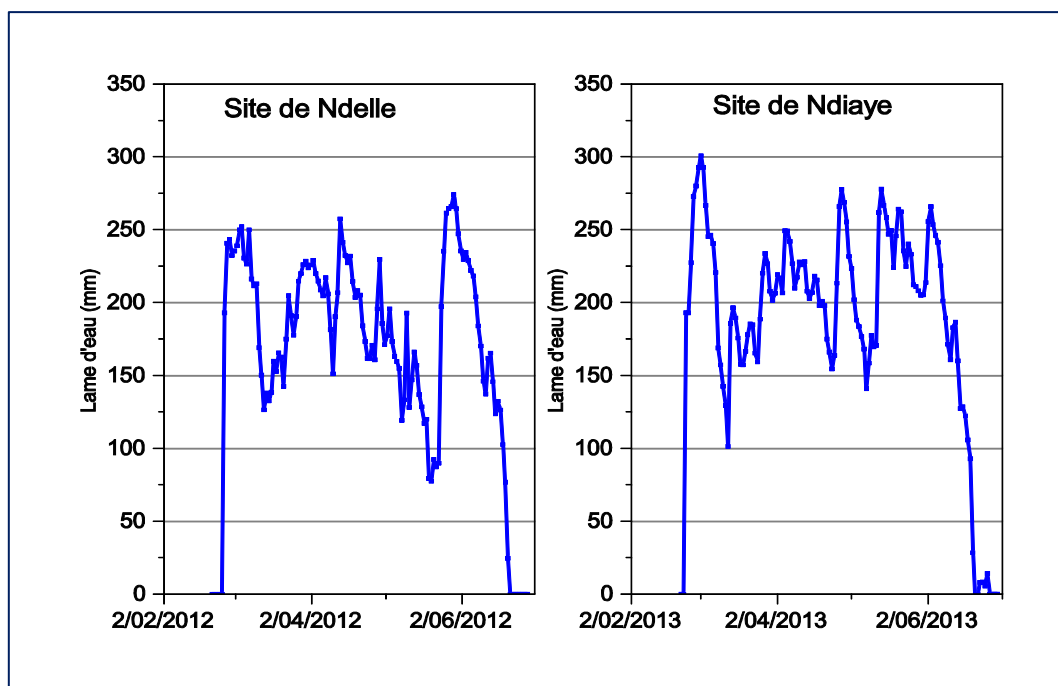


Figure V-2 : Evolution de la lame d'eau d'irrigation

La hauteur de la lame d'eau a une influence sur le rendement. En effet, selon Zeng *et al.* (2003) cités par Gourlez de la Motte (2012), le riz supporte mieux une lame d'eau de 10 cm. L'influence de la lame d'eau est plus importante pendant la phase de germination et de floraison que pendant la phase de maturation (Lacharme, 2001). Il est à noter que dans les deux sites la lame d'eau d'irrigation est nettement supérieure à ce seuil de 10 cm.

V-2-2 Evolution de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration réelle pour le riz (ETR_{riz}) est calculée pour les deux sites durant la période de riziculture. Les données journalières de la station météorologique de Ndiaye ont été utilisées et l'ETP est estimée par la méthode FAO de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 2004). L'ETP est obtenue grâce à l'équation (V.1)

$$ETP = \frac{0.408 \times \Delta \times (Rn - G) + \gamma \frac{900}{(T + 273)} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (V.1)$$

Avec :

- ETP, l'évapotranspiration potentielle de référence (mm/jour)
- Rn , le rayonnement net à la surface du sol ($MJ\ m^{-2}\ jour^{-1}$)
- G , le flux de chaleur du sol ($MJ\ m^{-2}\ jour^{-1}$), peut être négligé à l'échelle journalière.
- T , la température moyenne de l'air à 2m de hauteur
- u_2 , la vitesse du vent à 2m de hauteur (m/s)
- e_s , la pression de vapeur saturante (kPa)
- e_a , la pression de vapeur réelle (kPa)
- γ , la constante psychrométrique ($kPa\ ^\circ C^{-1}$)
- Δ , la pente de la courbe de pression de vapeur ($kPa\ ^\circ C^{-1}$)

L' ETR_{riz} est obtenue en multipliant l'ETP par le coefficient cultural du riz (K_{criz}). Raes *et al.* (1995) proposent les valeurs suivantes (tableau V-5) de K_c qui conviennent pour le riz irrigué par submersion en climat sahélien.

Tableau V-5 : Coefficients culturels pour le riz en fonction du stade développement (Raes *et al.*, 1995)

K_c (phase initiale)	K_c (phase de germination)	K_c (phase de maturation)
1,15	1,3	1,05

Les résultats obtenus montrent que l'ETR_{riz} journalière varie entre 8 et 12 mm à Ndelle et 10 à 14 mm à Ndiaye (fig. V-3). Elle atteint sa valeur maximale au mois de mai qui correspond au stade de maturation. L'ETR totale sur la période de culture est estimée à 1108 mm au cours de la culture pour le site de Ndelle. Pour le site de Ndiaye, l'ETR totale est estimée à 1577 mm sur la période de culture. Cependant, la présence d'une lame d'eau à la surface du sol empêche toute évaporation à la surface de celui-ci. L'évaporation se fait donc à partir de l'eau d'irrigation et sous forme de transpiration au niveau des cultures. Cette évapotranspiration pourrait expliquer les fluctuations de la lame d'eau d'irrigation. En effet, après la mise en eau totale de la parcelle, on peut considérer que le sol est à saturation, que l'infiltration est maximale et que l'essentiel des sorties d'eau se fait par évapotranspiration ou par pertes latérales à travers les diguettes de protection de la parcelle.

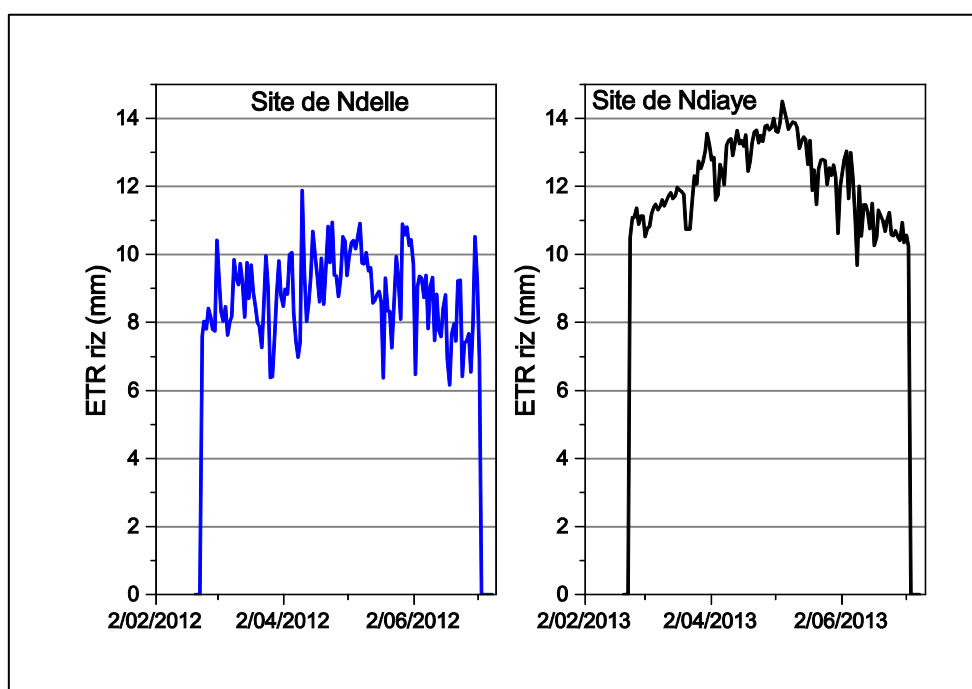


Figure V-3 : Evolution de l'ETR riz à Ndelle et à Ndiaye

V-2-3 Evolution de la teneur en eau du sol

La figure V-4 montre l'évolution de la teneur en eau du sol durant la riziculture à Ndelle pour la campagne de 2012 et à Ndiaye pour la campagne de 2013. Dès les premiers jours de l'irrigation, le sol est rapidement saturé et la teneur en eau reste quasi constante durant toute la phase de culture. En effet, le fait de maintenir une lame d'eau durant toute la durée de la culture permet de maintenir à saturation le sol sur tout le profil. Aucun assèchement n'est noté sur le profil ; ceci montre que la demande en eau de la plante est largement satisfaite. A l'arrêt

de l'irrigation, on constate une diminution des teneurs en eau qui tendent à revenir aux valeurs initiales.

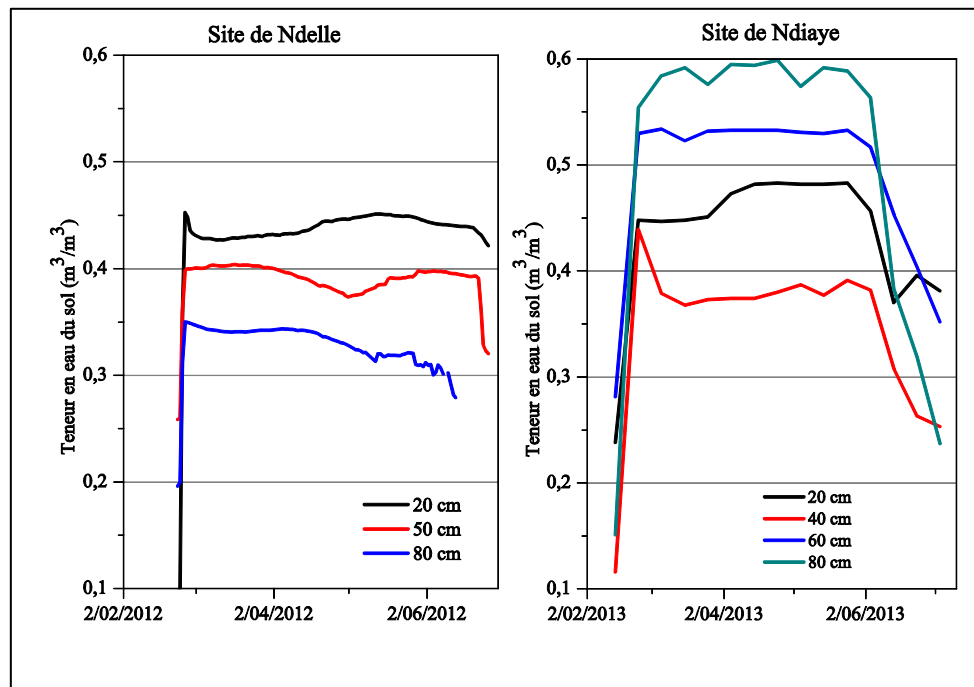


Figure V-4 : Evolution des teneurs en eau du sol durant la riziculture

Cependant, on constate qu'à Ndiaye, les teneurs en eau à saturation mesurées entre 60 et 80 cm de profondeur sont supérieures à 0,5 et semblent donc être surestimées par les sondes. Cette surestimation peut être due à l'effet de la salinité ou à une mauvaise calibration des sondes. En effet, le calcul de la teneur en eau avec les sondes capacitatives se base sur la mesure de la permittivité de l'eau du sol en négligeant celle de la matrice. Dans le cas d'un sol salé, la permittivité de la matrice peut être importante et non négligeable. Le fait de la négliger peut conduire à une surestimation de la teneur en eau. Dès lors, les teneurs en eau à Ndiaye sont représentées en saturation effective (Se). Celle-ci est obtenue par la formule :

$$Se = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \quad (V.2)$$

Avec θ la teneur en eau mesurée, θ_r la teneur en eau résiduelle (ici la plus faible valeur mesurée) et θ_s la teneur en eau à saturation (ici la plus grande valeur mesurée).

La figure V-5 représente l'évolution de la saturation effective du sol durant toute la durée de suivi à Ndiaye. Elle montre une saturation totale du profil de sol durant toute la période de riziculture. A l'arrêt de l'irrigation, la saturation diminue et tend à sa valeur initiale. Durant la période hivernale, on remarque que la saturation effective augmente avec la pluie et peut

même atteindre la saturation totale. La figure V-6, qui représente l'évolution comparée de la pluie journalière, de l'ETR et de la saturation effective du sol, permet de mieux observer l'évolution de la teneur en eau du sol pendant la période hivernale. La pluviométrie journalière concerne la période allant du 01 juillet au 10 octobre. L'ETR est calculée pour cette même période avec le modèle de Thornthwaite (Thornthwaite et Mather, 1957) en supposant que le stock en eau du sol est maximal au mois de juillet. L'ETP est toujours estimée avec la formule de Penman-Monteith.

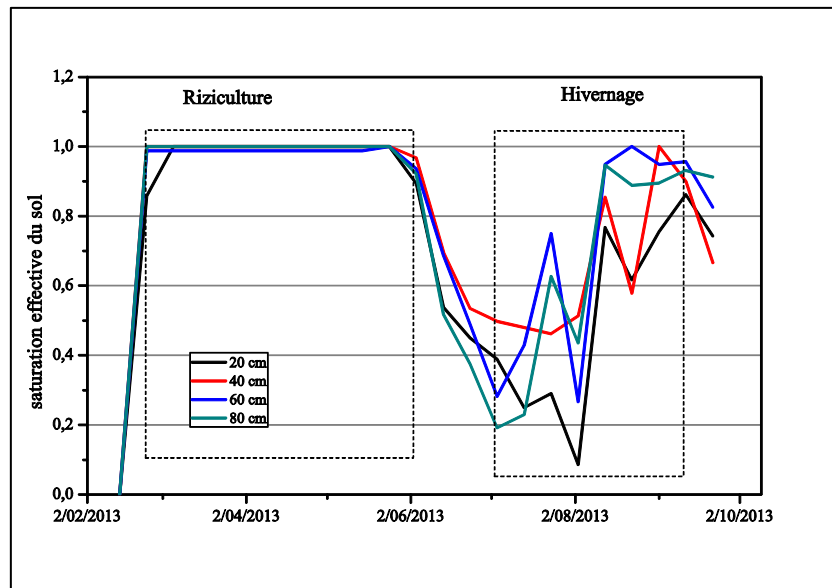


Figure V-5 : Evolution de la saturation effective du sol à Ndiaye

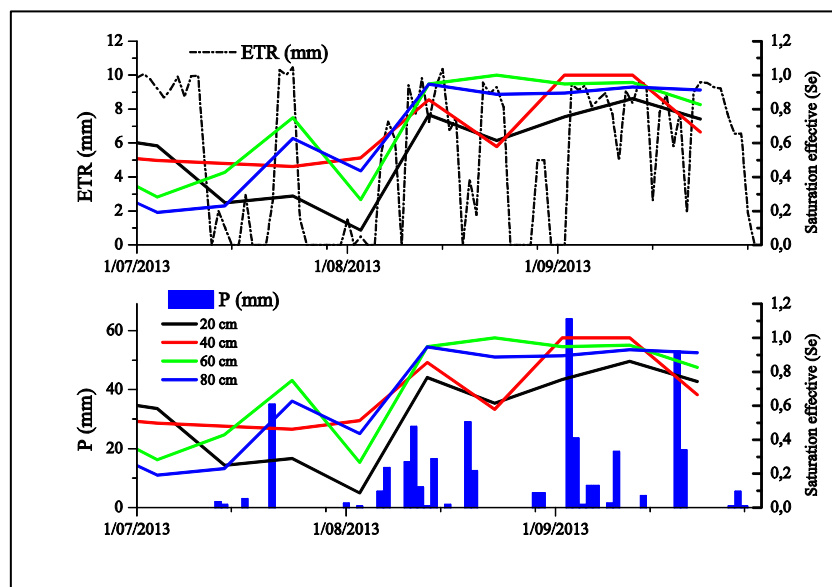


Figure V-6 : Evolution comparée de la saturation effective du sol, de la pluviométrie et de l'ETR (site de Ndiaye)

L'analyse de la figure V-6 montre que lorsqu'il se produit un événement pluvieux important (comme celle du 20 juillet 2013), avec une pluie supérieure à 20 mm, la teneur en eau du sol augmente. Mais cette eau est reprise par l'évaporation qui augmente au même moment. Si les événements pluvieux s'enchainent (période du 08 au 21 août), la teneur en eau augmente progressivement jusqu'à saturation totale. L'eau du sol est, suite à l'arrêt des pluies, reprise une nouvelle fois par évaporation. Par contre, lorsqu'il se produit un événement pluvieux supérieur à 50 mm, la teneur en eau est non seulement à saturation mais reste constante quelques jours avant que l'eau du sol ne soit reprise par évaporation.

Cette analyse permet de rendre compte de l'importance de la reprise évaporatoire dans le fonctionnement hydrique des sols au niveau des parcelles irriguées du DFS.

Avec les teneurs en eau mesurées à Ndelle, des profils d'humidité du sol (% de teneur en eau) ont été établis avec un pas de temps décadaire dans le but d'analyser le transit de l'eau dans le sol. Les résultats sont présentés à la figure V-7. Le profil avant le début de l'irrigation (24/02) montre que l'humidité est supérieure à une profondeur de 50 cm en comparaison à la profondeur de 20 cm. Ceci peut s'expliquer par le fait, qu'en dehors des périodes de culture, le sol est complètement asséché à la surface à cause de la forte évaporation. Dès le début de l'irrigation, l'humidité augmente avec la profondeur. Ce profil reste constant jusqu'à l'arrêt des apports où on note un début de retour à la situation départ. Comme signalé plus haut, les sondes ont été par la suite retirées pour des raisons de sécurité, c'est pourquoi le comportement hydrique du sol après irrigation n'a pu être observé.

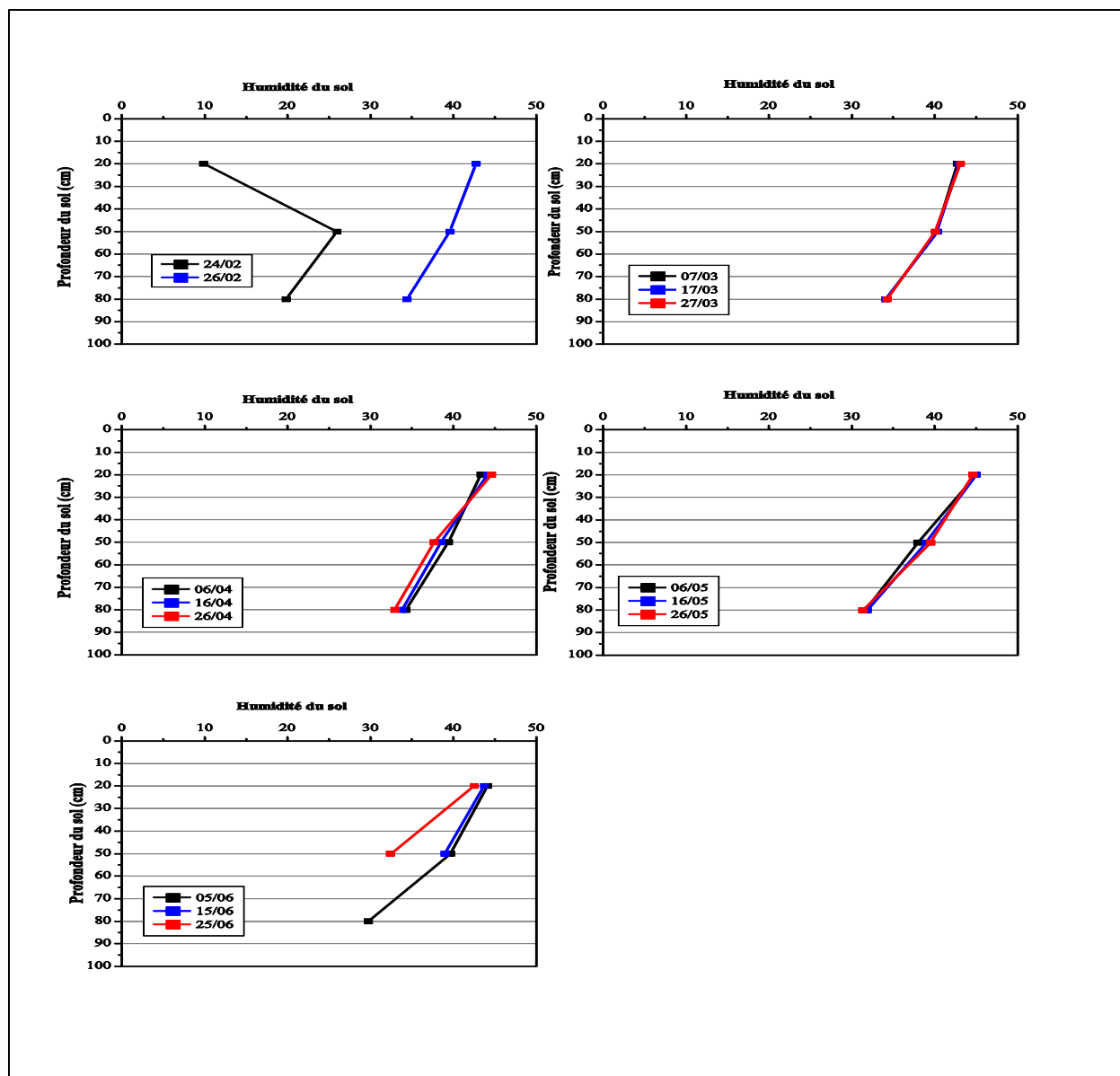


Figure V-7 : Evolution des profils hydriques (Ndelle)

V-2-4 Comportement de la nappe

A Ndelle, le niveau de la nappe a été suivi durant deux ans, depuis la mise en place du réseau en mars 2012 jusqu'en juin 2014. Ceci a permis d'observer le comportement de la nappe pendant des périodes différentes de culture mais aussi pendant un hivernage sans culture. Les périodes d'apport d'eau se structurent ainsi : riziculture (mars à juin 2012), hivernage sans culture (juillet à septembre 2012), maraichage (décembre 2012 à mai 2013), riziculture en hivernage (juillet à septembre 2013) et une riziculture entre février et juin 2014. Vu le nombre assez important de piézomètres, seuls quelques ouvrages ont été choisis pour la présentation des fluctuations de niveaux (le reste étant présenté en annexe). Il s'agit de quatre piézomètres superficiels (ND01, ND05, ND07 et ND09) et de cinq piézomètres profonds

(NDP01, NDP02, NDP03, NDP04, NDP05) suivant un transect allant du canal d'irrigation principal au canal de drainage principal (fig.V-8).

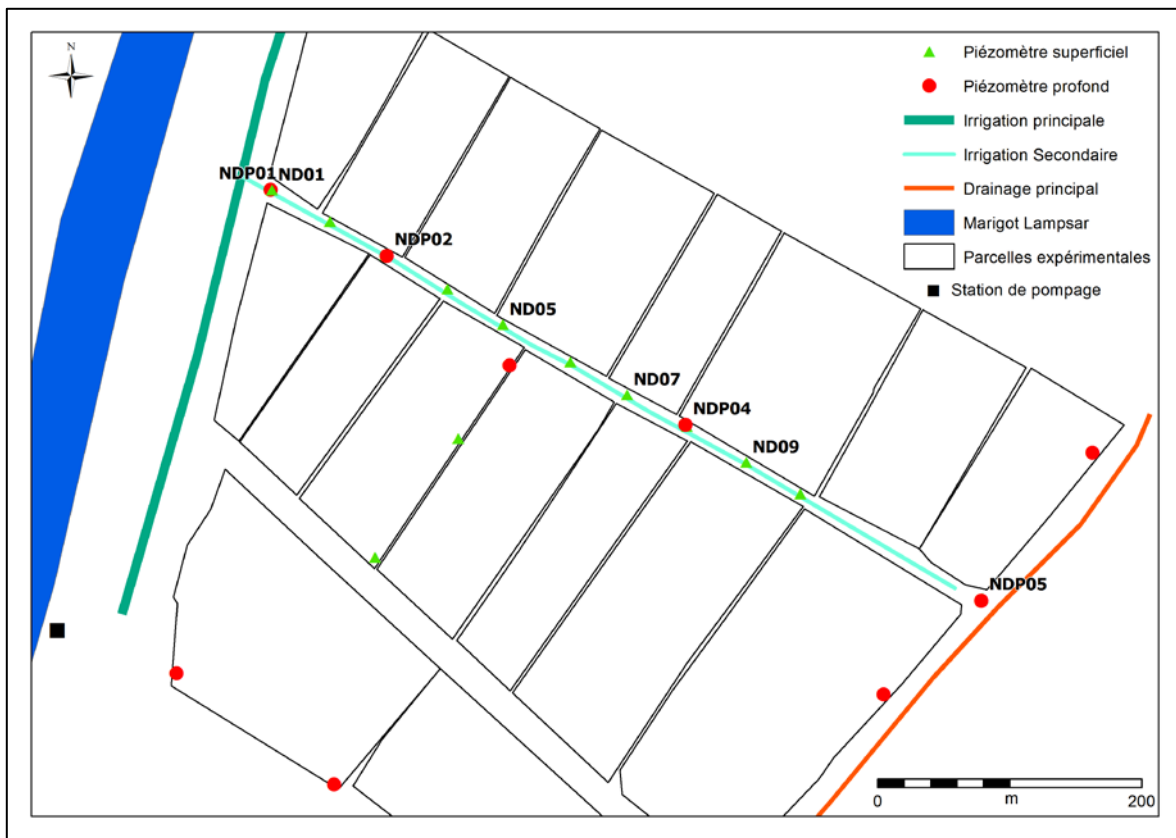


Figure V-8 : Carte de localisation des piézomètres sélectionnés sur le site de Ndelle

Les fluctuations de la nappe sont représentées aux figures V-9 et V-10 respectivement pour les piézomètres superficiels et les piézomètres profonds. La figure V-11 permet de mettre en exergue le comportement de la nappe en parallèle avec les autres paramètres tels que la lame d'eau d'irrigation, la pluie journalière, l'ETP et la teneur en eau du sol. La lame d'eau d'irrigation n'a été mesurée uniquement durant la première campagne de riziculture. Pour les autres campagnes, elle a été supposée constante et égale à 15 cm.

Une première analyse globale du comportement de la nappe, faite sur les figures V-9 et V-10, montre que la nappe se recharge, quel que soit le type de piézomètre considéré, pendant les périodes de culture (riziculture et maraichage) et pendant l'hivernage. En dehors de ces périodes, le niveau de la nappe baisse et peut atteindre une cote inférieure à -1 m, donc nettement en dessous du niveau de la mer. On peut noter également que la recharge due à la riziculture est nettement plus importante que celle due à la pluie ou encore au maraichage.

L'analyse comparative avec les autres paramètres montre qu'en période de riziculture, le profil de sol est saturé en eau et le niveau de la nappe se situe à environ 1 m (soit à 50 cm de profondeur du sol). Ceci traduit une recharge importante (remontée de plus de 1 m) due à la percolation de l'eau d'irrigation aussi bien au niveau des parcelles irriguées qu'au niveau des canaux d'irrigation. En effet, comme observé plus haut, l'irrigation par submersion mobilise des volumes d'eau importants (lame d'eau >15 cm dans les parcelles) et les canaux sont remplis d'eau durant toute la période de culture. L'eau qui s'infiltre à travers ces canaux et qui percole au niveau des parcelles, contribue à recharger les nappes. Dès l'arrêt de l'irrigation, le niveau de la nappe baisse sur tous les piézomètres.

Pendant l'hivernage, on note une hausse du niveau de la nappe, aussitôt suivie d'une baisse qui s'explique par la forte évaporation. En effet, l'évaporation dans le DFS est maximale durant la saison des pluies. Cette forte reprise évaporatoire existe également pendant les périodes d'irrigation mais du fait des quantités importantes d'eau imposées à la surface du sol, les variations piézométriques sont moins perceptibles.

En période de maraichage, qui mobilise des volumes d'eau moins importants, on note une recharge de la nappe moins importante que pendant la riziculture. Ceci s'explique par le fait que le maraichage utilise moins d'eau et que seuls les canaux d'irrigation sont remplis.

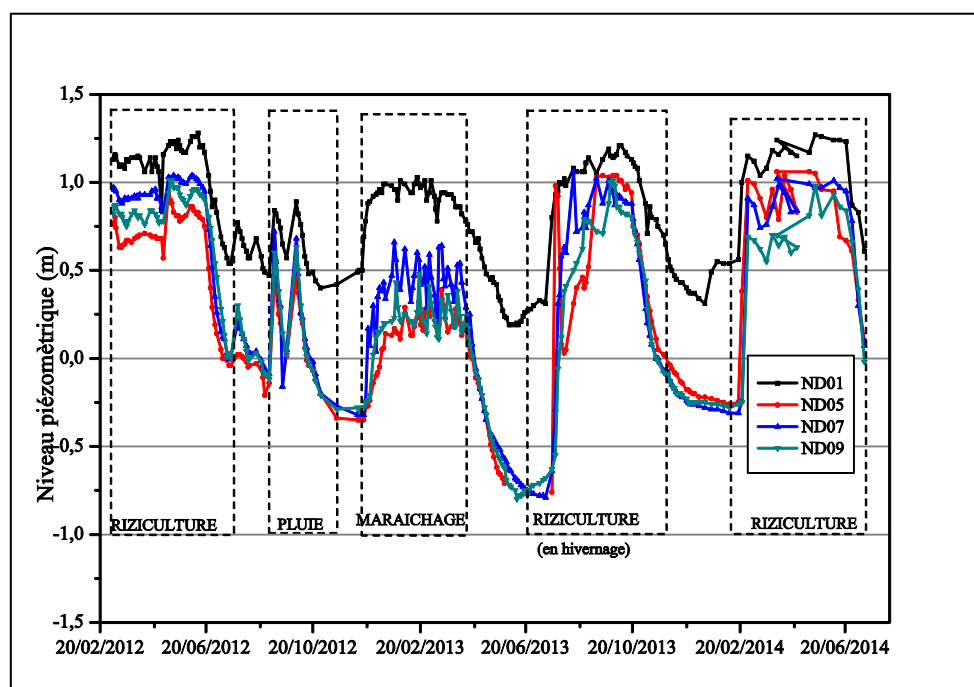


Figure V-9 : Evolution du niveau piézométrique au niveau des piézomètres superficiels (site de Ndelle)

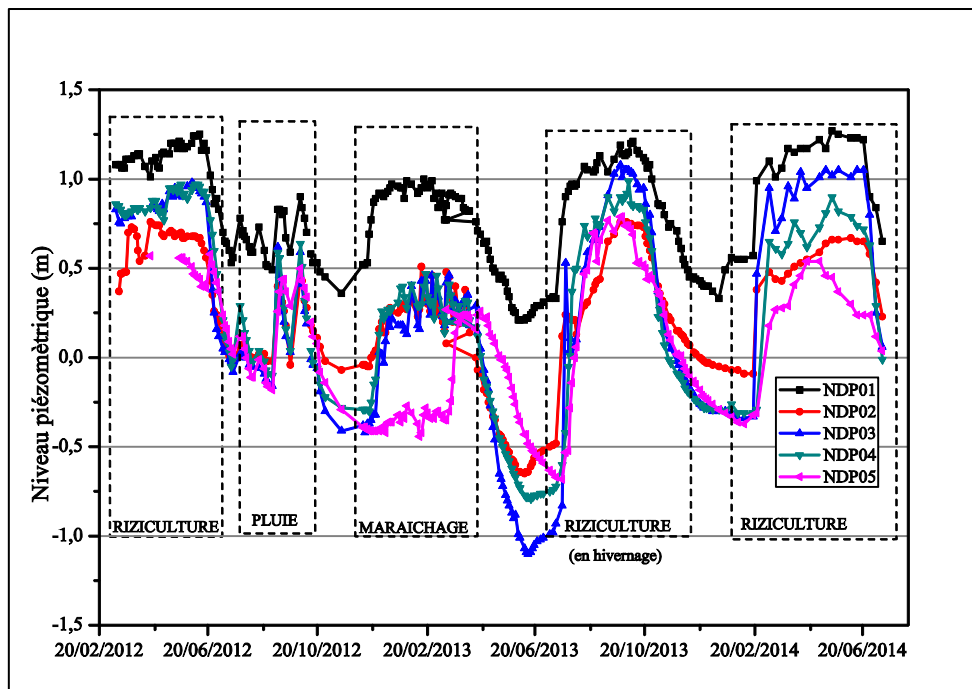


Figure V-10 : Evolution du niveau piézométrique au niveau des piézomètres profonds
(site de Ndelle)

Les figures V-9 et V-10 montrent également que le niveau d'eau mesuré aux piézomètres ND01 et NDP01, situés à 2 m du canal principal d'irrigation, est toujours supérieur à celui des autres piézomètres. Même en période de baisse généralisée du niveau de la nappe (en intersaison), l'altitude de la nappe au niveau de ces deux piézomètres reste supérieur et n'atteint jamais la valeur zéro alors qu'au niveau des autres piézomètres, le niveau de la nappe passe en dessous de -0,5 m. Ceci montre que le niveau de la nappe est imposé au niveau de ces piézomètres par le niveau du Lampsar situé juste derrière le canal. En période d'irrigation, ces deux piézomètres subissent donc l'influence des canaux d'irrigation combinée à celui du cours d'eau. Pendant la riziculture en période hivernale, du fait de la baisse du niveau du fleuve, la recharge par irrigation est prépondérante et l'écart de niveau entre les piézomètres diminue. Les différences de niveau sont dues essentiellement à la topographie qui présente une pente légère en direction du canal de drainage.

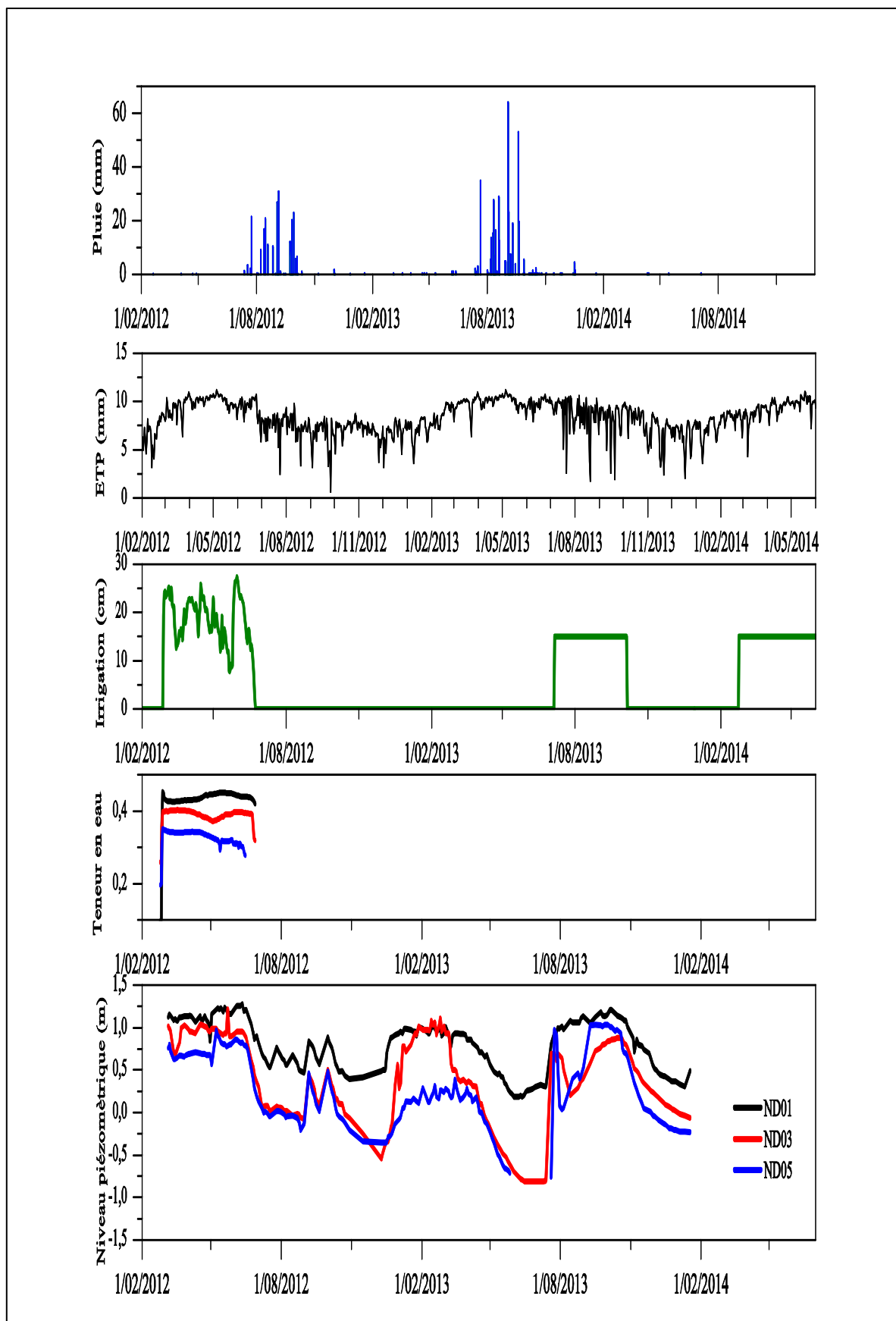


Figure V-11 : Evolution comparative des différents paramètres hydrologiques (site de Ndelle)

Sur le site de Ndiaye, la nappe a été suivie successivement durant la période de riziculture, de l'hivernage et une campagne de maraichage en contre saison froide. Les figures V-12, V-13 et V-14 représentent l'évolution du niveau piézométrique pour les piézomètres situés le long du canal d'irrigation, le long du canal de drainage et au niveau du piézomètre témoin. Le comportement de la nappe est aussi mis en parallèle avec la lame d'eau d'irrigation, la saturation effective du sol, la pluie journalière et l'ETP journalière (fig. V-15).

Le comportement de la nappe est similaire à ce qui a été observé à Ndelle durant les différentes périodes équivalentes. Le niveau de la nappe monte durant les différentes périodes d'apport d'eau avec des amplitudes différentes et baisse considérablement en intersaison. Pendant la riziculture, on note une hausse importante (de 1 m au moins) du niveau de la nappe dès les premiers apports d'eau. Cette hausse s'observe aussi bien au niveau des piézomètres situés le long du canal d'irrigation que des piézomètres situés le long du canal de drainage (fig. V-12 et V-13) et se fait corrélativement à la saturation du profil de sol (fig. V-15). Le niveau de la nappe reste par la suite quasi constant durant toute la période d'irrigation malgré une forte évaporation. A l'arrêt de l'irrigation, le sol se vide progressivement de son eau alors la nappe tend progressivement vers son niveau d'avant irrigation. Cette baisse semble être liée à la demande évaporatoire qui reste importante.

Contrairement à Ndelle, où le niveau de la nappe pendant la riziculture restait à une profondeur de 50 cm par rapport au sol, à Ndiaye, la nappe est affleurante et à certains endroits même en équilibre avec le niveau d'eau au-dessus de la parcelle. Cette différence, constatée dans les études antérieures de Ndiaye (2008) à Ndelle et de Diene (1998) à Ndiaye, peut s'expliquer par la topographie des sites (le site de Ndiaye étant le centre de la cuvette) mais aussi par les quantités d'eau apportées durant l'irrigation, plus importantes à Ndiaye (2400 mm) qu'à Ndelle (1980 mm). Ce fait montre l'importance des quantités d'eau d'irrigation apportées à la surface du sol et leur rôle sur le comportement de la nappe.

L'évolution du niveau de la nappe au piézomètre témoin PT, situé à 1500 m des parcelles, montre un faible relèvement de la surface de la nappe (environ 20 cm) et une réponse décalée par rapport au début de l'irrigation (fig. V-14). Cette remontée de nappe au niveau du piézomètre témoin est due à l'écoulement latéral de la nappe des parcelles vers la zone des dunes et reflète l'effet plus régional de l'irrigation qui ne semble pas se limiter à un flux vertical bien que celui-ci soit dominant au vu de l'amplitude de la réponse du PT relativement faible par rapport aux piézomètres localisés dans la parcelle.

En période hivernale, la recharge de la nappe est généralisée et observée dans tous les piézomètres (fig.V-12, V-13, V-14 et V-15). En effet, la surface piézométrique présente une évolution similaire avec la teneur en eau du sol marquée par des pics de remontée suite aux événements pluvieux. Cette recharge est à chaque fois suivie d'une baisse du niveau de la nappe, baisse qui peut être attribuée à la demande évaporatoire.

Pendant la période de maraîchage, la recharge observée est assez faible et légèrement plus marquée au niveau des piézomètres situés le long du canal d'irrigation (fig. V-12, V-13 et V-14). Ceci pourrait s'expliquer par le fait que lors de la campagne de maraîchage, seul le canal d'irrigation est rempli ; les quantités d'eau apportées à la parcelle sont nettement plus faibles et ne constituent pas une lame d'eau comme pour la riziculture. En effet, les besoins en eau de l'oignon (principale spéculiation durant le maraîchage) sont estimés entre 6 et 9 mm/j en fonction du stade de développement. Cependant, comme pour la pluie, cette quantité appliquée continuellement peut être suffisante pour recharger la nappe. De plus, la percolation de l'eau à travers les canaux d'irrigation peut aussi être une source de recharge de la nappe et peut expliquer le fait que la remontée piézométrique soit plus importante dans les piézomètres situés le long du canal d'irrigation. Au contraire de la riziculture, la recharge lors du maraîchage semble bien locale et n'affecte pas le piézomètre témoin.

En dehors des périodes d'apport d'eau, le niveau de la nappe baisse rapidement et peut atteindre une cote de -0,5 m, en-dessous du niveau de la mer.

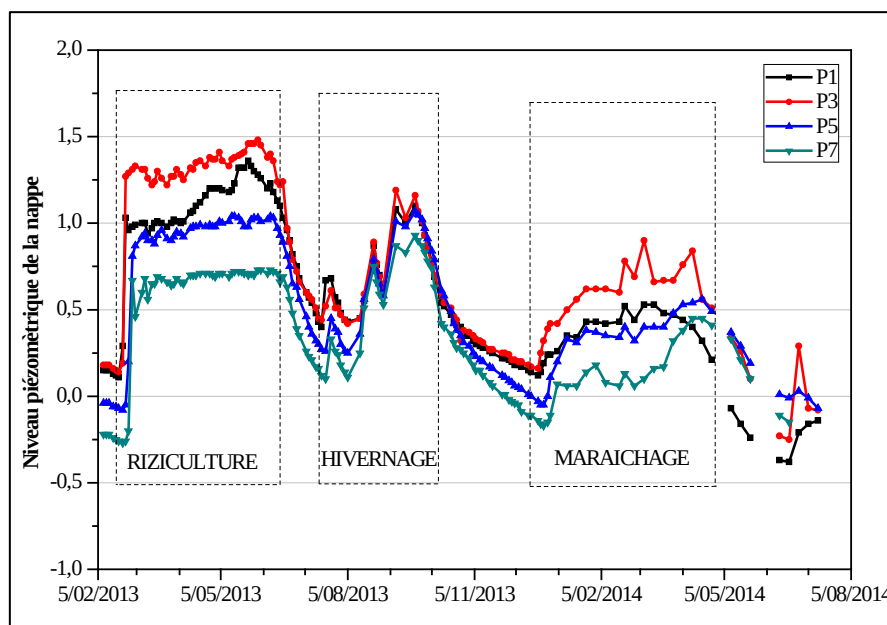


Figure V-12 : Fluctuation du niveau piézométrique de la nappe le long du canal d'irrigation (site de Ndiaye)

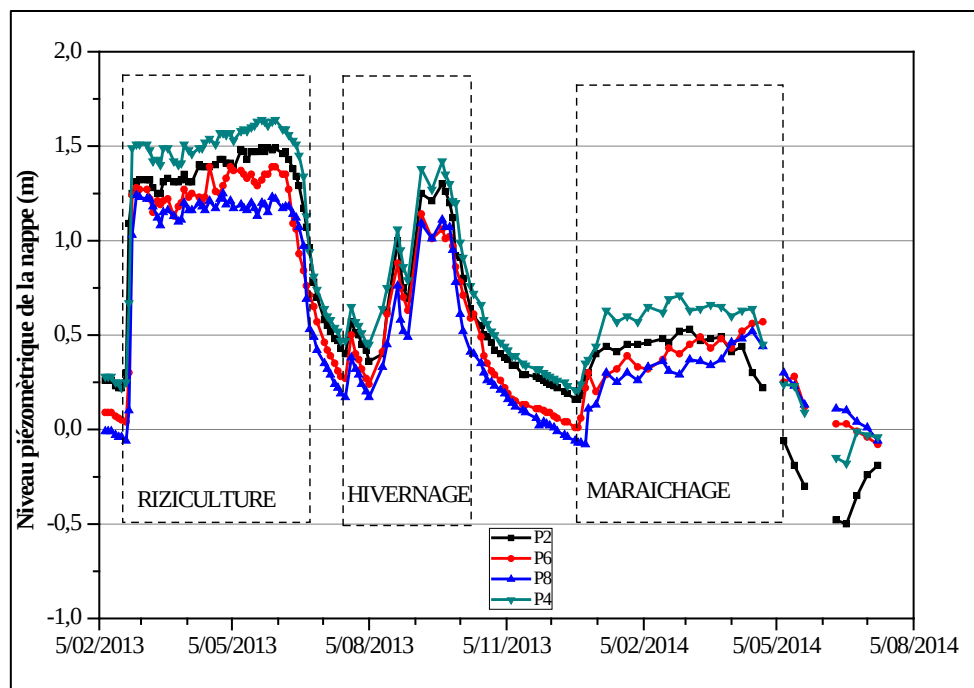


Figure V-13 : Fluctuation du niveau piézométrique de la nappe le long du canal de drainage (site de Ndiaye)

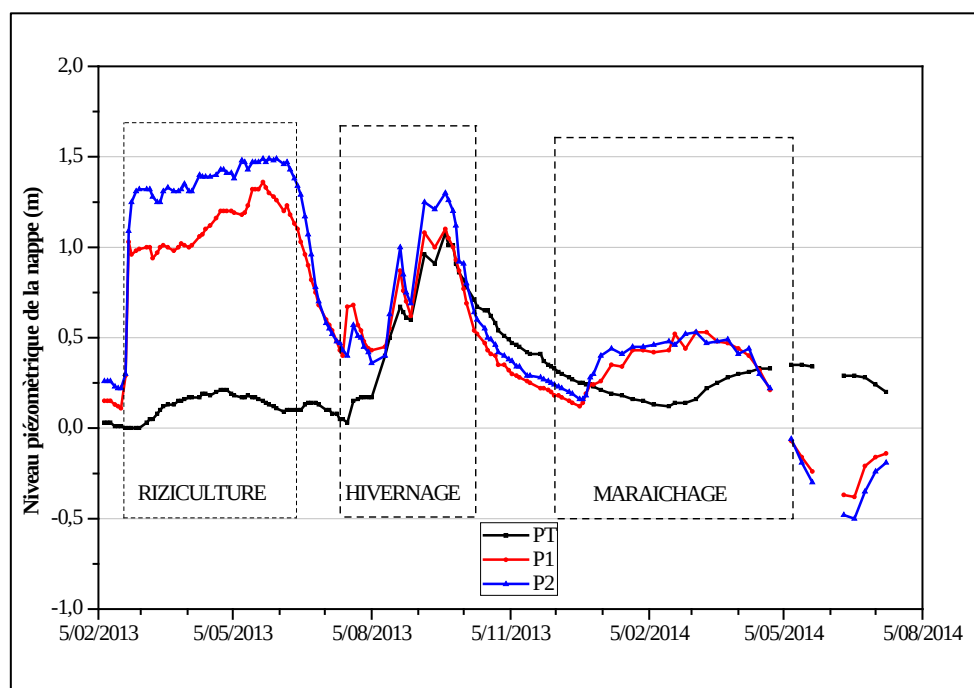


Figure V-14 : Fluctuation du niveau piézométrique de la nappe dans le piézomètre témoin (site de Ndiaye)

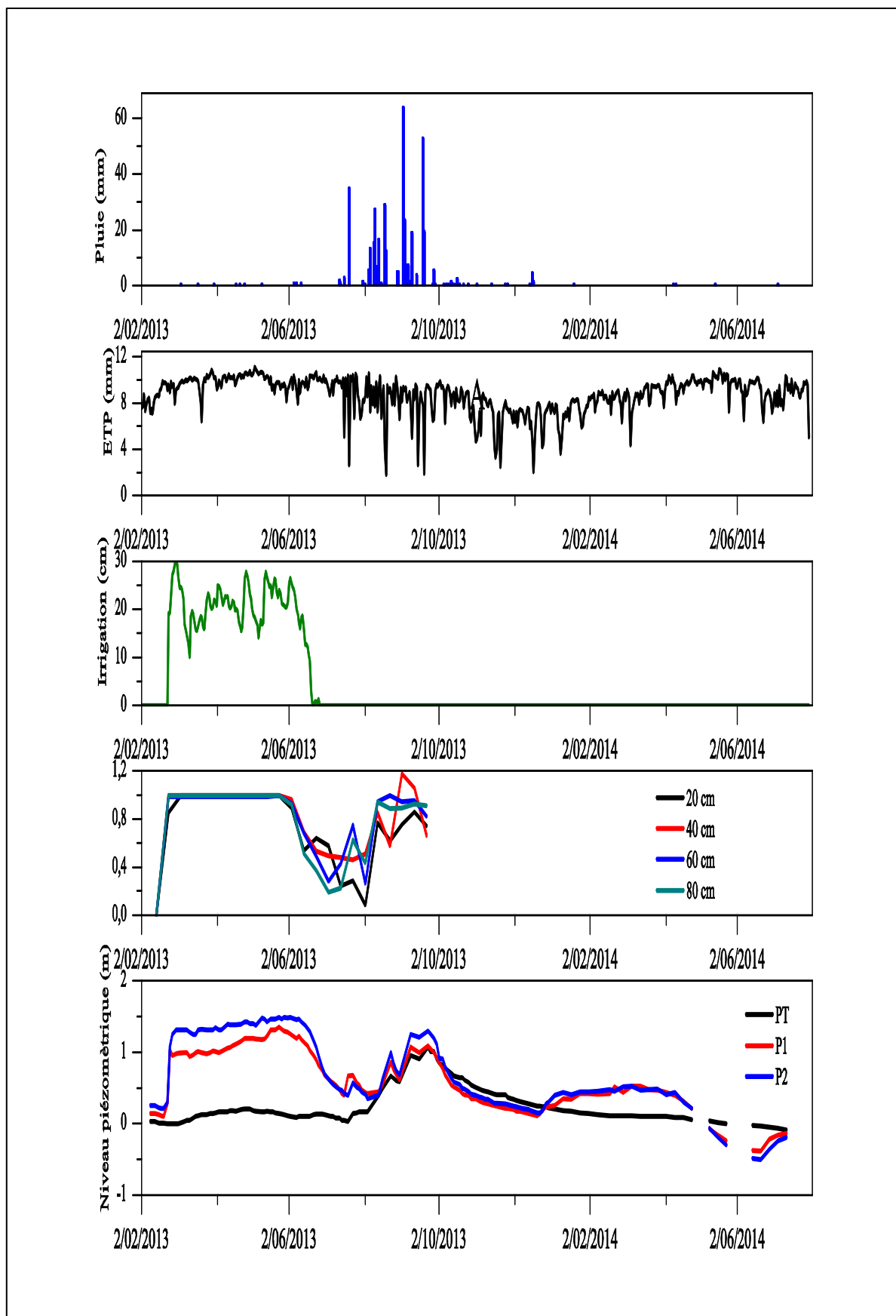


Figure V-15 : Evolution comparative des différents paramètres hydrologiques (site de Ndiaye)

Une dernière analyse est faite en comparant l'évolution du niveau piézométrique dans les ouvrages situés le long du canal d'irrigation et ceux situés le long du canal de drainage. Cette comparaison vise à identifier le sens de l'écoulement de la nappe. On constate (fig.V-16) que le niveau de la nappe est plus élevé du côté du canal de drainage que du côté du canal d'irrigation. Ceci peut paraître contradictoire par rapport aux altitudes des axes d'irrigation et drainage, ce dernier étant plus bas que le canal d'irrigation. L'explication peut se situer dans le fait que le Lampsar est situé du côté du canal de drainage et semble déterminer la direction régionale d'écoulement de la nappe. Cette remarque déjà faite à Ndelle, confirment la relation Lampsar-nappe décrite dans l'étude régionale.

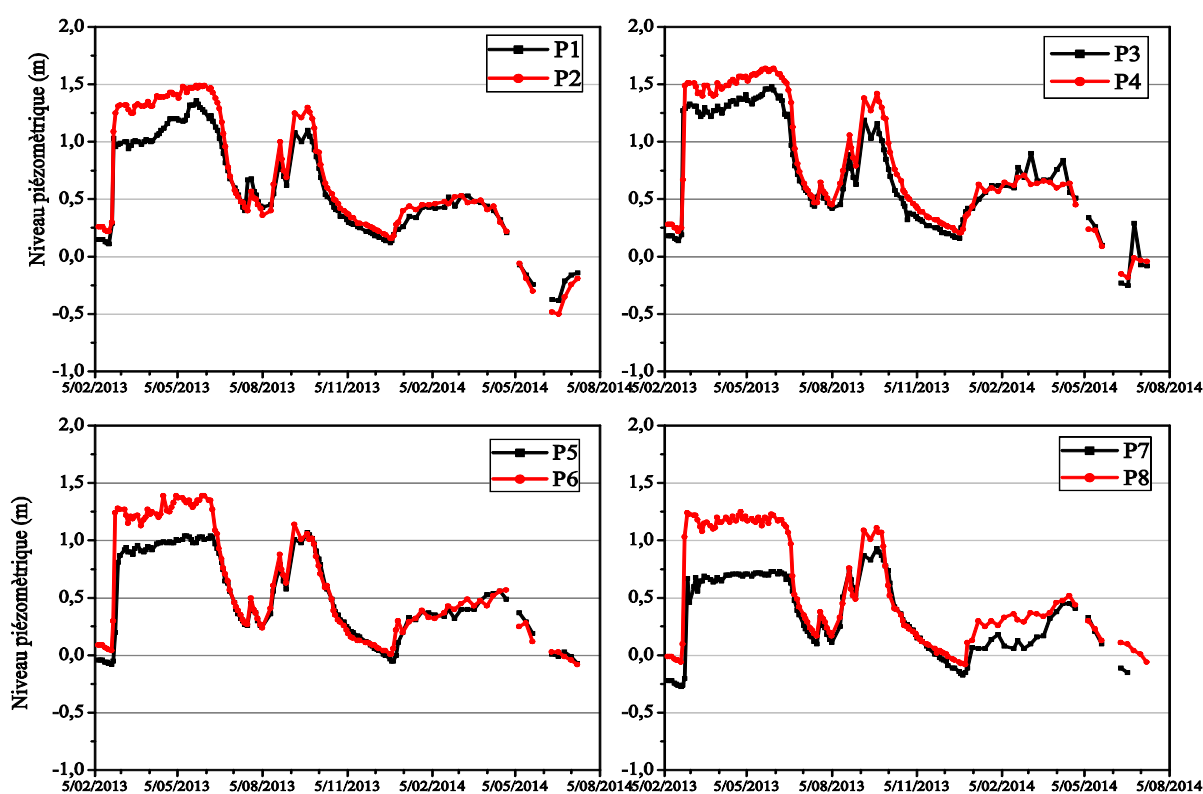


Figure V-16 : Evolution comparée du niveau de la nappe le long du canal d'irrigation et le long du canal de drainage à Ndiaye

V-2-5 Calcul des bilans d'eau

Dans le but d'estimer les quantités d'eau apportées à la nappe, des bilans d'eau sont calculés pour la période de riziculture et pour la période hivernale.

V-2-5-1 Bilan à l'échelle de la parcelle irriguée

Un bilan d'eau à l'échelle de la parcelle a été calculé pour les deux sites sur la période de la période de riziculture en utilisant l'équation proposée par Diaw (1996) :

$$\sum App = ETR_{riz} + \Delta RS + \Delta S + Per \quad (V-3)$$

La lame d'eau apportée ($\sum App$) pendant l'irrigation est estimée grâce au piézomètre de surface.

L'ETR riz est calculée grâce à la méthode FAO (cf. V-2-2).

La variation de réserve en eau du sol (ΔRS) est estimée à partir des sondes capacitatives. Le stock total est estimé à 213 mm pour Ndelle et 328 mm pour Ndiaye. Notons que la réserve en eau du sol est maximale dès les premières jours et ne varie presque plus jusqu'à l'arrêt de l'irrigation (Hammecker *et al.*, 2002).

La variation de réserve dans la nappe (ΔS) est estimée à partir des fluctuations piézométriques. Comme les données l'indiquent, la riziculture provoque une remontée de la nappe de 1 m à Ndelle et 1,5 m à Ndiaye. En considérant que la nappe est libre et en supposant une porosité efficace de 20%, la lame stockée dans la nappe est égale à 300 mm et 375 mm respectivement à Ndelle et à Ndiaye.

Les pertes par drainage (Per) sont difficiles à quantifier mais ont été estimées à partir de l'équation de bilan.

Les résultats (fig. V-17) montrent que sur les deux sites, l'essentiel de l'apport en eau d'irrigation est repris par évapotranspiration qui représente plus de 50% de la consommation d'eau apportée par irrigation. La demande en eau de la culture est assurée avec une efficience² de 56 % pour Ndelle et 65 % pour Ndiaye. Cette efficience peut dans la réalité être inférieure à ces valeurs du fait de la difficulté à quantifier les pertes. Les variations de stock de la nappe représentent respectivement 17 et 15,5% de l'eau d'irrigation mais suffisent largement pour provoquer une remontée de la nappe.

² Pour l'irrigation, l'efficience de l'eau au niveau parcellaire est la quantité d'eau consommée par la culture par rapport à l'eau apportée par irrigation à la parcelle (valeur de 0,5 à 0,9)

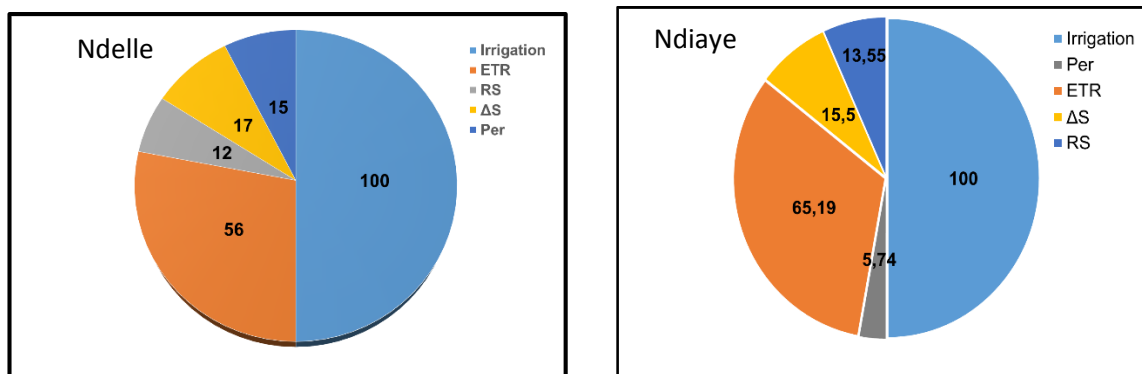


Figure V-17 : Comparaison en % des termes du Bilan d'eau à l'échelle de la parcelle pendant l'irrigation

V-2-5-2 Bilan hydro-climatique

Le calcul du bilan hydro-climatique vise à vérifier l'hypothèse d'une recharge de la nappe par la pluie. Ce bilan est calculé uniquement sur la période de juillet à décembre 2013. Le calcul de l'infiltration est basé sur la méthode hydro-climatique de Thornthwaite (Thornthwaite et Mather, 1957). Les données météorologiques journalières de la station de la station de Ndiaye pour l'année 2013 ont été utilisées. L'ETP a été calculée avec la formule de Penman-Monteith. Quatre valeurs de stock en eau du sol (STOMAX) ont été considérées (50, 100, 150 et 200 mm). L'hypothèse est posée que le stock maximum en eau du sol est maximal au mois de juillet après l'irrigation. Les calculs d'eau utile sont réalisés avec le code «Water Budget» de l'Université de Liège. Les résultats synthétisés au tableau V-6 montrent une eau utile équivalente à 31 mm que sur le mois de septembre dans l'hypothèse d'un stock de 50 mm. Pour les autres valeurs de STOMAX, aucune eau utile n'est disponible.

Pour mieux comprendre ces valeurs, une analyse de l'évolution comparative des différents paramètres est représentée à la figure V-18. Elle montre en effet que la réserve eau du sol est entièrement consommée avant le début de l'hivernage par une évaporation trop importante. Les premiers événements pluvieux du mois de juillet ne sont pas assez significatifs pour permettre un renouvellement du stock. Seuls les événements pluvieux successifs du mois de septembre permettent de renouveler le stock en eau du sol (dans le cas d'un STOMAX de 50 mm) de manière à permettre une infiltration vers la nappe. Pourtant, les relevés piézométriques montrent bien une recharge de la nappe suite aux événements pluvieux d'intensité supérieure à 20 mm. Ce décalage peut s'expliquer par plusieurs facteurs notamment le fait que l'ETR calculée ne correspond à la quantité réelle d'eau évapotranspirée ou que la nappe est rechargée suite aux événements pluvieux non pas par impluvium direct

mais par l'effet du fleuve. Cependant, le fait que la réaction de la nappe soit observée même au niveau du piézomètre témoin ne milite en faveur de cette dernière hypothèse.

Tableau V-6 : Résultats du calcul de l'eau utile par la méthode de Thornthwaite pour l'année 2013

Date	Pluie (mm)	ETP (mm)	ETR (mm)	Stock = 50 mm	Stock = 100 mm	Stock = 150 mm	Stock = 200 mm
				Eau utile (mm)	Eau utile (mm)	Eau utile (mm)	Eau utile (mm)
juil-13	41	280,78	241,00	0	0	0	0
août-13	140,5	260,23	140,50	0	0	0	0
sept-13	207	243,80	207,00	31,73	0	0	0
oct-13	8	262,77	8,00	0	0	0	0
nov-13	2	202,43	2,00	0	0	0	0
déc-13	6,5	206,18	6,50	0	0	0	0

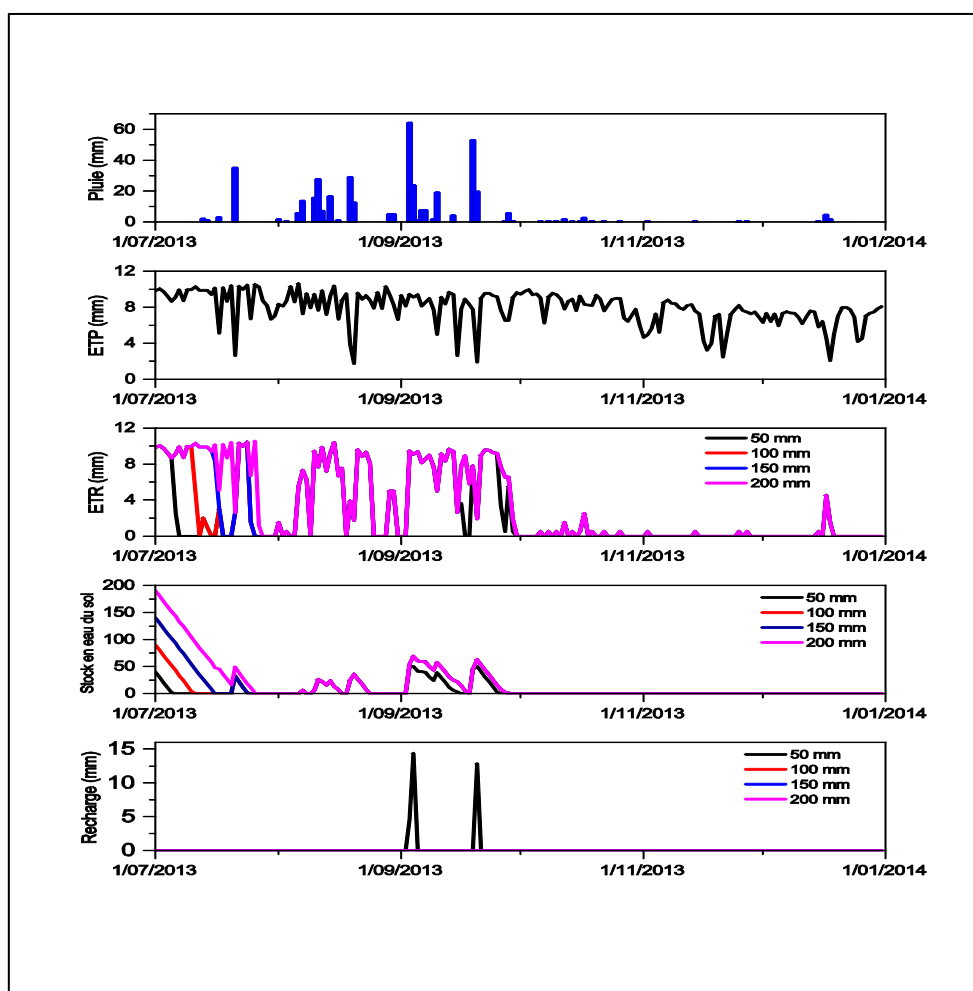


Figure V-18 : Evolution comparative de l'infiltration en fonction des valeurs de STOMAX (site de Ndiaye)

V-3 Etude du fonctionnement salin et géochimique

L'étude du fonctionnement salin et géochimique permet de décrire la salinité (ici la conductivité électrique) et la qualité hydrochimique de l'eau dans chaque compartiment mais aussi leur évolution éventuelle au cours des processus hydriques.

V-3-1 Les eaux de surface

Il est, ici, regroupé sous le terme « eaux de surface », les eaux du Lampsar, des canaux d'irrigation et de drainage et l'eau de submersion de la parcelle.

V-3-1-1 Evolution de la conductivité électrique

A Ndelle, la conductivité électrique de l'eau d'irrigation (dans le canal secondaire d'irrigation), de l'eau de submersion de la parcelle et des eaux de drainage a été mesurée à différentes dates durant la première campagne de riziculture (février-juin 2012). Les valeurs obtenues sont consignées au tableau V-7.

Tableau V-7 : Résultats du suivi de la CE des eaux d'irrigation, de submersion et de drainage sur le site de Ndelle

Date	Canal Irrigation secondaire	Parcelle irriguée	Canal drainage secondaire	Canal drainage principal
	CE $\mu\text{S}/\text{cm}$			
9/03/2012	110	230	420	
10/04/2012	105	200	350	900
23/04/2012	109	205	459	935
5/05/2012	105	208	563	1125
26/05/2012	97	203	357	1226
2/06/2012	118	155	368	1154
9/06/2012	94	108	361	1313
11/06/2012		103	359	1359
13/06/2012		153	354	1315

La lecture du tableau V-7 montre que l'eau d'irrigation est très peu minéralisée et sa conductivité électrique n'évolue pas pendant la période d'irrigation. L'eau de submersion (ayant séjourné quelques jours dans la parcelle) présente une minéralisation plus élevée que celle de l'eau d'irrigation. Ceci suppose qu'il y a une dissolution de solutés (sels particulièrement) présents à la surface du sol. Cependant, la CE de l'eau de submersion n'évolue pas beaucoup par la suite et tend même à diminuer. Cette observation est mieux perceptible à Ndiaye où la salinité de l'eau de submersion a été suivie avec un CTD DIVER.

La figure V-19 représente l'évolution, au cours de la période d'irrigation, de la CE de l'eau de submersion en corrélation avec l'évolution de la lame d'eau d'irrigation. On note, après la mise en eau de la parcelle, une augmentation de la CE de l'eau de submersion. Cette augmentation est due à la dissolution des sels contenus à la surface du sol. La conductivité électrique diminue par la suite lors du drainage partiel de la parcelle. Après la remise en eau, la conductivité électrique tend globalement à se stabiliser par la suite malgré quelques petites variations. Ces petites variations peuvent être attribuées à l'effet de l'évaporation.

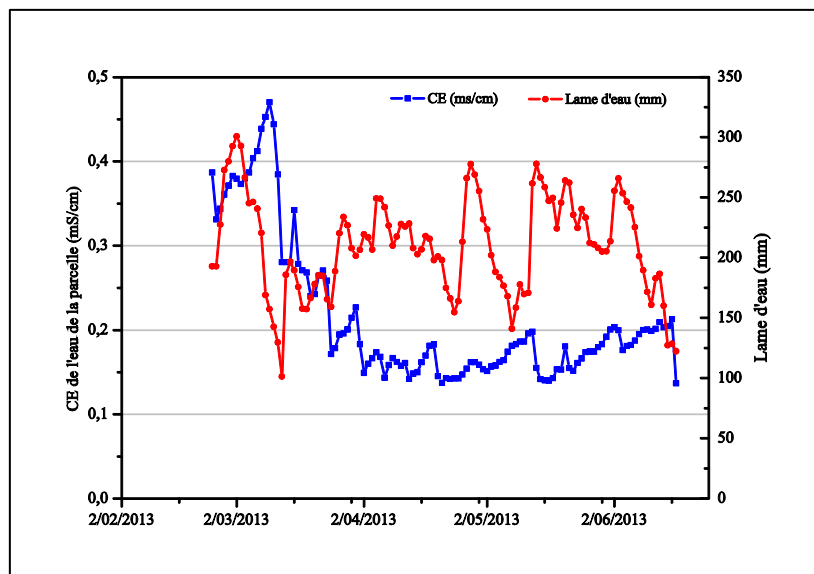


Figure V-19 : Evolution de la CE de l'eau de submersion de la parcelle en parallèle avec la lame d'eau d'irrigation durant la riziculture à Ndiaye

Les eaux évacuées des parcelles vers le canal de drainage secondaire sont encore plus minéralisées avec des conductivités deux à trois fois plus élevées que celle de l'eau d'irrigation. L'eau du canal de drainage principal devient salée avec une CE > 1000 μ S/cm et qui augmente au cours du temps du fait de la concentration par évaporation.

Ainsi, la salinité de l'eau augmente progressivement depuis le canal d'irrigation jusqu'à l'évacuation de l'eau par drainage. Les valeurs mesurées au niveau des collecteurs principaux des eaux de drainage à savoir la station de Ndiaël et du Noar (cf. étude régionale) se situent entre 3000 et 5000 μ S/cm soit plus de 10 fois la salinité de l'eau d'irrigation. Cette augmentation de la salinité peut être due à plusieurs facteurs notamment une dissolution de sels présents dans la solution du sol, une contamination par les eaux de la nappe qui remonte fortement pendant l'irrigation ou tout simplement par l'effet de la reprise évaporatoire. Ceci confirme l'importance du système de drainage au niveau de ces périmètres et explique

nettement les risques de salinisation des sols au niveau des parcelles ayant un aménagement sommaire (sans système de drainage).

V-3-1-2 Comportement hydrochimique des eaux de surface

L'eau du Lampsar, utilisée pour irriguer les périmètres de Ndelle et de Ndiaye, a été échantillonnée à différentes dates au cours de la première campagne de suivi à Ndelle. Les résultats des analyses chimiques sont consignés au tableau V-8. Ils montrent une composition stable au cours de la période. Le pH est légèrement basique et la minéralisation globale faible. Le SAR (Sodium Absorption Rate) permet d'évaluer l'aptitude d'une eau à l'irrigation et le risque potentiel de sodisation et de salinisation lié à son utilisation. Il fait intervenir les concentrations en sodium, en calcium et en magnésium et se calcule à l'aide de la formule :

$$SAR = \frac{[Na]}{\sqrt{\frac{[Ca] + [Mg]}{2}}} \quad (V.4)$$

Les concentrations sont exprimées en meq/l.

L'eau du Lampsar constitue une eau de bonne qualité pour l'irrigation avec un SAR < 1. Cependant, certains auteurs comme Boivin *et al.* (1995) et Hammecker *et al.* (2009) attirent l'attention sur le fait que ces eaux, malgré une faible minéralisation et un SAR < 1, peuvent être source d'alcalinisation ou de sodisation des sols. Selon ces auteurs, les eaux du fleuve Sénégal présentent de manière générale une alcalinité résiduelle calcite positive. Ainsi, lorsqu'elles se concentrent sous l'effet de l'évaporation, le Ca et le Mg tendent à précipiter et provoquer une augmentation considérable de l'alcalinité et du SAR. Ceci pourrait provoquer une alcalinisation ou une sodisation des sols comme signalé par Ndiaye (1987) au Niger. Ceci confirme la nécessité d'un lessivage et d'un drainage de ces eaux pour éviter toute concentration de l'eau.

Tableau V-8 : Composition chimique de l'eau d'irrigation (site de Ndelle)

Echantillon	11/03/2012	11/04/2012	13/06/2012	Moyenne
pH	7,66	7,56	7,68	7,63
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	105	101	103	103
Na^+ (meq/l)	0,41	0,45	0,4	0,42
K^+ (meq/l)	0,03	0,04	0,03	0,03
Mg^{2+} (meq/l)	0,24	0,33	0,28	0,28
Ca^{2+} (meq/l)	0,33	0,38	0,28	0,33
HCO_3^- (meq/l)	0,6	0,62	0,6	0,61
Cl^- (meq/l)	0,38	0,31	0,37	0,35
NO_3^- (meq/l)	0,01	0	0	0
SO_4^{2-} (meq/l)	0,07	0,03	0,06	0,05
SAR	0.78	0.75	0.76	0.76

Les mécanismes d'acquisition des caractéristiques chimiques des eaux au cours de la concentration sont classiquement étudiés à travers les diagrammes de concentration dont le but est de montrer que la salinisation des eaux résulte de la concentration par évaporation (Barbiero, 1999). Cette méthode a été utilisée par Valles (1987) en Tunisie, par Gueddari (1984) en Tanzanie et en Tunisie, par Barbière (1994) dans la vallée du fleuve Niger et par Boivin *et al.* (1995), Barbiero (1999) et Hammecker *et al.* (2009). L'estimation de la concentration des eaux se fait à l'aide d'un traceur chimique. D'une manière générale, un traceur conservatif est une substance ou une grandeur calculée qui marque les flux d'eau sans interagir avec son environnement. Seuls des processus tels que la concentration par évaporation ou le mélange d'eau font varier leur concentration proportionnellement aux variations de volume. Ceci peut se traduire par la relation simple de proportionnalité entre la molalité d'un traceur $[T_i]$ à l'état initial et $[T_f]$ sa molalité après évaporation d'une fraction d'eau :

$$[T_f] = FC \times [T_i] \quad (\text{V.5})$$

où FC est le facteur de concentration, c'est-à-dire le rapport du volume d'eau initial sur le volume final. L'ion chlorure est un bon indicateur de l'état de concentration d'une eau puisqu'il est considéré comme un élément chimique très conservatif entrant rarement dans les précipitations salines. Le facteur de concentration (FC) a été estimé à partir du rapport entre la concentration en Cl de l'eau du canal de drainage principal et celle de l'eau du fleuve.

Sur cette base, Gourlez de la Motte (2012), considérant les résultats du tableau V-4, a effectué une simulation de l'évolution de la salinité et de l'alcalinité de l'eau du Lampsar sous l'effet

de la concentration par évaporation. Les simulations ont été réalisées avec le logiciel PhreeqC (Parkhurst et Appelo, 1999). La pression partielle de CO_2 (PCO_2) a été déterminée telle que $\log \text{PCO}_2 = -3,5$ atm. Elle a été également mise en équilibre avec le gypse, la Mg-calcite, le quartz, la sépiolite et la kaolinite.

Les résultats de cette simulation montrent que la CE augmente très peu et reste inférieure à $1000 \mu\text{S}/\text{cm}$ avec un facteur de concentration de 0,94 (fig.V-19a). Le pH quant à lui, augmente et atteint la valeur de 8,4 avec un facteur de concentration de 0,6 (fig.V-19b). Cette augmentation du pH est ensuite ralentie par le fait que la calcite commence à précipiter à partir de cette valeur (fig.V-19b). La concentration en Mg^{2+} augmente avec le facteur de concentration et la précipitation de la calcite est trop faible pour atténuer cette augmentation. Seule la précipitation de la sépiolite qui intervient à partir d'un facteur de concentration de 0,8 provoque une diminution des concentrations en Mg qui reste malgré tout présent en solution.

La concentration en Na^+ augmente de façon exponentielle (fig.V-19c); cette augmentation combinée avec une diminution des concentrations en Ca et Mg entraîne une augmentation du pouvoir alcalinisant (SAR). Cependant, il faut un facteur de concentration de 0,94 pour que l'eau du Lampsar présente des risques pour l'irrigation avec un SAR égal à 7 (fig.V-19f). Ces valeurs de CE et de SAR, n'ont été mesurées qu'au niveau du canal de drainage principal.

Ces simulations montrent qu'il peut y avoir des risques quant à l'utilisation de l'eau du fleuve mais surtout l'importance de la mise en place d'un système de drainage adéquat. Ainsi, on comprend nettement les risques d'alcalinisation et de sodisation des sols au niveau des PIP (Périmètres Irrigués Privés) où les aménagements, généralement sommaires, sont caractérisés par une absence de système de drainage (Ceuppens et Wopereis, 1999; Wopereis *et al.*, 1998).

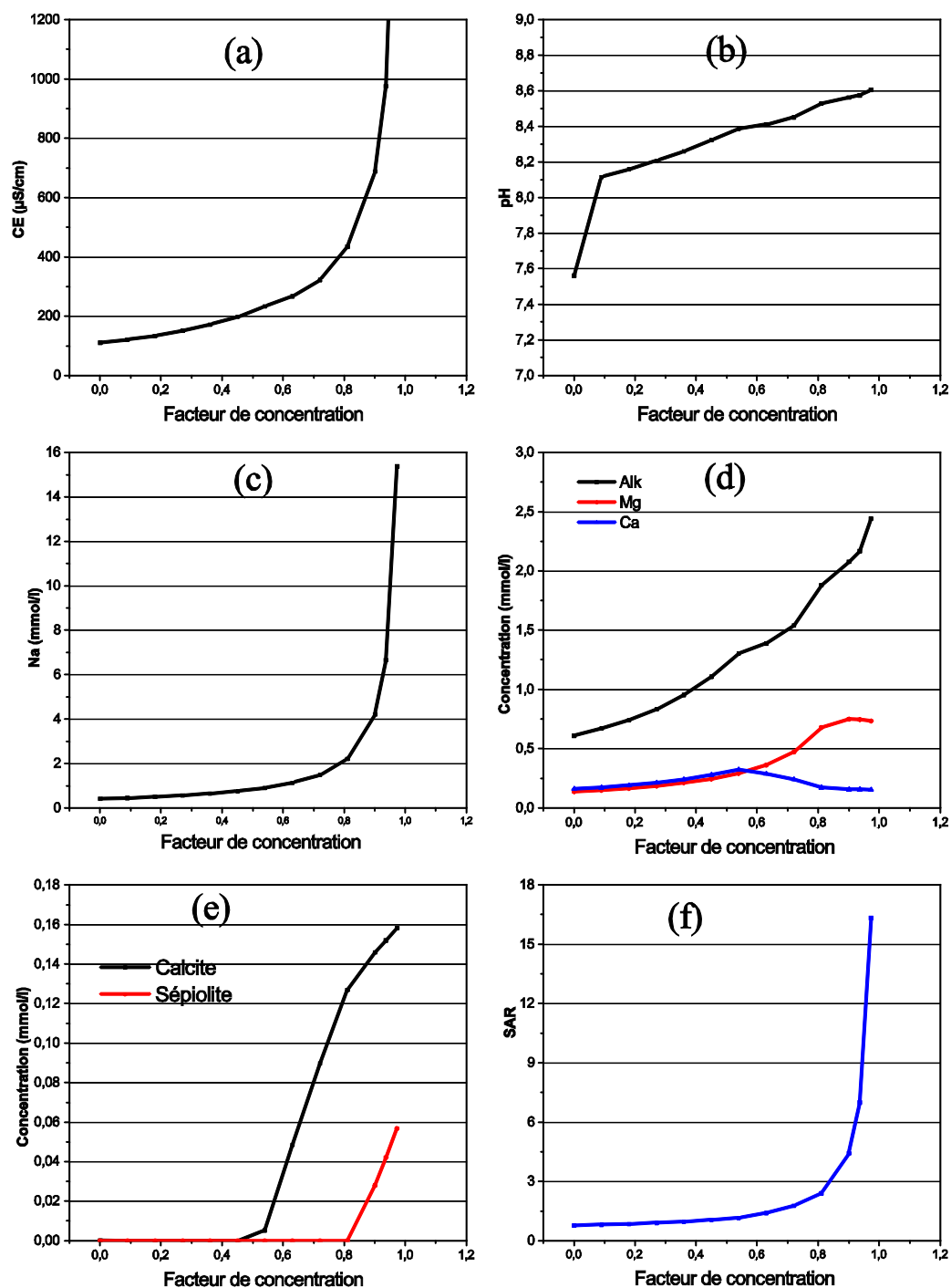


Figure V-20 : Evolution calculée à l'aide de PhreeqC de la composition de l'eau du Lampsar sous l'effet de la concentration (Gourlez de la Motte, 2012)

L'eau de submersion de la parcelle ainsi que les eaux de drainage au niveau du canal secondaire et primaire ont été échantillonnées durant cette campagne à différentes dates. Les résultats des analyses sont représentés au tableau V-9.

Pour l'eau de submersions de la parcelle, on note, entre les deux campagnes d'échantillonnage une augmentation du pH tandis que la minéralisation globale diminue conformément aux résultats du suivi de la salinité. On note également une augmentation des concentrations en Na tandis que les teneurs en Ca et Mg baissent. Le pH et la minéralisation globale de l'eau du canal de drainage secondaire augmentent entre les deux campagnes ; augmentation notée au niveau de tous les éléments. Il faut noter que le canal de drainage secondaire reçoit l'eau de plusieurs parcelles appartenant à la même maille. Ces résultats sont conformes aux simulations réalisées sur l'évolution de l'eau du Lampsar suite aux effets de concentration par évaporation.

Tableau V-9 : Résultats des analyses chimiques des eaux de submersion et de drainage

Echantillon	Parcelle		Drainage secondaire		Drainage principal
	11/03/2012	13/06/2012	11/03/2012	13/06/2012	13/06/2012
pH	7,15	7,34	6,9	7,23	6,86
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	327	237	481	736	1353
Na^+ (meq/l)	1,58	1,83	3,69	4,70	9,11
K^+ (meq/l)	0,13	0,05	0,11	0,18	0,20
Mg^{2+} (meq/l)	0,80	0,70	0,28	1,38	2,19
Ca^{2+} (meq/l)	0,64	0,41	0,62	1,02	1,81
HCO_3^- (meq/l)	1,60	1,00	0,90	2,40	3,80
Cl^- (meq/l)	1,34	1,24	2,94	4,50	7,88
NO_3^- (meq/l)	0,10	0,00	0,08	0,30	0,63
SO_4^{2-} (meq/l)	0,19	0,15	0,91	0,16	1,29
SAR	1,86	2,46	5,50	4,29	6,44

Les résultats des analyses des eaux du Lampsar, de la parcelle et de drainage ont été représentés sur un diagramme de Piper (fig.V-21). L'eau du Lampsar présente un faciès bicarbonaté calcique qui est le faciès type des eaux douces. Par contre, l'eau de submersion de la parcelle passe progressivement vers un faciès chloruré sodique suite à un enrichissement en Na et Cl. Cet enrichissement en ions Na et Cl explique l'augmentation de la CE décrite plus haut et est dû à la dissolution des sels présents à la surface du sol. Les eaux de drainage ont

également un faciès chloruré sodique confirmant la concentration de plus en plus importante de l'eau du Lampsar.

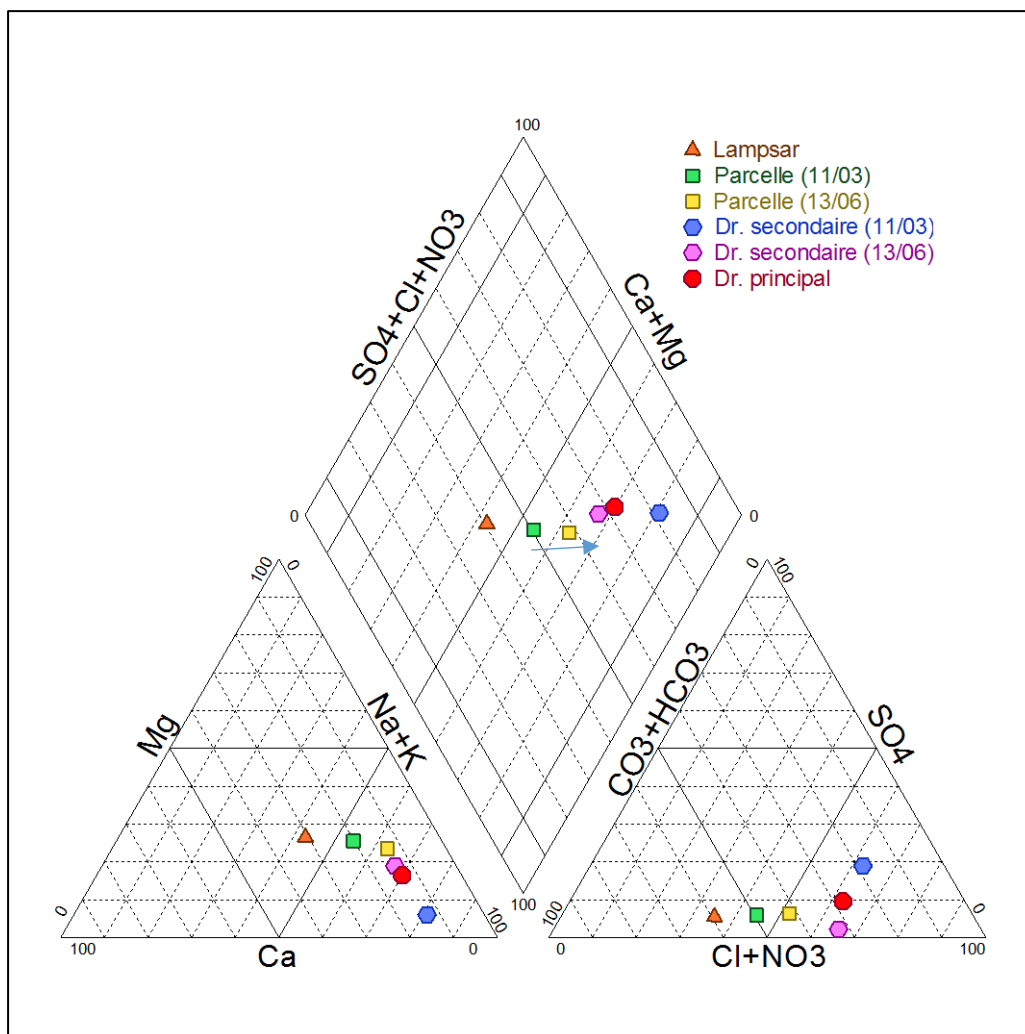


Figure V-21 : Diagramme de Piper des eaux du Lampsar, de submersion et de drainage (site de Ndelle)

V-3-2 Les eaux du sol

V-3-2-1 cartographie de la salinité du sol par la méthode électromagnétique (EM38)

Les résultats des mesures de la salinité du sol effectuées à Ndelle avec l'EM38 sont synthétisés au tableau V-10 et représentés à la figure V-22. Ils montrent une grande variabilité horizontale de la salinité, dont la distribution ne semble suivre aucune logique apparente. En moyenne, la salinité à la surface du sol est plus faible le long des canaux d'irrigation qu'à proximité des canaux de drainage. Selon Barbiéro et Laperrousaz (1999), la principale difficulté pour l'étude de la répartition de la salinité du sol dans la VFS de manière générale et

le DFS en particulier, est que celle-ci n'est corrélée ni à la répartition des sols, ni à la topographie, ni à la géomorphologie. Ces auteurs ont utilisé l'EM38 pour étudier la répartition de la salinité du sol sur un périmètre irrigué de 70 ha dans la zone de N'Galenka (région de Podor). Les résultats de leur étude confirment cette hétérogénéité déjà signalée par d'autres auteurs (Barbiero *et al.*, 1998; Gascuel-Oudou et Boivin, 1994; Laval, 1996). Finalement, ayant comparé la cartographie de la répartition du sel sur ce périmètre à des photographies aériennes, ces auteurs sont arrivés à la conclusion que la répartition de la salinité est surtout corrélée à la géomorphologie ancienne et non à la géomorphologie actuelle.

Par contre, sur tous les profils réalisés à Ndelle, la salinité augmente avec la profondeur. Ceci peut laisser supposer que le sel vient de la nappe qui se situe à 1,5 m de profondeur. En surface (c'est-à-dire à 25 cm de profondeur), la salinité est en moyenne inférieure à 0,5 mS/cm. Rappelons que le riz qui constitue la culture principale sur ces cuvettes, peut supporter jusqu'à une salinité de 2 mS/cm (Ayers et Wetscot, 1985).

Tableau V-10 : Résultats des mesures de salinité du sol à l'EM38 à Ndelle

Profondeur		CE (mS/cm) à 1,25 m	CE (mS/cm) à 1 m	CE (mS/cm) à 0,5 m	CE (mS/cm) à 0,25 m
Profil A (le long du canal d'irrigation primaire)	Minimum	0,786	0,499	0,345	0,178
	Maximum	1,706	1,271	1,055	0,539
	Moyenne	1,340	0,888	0,696	0,346
Profil B (le long du canal de drainage principal)	Minimum	1,198	0,770	0,065	0,273
	Maximum	1,697	1,291	1,120	0,661
	Moyenne	1,571	1,112	0,833	0,458
Profil C (le long du canal secondaire d'irrigation)	Minimum	0,634	0,381	0,295	0,144
	Maximum	1,714	1,257	0,992	0,494
	Moyenne	1,206	0,752	0,579	0,280
Profil D (le long du canal secondaire de drainage)	Minimum	1,137	0,683	0,481	0,235
	Maximum	1,715	1,305	1,134	0,684
	Moyenne	1,588	1,126	0,868	0,464
Profil E	Minimum	0,905	0,578	0,386	0,192
	Maximum	1,683	1,291	1,106	0,673
	Moyenne	1,425	0,999	0,781	0,417

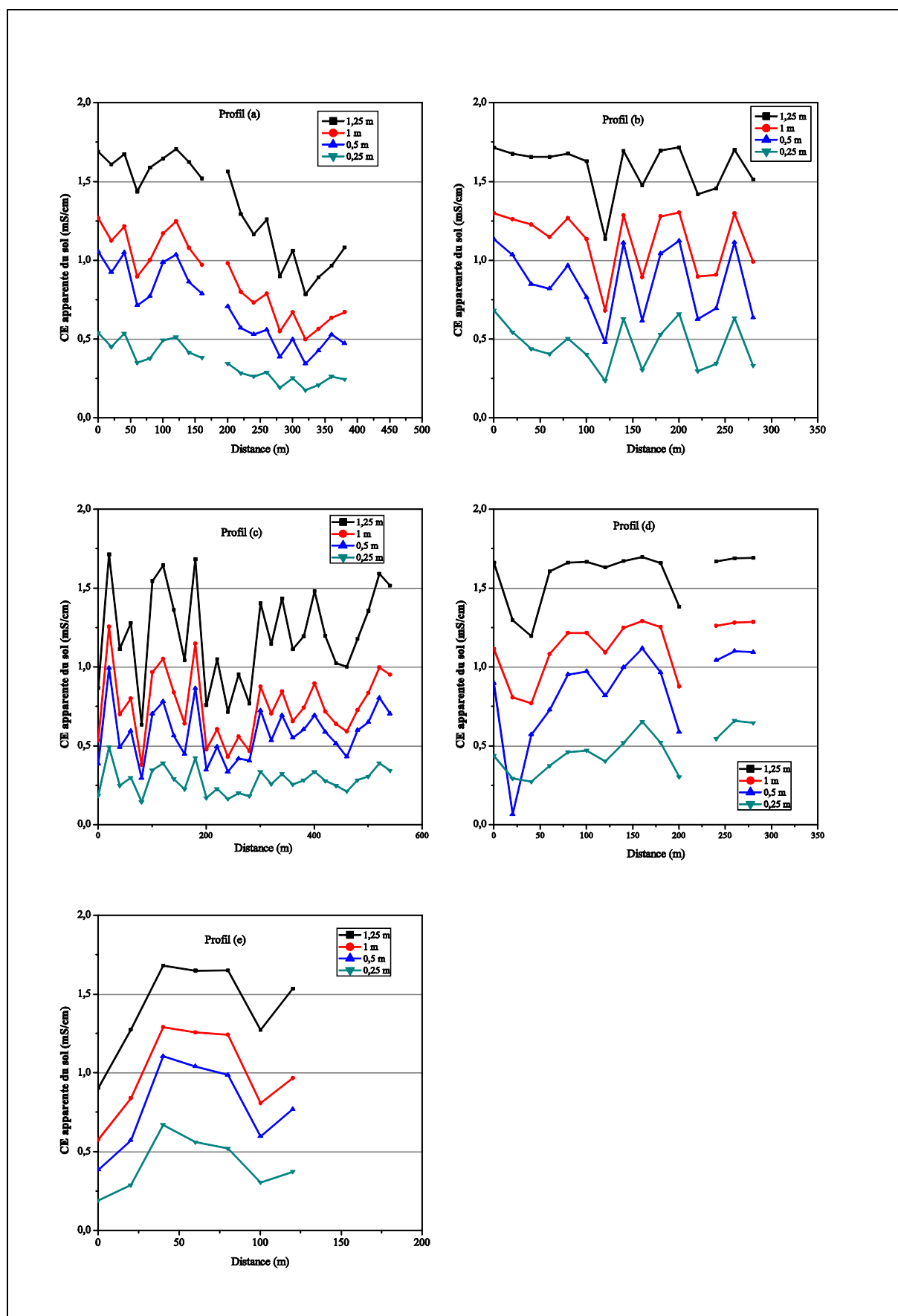


Figure V-22 : Profils de salinité du sol à différentes profondeurs obtenus à l'EM38

Les résultats obtenus sur le site de Ndiaye sont synthétisés au tableau V-11. Seuls les profils situés le long du canal d'irrigation et le long du canal de drainage sont présentés aux figures V-23 et V-24. Ces résultats confirment la forte hétérogénéité de salinité du sol à l'échelle de la parcelle. Ils confirment également l'augmentation de la salinité avec la profondeur, aussi bien le long du canal d'irrigation que le long du canal de drainage. Cependant, au niveau du profil réalisé le long du canal de drainage, on note une chute brusque de la salinité du sol entre 400 et 600 m. Cette baisse de salinité ne se justifie par aucune logique apparente et fait penser aux explications données plus haut par Barbiéro et Laperrousaz (1999). On peut noter également, qu'en moyenne, la salinité semble relativement moins élevée sur le site de Ndiaye que sur le site de Ndelle, aussi bien en surface qu'en profondeur.

Tableau V-11 : Résultats des mesures de salinité du sol à l'EM38 à Ndiaye

Profondeur		CE (mS/cm) à 1,25 m	CE (mS/cm) à 1 m	CE (mS/cm) à 0,5 m	CE (mS/cm) à 0,25 m
Profil 1 (le long du canal d'irrigation)	Minimum	0,562	0,365	0,228	0,119
	Maximum	1,696	1,255	0,959	0,527
	Moyenne	1,229	0,848	0,560	0,300
Profil 2 (le long du canal de drainage)	Minimum	0,219	0,143	0,086	0,048
	Maximum	1,651	1,253	1,043	0,515
	Moyenne	1,093	0,735	0,491	0,262
Profil 3	Minimum	0,910	0,594	0,362	0,213
	Maximum	1,645	1,263	1,084	0,677
	Moyenne	1,336	0,919	0,699	0,398
Profil 4	Minimum	0,410	0,260	0,156	0,086
	Maximum	1,453	0,910	0,600	0,310
	Moyenne	0,803	0,519	0,321	0,171
Profil 5	Minimum	0,276	0,183	0,109	0,060
	Maximum	1,285	0,786	0,493	0,251
	Moyenne	0,589	0,377	0,233	0,125
Profil 6	Minimum	0,258	0,175	0,107	0,056
	Maximum	0,968	0,657	0,390	0,216
	Moyenne	0,525	0,335	0,212	0,113
Profil 7	Minimum	0,188	0,118	0,068	0,035
	Maximum	1,263	0,813	0,598	0,317
	Moyenne	0,376	0,243	0,151	0,084

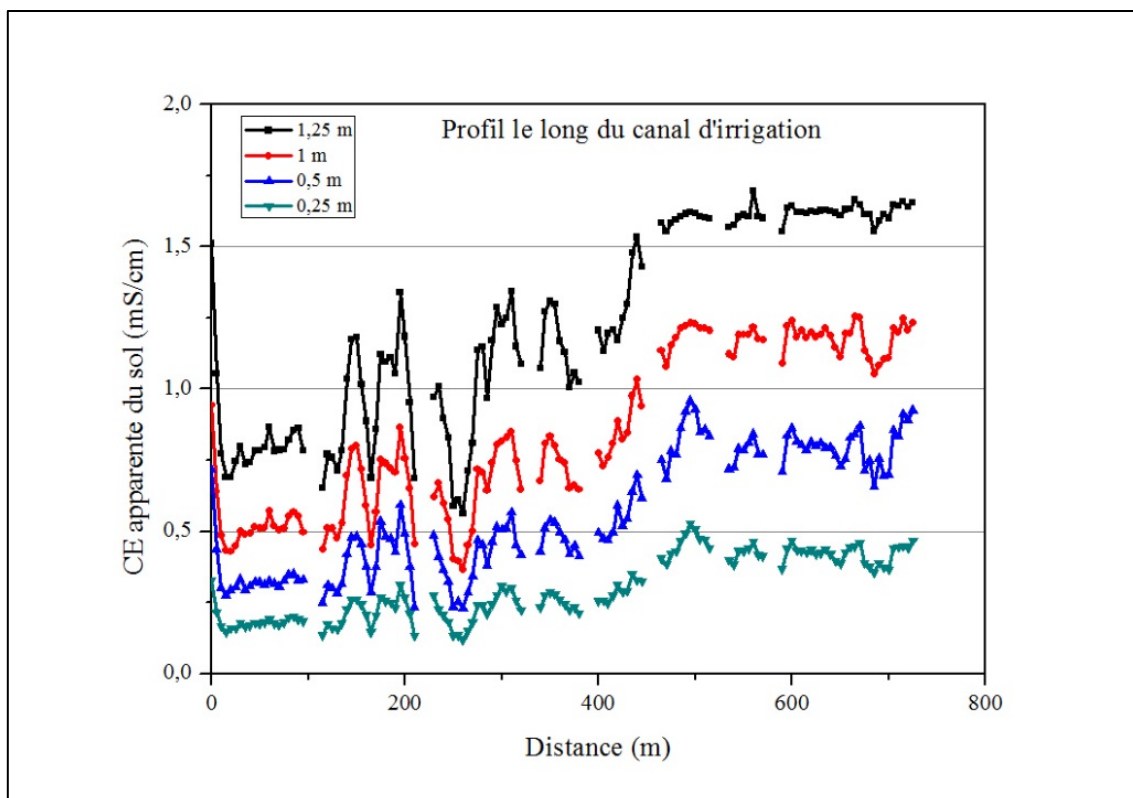


Figure V-23 : Evolution de la CE apparente du sol le long du canal d'irrigation (Ndiaye)

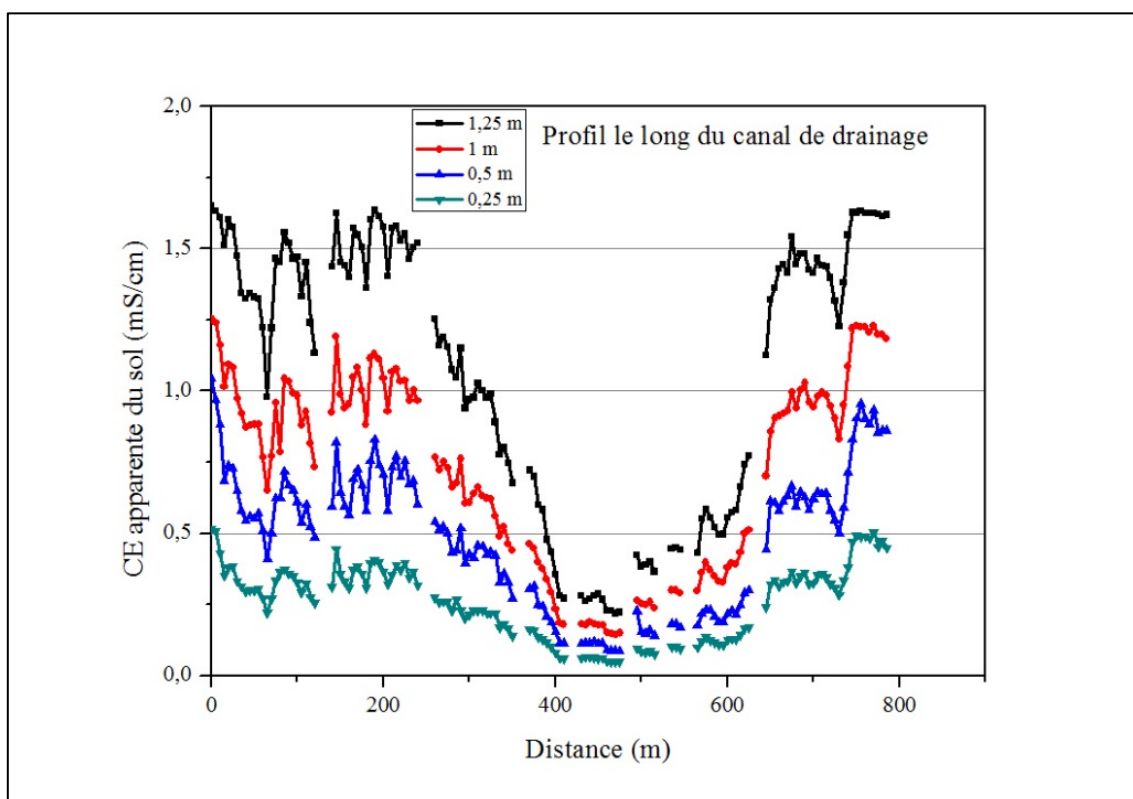


Figure V-24 : Evolution de la CE du sol le long du canal de drainage (Ndiaye)

V-3-2-2 Evolution de la salinité du sol et de la solution du sol

A Ndelle, l'évolution de la conductivité électrique apparente du sol (CEa), mesurée avec les sondes capacitives, au cours de la période de riziculture (fig.V-25), montre qu'elle augmente pendant l'irrigation. La conductivité électrique apparente dépend, en effet, de facteurs intrinsèques du sol tels que la texture, la porosité, la composition minéralogique. Mais elle dépend aussi en grande partie de la teneur en eau du sol (Schneider, 2009). L'augmentation de la teneur en eau pendant l'irrigation explique donc largement l'augmentation de la conductivité électrique apparente du sol (Bohn *et al.*, 1982; Gupta et Hanks, 1972; Shea et Luthin, 1961; Waxman et Smits, 1968). Cependant, une augmentation de la CEa du sol due à une augmentation de la teneur en eau est limitée par un degré de saturation à partir duquel la CEa du sol reste constante (Richard *et al.*, 2005; Sreedeeep *et al.*, 2004). Une augmentation de la CEa du sol alors que la teneur en eau est constante est alors liée à l'augmentation des sels dissous (Rhoades *et al.*, 1976).

La conductivité électrique de la solution du sol (CEw) a été calculée avec la formule de Hilhorst (2000) à partir de la valeur de la CEa du sol (équation IV.17). L'évolution de la CEw durant la période d'irrigation est représentée à la figure V-24. Les valeurs de CEw aux différentes profondeurs, obtenues durant l'irrigation, sont nettement supérieures à la conductivité électrique de l'eau d'irrigation et de l'eau de submersion (qui ne dépasse pas 0,5 mS/cm). Quelle que soit la profondeur considérée, du sel est mobilisé soit à partir des sédiments ou à partir de la nappe. La CEw est faible à 20 cm de profondeur sans doute parce que la salinité du sol est relativement faible en surface. Elle augmente au début de l'irrigation et se stabilise après que la teneur à saturation soit atteinte et que le maximum de sel soit dissous. A 50 cm, la salinité augmente également au début de l'irrigation et se stabilise au moment où celle à 20 cm augmente. Quand la salinité à 20 cm stagne, celle à 50 cm commence à augmenter comme s'il y avait un front de salinité (pour ne pas dire de dissolution) qui se déplace vers la profondeur. Cette augmentation de la CEw à 50 cm quelques semaines après le début de l'irrigation peut aussi s'expliquer par la remontée de la nappe. La CEw à 80 cm quant à elle augmente au début de l'irrigation du fait de la remontée de la nappe. Ensuite, elle diminue pendant un certain temps (alors que celle à 50 cm augmente) et puis commence de nouveau à augmenter progressivement.

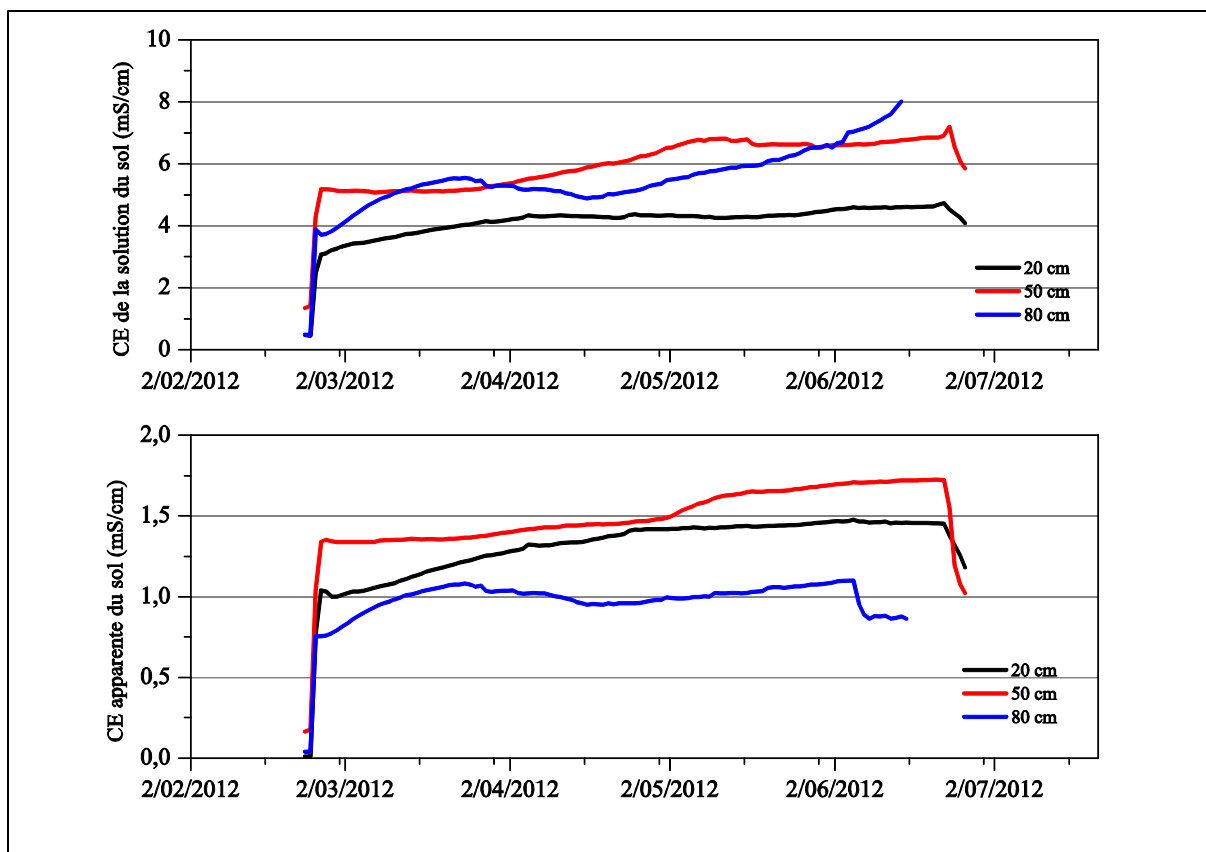


Figure V-25 : Evolution de la conductivité électrique apparente et de la conductivité électrique de la solution du sol (site de Ndelle)

Sur le site de Ndiaye, la CEa du sol présente la même évolution pendant l'irrigation que pour le site de Ndelle. Cette augmentation est toujours liée à la saturation en eau du profil de sol. A l'arrêt de l'irrigation, on constate que la CEa diminue et tend vers sa valeur de départ (fig.V-26). Le suivi pendant l'hivernage a permis de constater également l'augmentation de la CEa du sol dès que la teneur en eau du sol augmente suite à la pluie.

La CEw a été également calculée par la formule de Hilhorst (2000). Son évolution pendant la période de suivi (fig.V-26) montre une évolution similaire au site de Ndelle pour les profondeurs de 20 et 40 cm. En effet, au niveau de ces deux profondeurs, la CEw augmente avec l'irrigation. Cette augmentation est liée à la mobilisation par dissolution des sels présents à la surface du sol et leur transit par percolation vers la profondeur. La conductivité électrique de la solution du sol, entre 60 et 80 cm, par contre, diminue avec l'irrigation. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'eau de percolation qui arrive à ces profondeurs est moins salée et aurait tendance à les diluer la solution du sol. Les résultats de la cartographie verticale de la salinité par EM38 avaient montré une nette augmentation de la salinité du sol en profondeur. A l'arrêt de l'irrigation, la CEw augmente fortement en profondeur et devient supérieure à 20 mS/cm à 80 cm de profondeur. Au même moment, on note une baisse de la CEw entre 20 et

40 cm de profondeur. Ceci montre que l'augmentation de la CE_w en surface (entre 20 et 40 cm de profondeur) était bien liée à la mobilisation de sels par l'eau d'irrigation tandis qu'en profondeur, la baisse de CE_w était bien liée à l'effet de dilution par l'eau de percolation. L'évolution de la CE_w pendant l'hivernage confirme bien cet effet de dilution. En effet, lorsque la CE_a du sol augmente, suite à un événement pluvieux, la CE_w de la solution diminue. Les événements pluvieux successifs pouvant conduire à une saturation du sol (cf fig.V-15), peuvent provoquer une baisse de la CE_w de la solution jusqu'au même niveau que pour la riziculture.

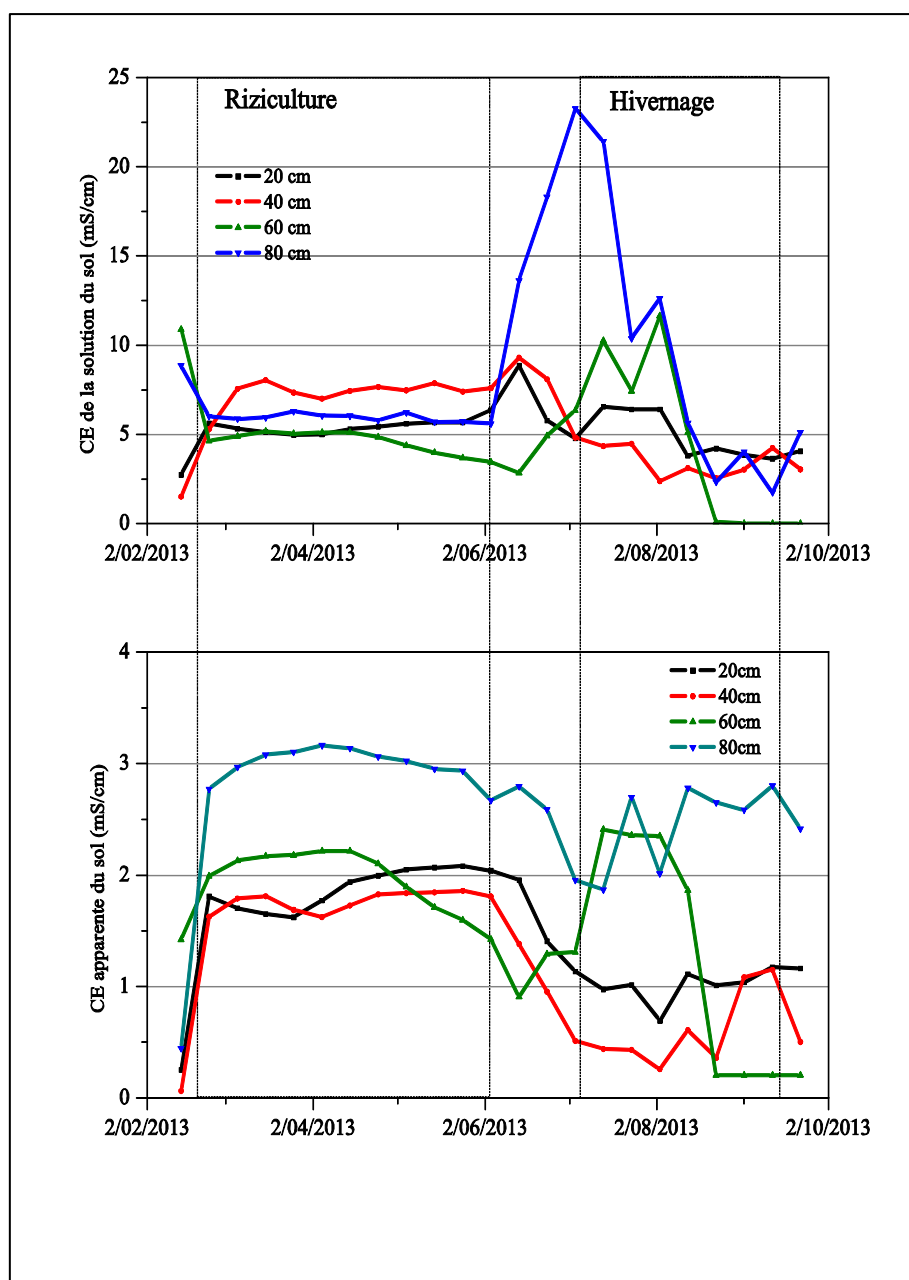


Figure V-26 : Evolution de la CE apparente du sol et de la solution du sol sur le site de Ndiaye

V-3-2-3 Comportement hydrochimique de la solution du sol

A Ndiaye, les eaux de la solution du sol ont été échantillonnées durant la période de riziculture entre mars et juin 2013. Pour rappel, l'échantillonnage a été fait avec une série de piézomètres crépinés à différentes profondeurs dans la zone non saturée et avec 03 bougies poreuses installées à 30, 60 et 90 cm de profondeur dans le sol. Les résultats des analyses chimiques sont disponibles en annexe. A partir de ces résultats, nous avons établis l'évolution des profils de la CE et des principaux éléments chimiques dans le sol (fig.V-27). On note une différence entre la minéralisation globale de la solution du sol obtenue avec les piézomètres et celle obtenue avec les bougies poreuses. En effet, les solutions échantillonnées avec les bougies poreuses sont deux à trois fois plus minéralisées que celles des piézomètres. Les valeurs de CE de la solution du sol recueillie avec les bougies poreuses sont plus conformes avec les conductivités de la solution du sol estimées à partir des mesures de CEa avec les sondes capacitatives. La différence de minéralisation constatée entre les deux séries peut s'expliquer par le fait que les bougies poreuses permettent d'échantillonner l'eau « immobile » contenue dans la matrice du sol extraite par succion alors que les piézomètres n'échantillonnent pas vraiment l'eau du sol mais plutôt l'eau de percolation en transit vers la nappe. Ainsi, la solution obtenue avec les piézomètres a une composition chimique voisine de l'eau de submersion de la parcelle.

Toutefois, au niveau des deux séries, il y a une forte ressemblance entre les profils de la CE, de Na et de Cl. Ceci montre que ces éléments contrôlent essentiellement la minéralisation de ces eaux. Au niveau des bougies poreuses, les concentrations en Na et Cl augmentent nettement entre 30 et 60 cm et restent quasi les mêmes entre 60 et 90 cm de profondeur. Ceci conforte les résultats des mesures de salinité du sol qui montraient déjà une augmentation de celle-ci avec la profondeur. Ceci fait également supposer que les migrations de Na et de Cl se font depuis la profondeur vers la surface du sol.

Par contre, les profils de Na et de Cl dans les piézomètres montrent une évolution en deux temps. Entre 20 et 40 cm, les profils sont plutôt descendants (plus minéralisés à la surface qu'en profondeur) ; les concentrations diminuent preuve que du NaCl se propage de la surface vers cette profondeur. Entre 20 et 40 cm, alors qu'entre 40 et 80 cm, les profils sont ascendants.

L'évolution par rapport au temps des différents éléments est très relativement faible au niveau des deux séries de données et ne semble pas uniforme. Au niveau des bougies, la

concentration des éléments semblent augmenter entre 30 et 60 cm au cours de l'irrigation. Par contre, l'évolution entre 60 et 90 cm est moins régulière.

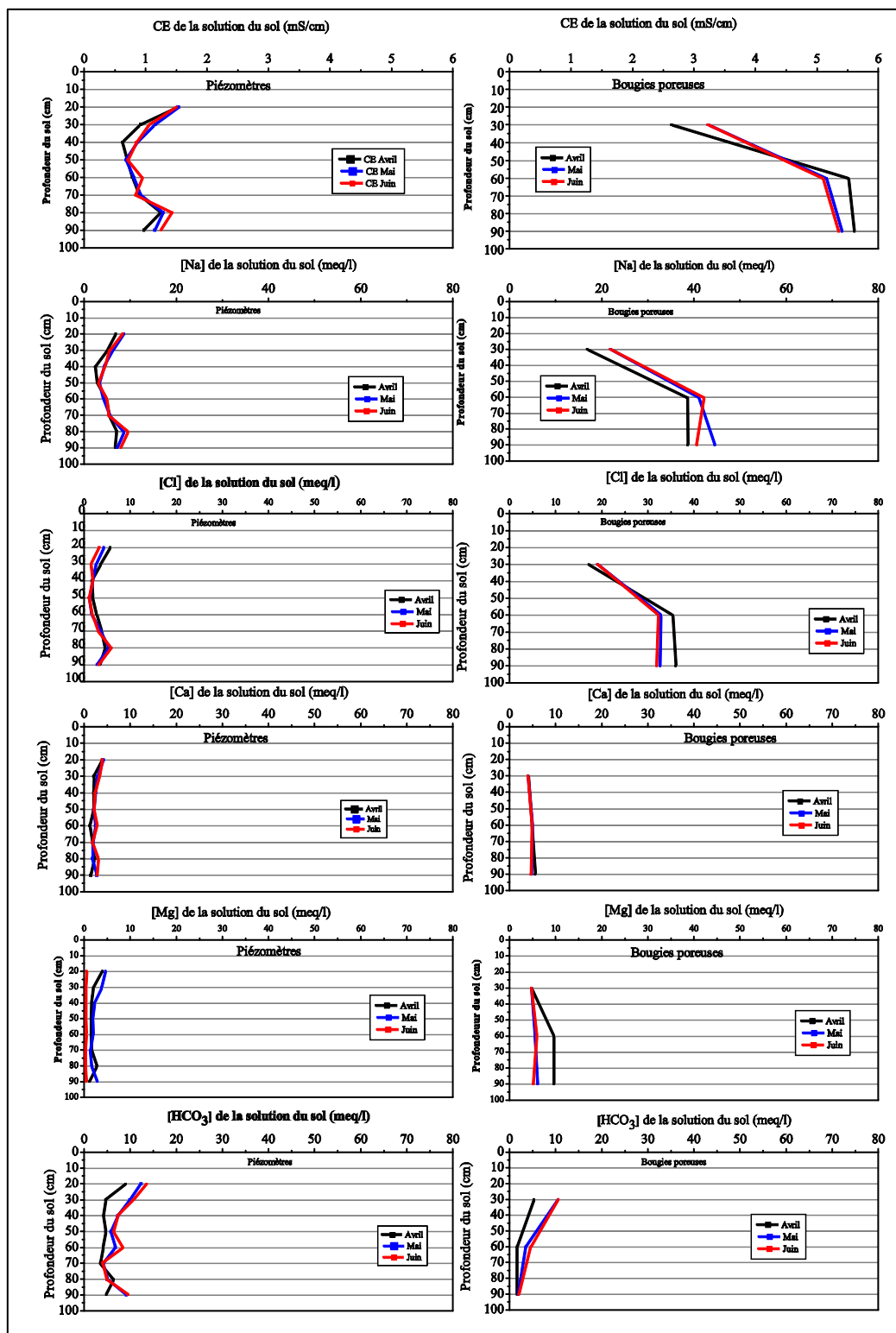


Figure V-27 : Evolution des profils de la CE et des différents éléments de la solution du sol dans les piézomètres (colonne de gauche) et à partir des bougies poreuses (colonne de droite)

V-3-3 Les eaux de la nappe

V-3-3-1 Evolution de la CE des eaux souterraines

A Ndelle, la salinité de la nappe a été mesurée tous les deux jours dans l'ensemble des piézomètres et durant toute la période d'irrigation. Tout comme la salinité du sol, la salinité de la nappe présente une très forte variabilité spatiale (fig. V-28). Les valeurs de conductivité électrique de la nappe mesurées varient en effet entre 1 et 15 mS/cm. Là aussi, la répartition de la salinité de la nappe ne semble suivre aucune logique apparente, si ce n'est l'influence du Lampsar, des canaux d'irrigation et des eaux de drainage. En effet, la nappe dans les piézomètres proches du canal principal d'irrigation (donc du Lampsar) présente des valeurs de CE moins élevées alors que celles-ci sont très élevées au niveau des piézomètres proches du canal principal de drainage. Cependant, les valeurs de CE mesurées dans les parcelles sont nettement inférieures à la moyenne de la salinité de l'aquifère du Nouakchottien à l'échelle du DFS. Ces valeurs reflètent une influence des cours d'eau et/ou de l'irrigation comme dans le cas des piézomètres situés près du fleuve où la nappe est caractérisée par une dilution par apport d'eau douce.

L'évolution au cours du temps de la salinité de la nappe pendant l'irrigation n'est, elle aussi, pas uniforme. En effet, trois comportements sont observés au niveau des piézomètres. Il existe un premier groupe de piézomètres où la salinité de l'eau de la nappe pendant la phase d'irrigation reste quasi constante (fig. V-29A). La nappe dans ces piézomètres est caractérisée par une salinité relativement faible. Au niveau du second groupe, la salinité baissée soudainement pendant l'irrigation, et ce pour quelques jours, avant de remonter progressivement (fig.V-29B). Au droit de ces piézomètres, la salinité de l'eau dans les 2 premiers mètres de la nappe est moins élevée qu'en profondeur ; l'effet de dilution semble donc se limiter aux premiers mètres. Au niveau du troisième groupe, la salinité de la nappe baisse considérablement au cours de l'irrigation et reste relativement faible jusqu'à la fin de l'irrigation (fig. V-29C). Cette baisse de la salinité s'observe sur toute la profondeur de la nappe.

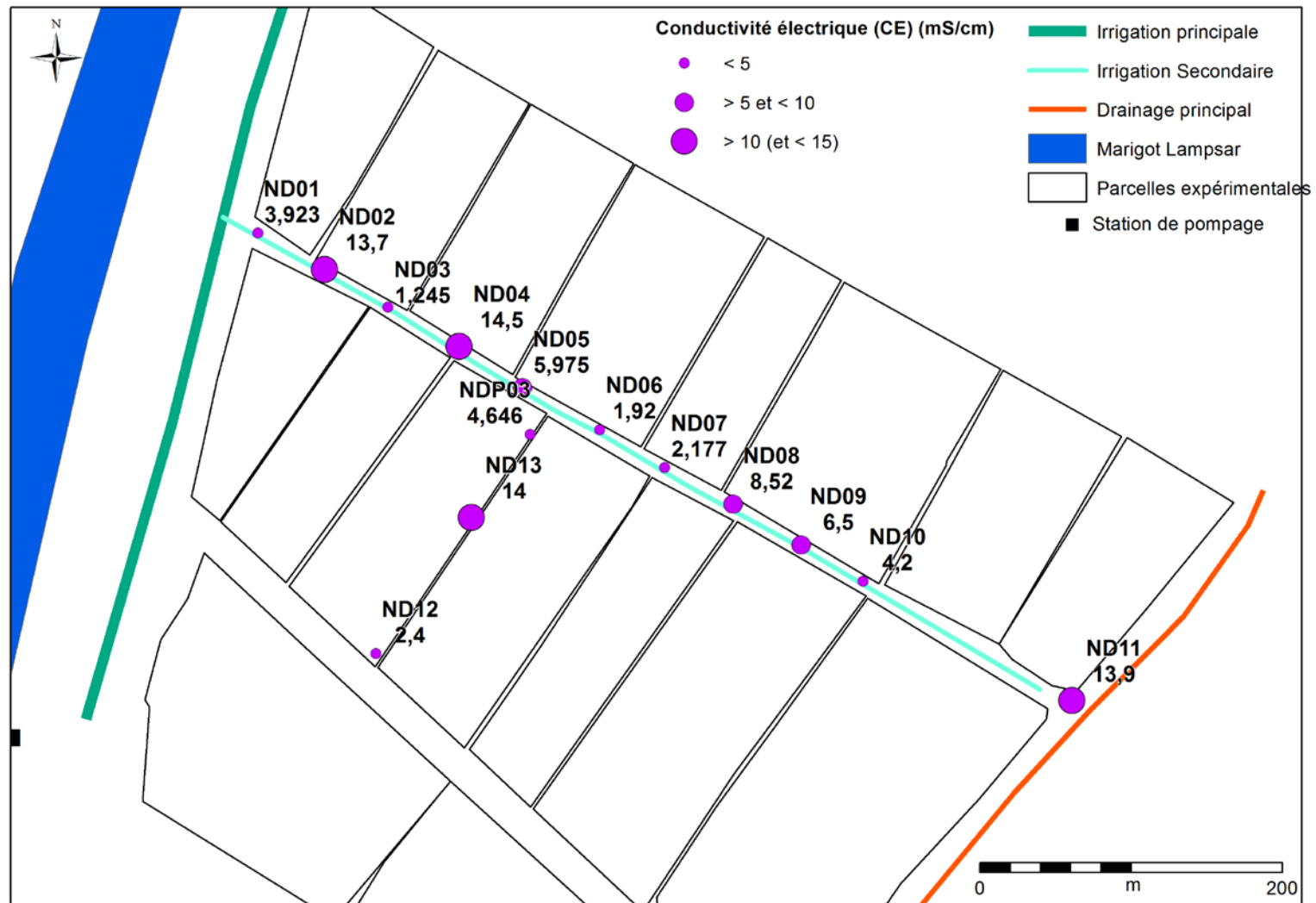


Figure V-28 : Carte de répartition de la conductivité électrique de la nappe superficielle à Ndelle

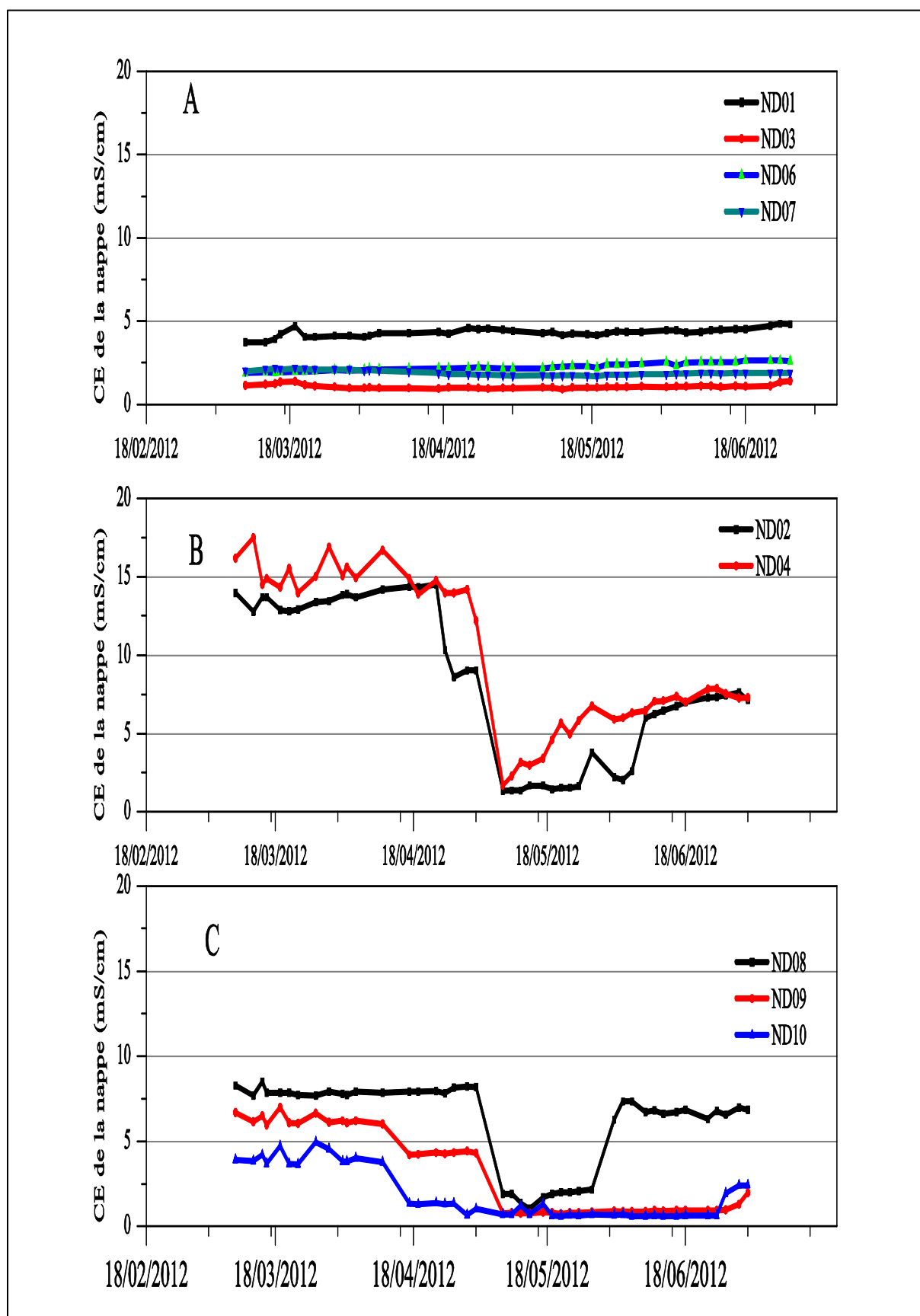


Figure V-29 : Evolution de la CE de la nappe durant l'irrigation dans le site de Ndelle

A Ndiaye, la conductivité électrique de la nappe a été également mesurée à différentes dates dans tous les piézomètres. Ces mesures n'ont pu démarrer que deux semaines après la mise en eau des parcelles et ont été interrompues un mois après, suite à des soucis avec la sonde. Les résultats sont représentés au tableau V-12. La répartition spatiale de la CE est représentée à la figure V-30.

Tableau V-12 : Suivi de la CE de la nappe à Ndiaye avec la sonde multi-paramètres

Date	PT	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
	CE (mS/cm)								
9/03/2013	24,25	5,41	7,40	0,78	3,72	7,94	0,43	3,01	0,99
11/03/2013	25,75	5,76	7,74	0,90	3,95	6,74	0,52	2,73	1,11
16/03/2013	24,39	7,78	12,52	1,06	3,16	6,37	0,67	2,60	0,97
18/03/2013	23,61	8,17	10,25	1,98	2,78	8,05	0,85	3,53	1,77
20/03/2013	26,50	8,91	13,35	1,88	4,06	9,94	1,70	3,69	1,97
23/03/2013	31,28	12,42	12,51	1,11	3,18	8,02	0,84	10,75	0,94
27/03/2013	29,04	11,17	10,40	1,16	3,31	13,94	0,79	10,86	0,93
30/03/2013	27,31	10,01	10,68	1,10	3,37	13,54	0,83	11,20	0,98
13/04/2013	32,09	10,54	14,20	1,01	2,44	21,18	0,88	20,41	0,96

Ces résultats montrent que la CE de la nappe est également très variable d'un piézomètre à l'autre. Dans les parcelles, les valeurs mesurées à la date du 23 mars varient entre 0,84 à 12,51 mS/cm respectivement au P6 et P2 situés tous les deux le long du drainage secondaire. Contrairement à Ndelle, ici la proximité des canaux d'irrigation et de drainage ne semble pas avoir d'effet sur la CE de la nappe. Les valeurs de CE de la nappe mesurées dans les piézomètres situés dans les parcelles sont, toutefois, nettement moins élevées que la CE de la nappe mesurée dans le piézomètre témoin (PT) qui reflète la tendance globale de la nappe du Nouakchottien avec une CE supérieure à 20 mS/cm.

L'évolution au cours de la riziculture de la conductivité électrique de la nappe n'est pas uniforme (fig.V-31) mais, pour la plupart des piézomètres, va dans le sens d'une augmentation. Dans un premiers temps, l'irrigation semble donc induire une dilution de l'eau de la nappe avec l'arrivée d'une quantité importante d'eau douce. Dans un deuxième temps, la salinité de la nappe tend à se rééquilibrer et même à revenir à la valeur départ. Au niveau de certains piézomètres, la salinité de la nappe ne varie presque pas ou très peu. C'est le cas des piézomètres P3, P6 et P8. Ces piézomètres sont d'ailleurs caractérisés par des valeurs de CE

relativement faibles par rapport aux autres piézomètres. Cette observation a été faite également à Ndelle.

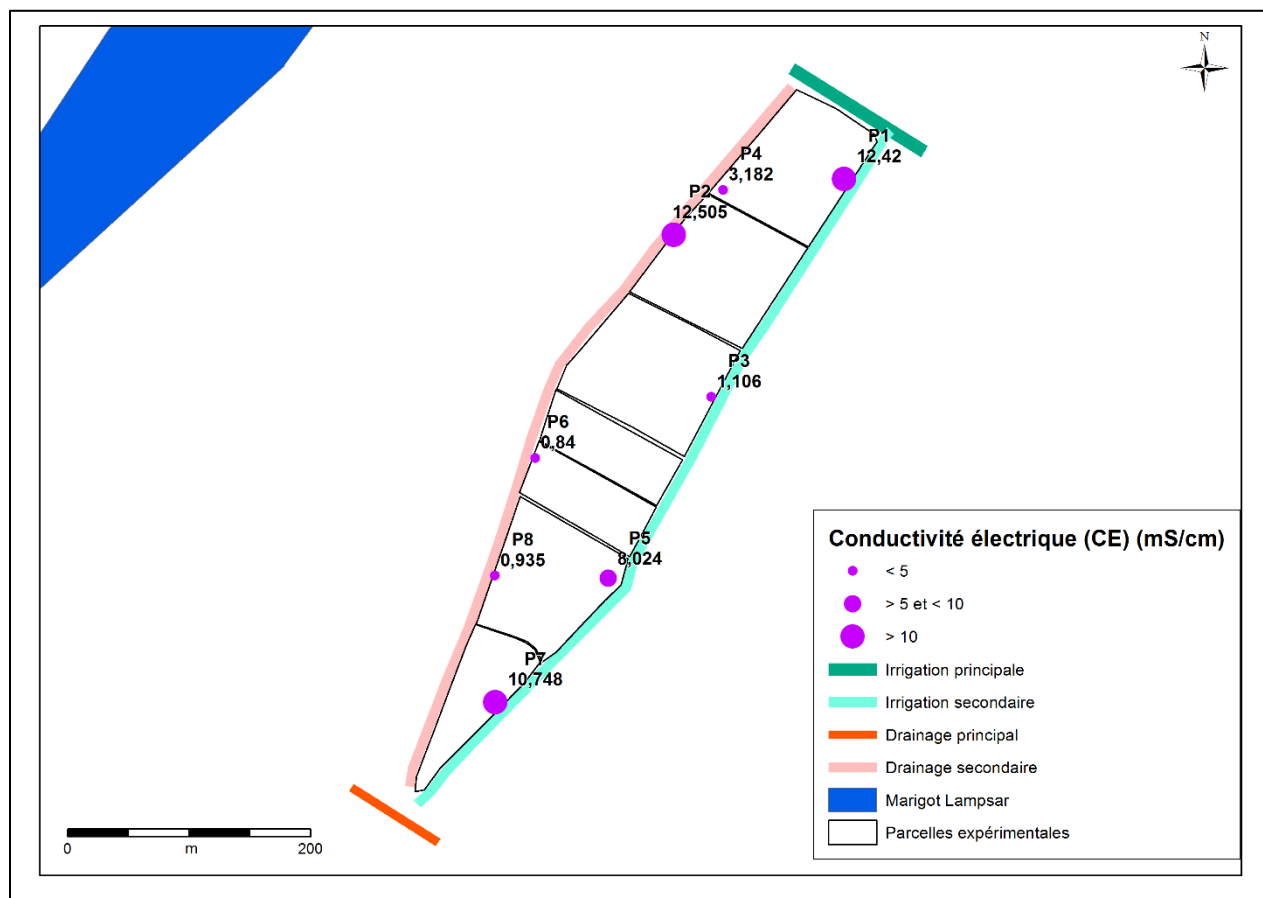


Figure V-30 : Carte de répartition de la CE de la nappe superficielle dans le site de Ndiaye (valeurs mesurées le 23/03/2013)

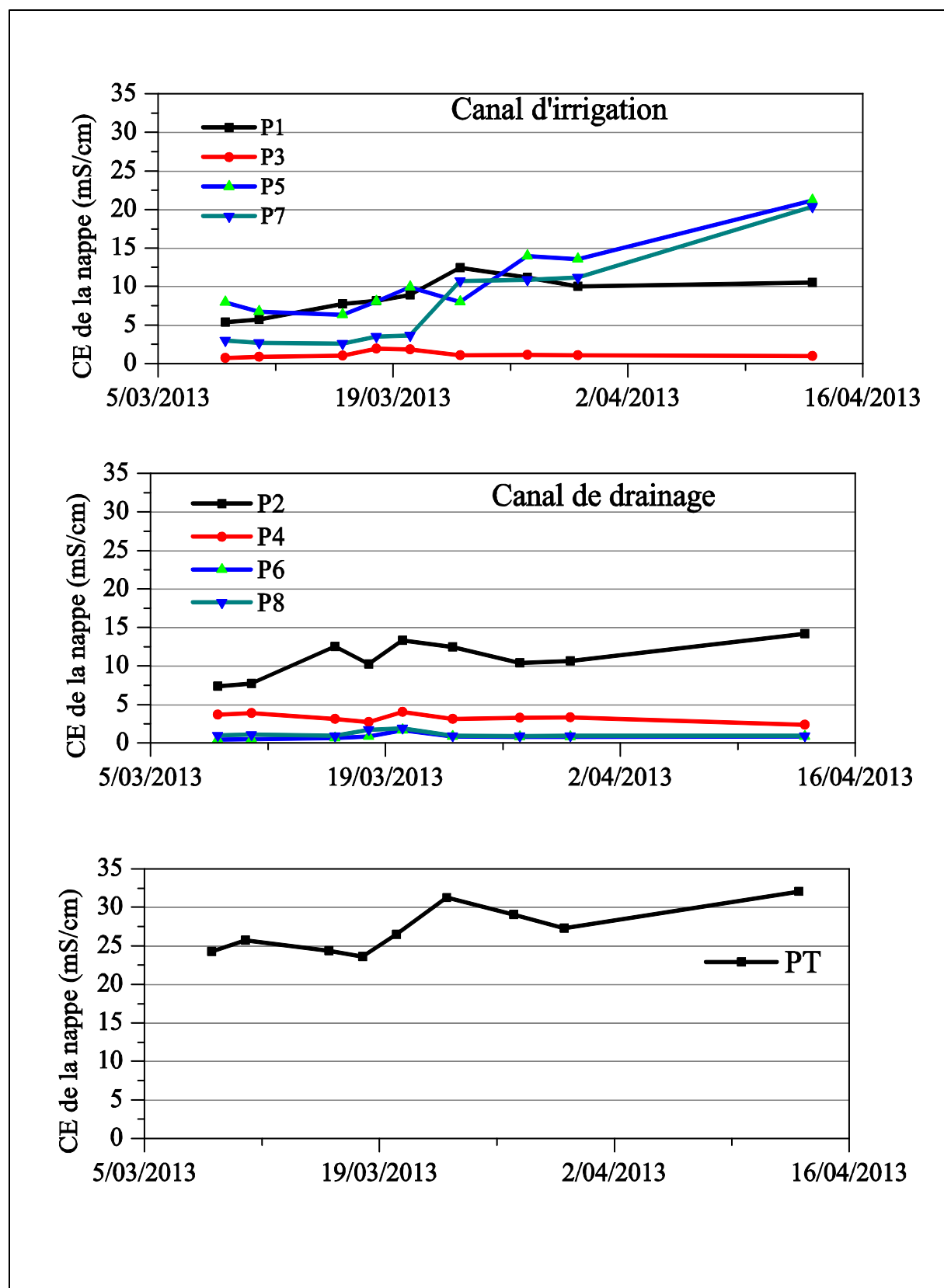


Figure V-31 : Evolution de la CE de la nappe durant la riziculture à Ndiaye

La salinité de la nappe a été également suivie par des sondes CTD DIVER installées dans les piézomètres P3 et P4. Ces sondes enregistrent les données journalières de pression d'eau, de température et de CE de l'eau dans le piézomètre. Le suivi du niveau piézométrique et de la salinité de la nappe, dans les piézomètres P3 et P4 avec les sondes CTD, a été prolongé jusqu'en juin 2014 (fig.V-32). Globalement, la conductivité électrique de la nappe évolue en sens inverse avec le niveau de l'eau. En effet, pendant la riziculture, qui fait remonter considérablement la surface de la nappe, la conductivité de la nappe est à son plus bas niveau. Cependant, cette baisse qu'on peut qualifier de dilution de la nappe par l'eau d'irrigation, ne dure pas toute la période de riziculture. En effet, quelques jours après le début de l'irrigation, la salinité de la nappe commence à se rééquilibrer en augmentant. Cette hausse se poursuit au niveau du P3 même pendant l'hivernage. Par contre, au niveau du P4, on note quelques épisodes de baisse de la conductivité qui sont corrélés à la remontée de surface de la nappe suite aux événements pluvieux. Pendant l'intersaison, au moment où la surface de la nappe est à son plus bas niveau, la conductivité électrique de la nappe est élevée et atteint plus de 10 ms/cm au niveau des deux piézomètres. L'apport d'eau lié au début de la campagne de maraîchage crée de nouveau une dilution qui se marque de manière plus nette au niveau du P3 qu'au niveau du P4. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'en maraîchage, seuls les canaux d'irrigation sont remplis et les quantités d'eau apportées à la parcelle sont faibles. La recharge de la nappe se fait donc également par percolation des eaux à travers ces canaux. Ainsi, le P3 qui est situé côté canal irrigation subit plus cette percolation et donc l'effet de dilution que le P4 situé côté drainage. D'ailleurs, au niveau du P3, la conductivité descend jusqu'à sa valeur minimale obtenue pendant la riziculture alors qu'au niveau du P4 la baisse n'atteint pas cette valeur. A l'arrêt de l'irrigation, alors que le niveau de la nappe baisse de nouveau, la conductivité augmente progressivement de nouveau.

On peut également observer que globalement, la salinité au niveau du P4 est toujours plus élevée qu'au niveau du P3 (fig.V-32). Toutefois, ceci ne peut pas être généralisé vu qu'au niveau de certains piézomètres situés côté canal de drainage les conductivités sont très faibles (fig.V-30).

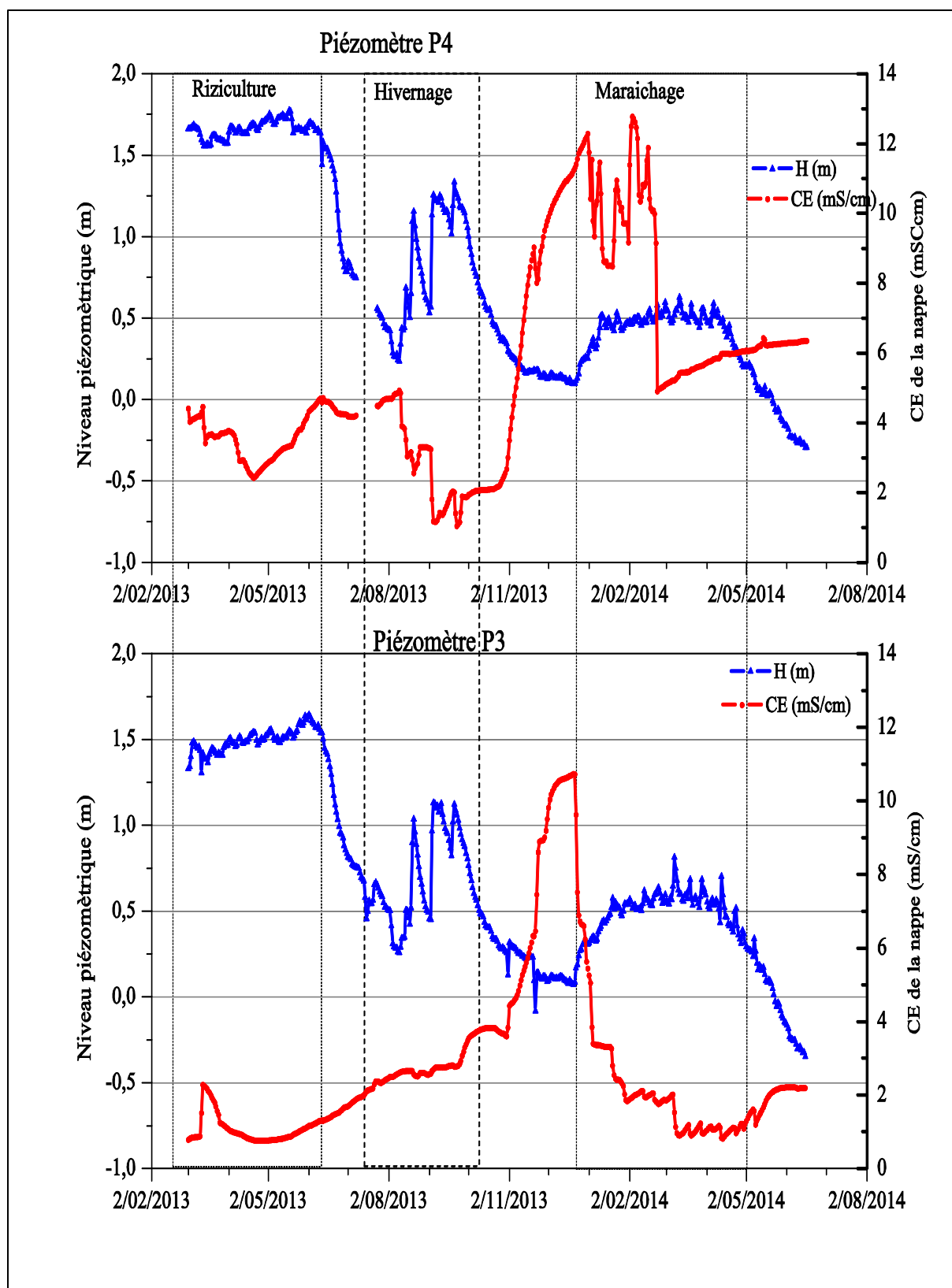


Figure V-32 : Evolution comparative du niveau piézométrique et de la CE de la nappe aux piézomètres P3 et P4 (site de Ndiaye)

V-3-3-2 Comportement hydrochimique de la nappe

Sur le site de Ndelle, les eaux de la nappe ont été échantillonnées en juin 2012, avant la fin de la riziculture et en décembre 2012 avant le début du maraîchage. Les résultats des analyses sont disponibles en annexe. La représentation de ces résultats sur un diagramme de Piper (figure V-33) permet d'identifier deux faciès au niveau de la nappe : un faciès chloruré sodique et un faciès bicarbonaté sodique. Le faciès chloruré sodique constitue le faciès caractéristique des eaux de la nappe alluviale nouakchottienne. Les ions Na et Cl sont de loin les éléments dominants de ces eaux et l'étude hydrogéochimique régionale a permis de mettre en évidence leur origine marine. Par contre, beaucoup de points se situent en dessous de l'échantillon d'eau de mer, dans la zone susceptible à échange cationique (Appelo et Postma, 2005) ; preuve que leur composition semble influencée par le contact avec de l'eau douce. En effet, les eaux ayant un faciès bicarbonaté sodique sont caractérisées par des valeurs de CE relativement faibles par rapport aux autres points et un enrichissement en HCO_3 qui constitue l'anion dominant au niveau des eaux du fleuve (tableau V-13). Ces piézomètres sont tous localisés près du canal principal d'irrigation, donc près du fleuve. D'ailleurs, le fait que le point NDP01 garde ce même faciès lors de la campagne de décembre 2012, alors qu'il n'y avait pas d'irrigation, montre que l'enrichissement en bicarbonate est dû au contact avec l'eau du Lampsar. Ceci confirme l'alimentation de la nappe par le fleuve. L'étude de la dynamique de la nappe abordée plus haut a montré que le niveau de la nappe au niveau du NDP01 était imposé par le niveau du Lampsar. Les piézomètres superficiels ND01 et ND03, en doublon avec les piézomètres profonds NDP01 et NDP02, même s'ils tendent vers un faciès bicarbonaté sodique, gardent tout de même un faciès chloruré sodique.

Tableau V-13 : CE et rapports Na/Cl et Na/Cl des piézomètres (campagne juin 2012, Ndelle)

Piézomètre	Faciès	CE $\mu\text{S/cm}$	Ca (meq/l)	Na (meq/l)	Cl (meq/l)	Na/Cl (meq/l)	Na/Ca (meq/l)
ND01	Na-Cl	4651	2,12	42,42	29,55	1,44	20,00
ND03	Na-Cl	1532	1,57	11,74	9,15	1,28	7,48
ND08	Na-Cl	5797	7,42	40,08	43,23	0,93	5,40
ND11	Na-Cl	12007	16,22	87,65	92,42	0,95	5,40
ND14	Na-Cl	20934	10,91	183,76	182,82	1,01	16,85
ND16	Na-Cl	34610	47,18	273,77	313,67	0,87	5,80
ND18	Na-Cl	5155	7,33	34,69	34,68	1,00	4,73
ND19	Na-Cl	11945	3,80	109,68	101,28	1,08	28,89
ND21	Na-Cl	2396	0,70	20,34	9,86	2,06	29,23
NDP03	Na-Cl	2152	5,55	60,73	36,71	1,65	10,95
NDP04	Na-Cl	1951	9,10	56,26	56,65	0,99	6,18
NDP05	Na-Cl	552	13,29	91,97	92,51	0,99	6,92
PZ1	Na-Cl	7132	14,67	116,89	82,93	1,41	7,97
ND20	Na-HCO ₃	2382	0,28	25,23	6,58	3,83	89,72
NDP01	Na-HCO ₃	1219	0,51	17,73	6,92	2,56	34,60
NDP02	Na-HCO ₃	1338	1,13	3,50	1,61	2,18	3,10

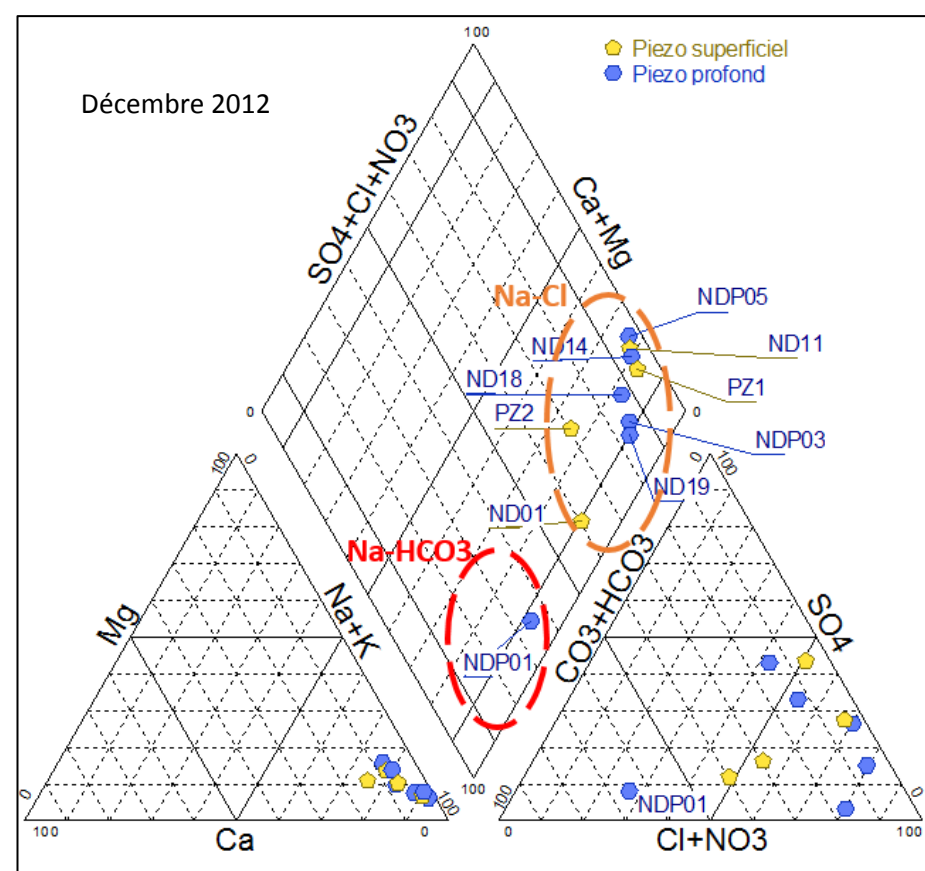
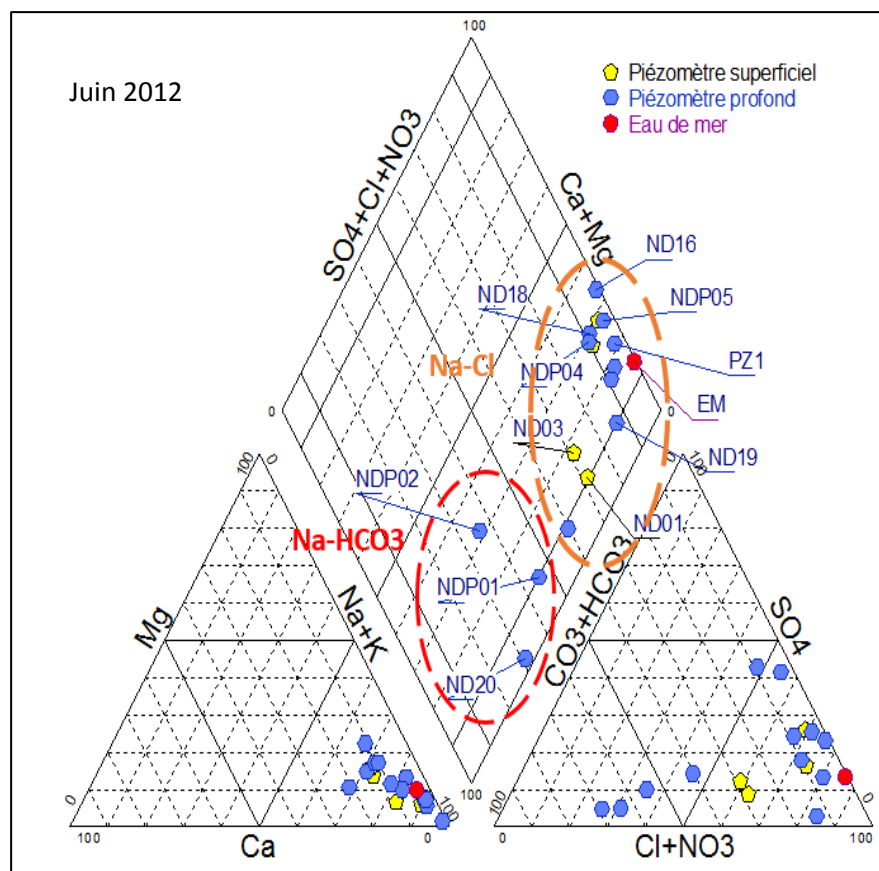


Figure V-33 : Diagramme de Piper des eaux de la nappe du périmètre de Ndelle

Par ailleurs, tous les piézomètres sont caractérisés par un rapport Na/Cl supérieur à celui de l'eau de mer (0,86) surtout au niveau des piézomètres proches du fleuve où l'excès de Na par rapport au Cl est plus marqué. Cet enrichissement en Na non accompagné d'une augmentation du Cl confirmant encore l'occurrence d'échanges cationiques (Abdelgader *et al.*, 1996; Appelo et Postma, 2005; Madioune, 2012). Ce qui peut être vérifié à l'aide du diagramme (Na+K)-Cl en fonction de (Ca+Mg) – (HCO₃+SO₄) (fig.V-34) qui montre que tous les points avec un faciès Na-HCO₃ s'alignent sur la droite de pente -1, de même que la plupart des autres ouvrages. Ainsi, le déficit de Ca et Mg est compensé par une augmentation des concentrations en Na.

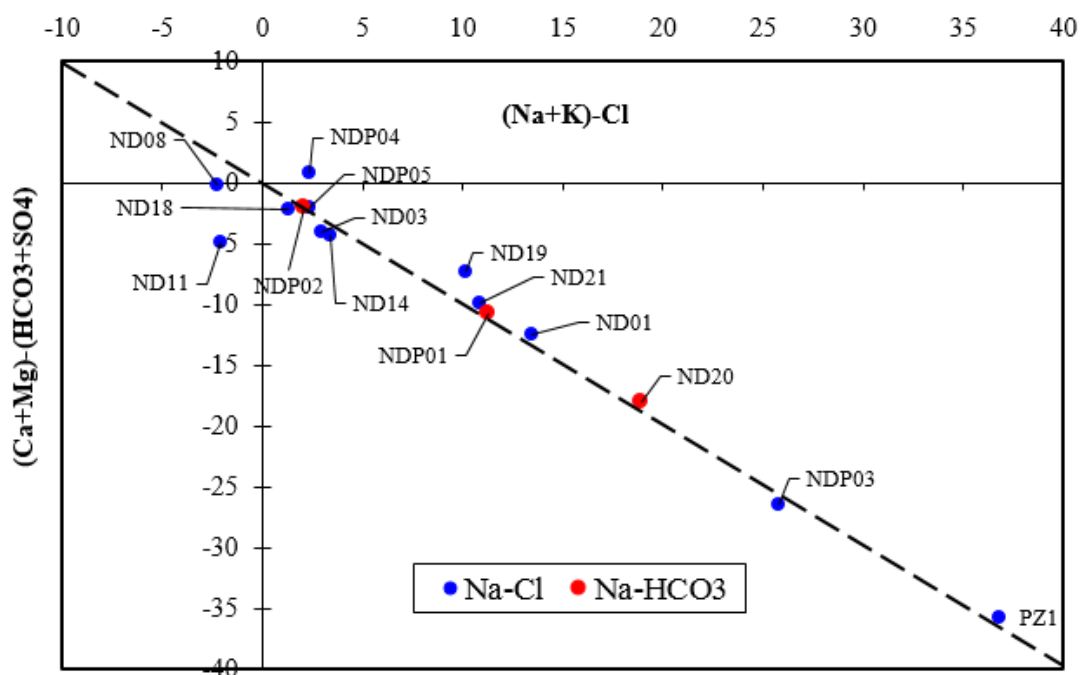


Figure V-34 : Diagramme (Na+K)-Cl en fonction de (Ca+Mg)-(HCO₃+SO₄)

Sur le site Ndiaye, les piézomètres ont été échantillonnés tous les mois entre mars et octobre 2013. L'évolution des faciès chimiques de la nappe au cours de la période d'échantillonnage, pour chaque piézomètre est représenté sur un diagramme de Piper (disponible en annexe). Deux comportements semblent se dégager. Pour un premier groupe, la nappe passe progressivement du faciès chloruré-sodique vers un faciès bicarbonaté calcique pendant l'irrigation. A la fin de l'irrigation, la nappe retrouve progressivement le faciès chloruré sodique. Au niveau de ces piézomètres, l'apport d'eau douce par irrigation induit un adoucissement de la nappe. Cependant, à la fin de la riziculture, le niveau de la nappe baisse et celle-ci retrouve son faciès de départ. L'effet de dilution semble donc se limiter dans la zone de battement de la nappe ou se limiter dans le temps, durant l'irrigation. Ce

comportement reflète l'évolution de la CE de la nappe décrit au paragraphe précédent. A l'échelle du DFS, ce comportement explique également le fait que la signature hydrochimique de l'irrigation sur les eaux souterraines n'était pas perceptible par rapport à celle du contact fleuve-nappe. En réalité, l'effet d'adoucissement des eaux de la nappe n'est que temporaire et ne dure que le temps de la mise en eau.

Dans le second groupe, la chimie de l'eau ne semble pas évoluer pendant la riziculture. Ce comportement permet d'expliquer le fait que dans ces piézomètres la CE de nappe restait quasi constante durant la période de riziculture.

V-4 Synthèse globale et modèle conceptuel

Les processus de transferts des flux hydriques et de solutés dans les périmètres irrigués du DFS ont été suivis pendant plus de deux ans à Ndelle et à Ndiaye. Ce suivi régulier a permis de recueillir d'importantes informations sur le fonctionnement de la nappe superficielle et sur les mouvements d'eau et de sels à travers le sol. Les résultats détaillés ont été présentés et discutés dans les paragraphes précédents. Une synthèse globale de ces résultats est proposée dans ce qui suit et un schéma conceptuel du mode de fonctionnement de l'ensemble sol-nappe en est dégagé.

V-4-1 Synthèse du fonctionnement hydrique

Le DFS est caractérisée par une pluviométrie faible et inégalement répartie dans le temps. Seuls les mois d'août et de septembre sont pluvieux. A cela s'ajoute une forte demande évaporatoire avec une ETP moyenne journalière de 10 mm/j. Le potentiel hydrique du DFS est donc dû essentiellement à la présence du fleuve Sénégal qui présente de nombreuses ramifications dont l'axe Gorom Lampsar utilisé pour l'alimentation des nombreuses cuvettes agricoles de la région. La maîtrise artificielle du régime du fleuve, avec un débit quasi constant, justifie nettement la pratique de la culture irriguée durant toute l'année malgré les conditions climatiques drastiques.

La riziculture, activité dominante de la culture irriguée dans le DFS, est pratiquée par submersion et dure environ 100 jours (PGE, 1993). Elle peut être pratiquée deux fois dans une même année et sur une même parcelle ; on parle de double riziculture. La riziculture est très consommatrice en eau et se pratique en même temps sur la majeure partie des parcelles mises en valeur dans les aménagements agricoles. Le suivi des parcelles à Ndelle et à Ndiaye a permis de constater que les lames d'eau imposées à la surface des parcelles sont en moyenne

de 15 à 20 cm durant toute la période de riziculture, valeurs confirmées par plusieurs études antérieures (Boivin et al., 2002; Diaw, 1996; Diene, 1998).

La conséquence de la mobilisation de cette quantité d'eau importante au niveau du sol est une saturation complète du profil, voire un engorgement. En effet, le suivi des teneurs en eau grâce aux sondes capacitatives, montre une saturation complète durant toute la période de riziculture aussi bien à Ndelle qu'à Ndiaye. Le fait que cette saturation soit quasi-instantanée pose le problème de la qualité des sols sur lesquels cette riziculture est pratiquée. En effet, les périmètres agricoles sont généralement aménagés (dans 90% des cas) dans les cuvettes de décantation où les sols, de type hollaldé, sont réputés lourds avec un pourcentage d'argile supérieur à 40%. Ces argiles sont constituées à 60% de smectites, ce qui explique le comportement de gonflement/ retrait au contact de l'eau. Les sols des cuvettes sont aussi caractérisés par une faible perméabilité, de l'ordre de 1mm/j (Diaw, 1996). Cependant, Boivin *et al.* (1998) soulignent que ces sols présentent une forte instabilité structurale amplifiée par la submersion et la mise en valeur. Ainsi, ces sols présentent un important foisonnement, en saturation pendant l'irrigation et de fortes pentes des courbes de retrait lorsqu'ils se dessèchent après irrigation, provoquant un affaissement de la structure.

Ainsi, les sols des cuvettes fonctionnent suivant un cycle humectation-dessiccation (fig.V-35). La fissuration apparaît lentement dès que le sol commence à se dessécher (environ 15% d'humidité). C'est cette fissuration du sol à l'état sec qui favorise l'infiltration et la recharge en eau du profil du sol. Cette déstructuration n'excède pas 40 cm de profondeur. En effet, à partir de 50 cm les sols argileux deviennent compacts et ne se dessèchent que très lentement. Ceci peut expliquer le profil d'humidité observé à Ndelle à la date du 24 février 2012 avant le début de l'irrigation où la teneur en eau est plus élevée à 50 cm qu'à 20 cm.

Le même mécanisme de fissuration du sol pourrait expliquer le fait que, pendant l'hivernage, on note une augmentation de la teneur en eau sur tout le profil. Le sol peut même atteindre l'état de saturation en cas d'événements pluvieux successifs ou d'une pluie importante (>50 mm).

Quant au maraichage, il se fait à l'échelle de la parcelle, une fois durant l'année. Il constitue une activité de substitution et de diversification agricole dans le DFS. Les principales spéculations sont l'oignon et la tomate. Les quantités d'eau mobilisées sont beaucoup moins importantes : le maraichage est pratiqué en billon et les besoins en eau varient entre 6 et 12

mm (pour l'oignon par exemple). Ces quantités sont suffisantes pour créer une recharge du profil de sol bien qu'aucun suivi de la teneur en eau n'ait pu être réalisé en maraichage.



Figure V-35 : Photos représentant les différents états hydriques du sol : sol desséché et fissuré en période hors irrigation (à gauche) et sol saturé en irrigation (à droite).
(Photos prises à Ndiaye)

Au niveau de la nappe superficielle, la riziculture provoque un relèvement du niveau piézométrique avec une amplitude de 1 à 1,5 m. Ce relèvement, observé dans tous les piézomètres situés dans les parcelles irriguées, a été également décrit dans l'étude régionale. Ce relèvement du niveau de la nappe a également été signalé dans les travaux antérieurs et certains considèrent la riziculture comme le principal facteur de recharge de la nappe dans le DFS. La nuance à faire est que la composante locale de cette recharge est prédominante par rapport à son effet régional bien qu'il existe de très nombreux périmètres agricoles pratiquant la riziculture à la même période. Le fait est que, même si les données de suivi piézométrique au niveau du piézomètre témoin installé à Ndiaye (20 cm de relèvement) montrent à cet endroit une remontée de la nappe, aucune recharge n'est effectivement observée dans les piézomètres situés loin des aménagements, en période d'irrigation. De plus, dès l'arrêt de l'irrigation, le niveau de la nappe baisse instantanément et revient progressivement à son niveau de départ.

Pendant l'hivernage, toutes les données piézométriques disponibles mettent en évidence une recharge de la nappe. Le même constat est tiré à l'échelle du DFS où les piézomètres loin de l'influence du fleuve et de l'irrigation, ne montrent une recharge que pendant la période hivernale. Cependant, les calculs effectués avec le modèle du bilan d'eau de Thornthwaite

n'aboutissent à une recharge que pour des valeurs de STOMAX du sol inférieures ou égales à 50 mm. Par contre, pour des valeurs comprises entre 100 et 150 mm (mieux adapté aux sols argileux), ces mêmes calculs aboutissent à l'absence de recharge de la nappe. Une première explication peut être fournie par l'état de fissuration du sol en condition sèche décrite par Boivin *et al.* (1998) qui favorise une infiltration de l'eau de pluie. Rappelons que la teneur en eau du sol augmente au même moment. La seconde explication vient du fait que les sols non cultivés sont caractérisés, selon Favre *et al.* (1997), par des coefficients de ruissellement très élevés. Ainsi, l'eau de pluie aurait tendance à s'accumuler dans les dépressions et recharger la nappe. La recharge par hivernage a un effet plus régional, puisque ressentie dans tous les piézomètres sauf à la proximité du fleuve où intervient l'effet de la gestion du barrage. Cette recharge par la pluie est toutefois vite suivie d'une baisse de la nappe, ceci pouvant être lié à la reprise évaporatoire.

Le maraichage provoque le même effet que la riziculture sauf que l'amplitude de la remontée de la nappe n'excède pas 50 cm du fait que les quantités d'eau utilisées sont nettement moins importantes.

En définitif, le fonctionnement hydrique de l'ensemble sol-nappe dans le DFS se résume en un cycle humectation-dessiccation pour le sol et remontée-décharge pour la nappe. En effet, le sol nu non cultivé est sec et fissuré du fait de la déstructuration des argiles. Un apport d'eau important crée une recharge du profil de sol et une recharge de la nappe dont l'amplitude et la durée dépendent des quantités d'eau apportées (irrigation, pluie efficace). A l'arrêt de l'apport en eau, on note un retour progressif vers un état sec du sol et la nappe à son niveau de base.

Il se pose dès lors la question de la destinée des volumes d'eau importants utilisés surtout pendant la riziculture pratiquée de manière intensive depuis près de 30 ans. Sont-ils repris par évaporation, comme semble le montrer le bilan d'eau en riziculture qui indique une valeur de 60% d'eau évapotranspirée ? La partie qui alimente la nappe sort elle entièrement par évaporation ? L'aquifère possède-t-il un exutoire ? Si oui, où ? Quelle est le devenir des eaux de drainage évacuées par drainage ?

Toutes ces questions, auxquelles ne pourront répondre dans cette étude, pourraient apporter une meilleure compréhension du fonctionnement hydrique dans les périmètres irrigués du DFS.

V-4-2 Synthèse du fonctionnement salin et géochimique

L'étude du fonctionnement salin et géochimique vise à répondre à trois questions. Où se trouve le sel au départ ? Comment se déplace-t-il au cours des événements hydrologiques ? Et par quels mécanismes ?

La conséquence principale des épisodes alternés de transgression et de régression marines ayant ponctué la mise en place du DFS, est l'accumulation de quantités de sels importantes dans les sédiments argilo-sablo-limoneux laissés par la mer lors de son retrait (Michel et Durand, 1978). En effet, le fait que le delta soit mis en place dans un milieu originellement marin et plus ou moins confiné a entraîné le fait que les sels soient incorporés dans tous les paysages aussi bien au niveau des sols que de la nappe peu profonde. Une pédogenèse hydrique et saline a donc caractérisé l'évolution des sédiments (Loyer, 1989). Cette salinité est, le plus souvent, de type chloruré sodique (présence de halite) mais peut être aussi sulfatée calcique (présence de gypse). La pyrite est également présente dans les sols et provient de la réduction des sulfates et des oxydes de fer facilitée par une activité bactérienne liée à la présence de la mangrove. Actuellement, la pédogenèse est sans nulle doute contrôlée par le degré de submersion des eaux douces par irrigation (Deckers *et al.*, 1996) qui peut créer, selon Boivin *et al.* (1998), de nouvelles conditions pédogénétiques.

La distribution spatiale de la salinité du sol est difficile à prévoir mais semble se faire par bandes étroites de 100 à 150 m dans les cuvettes et les bordures des bourrelets des berges (Barbiero, 1999; Boivin *et al.*, 1988; Gascuel-Odoux et Boivin, 1994). Ces bandes correspondent à d'anciens châteaux ou marigots actuellement comblés. Par contre, l'augmentation de la salinité du sol avec la profondeur est démontrée par différents travaux de cartographie de la salinité (Boivin *et al.*, 1988; Ceuppens *et al.*, 1997; Diop, 1998; PGE, 1997; Wade, 1998). Les mesures de conductivité électrique apparente du sol, réalisées à Ndelle et à Ndiaye, confirment ces observations quant à la variabilité spatiale de la salinité à l'échelle de la parcelle irriguée et son augmentation avec la profondeur.

Tout comme le sol, la nappe superficielle présente une forte salinité dont l'origine est attribuée à l'histoire géologique de la mise en place du DFS (Audibert, 1970; Ceuppens *et al.*, 1997; Loyer, 1989). L'étude hydrochimique réalisée à l'échelle du delta confirme cette forte salinité de la nappe avec des valeurs de CE qui peuvent atteindre 80 ms/cm et un faciès Na-Cl dominant quelle que soit la période de l'année. L'étude des processus de minéralisation a

permis de confirmer l'origine marine des eaux dont la minéralisation a évolué vers des saumures du fait de la forte évaporation qui a conduit à une surconcentration (Diaw, 2008; Kloppmann *et al.*, 2011; Le Brusq et Loyer, 1983). Comme pour la salinité du sol, la salinité de la nappe est inégalement répartie. Toutefois, un adoucissement semble se produire dans les piézomètres où la nappe est en contact plus ou moins permanent avec les eaux douces du fleuve. Cet adoucissement semble se s'accompagner de phénomènes d'échanges ioniques largement mis en évidence dans cette étude.

A l'échelle des parcelles irriguées, on s'attendait à une répartition plus ou moins homogène de la CE. Cependant, les mesures faites à Ndelle et à Ndiaye montrent une grande variabilité de la CE de la nappe d'un piézomètre à l'autre, même distant de 100 mètres seulement. Ce constat sur la répartition de la salinité dans le sol et la nappe, montre le lien étroit qui existe entre ces deux phénomènes. En effet, au-delà de l'histoire géologique qui justifie la présence importante des sels, les deux phénomènes semble évoluer de la même manière.

L'irrigation est assurée à partir de l'eau du fleuve qui présente une bonne aptitude en la matière, avec un $SAR < 1$. Cette eau est faiblement minéralisée et présente un faciès bicarbonaté calcique ou magnésien. Le suivi de la CE de cette eau durant l'irrigation montre qu'elle reste stable, de l'ordre de 100 $\mu S/cm$. Cependant, au contact de la surface du sol dans la parcelle, la CE de l'eau d'irrigation augmente et ceci a été constaté aussi bien à Ndelle qu'à Ndiaye. Cette augmentation est vraisemblablement due à la dissolution des sels présents à la surface du sol formés lors des périodes durant lesquelles l'évaporation est importante. Ces sels sont dissouts par l'eau d'irrigation et migrent en profondeur entraînés par le front de percolation. Ceci explique la baisse, notée par la suite, de la CE de l'eau de submersion. Les eaux de drainage évacuées des parcelles sont plus minéralisée avec des CE de 1000 $\mu S/cm$. La CE de l'eau d'irrigation du fleuve peut donc être multipliée par un facteur 10 entre son entrée dans la parcelle et son évacuation par drainage. Cette augmentation de la salinité est due à trois facteurs : la dissolution des sels incorporés dans les sédiments du sol, la mobilisation des sels présents dans la nappe qui remonte suite à l'irrigation et l'effet de l'évaporation. L'étude hydrochimique de ces différentes eaux montre une augmentation des teneurs en Na et en Cl depuis l'eau d'irrigation jusqu'à l'eau de drainage.

Au niveau du sol, on note, au niveau des deux sites étudiés, une augmentation de la conductivité apparente durant toute la période de culture. Cette augmentation est essentiellement liée à l'augmentation de la teneur en eau du sol. Ainsi, à l'arrêt de l'irrigation,

la conductivité électrique apparente du sol baisse et suit les mêmes variations que la teneur en eau du sol pendant l'hivernage.

La conductivité électrique de la solution du sol quant à elle évolue de la même manière que la conductivité électrique apparente du sol à Ndelle sur tout le profil. Les valeurs de conductivité électrique de la solution du sol, estimées à partir des conductivités électriques apparentes, varient entre 0.5 et 1 mS/cm avant irrigation et 3 et 8 ms/cm durant l'irrigation. Par contre, à Ndiaye, l'augmentation de la conductivité électrique de la solution du sol pendant l'irrigation n'est observée qu'à 20 et 40 cm de profondeur. A 60 et 80 cm, celle-ci diminue durant l'irrigation. L'augmentation entre 20 et 40 cm peut être liée à la migration des solutés mobilisés en surface et la diminution en profondeur à une remise en équilibre de la solution avec l'arrivée d'une eau moins salée. A l'arrêt de l'irrigation, la conductivité de la solution du sol augmente surtout en profondeur (à 80 et 60 cm) et avoisine celle de la nappe. Pendant l'hivernage on note aussi une augmentation de la conductivité de la solution du sol en profondeur, certainement liée à la remontée de la nappe.

Le suivi de la qualité chimique de la solution du sol à travers les bougies poreuses montre, à partir des profils des différents éléments chimiques, une ressemblance entre les profils de CE, de Na et de Cl, preuve que la minéralisation globale est essentiellement contrôlée par ces deux éléments.

Le suivi de la CE de la nappe par sonde manuelle montre un comportement différent en fonction des piézomètres. Dans certains piézomètres, la CE de la nappe varie très peu avec l'irrigation. Dans d'autres piézomètres, on note une diminution de la CE durant l'irrigation due à l'arrivée massive d'eau douce. Cette dilution ne s'observe cependant que durant les premiers jours de l'irrigation. La conductivité électrique semble se rééquilibrer par la suite et tendre vers sa valeur initiale. C'est ce comportement qui se décrit à travers les données des sondes CTD qui ont permis un suivi continu de la CE de la nappe. Au début de l'irrigation, on note une baisse de la CE suivie après quelques jours commence par une ré-augmentation. Cette augmentation, se poursuit jusqu'au début de l'hivernage qui provoque de nouveau une diminution. Après l'hivernage, la CE augmente à nouveau, avant d'être freinée par le nouvel apport d'eau douce lors du maraichage. Les apports d'eau par irrigation ou par la pluie semblent donc tout de même provoquer une dilution des sels dans la nappe. Cependant, cette dilution n'est que superficielle et temporaire.

En définitif, le sol et la nappe du DFS sont naturellement salés du fait des conditions de genèse. La conductivité électrique augmente avec la profondeur et est maximale dans la nappe. L'apport important d'eau douce peut créer une dilution de la solution du sol et parfois même de la nappe. Ainsi, tout comme le fonctionnement hydrique qui est cyclique, les transferts de solutés semblent également suivre un cycle en relation avec le fonctionnement hydrique. En condition initiale (avant irrigation), le sol est sec et salé. La salinité augmentant avec la profondeur. L'apport d'eau par irrigation, crée une saturation du sol et une remontée de la nappe devenue subaffleurante. Il se crée une zone de dilution entre la lame d'eau et la nappe. A la fin de l'irrigation, le sol redevient sec et salé et la nappe retrouve sa profondeur et sa salinité.

V-4-3 Schéma conceptuel

A partir de toutes ces observations faites sur le terrain, le schéma conceptuel du fonctionnement des transferts hydriques et de solutés dans les parcelles irriguées du DFS est établi comme suit (figures V-36 et V-37) :

- En période sèche (hors irrigation et hors hivernage), considérée comme la période initiale, le sol, de type argileux, est soumis à la forte reprise évaporatoire qui provoque une dessiccation et une déstructuration des argiles pouvant entraîner des fissures au niveau du sol. Le profil de sol contient du sel, piégé dans les sédiments, dont la quantité augmente avec la profondeur. L'évaporation crée également une augmentation de la salinité de la solution du sol par concentration. La nappe est à son bas niveau, à une profondeur moyenne de 1,5 m. Elle présente une salinité très élevée de l'ordre de 20 mS/cm et une composition chimique fortement dominée par les ions Na et Cl.

- Pendant la riziculture, les quantités importantes d'eau douce apportées provoquent une saturation du sol sur tout le profil. Il s'en suit une remontée de la nappe dont le niveau est à proximité de la surface du sol voire, dans certaines parcelles, en équilibre avec la lame d'eau d'irrigation. Il se crée alors une zone de mélange en dessous de la surface du sol où les eaux de la nappe salée peuvent être diluées. Le faciès chimique de la nappe peut alors évoluer, dans la zone de mélange, d'un faciès de type Na-Cl à un faciès Ca-Cl ou même Ca-HCO₃, en fonction du degré de dilution. Cependant, dans la profonde, le faciès reste inchangé et aucune dilution n'est notée.

- A l'arrêt de l'irrigation, le sol se dessature et retrouve progressivement son état hydrique de départ. La nappe baisse également et retrouve son niveau de départ. Cette baisse

de la nappe et des teneurs en eau dans le sol est attribuée à la forte demande évaporatoire. Il se produit en même temps que cette baisse une augmentation de la CE de la solution du sol et de la nappe. Cette augmentation de la salinité dans le sol peut être due à l'effet de l'évapotranspiration qui concentre la solution mais aussi à la remontée capillaire à partir de la nappe.

- En période hivernale ou de maraichage, où les apports d'eau sont nettement moins importants qu'en riziculture, il se produit de brefs moments d'humidification du sol et de remontée de nappe, sans grande conséquence sur l'état hydrique et la salinité du sol et de la nappe vu les que effets sont vite masqués par l'évapotranspiration.

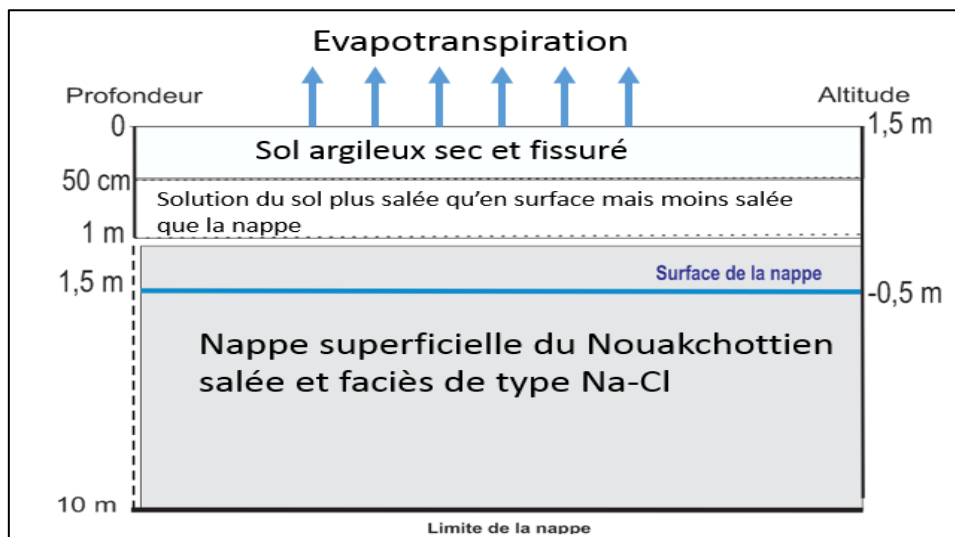


Figure V-36 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrique et salin du système sol-nappe dans les parcelles irriguées du DFS en période sèche

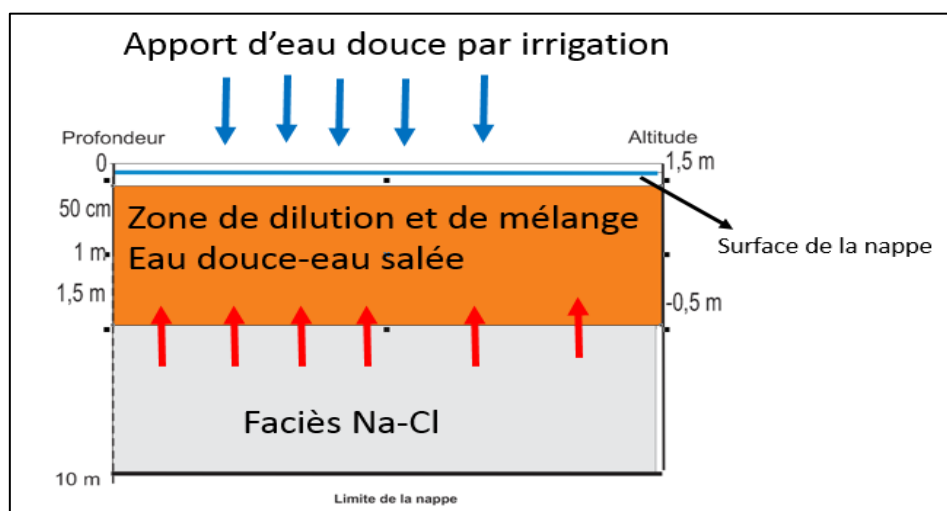


Figure V-37 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrique et salin du système sol-nappe dans les parcelles irriguées du DFS en période de riziculture

***4^{ème} PARTIE : MODELISATION DES
TRANSFERTS HYDRIQUES ET
SALINS DANS LES PERIMETRES
IRRIGUES DU DELTA DU FLEUVE
SENEGAL***

Introduction

L'objectif principal de cette étude est de permettre une meilleure compréhension des processus de dégradation des sols dans le DFS mettant en cause la nappe superficielle du Nouakchottien. L'étude expérimentale, menée durant plus de deux ans sur les sites de Ndelle et de Ndelle, a permis d'observer le comportement hydrodynamique et hydrochimique de l'eau et du sel dans le sol, la zone non saturée et la nappe pendant différentes périodes. Cependant, les résultats obtenus ne restent valables que dans des conditions similaires à celles existant lors des expérimentations sur les sites. De plus, l'étude expérimentale nécessite un lourd investissement en matériel (mis en place de dispositif de suivi, prélèvements d'échantillons d'eau et de sol, appareils de suivi), des temps de suivi assez longs et des efforts importants dans l'acquisition et l'interprétation des données.

Les outils numériques sont de plus en plus utilisés pour extrapoler les résultats issus d'études expérimentales et de les tester par rapport à différentes conditions pédoclimatiques, hydrologiques et hydrogéologiques. En effet, durant ces dernières décennies, des progrès considérables ont été réalisés dans la conceptualisation et la description mathématiques des processus d'écoulement et de transport dans la zone non saturée (Simunek et Sejna, 2012). Il existe actuellement une grande variété de modèles analytiques et numériques qui permettent de prédire les processus de transferts hydriques et de solutés entre la surface du sol et la nappe aquifère. Ces modèles, pour la plupart, résolvent numériquement les équations classiques qui gouvernent l'écoulement et le transport en milieu variablement saturé et les solutions proposées permettent de prédire les mouvements d'eau et de solutés.

Ainsi, dans l'optique d'une compréhension globale des processus de transferts hydriques et de solutés et d'une gestion préventive des risques de remontée de nappe et de salinisation du sol dans les parcelles irriguées du DFS, une approche par modélisation numérique est proposée dans cette dernière partie. Le modèle qui sera développé a pour objectif de vérifier les différentes hypothèses émises quant au déroulement des processus de transferts hydriques et de solutés dans les parcelles irriguées du delta. Il s'agit de reproduire au mieux l'ensemble des observations faites au droit des parcelles étudiées sans chercher à calibrer. Les résultats de l'étude expérimentale seront utilisés dans l'élaboration du modèle conceptuel afin que celui-ci soit le plus proche possible de la réalité. Cette partie commence par un rappel des principes généraux de l'écoulement et du transport en milieu variablement saturé. Les travaux de modélisation et les résultats obtenus dans cette étude seront présentés par la suite.

CHAPITRE VI : GENERALITES SUR L'ÉCOULEMENT DE L'EAU ET LE TRANSPORT DE SOLUTE EN MILIEU POREUX NON SATURÉ

VI-1 Les propriétés du milieu poreux

Le sol peut être défini comme étant le produit, remanié et organisé, de l'altération de la couche superficielle de la croûte terrestre (Tindall et Kunkel, 1999). Cependant, dans l'étude de l'écoulement de l'eau et le transfert de solutés dans la zone non saturée, le sol est considéré comme un milieu poreux constitué par un ensemble de grains solides ou d'agrégats autour desquels existent des espaces vides appelés pores, interconnectés, remplis partiellement d'eau, d'air ou de vapeur d'eau.

L'étude des écoulements et du transport en milieu poreux non saturé nécessite la connaissance des propriétés hydrodynamiques qui conditionnent l'écoulement et le transport dans le milieu. Selon Vauclin (1994), il est important dans la définition de ces paramètres, de préciser l'échelle de travail : micro, macro ou mégascopique, correspondant respectivement aux pores, au laboratoire et au terrain. Afin de pouvoir considérer le milieu poreux comme un continuum, l'approche du Volume Élémentaire Représentatif (VER), qui consiste à affecter à un point mathématique de l'espace la valeur moyenne des propriétés d'un volume de sol, est adoptée (de Marsily, 1986). Nous décrivons ci-après certaines propriétés du milieu poreux en particulier celles qui interviennent dans les phénomènes de transferts hydriques et de transports de solutés (Bitar, 2007; Brouyère, 2001; Danquigny, 2003; de Marsily, 1986; Diaw, 1996; Gaidi, 2002; Paris Anguela, 2004; Soria Ugalde, 2003).

VI-1-1 Les propriétés physiques du milieu poreux

VI-1-1-1 La masse volumique

La masse volumique réelle d'un sol est le rapport de la masse des constituants sur leur volume. On définit à côté, la masse volumique sèche, ρ_d , comme le rapport entre la masse des solides et le volume total de sol.

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \quad [\text{ML}^{-3}] \quad (\text{VI.1})$$

où M_s est la masse de solide sec [M] et V_t le volume total [L^{-3}]. Elle est en général de l'ordre de 1,4 à 1,7 g.cm^{-3} pour les sols sableux et de 1 à 1,5 g.cm^{-3} pour les sols argileux (Radcliffe et Šimunek, 2010).

VI-1-1-2 La porosité

Les sols sont constitués de particules solides autour desquelles subsistent des espaces vides qui représentent la fraction du matériau poreux susceptible de contenir le ou les fluides (eau, gaz) et définissent sa porosité. On définit, la porosité totale, ω , par le rapport entre le volume des vides et le volume total du milieu poreux :

$$\omega = \frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume total}} \quad (\text{VI.2})$$

Une partie de l'eau contenue dans le milieu poreux est liée à celui-ci et ne peut pas circuler. D'un point de vue hydrodynamique, elle peut être considérée comme une partie du solide. Cela nous conduit à définir une porosité cinématique ou porosité efficace, ω_c , liée à la circulation des fluides :

$$\omega_c = \frac{\text{Volume des vides occupés par un fluide mobile}}{\text{Volume total}} \quad (\text{VI.3})$$

En fonction de la taille des pores et de la communication entre les réseaux porales, on distingue une macroporosité et une microporosité. La macroporosité correspond à la partie des pores dans laquelle se déroule l'essentiel des transferts d'eau et d'air sous l'action des forces de gravité. La microporosité représente les pores de faible diamètre (généralement inférieur à 30 μm) où l'eau est retenue par les forces capillaires (Musy et Soutter, 1991).

VI-1-1-3 La teneur en eau volumique

La teneur en eau exprime la quantité d'eau contenue dans le milieu poreux. Elle est définie comme le rapport entre le volume d'eau dans l'échantillon et le volume total. Dans les milieux non saturés, nous définissons la teneur en eau volumique à l'échelle d'un VER,

$$\theta = \frac{\text{Volume d'eau contenu dans un EVR}}{\text{Volume total de l'EVR}} [-] \quad (\text{VI.4})$$

La teneur en eau d'un sol varie entre une valeur minimale, la teneur en eau résiduelle (θ_r) et une valeur maximale, la teneur en eau à saturation (θ_s). Cette dernière est en principe égale à la porosité, toutefois, dans les conditions naturelles, un sol ne parvient jamais à la saturation totale, car il reste toujours de l'air piégé (Musy et Soutter, 1991).

VI-1-1-4 Le potentiel de l'eau du sol

Développé par Buckingham (1907), le concept de potentiel de l'eau du sol exprime l'énergie potentielle de l'eau du sol relative à celle d'un système de référence, qui est généralement l'eau à la surface du sol. En effet, dans le sol, l'énergie cinétique est très souvent négligée et seule l'énergie potentielle, qui représente l'énergie que l'eau possède du fait de sa position, est considérée. Le potentiel de l'eau du sol est comparée à l'eau à un état de référence définit arbitrairement comme ayant une énergie potentielle nulle. Le potentiel total de l'eau du sol, noté Ψ_t , est défini comme la différence d'énergie potentielle par unité de volume (de masse, ou d'hauteur d'eau) comparé à l'état de référence (Radcliffe et Šimunek, 2010).

En plus de la gravité, plusieurs forces agissent sur l'eau dans le sol : capillarité, tension de surface, solutés, etc... Ces différentes forces déterminent l'énergie potentielle de l'eau à différentes positions (profondeurs) dans le sol. Ainsi, le potentiel total, est divisé en plusieurs composantes :

$$\Psi_t = \Psi_g + \Psi_m + \Psi_o + \Psi_p + \Psi_a \quad (\text{VI.5})$$

Avec le Ψ_g potentiel de gravité, le Ψ_m potentiel matriciel, Ψ_o le potentiel osmotique, Ψ_p le potentiel de pression et Ψ_a le potentiel de pression d'air.

Le potentiel de gravité, Ψ_g ou Ψ_z , exprime l'effet du champ de gravité sur l'énergie de l'eau du sol. Le potentiel de gravité est défini comme étant la différence d'énergie par unité de volume, due à la gravité, entre l'eau de référence et l'eau du sol :

$$\Psi_g = \rho_w g (z_{sol} - z_0) \quad (\text{VI.6})$$

avec ρ_w la densité de l'eau, g l'accélération de la pesanteur, z_{sol} l'altitude de l'eau du sol et z_0 l'altitude de l'eau de référence.

Le potentiel matriciel Ψ_m désigne l'effet des forces de capillarité et d'adsorption sur l'énergie de l'eau du sol en condition non saturée. En effet, dans le sol sec (non saturé), les forces capillaires retiennent l'eau dans les micropores et développent une tension (pression négative) ; ce qui abaisse l'énergie de l'eau du sol par rapport à l'état de référence. De même, les forces d'adsorption développent une tension autour des particules chargées des micropores. Le potentiel matriciel est la composante principale du potentiel total en condition non saturée et varie fortement avec la teneur en eau (Radcliffe et Šimunek, 2010).

Le potentiel osmotique, notée Ψ_o ou Ψ_s (s pour soluté), est défini comme étant la différence d'énergie entre l'eau du sol et l'eau de référence du fait de la différence de concentration en ions dissous. Le potentiel osmotique est relié à la concentration par la relation :

$$\Psi_o = -RTC_s \quad (VI.7)$$

avec C_s la concentration totale en ions dissous, R la constante des gaz parfaits et T la température.

Le potentiel hydrostatique ou potentiel de pression, Ψ_p , désigne l'effet de la pression de l'eau libre sur l'énergie de l'eau du sol. Cette pression augmente l'énergie de l'eau du sol relativement à l'eau de référence. Le potentiel de pression s'exerce uniquement en condition de sol saturé. Il est égal à zéro à la surface de la nappe.

Le potentiel de pression d'air, Ψ_a , s'exerce en condition de sol non saturé et exprime l'effet de la pression de l'air présent dans les pores, sur le potentiel de l'eau du sol. Du fait que la pression de l'eau de référence notée P_0 est prise comme étant la pression atmosphérique, le potentiel de pression est donnée par la formule :

$$\Psi_a = P_{air\ sol} - P_0 \quad (VI.8)$$

Le potentiel d'énergie dans le sol est souvent exprimé en hauteur de colonne d'eau. En effet, dans le milieu poreux, à chaque teneur en eau, correspond une répartition des phases air et eau à l'intérieur du VER (de Marsily, 1986). La phase d'eau étant continue, les pressions s'y égalisent à une cote donnée et il en résulte un potentiel de pression (h) unique :

$$h = \frac{P_{eau}}{\rho g} [L] \quad (VI.9)$$

où P_{eau} est la pression de l'eau dans le sol [$ML^{-1}T^{-2}$], ρ est la masse volumique de l'eau [ML^{-3}], g est l'accélération de la pesanteur [LT^{-2}].

Ainsi, on distingue deux domaines du potentiel de pression. Par convention, la pression est nulle, c'est-à-dire égale à la pression atmosphérique, au toit de la nappe (surface libre). Dans la zone saturée, la pression est positive, et dans la zone non saturée négative.

Le potentiel total est décrit par la notion de charge hydraulique, H , reliée par au potentiel de pression (h) et à l'altitude (z) par la relation :

$$H = h + z \quad (VI.10)$$

VI-1-2 Les propriétés hydrodynamiques

VI-1-2-1 La loi de Darcy

En milieu saturé, l'écoulement d'un fluide est régi par la loi de Darcy (1856) qui exprime la relation qui existe entre le flux et le gradient de charge hydraulique.

$$\vec{q} = \bar{\bar{K}} \vec{\nabla} H \quad (\text{VI.11})$$

$\vec{q}$, est le flux de Darcy [LT^{-1}] et $\bar{\bar{K}}$ est la tenseur de la conductivité hydraulique

La loi de Darcy peut être généralisée aux milieux variablement saturés, en considérant que la conductivité hydraulique est fonction du potentiel de pression (h) ou de la teneur en eau θ . Ainsi, elle s'écrit sous deux formes :

- une forme en pression $\vec{q} = -\bar{\bar{K}}(h) \vec{\nabla} H \quad (\text{VI.12})$

- et une forme en teneur en eau : $\vec{q} = -\bar{\bar{K}}(\theta) \vec{\nabla} H \quad (\text{VI.13})$

$\vec{q}$ étant le flux de Darcy [LT^{-1}]

$\bar{\bar{K}}$ est le tenseur de conductivité hydraulique,

$\vec{\nabla} H$ est le gradient hydraulique.

VI-1-2-2 La conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique, K [LT^{-1}], selon la loi de Darcy, est l'aptitude du milieu poreux à transmettre l'eau qu'il contient. Elle est liée aux caractéristiques intrinsèques du milieu et à celles du fluide par la relation :

$$K = k \left(\frac{\rho g}{\eta} \right) \quad (\text{VI.14})$$

k : perméabilité intrinsèque du milieu dépend uniquement des caractéristiques du solide [L^2],

ρ : masse volumique [ML^{-3}]

η : viscosité dynamique du fluide [$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$]

g : accélération de la pesanteur [LT^{-2}]

En milieu variablement saturé, la conductivité hydraulique est fortement dépendante de la teneur en eau.

VI-1-2-3 Relation $K(h)$ et $\theta(h)$

Le fonctionnement hydrodynamique d'un sol est contrôlé par deux caractéristiques dépendant à la fois de sa texture et de sa structure : (i) La courbe de rétention hydrique, qui relie la teneur en eau volumique (θ) au potentiel de pression (h), et qui exprime la capacité du sol à retenir l'eau à un état énergétique donné ; (ii) La courbe de conductivité hydraulique, qui exprime la capacité du sol à transmettre l'eau en fonction de son état de saturation mesuré par h ou θ .

Ces deux relations peuvent être déterminées in situ ou au laboratoire. Klute (1986) et Klute et Dirksen (1986) présentent une revue des principales méthodes de mesure existantes. La méthode de détermination in situ la plus utilisée est celle du drainage interne qui consiste à la mesure simultanée des variations d'humidité et de charge hydraulique dans le profil de sol dans des conditions de ressuyage contrôlé par un apport d'eau important (Vachaud *et al.*, 1978). Cette méthode permet de déterminer la relation $h(\theta)$; la relation $K(\theta)$ est alors évaluée par les calculs de flux échangés.

Plusieurs formules empiriques ont été également proposées pour la caractérisation de ces relations (Brooks et Corey, 1964; Brutsaert, 1966; Gardner, 1960; Millington et Quirk, 1961; Mualem, 1976; Rijtema, 1965; Russo, 1988; Vachaud, 1966; van Genuchten, 1980). Ces formules sont obtenues suite à des études expérimentales. Elles sont représentées sous forme de courbes caractéristiques et présentent l'avantage de fournir des résultats acceptables tout en nécessitant moins de temps de travail.

Relation teneur en eau / potentiel de pression

La teneur en eau et le potentiel de pression varient de manière concomitante ; la relation existant entre ces deux paramètres constitue dès lors un élément essentiel de la description de l'état hydrique du milieu poreux non saturé. Cette relation exprime les variations d'intensité du potentiel matriciel en fonction de la teneur en eau. Graphiquement, la relation $\theta(h)$ est représentée par une courbe, dénommée courbe caractéristique d'humidité du sol ou courbe de rétention hydrique (Musy et Soutter, 1991).

Il existe deux types de modèles permettant de décrire la relation $\theta(h)$: les modèles mathématiques et les modèles à fondement physique. Les modèles physiques (Arya et Paris, 1981; Assouline *et al.*, 1998) utilisent directement certaines caractéristiques physiques du sol (granulométrie, densité, etc.) pour estimer les propriétés hydrodynamiques.

Les modèles mathématiques doivent être suffisamment souples pour s'adapter à la texture et à la structure des différentes sortes de sols. Plusieurs auteurs (Brooks et Corey, 1964; Campbell,

1974; van Genuchten, 1980) ont proposé des expressions mathématiques de la courbe de rétention en eau, $\theta(h)$.

L'expression du modèle de van Genuchten (1980) pour la courbe de rétention $h(\theta)$ est (Schaap et van Genuchten, 2006) :

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & \text{si } h < 0 \\ \theta_s & \text{si } h > 0 \end{cases} \quad (\text{VI.15})$$

où θ_r est la teneur en eau résiduelle [$L^3 L^{-3}$], θ_s est la teneur en eau à saturation [$L^3 L^{-3}$], h est le potentiel matriciel [L], α est un paramètre empirique [L^{-1}], m est un paramètre empirique [-], $m=1-(1/n)$, n étant un paramètre empirique supérieur à 1.

La forme analytique du modèle de van Genuchten (1980) permet de mieux rendre compte de l'existence du point d'inflexion sur les courbes $\theta(h)$ et des changements de pente autour de celui-ci (Bastet *et al.*, 1998).

Relation conductivité / potentiel de pression :

La conductivité hydraulique dépend de l'état de saturation du sol, et donc de la pression. Lorsque l'humidité du sol augmente, les forces de succion deviennent plus faibles et les particules du milieu poreux résistent moins à l'écoulement. La courbe de conductivité hydraulique, $K(h)$, peut se déduire de formules empiriques telles que celle de (Gardner, 1956) ou théoriquement par celle de Mualem (1976), modifiée par van Genuchten (1980), Mualem-Van Genuchten.

Dans le modèle Mualem-Van Genuchten, la conductivité hydraulique peut être prédite en connaissant la courbe de rétention hydrique et la conductivité hydraulique à saturation. Les auteurs obtiennent ainsi une formule continue :

$$K(Se) = \begin{cases} K_s \times Se^l \times \left[1 - \left(1 - Se^{1/m} \right)^m \right]^2 & \text{si } h < 0 \\ K_s & \text{si } h > 0 \end{cases} \quad (\text{VI.16})$$

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (\text{VI.17})$$

où K_s est la conductivité à saturation [LT^{-1}], Se est la saturation effective [-], l est le coefficient de connexion des pores [-], égal à 0,5 (valeur proposée par Mualem, 1976).

Ce modèle est très sensible à des petits changements de la courbe $\theta(h)$ à proximité de la saturation, surtout quand le paramètre n est proche de 1 (Vogel *et al.*, 2001). Des petites variations sur la courbe $\theta(h)$ peuvent aboutir à des courbes $K(h)$ très différentes quand on incorpore le paramètre n dans le modèle Mualem-Van Genuchten.

VI-2 Equations générales de l'écoulement en milieu poreux non saturé

Il est important de préciser que dans nos simulations, l'effet des variations de densité sera négligé. En effet, bien que nous soyons dans un milieu où la salinité est élevée et peut varier fortement d'un point à un autre, le but recherché dans les simulations n'est pas de comparer des niveaux piézométriques mais plutôt de quantifier les flux verticaux à travers la zone non saturée.

VI-2-1 Equation de continuité

L'équation de continuité ou de conservation de masse traduit, pour un volume de sol donné, l'égalité entre le bilan des masses entrant et sortant de ce volume pendant un intervalle de temps et la variation de la masse du volume durant le même intervalle de temps. En milieu non saturé, en supposant constante la masse volumique du milieu (hypothèse d'indéformabilité) et celle de l'eau, l'équation de conservation de masse s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q} \quad (\text{VI.18})$$

Cette équation exprime la correspondance entre la variabilité spatiale du flux et la variabilité temporelle de la teneur en eau.

VI-2-2 Equations de Richards

Les flux d'eau dans un milieu poreux et variablement saturé sont décrits classiquement par l'équation de Richards (1931). Cette équation générale des écoulements en milieu non saturé résulte d'une combinaison de la loi de Darcy, étendue aux milieux non saturés, et de l'équation de conservation de masse ou de continuité. Diverses formulations de cette équation sont possibles selon la variable principale considérée à savoir, la pression h [L] ou la teneur en eau:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [\bar{K}(h) \vec{\nabla} H] \quad (\text{VI.19})$$

$$C(h) \frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [\bar{K}(h) \vec{\nabla} H] \quad (\text{VI.20})$$

$$\text{Avec} \quad C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (\text{VI.21})$$

$C(h)$: capacité capillaire [L^{-1}]

θ : teneur en eau volumique [$L^3 L^{-3}$]

h : hauteur de pression [L]

H : charge piézométrique ($H = h + z$) [L]

$K(h)$: conductivité hydraulique [LT^{-1}]

z : cote du point considéré [L]

Ainsi, la résolution de l'équation de Richards nécessite la connaissance des deux fonctions décrivant les propriétés hydrodynamiques du sol (la courbe de rétention hydrique, $h(\theta)$, et la courbe de conductivité hydraulique, $K(h)$). Elle permet de déterminer les champs de potentiels (charge hydraulique totale) et la répartition de la teneur en eau dans le sol, la position de la nappe étant déterminée comme étant la zone où la pression de l'eau est supérieure à la pression atmosphérique. La résolution de l'équation est néanmoins très sensible à la détermination des relations décrivant les paramètres hydrodynamiques, en particulier au voisinage de la saturation (Vogel *et al.*, 2001). En effet, la résolution de cette équation en pression, entraîne dans plusieurs cas une erreur non négligeable sur le bilan de masse. La résolution en teneur en eau, entraîne des problèmes de discontinuité et ce schéma de résolution est restreint au milieu uniquement non saturé. La forme mixte quant à elle améliore le bilan de masse et peut être utilisée en milieu saturé et non saturé (Celia *et al.*, 1990)

L'équation de Richards est une équation non-linéaire dont la résolution nécessite en général des moyens numériques comme le code HYDRUS 2D (Simunek et Sejna, 2012; Šimunek et van Genuchten, 1996).

VI-3 Transport de soluté en milieu poreux non saturé

VI-3-1 Description des modes de transport

Les processus de transport dans les sols, ont lieu principalement dans la phase liquide, par le réseau poreux variablement saturé en eau. On distingue divers mécanismes de transports des solutés dissous dans l'eau dans un milieu poreux. Nous proposons une brève description des principaux mécanismes ; une revue détaillée de ces mécanismes est proposée par (Dassargues, 1997; de Marsily, 1986; Feyen *et al.*, 1998; Jury et Flühler, 1992; Vauclin, 1994).

VI-3-1-1 L'advection

Le transport par advection (ou convection) correspond au déplacement du soluté à la même vitesse que l'eau. Les éléments en solution sont entraînés par le mouvement du fluide qui se déplace. Le flux de soluté transporté par advection est lié au flux de l'eau par la relation :

$$f_c = V_e \cdot C \quad (\text{VI.22})$$

Avec : f_c , le flux de soluté transféré par advection [$\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$] ;

C , la concentration volumique du soluté [ML^{-3}] ;

V_e , la vitesse effective [LT^{-1}] donnée par la relation :

$$V_e = \frac{\vec{q}}{\theta_m} \quad (\text{VI.23})$$

Où $\vec{q}$ est le flux de Darcy et θ_m la porosité efficace (pas forcément égale à θ).

VI-3-1-2 La dispersion mécanique

La dispersion mécanique tient compte de la dispersion des vitesses des particules autour de la vitesse moyenne de l'eau. Cette dispersion peut être liée à l'hétérogénéité du milieu (dispersion macroscopique) ou à des phénomènes microscopiques. La dispersion macroscopique est causée par des variations dans la largeur des pores, créant ainsi des différences de vitesse des particules. La micro-dispersion par contre est liée à la tortuosité et au branchement des systèmes de canaux de pores provoquant une variation de la vitesse par suite des forces de friction causées par la rugosité des surfaces des pores. On définit un flux massique de dispersion qui est décrit par l'équation :

$$f_d = \bar{\bar{D}} \times \vec{\nabla} C \quad (\text{VI.24})$$

Avec f_d , le flux massique de dispersion, $\bar{\bar{D}}$ le tenseur de dispersion mécanique. Ce dernier est décrit généralement par une loi similaire à la loi de Fick, où la diffusion moléculaire est remplacée par le tenseur de dispersion :

$$D_{ij} = (\alpha_L - \alpha_T) \times \frac{V_{ei} - V_{ej}}{|\vec{V}_e|} + \alpha_T |V_e| \delta_{ij} \quad (\text{VI.25})$$

Avec α_L , la dispersivité longitudinale [L] ;

α_T , la dispersivité transversale [L] ;

V_e , la vitesse effective [LT^{-1}] ;

La dispersivité est une propriété caractéristique du milieu poreux mais également du champ de vitesse. Les données disponibles dans la littérature sur les relations entre α_L et α_T montrent que le rapport $\frac{\alpha_L}{\alpha_T}$ varie entre 6 et 20 (Klotz *et al.*, 1980). En pratique on prend $\alpha_T = 0.1$ à $0.01 \alpha_L$.

VI-3-1-3 La diffusion

La diffusion moléculaire est un phénomène physique lié à l'agitation moléculaire. Dans un fluide au repos, si la concentration n'est pas homogène, c'est-à-dire qu'il existe un gradient de concentration entre deux points voisins, il se produit un transfert de molécules des zones à

concentration élevée vers les zones à concentration faible selon la loi de Fick classique où le coefficient, scalaire, de diffusion moléculaire traduit la proportionnalité du flux massique au gradient de concentration. Dans les sols, les solutés diffusent plus longtemps car les chemins de migration y sont plus tortueux. Les flux de diffusion sont eux-mêmes aussi moindre du fait que les particules solides occupent une partie de la surface de la section traversée.

Le flux de diffusion massique est donné par la relation :

$$f_m = -d_m \vec{\nabla}(C) \quad (\text{VI.26})$$

Avec, f_m le flux massique de diffusion moléculaire par unité de surface [$\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$], d_m le coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau [L^2T^{-1}] et C concentration volumique [ML^{-3}]. Dans un EVR on définit un coefficient de diffusion moléculaire effectif, noté D_m [L^2T^{-1}], lié au coefficient de diffusion moléculaire d_m par la relation :

$$D_m = T \times d_m \quad (\text{VI.27})$$

où T est le coefficient de tortuosité du milieu poreux et qui dépend de la résistance du milieu par rapport au processus de diffusion.

VI-3-2 Equations générales de transport

Les modèles mathématiques du transport de solutés en milieu poreux sont basés sur les travaux de (Henry, 1964) et Bear (1972); (Bear *et al.*, 1992). L'approche consiste à coupler l'équation d'écoulement et de transport à l'aide d'une équation d'état qui relie la densité du soluté à la concentration du soluté dans la solution. La forme la plus générale de l'équation de transport isotherme d'une espèce chimique (i) (après l'application du principe de la conservation de la masse aux équations de Fick) est :

$$\frac{\partial(\rho S_i)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta C_i)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \theta D_i(\theta, Ve) \frac{\partial C_i}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} (Ve C_i) + \sum_{j=1}^n \phi_{i,j}(C_i, S_i) + A_i(z, t) \quad (\text{VI.28})$$

$$(1) \quad (2) \quad (3) \quad (4) \quad (5)$$

où : C_i et S_i : les concentrations de la substance (i) associées respectivement aux phases liquide et solide.

D_i : coefficient apparent de dispersion hydrodynamique de l'élément (i)

r : la masse volumique du sol sec

Ve : la vitesse d'advection ;

Le terme **(1)** : traduit les effets de sorption (fonction de retard) ;

(2) : l'équation de conservation de la quantité de matière ;

(3) : exprime les phénomènes de diffusion ;

(4) : traduit l'advection ;

Enfin, le terme (5) correspond à différents processus chimiques tels que les réactions de précipitation/dissolution, les transformations d'origine microbienne d'une espèce en une autre, etc...

Pour prédire le transport de tout élément, il faut donc reconnaître le type de mouvement de matière. Dès que le ou les phénomènes physiques sont identifiés, la complexité de l'étude peut être évaluée et donner lieu aux simplifications nécessaires pour l'obtention d'une solution et de ses limites.

L'expression de la conservation de la masse de soluté est à l'origine des différents phénomènes. Ainsi, on peut prendre en compte les échanges entre les phases mobile et immobile de l'eau ou considérer l'accumulation d'ions par la matrice solide au travers d'une fonction retard.

VII-4 Le code Hydrus

La modélisation est développée avec le logiciel Hydrus 2D (Simunek et Sejna, 2012; Šimůnek *et al.*, 2013) qui permet de simuler l'écoulement d'eau et le transport de soluté en milieu saturé et variablement saturé. En effet, Hydrus-2D est une évolution du code SWMS-2D (Šimůnek *et al.*, 1992) qui permet de simuler des écoulements d'eau et le transport de solutés dans un milieu poreux incompressible et variablement saturé, en régime permanent ou transitoire, pour un système de dimensions métriques et pour divers pas de temps. Le code, dans sa forme actuelle, permet d'utiliser plusieurs modèles empiriques pour paramétrer la courbe de rétention hydrique et la courbe de conductivité hydraulique.

Pour les écoulements, le code résout numériquement l'équation de Richards (Šimůnek *et al.*, 2013) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K \left(K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A \right) \right] - S \quad (\text{VI.26})$$

Où, θ est la teneur en eau [L³L⁻³], h la charge hydraulique [L], S un terme source [T⁻¹], x_i ($i=1,2$) les coordonnées spatiales [L], t le temps [T], K_{ij}^A les composants du tenseur d'anisotropie K^A et K la conductivité hydraulique.

Les processus d'écoulement peuvent être simulés en tenant compte d'une différence de porosité au sein du même matériel permettant de tenir compte des effets d'eau immobile (Šimůnek *et al.*, 2003; Šimůnek et van Genuchten, 2008)

Pour le transport de solutés, le code résout numériquement l'équation de convection-dispersion, notée généralement dans la littérature ADE (Advection Dispersion Equation) ou CDE (Convection Dispersion Equation) :

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_e \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial(q_c c)}{\partial z} \quad (\text{VI.27})$$

Où θ est la teneur en eau volumétrique [L^3L^{-3}], c est la concentration de l'élément considéré, D_e le coefficient de dispersion effective et q_c le flux de convection.

Les équations aux dérivées partielles sont résolues en utilisant un schéma numérique aux éléments finis.

Le transport de solutés peut également être modélisé avec Hydrus à l'aide de modules supplémentaires tels que UNSATCHEM (Šimůnek et Suarez, 1993; Suarez et Šimůnek, 1997) et HP (Jacques et Simunek, 2005; Jacques *et al.*, 2006). Ces modules permettent de simuler les mouvements des ions majeurs de l'eau en milieu variablement saturés en prenant en compte plusieurs types de réactions chimiques qui peuvent accompagner les phénomènes de transferts hydriques.

Cependant, dans ce travail, on se limitera à étudier la dynamique du chlore comme traceur des eaux salées. Seul le module de base sera donc utilisé pour simuler les processus d'écoulement d'eau et de transport de Cl. L'utilisation des modules supplémentaires en vue d'étudier par exemple les échanges cationiques et les risques d'alcalinisation ne sera pas envisagée mais pourra faire l'objet d'une valorisation ultérieure des résultats de cette étude.

CHAPITRE VII : MODELISATION DES TRANSFERTS DE FLUX HYDRIQUES ET SALINS DANS LES PERIMETRES IRRIGUES DU DELTA DU FLEUVE SENEGAL

VII-1 Objectifs de la modélisation

L'objectif principal de la modélisation est de vérifier les hypothèses du modèle conceptuel déduit des investigations expérimentales en tentant de reproduire au mieux la dynamique de l'eau et des sels. Le modèle tentera par la suite de tester différents scénarios visant à préciser les mécanismes à l'origine de la salinisation des sols (notamment l'importance relative de l'évaporation ou de la remontée capillaire) et des scénarios visant à des pratiques d'irrigation limitant les risques de salinisation en analysant la dynamique de la nappe et des solutés pendant différentes périodes.

Les simulations seront faites sur base des données et résultats de l'étude expérimentale. L'objectif ne sera pas de calibrer précisément les observations de terrain mais de développer un modèle qui en reproduit les grandes tendances. Pour les transferts hydriques, le modèle tentera de reproduire l'évolution de la teneur en eau du sol et l'évolution de la surface de la nappe durant la durée de suivi. Pour le transport de solutés, il s'agira de simuler les mouvements du chlore qui constitue un élément très conservatif et représentatif de la salinité.

VII-2 Modèle Conceptuel

Pour rappel, les périmètres agricoles du DFS, et plus généralement de la VFS, présentent des caractéristiques assez semblables : mêmes types de sols (sol lourd hollaldé), même système d'alimentation hydraulique et mêmes pratiques culturales (submersion pour la riziculture, billonnage pour le maraichage). Parmi les deux sites qui ont été suivis, nous avons choisi de travailler sur celui de Ndiaye parce que les données disponibles sont plus exhaustives.

VII-2-1 Dimensions du modèle

Le logiciel Hydrus permet de simuler l'écoulement d'eau et le transport de soluté en milieu variablement saturé en 1D, 2D ou 3D.

La réalisation d'un modèle 1D pour simuler les transferts hydriques et de chlore a été envisagée dans un premier temps. Cette option a été testée dans le cadre de travaux antérieurs dans les périmètres du DFS par Ndiaye *et al.* (2008) et Hammecker *et al.* (2002) en considérant une colonne de sol de 200 cm de profondeur et 1 cm de largeur. La surface de la

nappe était dans ces deux cas prise comme limite inférieure du domaine avec une condition de drainage libre appliquée à cette limite et une condition de flux nul aux limites latérales. Cette conception ne reflète pas la réalité des observations faites dans le cadre de l'étude expérimentale. En effet, la nappe est ici partie intégrante du domaine et le modèle doit pouvoir faire évoluer librement, tant verticalement que latéralement, le niveau d'eau, sa salinité et les flux associés.

Un modèle 2D vertical permet dès lors de mieux reproduire les conditions réelles d'écoulement observées durant l'étude expérimentale. L'écoulement de la nappe se fait en effet généralement du Lampsar, qui impose le niveau d'eau dans la nappe, vers la partie dunaire (cf chapitre V).

Une approche 2D a été réalisée par Diaw (1996) et Diene (1998) respectivement dans la zone de Podor (plus au Nord) et à Ndiaye avec le code éléments finis hybrides MHNS_2D. Dans les deux cas, l'aquifère était partie intégrante du domaine. Cependant, l'échelle de travail était la parcelle irriguée et seules les périodes de culture ont été simulées. L'objectif était de quantifier les flux échangés pendant l'irrigation.

L'originalité de la présente étude réside dans le fait de ne pas limiter le domaine à modéliser uniquement à l'échelle de la parcelle irriguée. En effet, les résultats de l'étude expérimentale, en particulier la réponse du piézomètre témoin, montre un effet régional de l'irrigation, en tout cas en dehors des parcelles. Ceci pousse à rechercher, au-delà des transferts verticaux de flux hydriques dans les parcelles, l'effet plus général de l'irrigation sur la dynamique de la nappe superficielle du DFS et l'évolution de la salinité à une échelle plus grande.

Il a donc été décidé de développer un modèle 2D vertical. Le domaine à modéliser a été étendu à la zone comprise entre le cours d'eau Lampsar qui permet d'alimenter la cuvette de Ndiaye (limite nord de la cuvette) et les dunes de sables qui constituent la limite Sud (fig.VII-1). Le domaine s'étale ainsi sur une longueur de 2000 m. Le transect passe par la parcelle n°3 où se situent les piézomètres P4 et P3. Le piézomètre témoin PT se situe à 1500 m du fleuve. Le domaine comprend ainsi une zone de parcelles irriguées (entre 200 et 800 m), le reste étant dénudé, c'est-à-dire non cultivé (fig.VII-2).

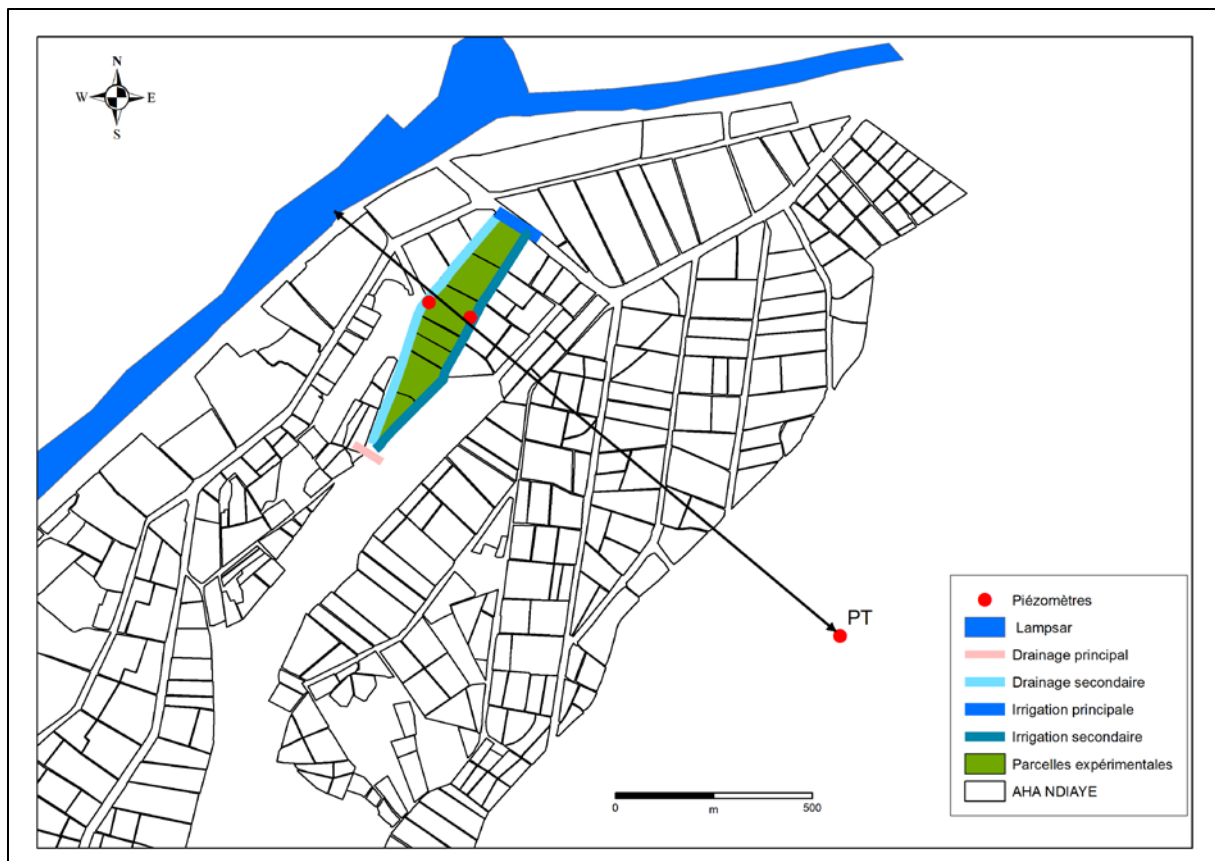


Figure VII-1 : Carte de localisation du transect et de la zone à modéliser

Au plan vertical, le domaine à modéliser a une hauteur de 10 m, correspondant à 2 m de zone non saturée et à 8 m qui représente l'épaisseur moyenne de la nappe superficielle. La limite supérieure est constituée par la surface du sol et la limite inférieure par le mur de l'aquifère nouakchottien supposé très peu perméable. Sur base du profil granulométrique, le domaine est donc subdivisé en trois couches (fig. VII-2). La première couche (50 cm) est argileuse ; la couche intermédiaire (50 cm) est sablo-limoneuse et la troisième couche représente les sables aquifères du Nouakchottien.

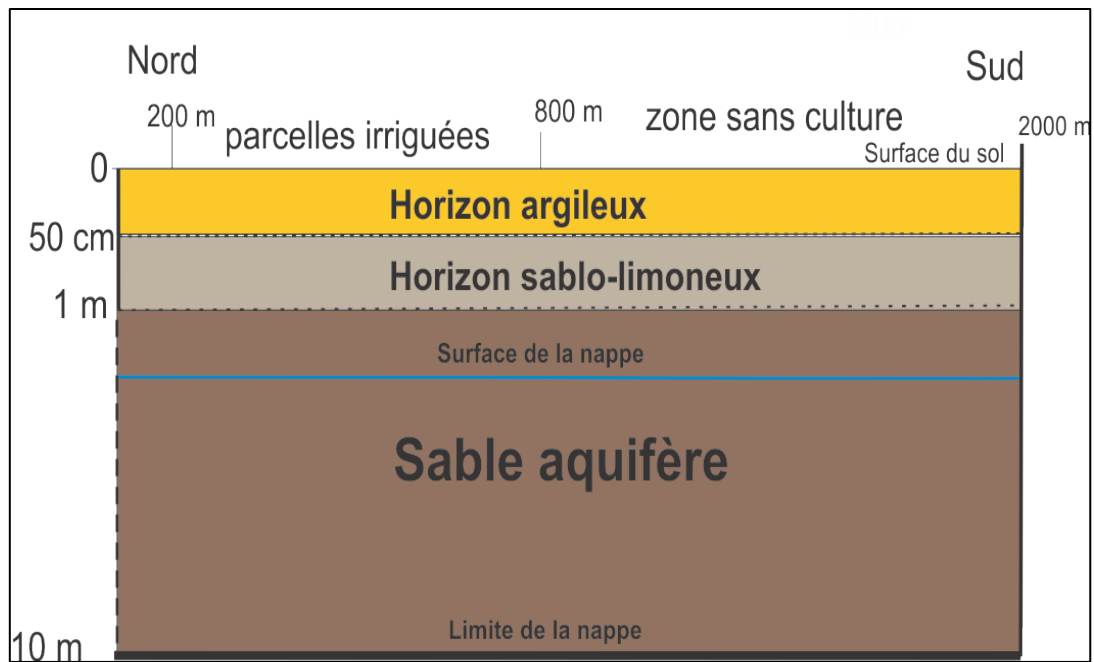


Figure VII-2 : Coupe schématique du domaine à modéliser

VII-2-2 Discrétisation du domaine

L'interface d'Hydrus permet en modélisation 2D de choisir entre une géométrie simple (2D simple) avec un maillage élément fini structuré et une géométrie générale (2D général) où la géométrie des frontières est libre et le maillage non structuré (Simunek et Sejna, 2012).

Dans un premier temps, la géométrie 2D simple a été testée mais la discrétisation a conduit à un maillage constitué de mailles trop allongées provoquant une distorsion dans le modèle qui a entraîné des problèmes numériques et conduit à des résultats physiquement incorrects du point de vue de la piézométrie.

Finalement, l'option «géométrie 2D générale» a été choisie afin d'avoir un domaine subdivisé en deux régions : une au niveau des parcelles et une seconde dans les parties non cultivées. Les limites inférieures et latérales restent des lignes droites. La limite supérieure, qui représente la surface du sol est supposée horizontale en faisant abstraction des faibles variations d'altitude. La zone cultivée est discrétisée avec un maillage raffiné de 5 m x 0,2 m jusqu'à 1 m de profondeur (fig.VII-3). Le reste du domaine est discrétisé en maille de 20 m x 1 m. Au total, le maillage est composé de 1682 nœuds.

Au total, 09 points d'observations ont été placés dans le domaine (fig.VII-3). Les quatre premiers sont localisés dans la zone non saturée aux mêmes profondeurs que les sondes

capacitives (20, 40, 60 et 80 cm). Les trois suivants sont toujours dans la zone cultivée, à 1, 1,5, 2 et 3 m de profondeur. Le dernier a été placé à 2 m de profondeur hors zone cultivée.

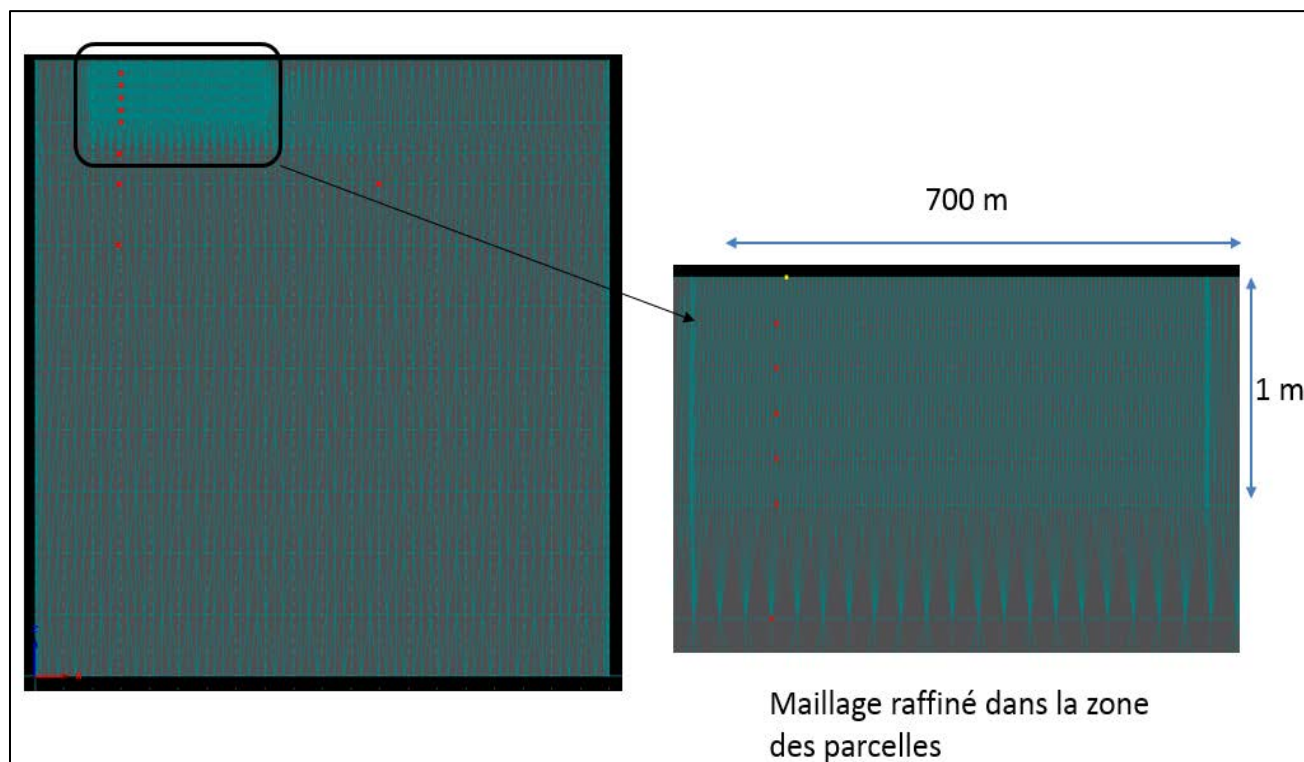


Figure VII-3 : Discretisation du domaine à modéliser avec maillage raffiné dans la zone des parcelles et localisation, en rouge, des points d'observations (échelle exagérée)

VII-2-3 Détermination des paramètres hydrodynamiques

La détermination des caractéristiques hydrodynamiques du domaine est une étape importante de la modélisation. En milieu variablement saturé, le fonctionnement hydrodynamique est, en effet, contrôlé par la courbe de rétention, $h(\theta)$ et la courbe hydraulique $K(\theta)$. Le code Hydrus offre le choix de six types de modèles pour la représentation mathématique des courbes de rétention et de conductivité hydraulique en fonction des caractéristiques du sol (Brooks et Corey, 1964; Durner, 1994; Kosugi, 1996; van Genuchten, 1980; Vogel et Císlerová, 1988). Les paramètres mis en jeu dans ces différents modèles peuvent être sélectionnés directement dans la base de données de Hydrus. Ces paramètres sont tirés des travaux de Carsel et Parrish (1988) mais restent, cependant, fort approximatifs. Le code intègre, en plus, un module de fonction de pédotransferts, Rosetta, qui permet de prédire, à partir de la granulométrie ou de la texture, les paramètres hydrodynamiques des différents types de matériaux. Ce module se

fonde sur une base de données de plus de 2000 échantillons de sols, prélevés principalement en Amérique du Nord et en Europe (Schaap *et al.*, 1998).

Ici, le modèle hydrodynamique de van Genuchten-Mualem, dont les formules ont été détaillées aux équations (VI.16) et (VI.17), a été utilisé. Ce modèle utilise au total six paramètres qui sont : θ_r la teneur en eau résiduelle, θ_s la teneur en eau à saturation, α l'inverse de la pression d'entrée d'air, n l'indice de distribution de tailles des pores, K_s la conductivité hydraulique à saturation et l le paramètre de connectivité des pores. Sur base des résultats des analyses granulométriques du profil P1 réalisé à Ndiaye, le module Rosetta a été utilisé pour déterminer ces différents paramètres. Cependant, la conductivité hydraulique à saturation de la couche 3 est tirée de la littérature. En effet, Diene (1998) a déterminé cette valeur de K_s à partir de slug-tests réalisés dans la cuvette de Ndiaye. Le tableau VII-1 récapitule les valeurs des différents paramètres pour les couches considérées.

Tableau VII-1 : Paramètres hydrodynamiques des couches de sol (Modèle van Genuchten-Mualem)

	θ_r	θ_s	α (1/m)	n	K_s (m/j)	l
Couche 1	0,0729	0,3	0,63	1,482	0,063	0,5
Couche 2	0,02	0,34	0,32	1,938	0,818	0,5
Couche 3 (sable aquifère)	0,005	0,25	1,15	1,54	2,378	0,5

VII-2-4 Conditions aux frontières

Les conditions aux frontières définissent les relations entre le domaine à modéliser et son environnement. Elles sont définies dans Hydrus séparément pour l'écoulement et le transport.

VII-2-4-1 Conditions aux limites pour l'écoulement

Il existe principalement trois types de conditions aux frontières : la condition de Dirichlet, la condition de Neumann et la condition de Fourier ou Cauchy. En plus de ces trois conditions, Hydrus permet d'implémenter des conditions spéciales (en réalité, combinaison de conditions) comme la condition de type atmosphérique (Simunek et Sejna, 2012).

La condition de Dirichlet ou condition de potentiel imposé, permet d'imposer une charge hydraulique à la limite du domaine. Autrement dit, la charge hydraulique à cette limite est

indépendante aux conditions de circulation dans le domaine. Cette condition se traduit sous la forme :

$$h(x, y, z, t) = \psi(x, y, z, t) \quad \text{avec } (x, y, z) \in \Gamma_D \quad (\text{VII.1})$$

La condition de flux imposé ou condition de Neumann, permet, dans le cas où les flux échangés sont connus, de fixer le débit qui traverse le domaine. Ce flux peut être nul dans le cas où la limite est peu perméable et que les échanges sont supposés négligeables. La condition de Neumann est traduite sous la forme :

$$- \left[K \left(K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A \right) \right] n_i = \sigma_1(x, y, z, t) \quad \text{avec } (x, y, z) \in \Gamma_N \quad (\text{VII.2})$$

La condition mixte ou condition de Cauchy exprime le fait que le flux échangé à la limite du domaine dépend de la charge hydraulique. Elle est traduite sous la forme :

$$\left[(K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A) \right] n_i = \sigma_2(x, y, z, t) \quad \text{avec } (x, y, z) \in \Gamma_C \quad (\text{VII.3})$$

La condition de type atmosphérique permet de tenir compte des échanges entre la surface du sol et l'atmosphère. Le flux échangé à travers cette interface est contrôlé par des facteurs externes au domaine (précipitations et évapotranspiration potentielle) mais aussi par les conditions d'humidité dans le sol. Ainsi, cette condition peut passer d'une condition de flux imposé à une condition de potentiel imposé et vice versa. Hydrus implémente mathématiquement cette condition en utilisant l'approche de Neuman *et al.* (1974) qui permet de limiter la valeur absolue du flux de sorte que les conditions suivantes soient satisfaites :

$$\left| -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial x} + 1 \right) \right| \leq E$$

$$\text{et } h_A \leq h \leq h_S$$

où E est le taux potentiel maximal d'infiltration ou d'évaporation sous conditions atmosphériques [LT^{-1}]; h est la charge hydraulique [L]; h_A et h_S sont respectivement le minimum et le maximum de pression autorisée par les conditions d'humidité dans le sol. Hydrus assume généralement h_S égal à zéro tandis que h_A est déterminée par les conditions d'équilibre entre l'eau du sol et l'évaporation atmosphérique. De plus amples détails sur la détermination de h_S et de h_A sont proposés par Feddes *et al.* (1974).

Les conditions aux frontières du domaine pour l'écoulement sont représentées à la figure VII-4. La condition de type atmosphérique est appliquée à la limite supérieure (surface du sol). Les données de précipitations journalières et d'évapotranspiration réelle calculée avec le modèle de Thornthwaite seront considérées. La valeur de h_A est fixée à 2 m. En période de riziculture, une condition de potentiel imposé, représentant la lame d'eau d'irrigation, sera appliquée à la surface du sol dans la zone cultivée.

Les limites latérales du domaine sont définies par une condition de potentiel imposé, constant dans le temps. En effet, au contact avec le Lampsar, le niveau piézométrique, qui est de 0 m (8,5 m en pression) est supposé constant et imposé par le niveau du cours d'eau. La limite sud est supposée suffisamment éloignée de la zone d'interaction pour qu'elle ne soit pas influencée par l'écoulement. Son niveau piézométrique, de -0,5 m (8 m en pression), est également supposé constant dans le temps. Une condition de flux nul est définie sur la zone la zone non saturée située entre la surface du sol et la nappe au niveau des frontières latérales (hypothèse d'écoulement vertical dans la zone non saturée). Sur la limite inférieure du domaine (mur de l'aquifère considéré comme peu perméable), une condition de flux nul est également définie.

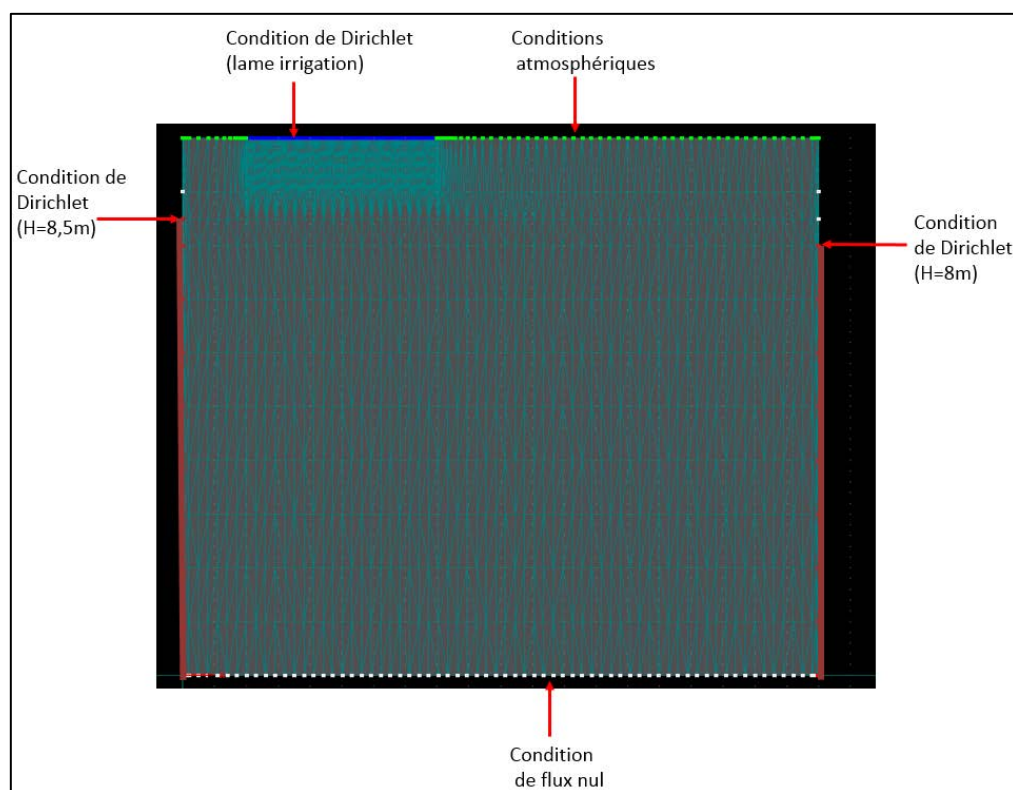


Figure VII-4 : Conditions aux limites du domaine pour la modélisation des écoulements en période de riziculture (échelle exagérée)

VII-2-4-2 Conditions aux limites pour le transport

Deux types de conditions peuvent être spécifiés aux limites du domaine pour le transport avec Hydrus. Une condition de Dirichlet qui impose la concentration sous la forme :

$$c(x, y, z, t) = c_0(x, y, z, t) \text{ avec } (x, y, z) \in \Gamma_D \quad (\text{VII.4})$$

Une condition de type Cauchy qui permet de spécifier le flux de concentration à travers la frontière sous la forme :

$$-\theta D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} n_i + q_i n_i c = q_i n_i c_0 \text{ avec } (x, y, z) \in \Gamma_C \quad (\text{VII.5})$$

Où $q_i n_i$ représente le flux de soluté vers l'extérieur, n_i l'unité du vecteur normal vers l'extérieur et C_0 la concentration du flux entrant de soluté. Dans certains cas, lorsque par exemple la frontière est peu perméable ($q_i n_i = 0$) ou que l'écoulement est dirigé en dehors du domaine, cette condition peut passer à une condition de type Neumann sous la forme :

$$-\theta D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} n_i = 0 \text{ avec } (x, y, z) \in \Gamma_N \quad (\text{VII.6})$$

Dans le cas présent, une condition de type Cauchy est spécifiée à la surface du sol lorsqu'une condition de type atmosphérique est appliquée pour l'écoulement (fig. VII-5). En période d'irrigation, une condition de Dirichlet est spécifiée à la surface des parcelles pour tenir compte de l'apport de soluté via l'eau d'irrigation. Aux limites latérales du domaine (uniquement sous la nappe), une condition de type Dirichlet est spécifiée en supposant que la variation latérale de concentration est négligeable.

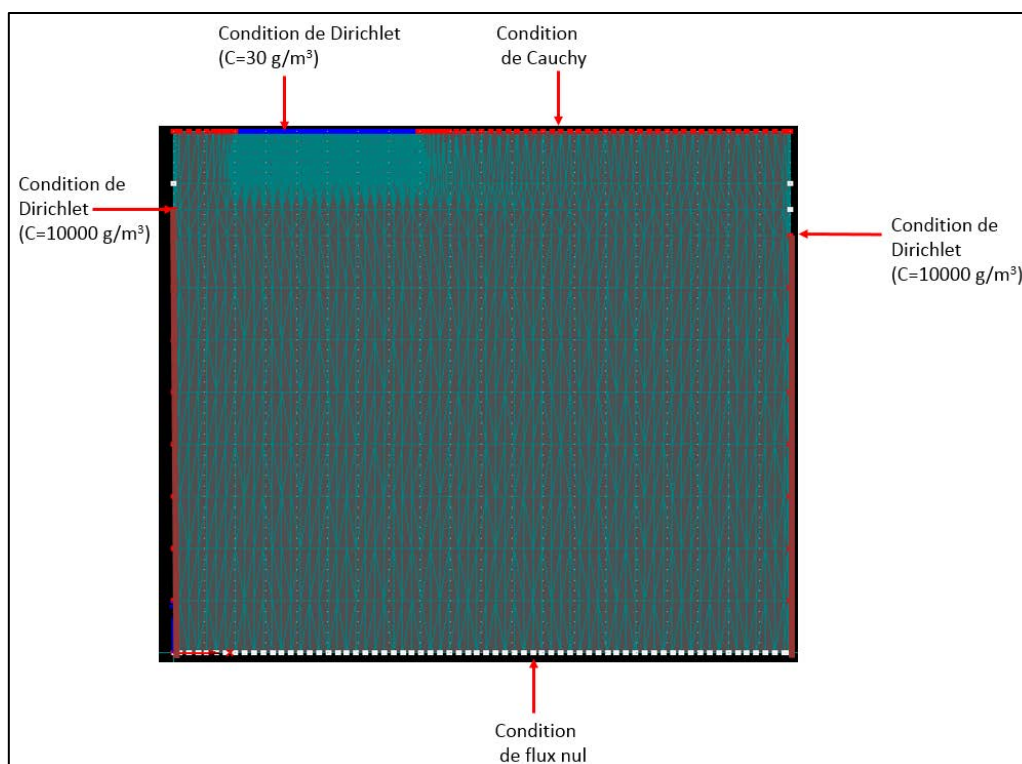


Figure VII-5 : Conditions aux frontières du domaine pour la modélisation du transport en période de riziculture (échelle exagérée)

VII-2-5 Conditions initiales

Vu que les simulations vont être réalisées en régime transitoire, le modèle est exécuté dans un premier temps en régime pseudo-permanent, sur base des conditions aux limites définies ci-dessus. Cette simulation a pour but d'équilibrer les pressions et les concentrations dans le domaine avant de démarrer les véritables simulations en transitoire.

Les conditions initiales sont définies à partir des résultats de l'étude expérimentale et traduisent les conditions hydriques et de concentration de chlore dans les trois couches hors irrigation. Ainsi, pour l'écoulement, la position de la nappe est fixée à 2 m de profondeur. Cette valeur constitue le niveau le plus bas mesuré au niveau du piézomètre témoin. Ainsi, Hydrus distribue la pression, suivant un profil d'équilibre hydrostatique, en fonction de la profondeur de -2 m à la surface du sol à 8 m à la limite inférieure (fig. VII-6).

Pour le transport, les concentrations initiales, exprimées en g/m^3 , proviennent des analyses chimiques de la solution du sol et de la nappe (fig. VII-7). Les solutions du sol recueillies avec les bougies poreuses à 30 et 60 cm sont considérées respectivement pour la couche 1 et

la couche 2. Les valeurs retenues sont 500 g/m^3 pour la couche 1 et 1000 g/m^3 pour la couche 2. Pour la nappe, une concentration moyenne uniforme de 10000 g/m^3 est considérée.

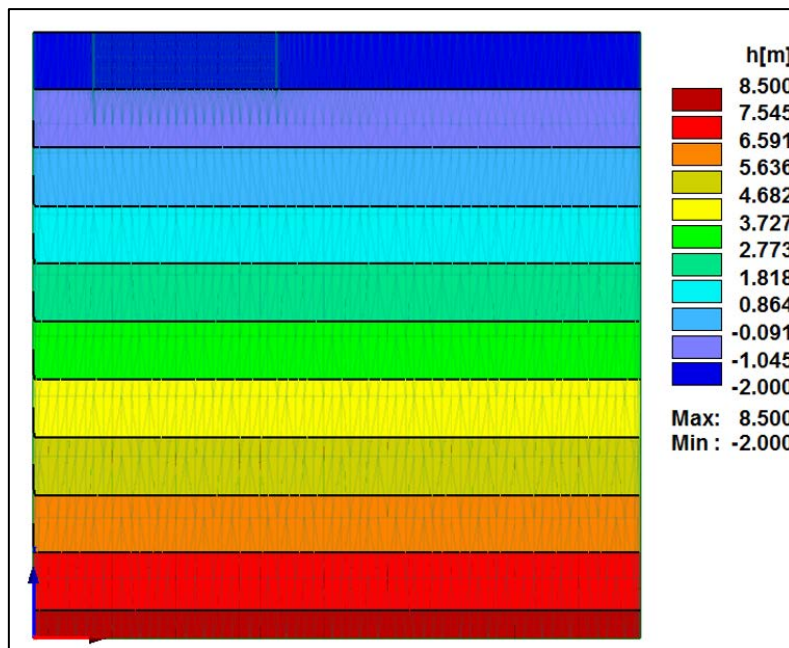


Figure VII-6 : Distribution linéaire de la pression avec la profondeur introduite comme condition initiale du modèle d'écoulement en régime pseudo-permanent

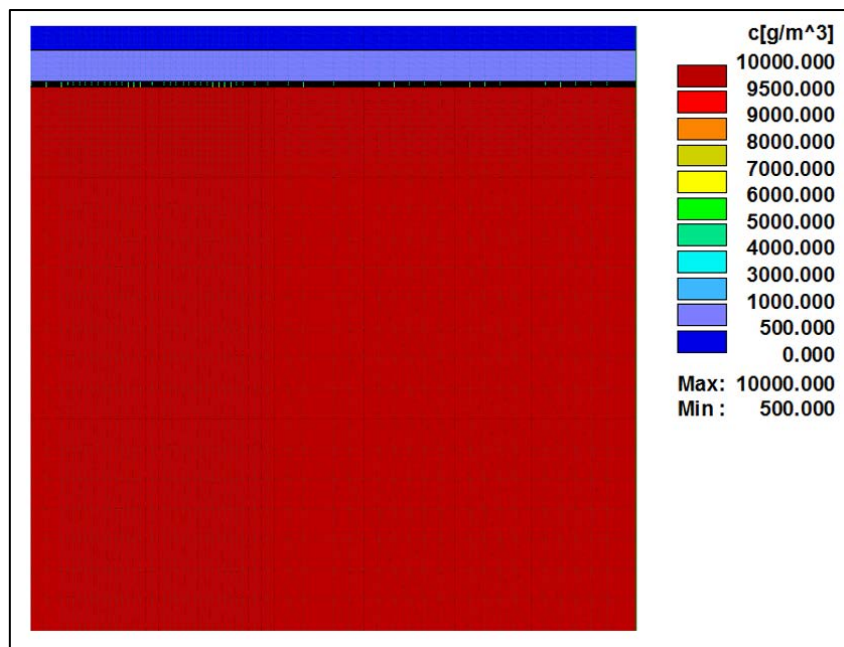


Figure VII-7: Distribution des concentrations en Cl (g/m^3) dans les trois horizons introduites comme condition initiale pour la modélisation du transport.

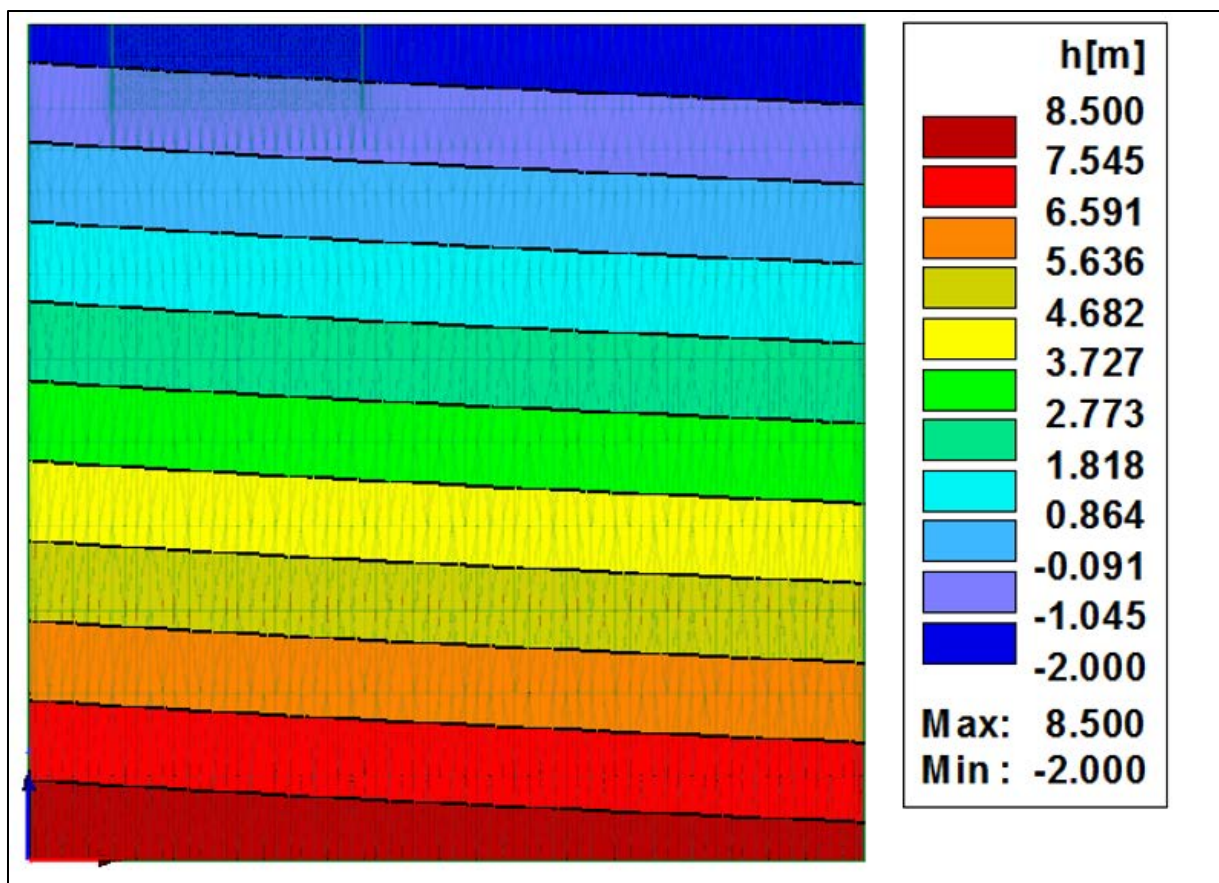


Figure VII-8 : Pressions calculées par le modèle en régime pseudo-permanent

VII-3 Description des simulations

Conformément aux objectifs définis pour la modélisation, les simulations visent dans un premiers temps à reproduire au mieux les observations faites sur le terrain. La succession des activités culturales a été reproduite et les paramètres mesurés sur le terrain considérés. Le suivi a démarré par une campagne de riziculture, du 25 février 2013 au 22 juin 2013. Durant l'hivernage qui a suivi, les parcelles ont été mises au repos. Le maraichage en campagne de contre saison froide a démarré le 19 décembre 2013 et a pris fin le 30 mai 2014. La période qui précède l'ensemble de ces successions culturales, allant du 01 janvier au 24 février 2013, est également prise en compte comme « période de chauffe» du modèle.

Dans la pratique, la simulation a dû être scindée en trois étapes. En effet, du fait que l'irrigation du riz par submersion est représentée par une condition de potentiel imposé et non par une condition atmosphérique. Normalement, Hydrus a implémenté une option qui permet d'alterner d'une condition de potentiel imposé à une condition atmosphérique. Cependant, si cette option est choisie, le code impose le potentiel sur toute la surface du domaine et pas

seulement au niveau des parcelles. Pour faire face à ce problème, il a été décidé de scinder les simulations en prenant à chaque fois les résultats de la simulation précédente comme condition initiale de la suivante.

Les conditions aux frontières du domaine sont celles décrites au chapitre VII-2-4 (potentiel imposé aux limites latérales du domaine à partir de la surface de la nappe, flux nul à la limite inférieure et sur la zone non saturée aux niveau des limites latérales). En dehors de la riziculture, une condition de type atmosphérique est appliquée sur toute la surface du sol. L'apport d'eau par maraichage est ici considéré comme une précipitation avec une valeur de 6 mm/j qui correspond à une estimation du besoin journalier en eau de l'oignon, principale spéculature durant le maraichage. Cependant, Hydrus ne permettant de définir qu'un seul profil décrivant la condition atmosphérique, celle-ci sera appliquée sur toute la surface du domaine (donc également en dehors des zones cultivées).

Les données météorologiques journalières de la station de Ndiaye de janvier 2013 à mai 2014 ont été utilisées pour définir les paramètres de la condition atmosphérique. L'ETP a été estimée par la méthode de Penman-Monteith (cf. V-2-2). Le code Hydrus sépare, au niveau des paramètres d'entrée de la condition atmosphérique, la transpiration et l'évaporation. Nous assumerons toutefois que toute l'évapotranspiration est faite sous forme d'évaporation du fait que la condition atmosphérique est appliquée à la surface du domaine, dans les parcelles en période hors irrigation et sur la partie non cultivée. L'ETR a été estimée par le modèle simplifié de Thornthwaite. La valeur de h_A a été fixée à 3 m. Le tableau VII-2 récapitule les paramètres pour les différentes simulations.

Tableau VII-2 : Récapitulatif des paramètres pour les différentes simulations effectuées

Simulations		Périodes	Nombre de jours	Conditions de surface	Conditions initiales
Simulation 1	Période initiale	01 janv. au 24 fév. 2013	55	Conditions atmosphériques sur tout le domaine	Résultats de la simulation en régime permanent
Simulation 2	Riziculture	25 fév. au 21 juin 2013	117	-H imposée au niveau des parcelles - Conditions atmosphériques sur le reste du domaine	Résultats simulation 1
Simulation 3	Intersaison	22 juin au 18juil. 2013	27	Conditions atmosphériques sur tout le domaine	Résultats simulations 2
	Hivernage	19 juil. au 30 sept. 2013	74		
	Intersaison	01 oct. au 22 déc. 2013	42		
	Maraichage	23 déc. 2013 au 01 mai 2014	130		
	Intersaison	02 mai au 30 juin	60		

VII-4 Résultats des simulations

Dans ce paragraphe, les résultats des simulations sont présentés, discutés et comparés avec les valeurs mesurées sur le terrain. L'objectif est de vérifier que le modèle reproduit les grandes tendances de l'évolution des processus hydriques et d'échange de solutés entre le sol et la nappe. Cette analyse portera sur le comportement hydrique du sol, l'évolution de la piézométrie et des concentrations en chlore dans le sol et dans la nappe. La période initiale (avant riziculture) qui ne représente qu'une étape de « chauffe » du modèle ne sera pas analysée.

VII-4-1 Comportement hydrique du sol

La reproduction du comportement hydrique du sol par le modèle est analysée à travers l'évolution de la teneur en eau (fig. VII-9) aux points d'observations situés dans la zone non saturée au niveau des parcelles (20 cm, 40 cm, 60 cm et 80 cm). L'évolution de la teneur en eau du sol au cours de la période de simulation montre une saturation totale du profil de sol pendant la riziculture. A l'arrêt de l'irrigation, le sol se vide progressivement de son eau et les teneurs en eau diminuent. Pendant, l'hivernage, on note une nouvelle augmentation des teneurs en eau du sol dues à la recharge pluviométrique mais ces augmentations sont aussitôt suivies d'une baisse, certainement par reprise évaporatoire et/ou drainage par la nappe. En période de maraichage, on note de nouveau une augmentation des teneurs en eau liés aux apports par irrigation. A la fin du maraichage, les teneurs en eau du sol diminuent progressivement, à nouveau sous l'effet de la reprise évaporatoire ou du drainage par la nappe.

La comparaison entre les teneurs en eau mesurées et calculées est faite en termes de saturation effective (fig.VII-10). Elle montre que le modèle, reproduit la saturation effective du sol sur tout le profil durant la riziculture. A l'arrêt de l'irrigation, la saturation diminue et en période hivernale, le modèle reproduit également des variations de teneurs en eau suite aux événements pluvieux. Sous cet angle, les grandes lignes de l'évolution des conditions hydriques du sol sont bien simulées. Cependant, on note une différence d'amplitude des variations de teneurs en eau pendant la période hivernale. En effet, les variations reproduites par le modèle sont plus faibles et semblent se limiter en surface, à 20 cm de profondeur. Cette différence peut s'expliquer par le fait que l'ETR estimée par le modèle simplifié de Thornthwaite est plus importante que l'ETR existante dans la réalité. La teneur en eau du sol

peut également, dans la réalité, être influencée par des apports non pris en compte par le modèle (présence de petites dépressions où l'eau de pluie peut stagner et s'infiltrer).

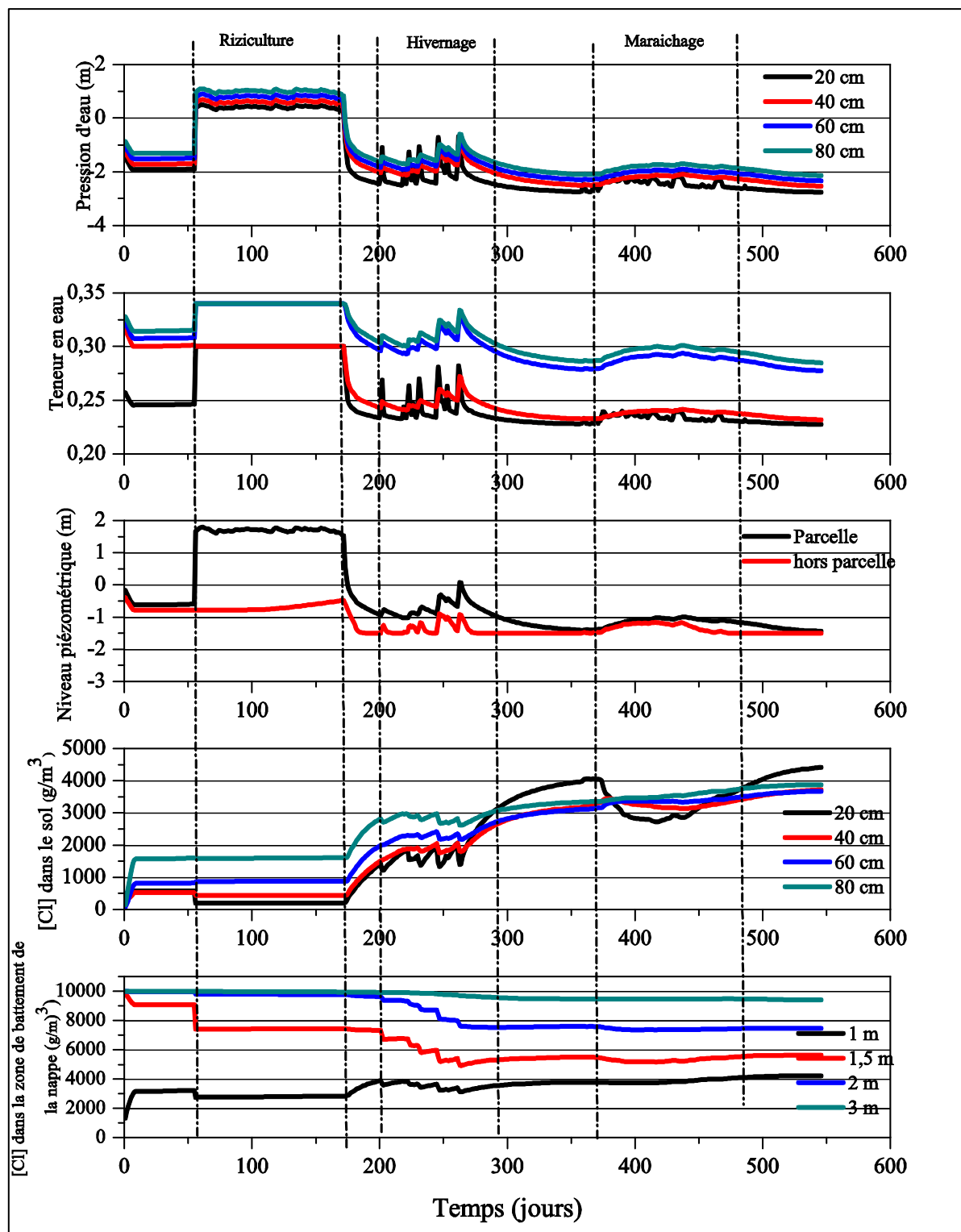


Figure VII-9 : Evolution de la pression, de la teneur en eau dans le sol, de la hauteur piézométrique et des concentrations en chlore dans le sol et la nappe calculés par le modèle dans les parcelles pendant les trois périodes de successions culturales

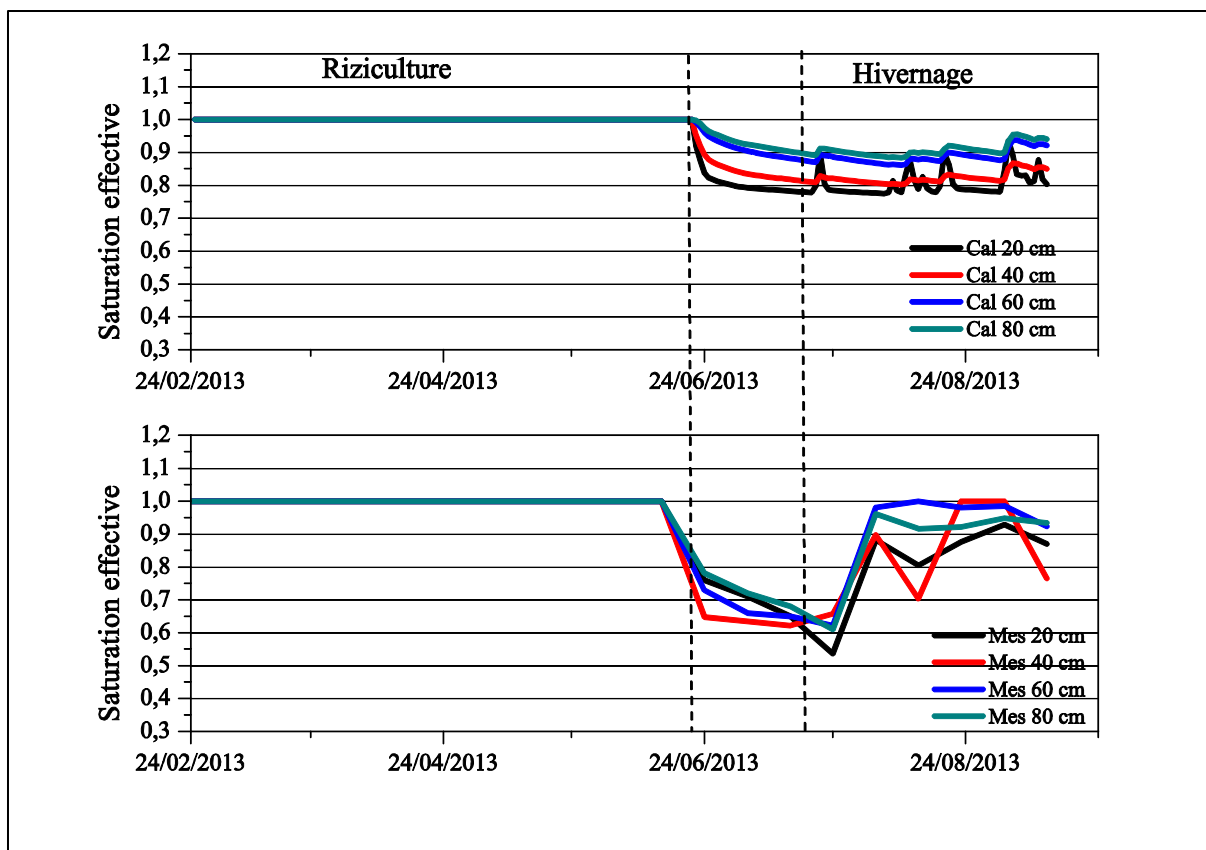


Figure VII-10 : Comparaison des saturations en eau modélisées (en haut) et mesurées (en bas) dans les parcelles

VII-4-3 Evolution du niveau piézométrique

Le comportement de la nappe reproduit par le modèle est analysé à partir des points d'observation placés à 2 m de profondeur sous les parcelles et dans la zone non cultivée (piézomètre témoin). L'évolution de la surface piézométrique pendant la période de simulation est représentée à la figure VII-09. Au niveau des parcelles, on note, durant la riziculture, une recharge importante de la nappe dont le niveau est en équilibre avec la lame d'eau d'irrigation. Cependant, dès qu'on arrête l'irrigation, le niveau de la nappe baisse assez rapidement. Cette baisse est attribuée à la reprise évaporatoire puisque la surface du sol au niveau des parcelles est à nouveau soumise aux conditions atmosphériques après la riziculture. Le modèle reproduit une remontée progressive de la nappe en période d'hivernage. Les remontées du niveau de la nappe suites aux événements pluvieux importants, sont aussitôt suivies d'une baisse due à la reprise évaporatoire. A la fin de l'hivernage et avant le début du maraichage, la nappe se vide progressivement. Le modèle reproduit également la recharge de la nappe en période de maraichage avec une remontée moins importante que pour la riziculture et l'hivernage.

Dans la zone non cultivée, la surface du sol est soumise durant toute la période de simulation, à une condition de type atmosphérique. Le modèle montre une légère remontée de la nappe en dehors des parcelles (point de contrôle « piézomètre témoin ») en période de riziculture. Cette remontée est décalée dans le temps et traduit vraisemblablement une propagation latérale de la remontée de la nappe à partir des parcelles irriguées. Cette observation a été faite dans la réalité et confirme l'effet plus large de la riziculture qui ne se limite pas au droit des parcelles irriguées. Pendant l'hivernage, le modèle reproduit une remontée de la nappe similaire à celle observée dans les parcelles. Le modèle indique également une recharge en période de maraichage. Cette remontée est cependant due au fait que l'apport en eau lors du maraichage est pris comme précipitation et appliquée à tout le domaine.

Cependant, si les niveaux mesurés et calculés sont sensiblement les mêmes pendant l'irrigation, on note un décalage de plus d'un mètre après l'irrigation (fig.VII-11). En effet, après la période de riziculture, le niveau de la nappe calculé par le modèle descend beaucoup plus bas que ce qui est mesuré. Ce décalage est très probablement influencé par la fixation de la valeur de h_A à 3 m de profondeur. En effet, la valeur de h_A représente la succion maximale autorisée dans le modèle. Fixer ce paramètre à 3 m, autorise le code à aller chercher de l'eau jusqu'à 3 m de profondeur pour l'évaporer. Il est probable qu'on a surestimé cette valeur définie ainsi suite à des problèmes de convergence du code avec une valeur de 2 m. Ceci peut physiquement traduire le fait qu'on surestime actuellement l'évapotranspiration et qu'il faudrait affiner cette composante du bilan hydrologique. Ceci témoigne de l'importance de l'évaporation qui semble jouer un rôle déterminant dans les processus de transferts hydriques dans le DFS.

Toutefois, on peut noter avec satisfaction, qu'en dehors du décalage, le modèle reproduit bien la dynamique de la recharge en période hivernale et en période de maraichage avec des amplitudes très similaires.

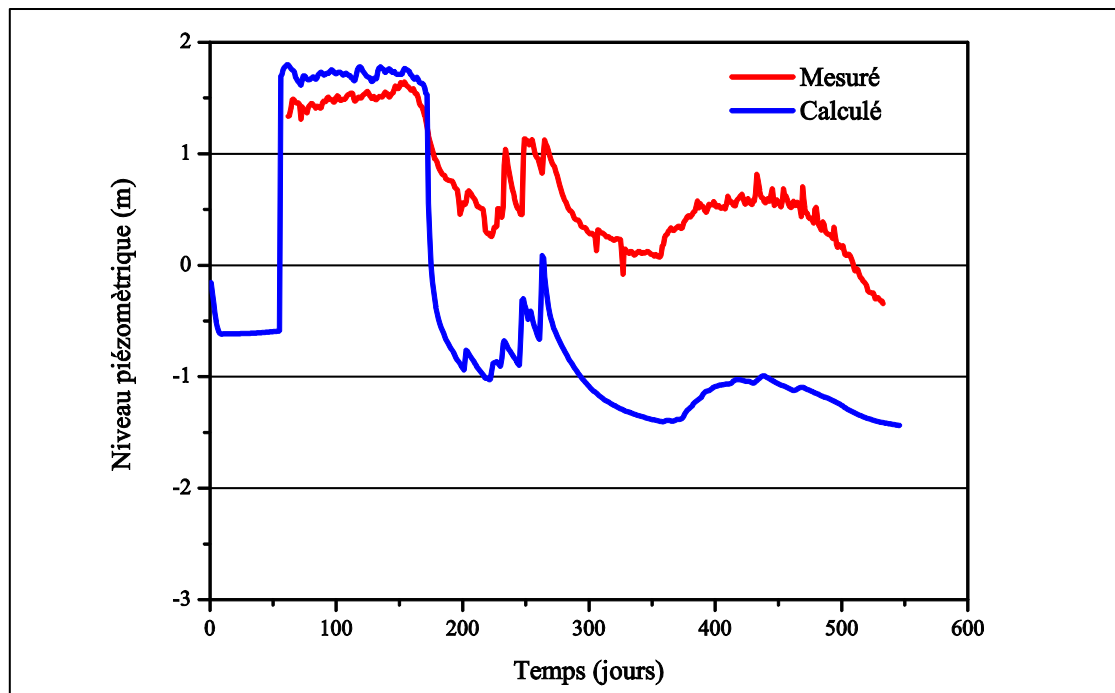


Figure VII-11 : Comparaison des évolutions des niveaux piézométriques calculées et mesurées au droit des parcelles

Ainsi, on peut retenir que, de manière globale, le modèle reproduit les grandes tendances des processus hydriques qui ont été observés sur le terrain. Le modèle conceptuel semble bien représentés les différents phénomènes qui interviennent dans ces processus de transferts hydriques. Cependant, une amélioration pourrait être faite pour réduire le décalage entre les valeurs mesurées et calculées surtout dans la nappe en jouant, probablement sur l'équilibre entre condition atmosphérique (précipitation et évaporation) et condition hydraulique du sol (h_A notamment).

VII-4-3 Evolution des concentrations en chlore dans le sol et dans la nappe

L'évolution des concentrations en chlore de la solution du sol, simulée par le modèle, est analysée à partir des points d'observation de la zone non saturée au niveau des parcelles à 20, 40, 60, et 80 cm de profondeur (fig.VII-09). Au début de la riziculture, les concentrations en Cl baissent aux profondeurs 20 et 40 cm alors que qu'elles restent constantes entre 60 et 80 cm de profondeur. La diminution des concentrations en Cl dans la frange superficielle du sol peut s'expliquer par un effet de dilution avec l'arrivée de l'eau douce suite à l'irrigation par submersion. En profondeur (60 et 80 cm), cet effet de dilution ne se ressent pas à cause, probablement, de la remontée de la nappe très salée. A l'arrêt de l'irrigation, les concentrations en Cl augmentent à toutes les profondeurs. Cette augmentation est liée à l'effet

de l'évaporation qui induit une surconcentration de la solution du sol par réduction du volume d'eau (baisse de la teneur en eau). Elle est probablement également liée à la remontée de la nappe qui constitue un nouvel apport de sel. Pendant l'hivernage, la pluie induit une légère diminution des concentrations à toutes les profondeurs. A la fin de l'hivernage, l'augmentation des concentrations en Cl de la solution du sol se poursuit et est plus marquée à 20 cm où elle devient plus élevée qu'en profondeur. En effet, à 20 cm elle atteint la valeur de 3500 g/m^3 ce qui représente plus de 5 fois sa concentration initiale. L'apport d'eau durant le maraichage permet une légère diminution de la concentration en Cl en surface.

Les concentrations en Cl au niveau des points d'observations placés à 1 m, 1,5 m, 2 m et 3 m de profondeur (donc sous la nappe) sont utilisées pour analyser l'évolution des concentrations en Cl dans la nappe et dans la zone de battement (fig.VII-09). On constate qu'à 1 m de profondeur, la concentration en Cl évolue de la même manière qu'à 80 cm dans le sol, avec une augmentation progressive au cours de la simulation malgré des épisodes de dilution notés pendant l'hivernage. Par contre, à 1,5 m de profondeur, on observe pendant l'irrigation une nette diminution de la concentration en Cl. Rappelons qu'en dessous de 1 m, les concentrations de départ étaient nettement plus élevées. L'arrivée de l'eau de percolation issue de l'irrigation, crée une zone de mélange. En période hivernale, la baisse des concentrations en Cl s'accroît et se propage même en profondeur. A la fin de l'hivernage, les concentrations en Cl à 1,5 m et à 2 m de profondeur semblent se stabiliser. Par contre, à 3 m de profondeur (1 m sous la nappe), les concentrations en Cl restent quasi constantes durant toute la période de simulation. Ceci laisse supposer que l'effet de dilution dû à l'irrigation ne dépasse pas le premier mètre dans la nappe.

De manière globale, le modèle reproduit donc une augmentation des concentrations en Cl de solution du sol. En effet, ces concentrations sont relativement faibles en période de riziculture mais augmentent progressivement sous l'effet de l'évaporation malgré les légères diminutions notées en période hivernale ou durant le maraichage. Ceci semble confirmer l'effet bénéfique de lessivage des sols par la riziculture. Ce lessivage est cependant freiné en profondeur par la remontée de la nappe salée. Ce comportement global des transferts de sels est assez conforme avec les réalités observées sur le terrain (cf paragraphe V-3-2-2) et décrits dans le schéma conceptuel.

Dans la zone de battement de la nappe, une baisse des concentrations due à l'arrivée de l'eau d'irrigation en profondeur est notée jusqu'à 1,5 voire 2 m de profondeur. Par contre aucun

effet sur la concentration en Cl de la nappe n'est observé à partir de 3 m de profondeur. Pourtant, l'évolution de la CE de la nappe mesurée avec les sondes CTD dans les piézomètres P3 et P4 avaient montré un fonctionnement semblable à celui décrit dans le sol. En effet, comme discuté au paragraphe V-3-3-1 et représenté à la figure V-32, la CE de la nappe est faible en période de riziculture et augmente progressivement à la fin de l'irrigation malgré les quelques épisodes de dilution pendant l'hivernage ou le maraichage. Les sondes étaient placées à une profondeur de 5 m de profondeur, soit à 3 m sous le niveau de la nappe.

Malgré quelques écarts parfois importants par rapport à la réalité, les résultats des simulations, confirment au point de vue hydrique le fonctionnement cyclique du système sol-nappe décrit dans le schéma conceptuel. Ils confirment également le fait que les processus d'accumulation de sels évoluent en sens inverses par rapport aux processus hydriques. Enfin, on retiendra le rôle prépondérant de la reprise évaporatoire sur l'évolution de ces deux processus, ce qui n'occulte pas la part de la nappe dans les risques de salinisation surtout avec les remontées importantes notées en période de riziculture.

VII-5 Simulations de scénarios de gestion

Bien que le modèle développé présente encore des écarts parfois importants avec la réalité, sa finalité (moyennant amélioration) est d'être un outil d'aide à la décision pour une pratique durable de la culture irriguée dans le DFS. Dans cette optique, des simulations illustrant les potentialités d'utilisations du modèle sont proposées. La première simulation porte sur l'impact de la gestion du calendrier cultural sur le fonctionnement hydrique et salin des sols et de la nappe ainsi que sur les risques d'accumulation des sels à la surface du sol. La seconde simulation porte sur l'effet d'un drainage profond par rabattement du niveau de la nappe.

VII-5-1 Impact de la pratique culturale

Deux scénarios (parmi d'autres possibles) sont testés dans ce travail. Il s'agit de la double riziculture et de la jachère prolongée qui constituent deux cas extrêmes du point de vue apport en eau dans le sol. La pratique du maraichage successivement pendant deux campagnes sur une même parcelle n'est pas courante dans le DFS ; raison pour laquelle ce scénario n'est pas testé.

La double riziculture est le fait de pratiquer deux campagnes de riz successivement sur une parcelle durant l'année. En général, elle se pratique en campagne de contre saison chaude (mars-juin) suivie d'une seconde campagne de riziculture hivernale (juillet-octobre). Cette

pratique est devenue très courante dans le DFS grâce à la disponibilité de l'eau durant toute l'année. Son effet bénéfique ou négatif sur la gestion conservatoire des sols est diversement apprécié par les auteurs (Boivin *et al.*, 1995; Ceuppens et Wopereis, 1999; Diaw, 1996; Wopereis *et al.*, 1998). C'est la raison pour laquelle, nous avons voulu tester l'effet de cette pratique sur l'évolution des processus hydriques et de transferts de solutés.

La jachère consiste à laisser une parcelle au repos. Cette pratique est fort recommandée en agriculture pour permettre au sol cultivé de retrouver ses aptitudes agronomiques. Très souvent, principalement pendant l'hivernage, les paysans laissent certaines parcelles au repos comme ce fût le cas à Ndiaye durant l'hivernage 2013. Cependant, selon plusieurs auteurs, dans le DFS, le fait de laisser un sol au repos peut l'exposer davantage à des risques de salinisation. Ce scénario permet également d'observer le comportement de l'eau et des solutés dans des sols non cultivés.

Pour la simulation en double riziculture, la lame d'eau d'irrigation est appliquée comme condition de potentiel imposé à la surface des parcelles. Les valeurs mesurées par la sonde de surface sont considérées pour la première campagne de riziculture. Pour la deuxième campagne, une lame d'eau moyenne de 15 cm est considérée. Le reste de la surface du domaine est soumis à une condition de type atmosphérique. Les données météorologiques journalières de la station de Ndiaye sont considérées. La simulation est réalisée en plusieurs étapes pour les mêmes raisons citées précédemment.

Pour la simulation de jachère prolongée, une simulation est réalisée sur une période de 365 jours avec une condition de type atmosphérique à la surface du sol sur l'ensemble du domaine. Les données météorologiques journalières de la station de Ndiaye en 2013 sont considérées. L'ETR est calculée avec le modèle simplifié de Thornthwaite avec une ETP estimée par la formule de Penman-Monteith. La valeur de h_A est fixée à 3 m. Les conditions initiales de même que les conditions aux limites latérales restent inchangées pour l'écoulement et le transport. Les résultats de ces deux simulations sont présentés en parallèle avec les résultats du modèle de « référence » décrit au chapitre précédent (fig.VII-12).

L'évolution des teneurs en eau du sol en double riziculture montre que celui-ci est engorgé la majeure partie de l'année. Cependant, dès l'arrêt de l'irrigation, les teneurs en eau du sol diminuent. En situation de jachère, on note une baisse progressive des teneurs en eau jusqu'à l'arrivée de la pluie qui provoque leur ré-augmentation temporaire. Ces différentes observations simulées par le modèle confirment le fonctionnement cyclique du comportement

hydrique des sols et ceci quel que soit la pratique culturale. En effet, l'impact des apports en eau par irrigation ou par la pluie n'est que temporaire.

Concernant la nappe, en double riziculture, on observe toujours une remontée importante du niveau qui est en équilibre avec la lame d'eau d'irrigation dans la parcelle. A l'arrêt de l'irrigation, le niveau de la nappe baisse progressivement du fait de la reprise évaporatoire. Donc du point de vue du fonctionnement hydrique, la double riziculture n'a pas un effet particulier même si les quantités d'eau mises en jeu sont plus importantes. L'essentiel de cette eau est vite reprise par évapotranspiration. En cas de jachère, le modèle simule une vidange progressive de la nappe jusqu'en hivernage où on observe une remontée du niveau. Le niveau maximal atteint par la nappe en hivernage est le même que pour le modèle de référence. Ceci conforte le fait que, malgré la faiblesse de la pluviométrie annuelle, la pluie constitue, à l'échelle du DFS, un facteur de recharge de la nappe comme démontré dans l'étude régionale au niveau des piézomètres loin de l'influence d'un cours d'eau ou d'un aménagement agricole. Cependant, celle-ci est vite reprise du fait de la forte évaporation et seul un monitoring rapproché permet de la déceler.

Du point de vue des concentrations en Cl dans le sol, en double riziculture, la deuxième campagne provoque une baisse plus importante des concentrations que pendant la première campagne. De plus, cette dilution est observée à toutes les profondeurs contrairement à la première campagne dont l'effet semblait se limiter à 40 cm de profondeur. Ceci semble montrer que la double riziculture peut induire un meilleur lessivage des sols et permettre une pratique plus durable de la culture irriguée sur ces sols. Cependant, dès la fin de la campagne, la solution du sol se concentre à nouveau pour ré-atteindre sa valeur d'avant deuxième irrigation. Tout ceci fonctionne donc comme si l'essentiel de l'eau apportée par l'irrigation, qui sature le sol et dilue sa concentration en sel, est reprise par la suite par l'évaporation qui, en même temps, reconcentre la solution du sol. En cas de jachère, on note une augmentation des concentrations en Cl de la solution du sol en période sèche. Les pluies successives induisent une légère diminution des concentrations mais comme pour la première simulation, la solution se concentre à nouveau à la fin de l'hivernage surtout en surface où la concentration en Cl atteint plus de 3000 g/m^3 . Il faut quand même noter que, en cas de riziculture suivie d'hivernage ou en cas de jachère, les concentrations calculées à la surface du sol sont très semblables en fin de simulation.

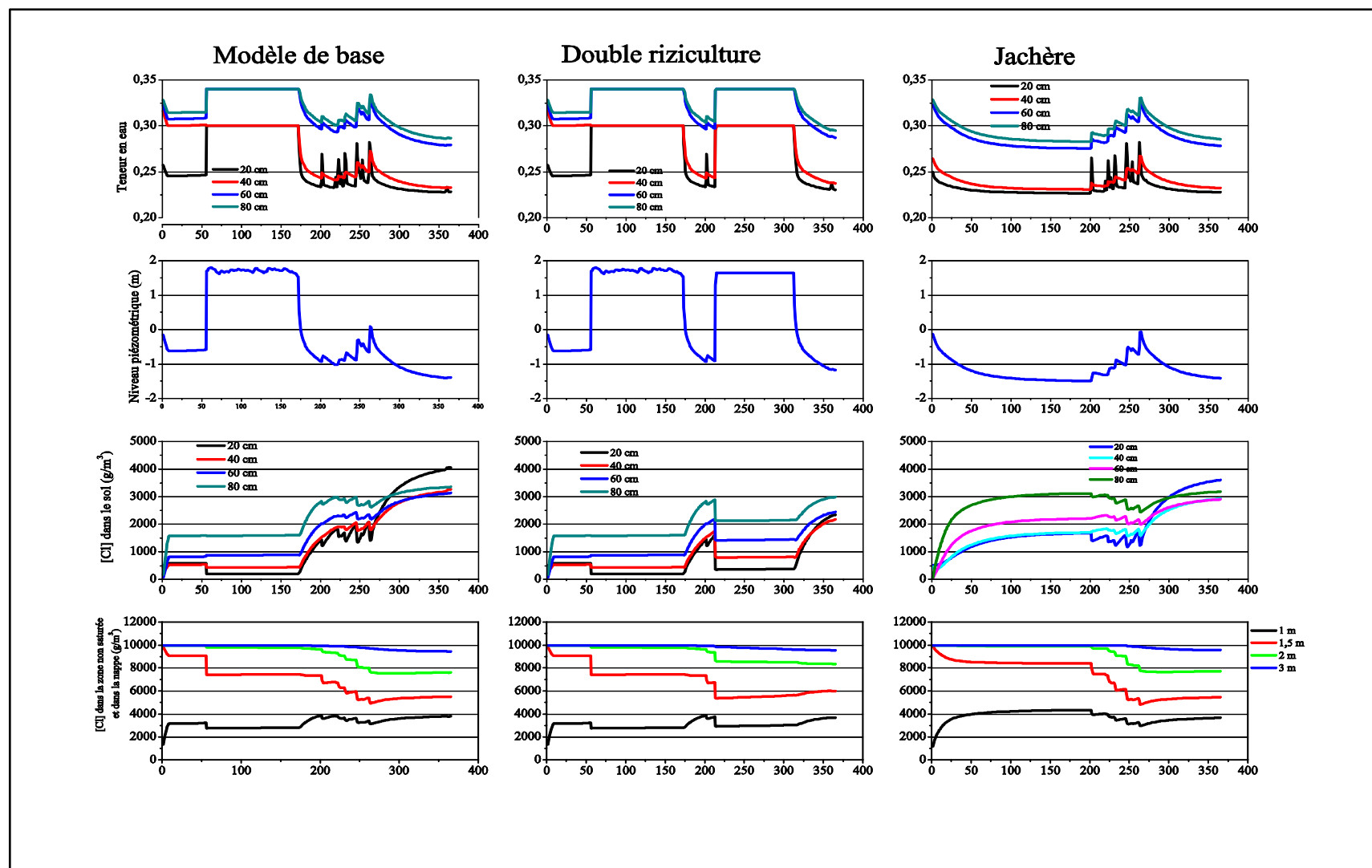


Figure VII-12 : Comparaison des résultats des simulations intégrant la double riziculture et la jachère prolongée et des résultats du modèle de référence

Ceci prouve le fait que la salinisation est plus liée à l'effet de l'évaporation qui suit une période d'apport en eau. L'effet de lessivage du sol n'est observé que pendant la période d'irrigation. Dans la nappe et la zone de battement de la nappe, les concentrations vont dans le sens d'une baisse surtout en période hivernale. En fait, le front de percolation d'eau douce (en tout cas moins salée que la nappe) n'atteint jamais 3 m de profondeur car les concentrations en Cl à cette profondeur restent quasi constantes.

En conclusion, ces simulations semblent indiquer que sur le long terme, il n'y a pas de différence fondamentale entre les différentes pratiques quant au fonctionnement hydrique et salin du sol et de la nappe et l'évolution globale du problème de salinisation. En effet, l'effet la double riziculture sur le lessivage des sols n'est que temporaire. Le sol non cultivé ne semble pas, non plus, plus exposé à des risques de concentrations de la solution du sol. En perspective, il serait tout de même intéressant de voir, au-delà des concentrations, les réactions chimiques et échanges ioniques qui se produisent durant ces différents moments de remontée et de descente de la nappe.

VII-5-3 Effet d'un drainage profond de la nappe

Malgré que les résultats de la modélisation indiquent que l'évapotranspiration joue un rôle déterminant sur la concentration des sels dans le sol, on ne peut exclure le fait qu'une partie de ceux-ci soit importés de la nappe par remontée capillaire, ceci d'autant plus que l'irrigation par submersion fait remonter la nappe jusqu'à la surface du sol. De nombreux auteurs attribuent d'ailleurs la salinisation des sols dans le DFS à la présence d'une nappe superficielle peu profonde (Ceuppens *et al.*, 1997; Loyer, 1989; Ndiaye *et al.*, 2008). En effet, la salinisation d'un sol par remontée capillaire se produit en cas de proximité de la nappe par rapport à la surface du sol. Une solution pour y remédier pourrait être un drainage profond en rabattant le niveau de la nappe. Nous avons voulu tester l'impact d'une baisse du niveau de la nappe sur l'accumulation de sels à la surface du sol.

Quelques modifications ont été apportées au modèle conceptuel, notamment en rabaissant le niveau de la nappe jusqu'à 5 m de profondeur (au lieu de 2 m pour la première simulation). Les conditions aux limites latérales du domaine sont également adaptées de sorte à maintenir un écoulement qui va du fleuve vers la dune. Ainsi, une condition de potentiel imposée égal à 5,5 m (en pression d'eau) est définie du côté du Lampsar et un potentiel imposé de 5 m (en pression d'eau) du côté de la dune. Les conditions initiales pour l'écoulement et le transport sont maintenues mais le modèle a été exécuté d'abord en régime pseudo-permanent avant

d'entamer les simulations en régime transitoire. La succession des événements de culture du modèle de base (riziculture, hivernage et maraichage) est maintenue. En d'autres termes, le modèle de référence a été répété avec comme seul changement le niveau de la nappe qui est baissé de 3 m. Un point d'observation a été placé à 7 m de profondeur, dans la nappe, pour pouvoir suivre son évolution. Les résultats obtenus sont mis en parallèle avec les résultats du modèle de référence (figure VII-13).

Pendant la riziculture, le sol est saturé sur tout le profil comme pour la première simulation. Les baisses de teneurs en eau observées après l'irrigation sont plus importantes que lors de la première simulation et les variations de teneur en eau durant l'hivernage ou le maraichage ne se font ressentir qu'en surface (20 cm profondeur).

Au niveau de la nappe, malgré la profondeur plus importante, la riziculture provoque une remontée importante de son niveau en équilibre avec la lame d'eau d'irrigation comme dans la première simulation. Cette remontée importante du niveau de la nappe est, cependant, plutôt due à l'effet de potentiel imposé à la surface. Le fait de considérer la lame d'eau d'irrigation comme condition de potentiel imposé devra d'ailleurs être discuté dans l'optique de l'amélioration du modèle. A la fin de la riziculture, le niveau de la nappe baisse de manière significative. Pendant la saison des pluies et le maraichage, la nappe remonte moins que dans les simulations du modèle de base, ce qui semble traduire une recharge moins importante.

L'analyse comparative de l'évolution des concentrations de Cl dans le sol montre que la riziculture provoque un lessivage profond puisque les concentrations en Cl diminuent fortement jusqu'à 3 m de profondeur. De plus, même si les concentrations augmentent à la fin de l'irrigation, les quantités de chlore accumulées sur le profil sont plus faibles. Cependant, leur augmentation traduit une fois de plus l'effet de l'évaporation qui concentre la solution surtout en surface. Cette simulation confirme bien le fait que la remontée de la nappe contribue dans le modèle de base à l'augmentation des concentrations de Cl dans le sol. Ces sels déposés par la nappe peuvent, à la fin de l'irrigation, être mobilisés et accumulés à la surface du sol par remontée capillaire. Ainsi, l'analyse de ces deux simulations montre que la profondeur de la nappe joue effectivement un rôle dans l'apport des sels dans le sol. Cependant, le moteur principal de l'accumulation des sels à la surface du sol reste l'évaporation qui conditionne fortement le régime hydrique du sol et de la nappe.

Cette solution de drainage profond pourrait ainsi être expérimentée sur le terrain mais nécessitera sans doute une étude plus poussée notamment sur les différentes réactions de

dissolution, précipitation et échanges ioniques entre le sol et la nappe au cours de l'évolution des processus hydriques.

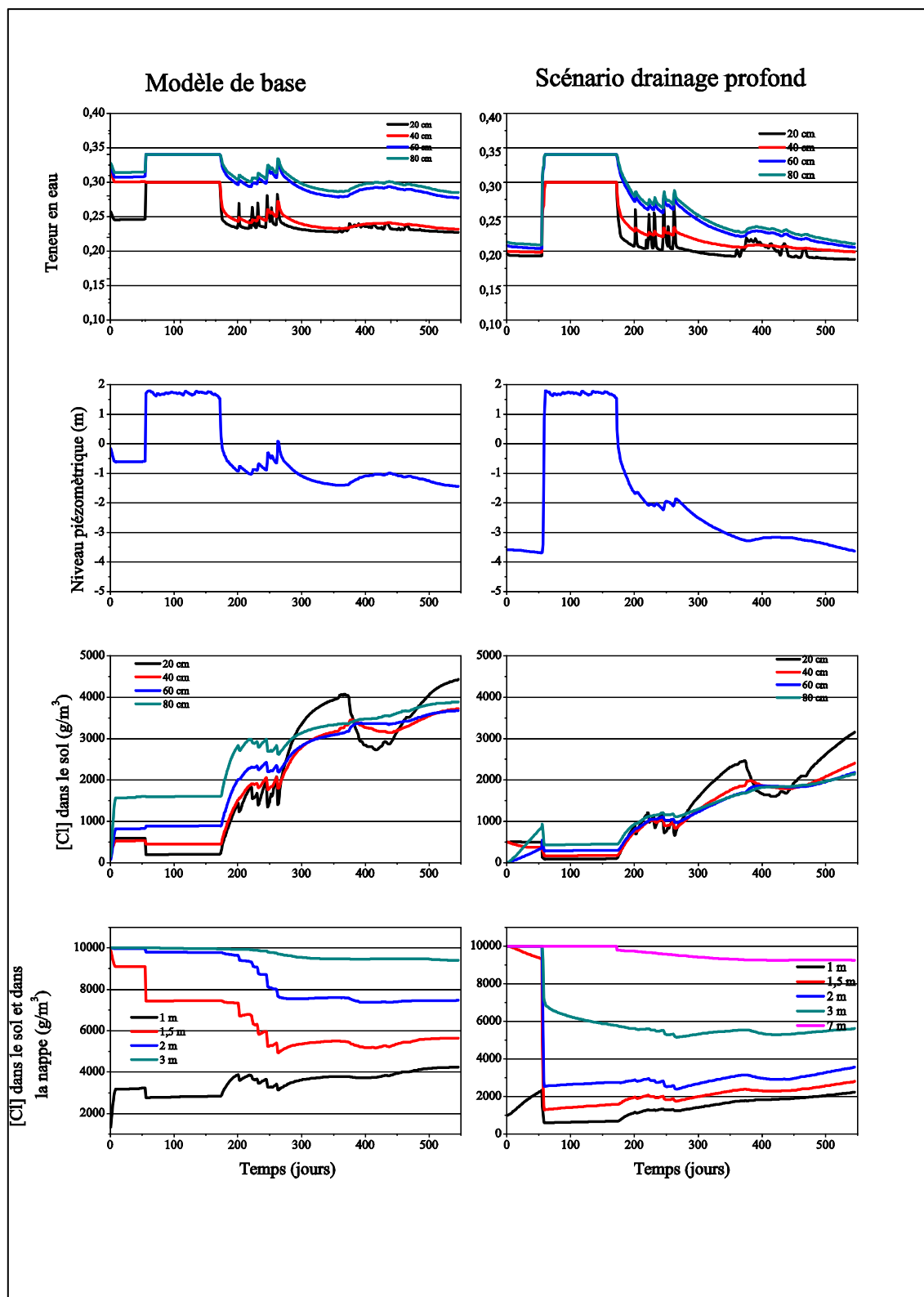


Figure VII-13 : Comparaison des résultats des simulations de la baisse du niveau de la nappe et des résultats de la modélisation de référence.

CONCLUSION GENERALE

La question abordée dans le cadre cette thèse, à savoir l'interaction sol-nappe superficielle et le transit des flux hydriques et de solutés à travers la zone non saturée dans le but de déterminer le rôle de la nappe superficielle dans la dégradation des sols du DFS, est complexe à plusieurs titres. En effet, la question de la salinisation des sols (sensu largo), surtout en présence d'une nappe peu profonde, fait intervenir des phénomènes assez complexes dont l'étude relève de plusieurs disciplines allant des connaissances sur les sols et leur fonctionnement hydrique et physico-chimique au fonctionnement hydrogéologique et hydrogéochimique de l'aquifère mis en jeu en passant par l'hydrodynamique en milieu variablement saturé. Mais l'hydrogéologie est, en elle-même, définie comme une science multidisciplinaire qui s'appuie, au-delà de ses sciences de base que sont la géologie et l'hydrologie, sur plusieurs disciplines telles que la climatologie, la pédologie, la chimie (hydrochimie), la statistique ou l'analyse numérique. Malgré les difficultés liées à la complexité du milieu deltaïque, ce travail a essayé, dans le cadre d'une démarche combinant les mesures expérimentales et l'utilisation des outils numériques de simulation, d'apporter une contribution à la problématique de la salinisation des eaux et des terres dans le DFS.

Précédemment, de nombreuses études ont été réalisées sur la dégradation des sols irrigués du DFS et de la VFS de manière générale, la plupart du temps par des pédologues ou des agronomes. La composante hydrogéologique n'était probablement pas suffisamment prise en compte dans ces études. Les quelques études hydrogéologiques qui ont été menées dans la zone étaient d'ailleurs essentiellement limitées à une caractérisation hydrogéologique voire hydrogéochimique de la nappe sans trop s'appesantir sur ses interactions avec le sol. Le présent travail a essayé, en s'appuyant sur ces différents travaux, de proposer une étude du phénomène de salinisation intégrant l'interaction sol-nappe mais également avec les eaux de surface (cours d'eau, eau d'irrigation, pluviométrie).

Les études géologiques antérieures avaient permis de reconstituer les grandes étapes de la mise en place du DFS, ponctuées par des épisodes de transgressions et de régressions marines, avec comme conséquence principale le piégeage de quantités importantes de sels dans le sol et la mise en place d'une nappe superficielle très salée. Les études pédologiques antérieures ont, quant à elles, permis de caractériser et de classer les sols du delta mais aussi de décrire leur évolution suite à l'anthropisation du milieu. De par les études climatologiques, l'on retiendra le caractère sahélien du climat du delta avec une courte saison des pluies et une demande évaporatoire très importante. Cependant, le DFS dispose d'un important potentiel

hydrique du fait de la présence du fleuve Sénégal dont l'artificialisation du régime par la gestion combinée des barrages assure une disponibilité de l'eau durant toute l'année.

La première étape de la démarche méthodologique a été de faire une étude à l'échelle régionale du fonctionnement de la nappe superficielle du DFS. Un important réseau de suivi a été mis en place et un monitoring mensuel réalisé. Les résultats ont montré que la nappe subissait l'influence de trois facteurs principaux que sont les conditions climatiques (précipitation et évapotranspiration), la gestion artificielle du fleuve et la pratique de l'irrigation en particulier la riziculture. L'influence de chacun de ces facteurs peut être circonscrite géographiquement. Ainsi, l'influence des facteurs climatiques se fait surtout ressentir dans les zones non aménagées et éloignées des cours d'eau. Les données piézométriques dans ces zones montrent en effet une recharge de la nappe durant la période hivernale. Cette recharge est généralement suivie d'une baisse du niveau de la nappe du fait que la demande évaporatoire est très importante. L'influence de la gestion du barrage de Diama sur la dynamique de la nappe a été illustrée à travers les piézomètres localisés au voisinage des cours d'eau. Pendant la saison hivernale, du fait des pluies abondantes dans le haut bassin, le niveau du fleuve s'élève de manière significative de sorte qu'on opère à des lâchers en ouvrant le barrage pour abaisser le niveau de l'eau. Ces lâchers se répercutent sur le niveau de la nappe superficielle qui baisse en même temps que le niveau d'eau dans le fleuve. Lorsque le niveau du fleuve augmente à nouveau avec la fermeture du barrage, le niveau de la nappe augmente également. Le suivi des piézomètres localisés dans les aménagements agricoles a permis d'observer les fluctuations de la nappe en fonction des périodes de mise en eau des parcelles. Par une démarche hydrochimique, nous avons tenté de retrouver la signature chimique de ces différents facteurs sur l'évolution de la minéralisation des eaux de la nappe superficielle. Plusieurs campagnes d'échantillonnage, ayant concerné les différents types d'eau, ont été menées. Les résultats des analyses ont permis de confirmer l'origine marine des eaux souterraines avec un faciès chloruré sodique quelle que soit la période de l'année. Cette minéralisation d'origine semble par la suite évoluer sous l'effet des facteurs d'influence cités plus haut. Ainsi, au niveau des zones sous influence des facteurs climatiques, la minéralisation de l'eau, sous l'effet de la forte évaporation, semble évoluer vers des saumures. Ces eaux deviennent ainsi beaucoup plus salées que l'eau de mer. Au niveau des piézomètres localisés dans la zones d'influence du fleuve (ou des axes secondaires), la minéralisation de la nappe semble évoluer dans le sens d'un adoucissement qui se traduit par une salinité moins importante que l'eau de mer. Cet adoucissement se produit par le biais des

phénomènes d'échanges cationiques liés au contact permanent avec l'eau douce du fleuve, riche en Ca et HCO_3 . La signature hydrochimique de l'influence de l'irrigation est par contre moins évidente. En effet, dans les périmètres irrigués, la nappe ne montre pas un réel adoucissement comme pour les piézomètres proches d'un cours d'eau malgré les volumes d'eau importants utilisés pendant la riziculture.

C'est l'une des raisons qui ont poussé à faire une étude expérimentale du comportement de la nappe à l'échelle du périmètre irrigué. Cette approche a nécessité la mise en place de deux sites expérimentaux à Ndelle et à Ndiaye où des dispositifs de suivi de la nappe et du sol ont été installés. Les résultats de ce suivi ont permis de mettre en évidence le caractère cyclique du fonctionnement hydrique et salin du système sol-nappe. Avant irrigation, le sol est sec et généralement fissuré du fait de la déstructuration des argiles qui les composent en majorité. La nappe se situe en ce moment à une profondeur moyenne de 1,5 m sous le sol. La riziculture, qui se pratique par submersion, impose à la surface du sol une lame d'eau moyenne de 15 cm pendant un peu plus de 100 jours. Le bilan d'eau, calculé pour la période de riziculture, montre que, même si plus de 50% de cette eau est reprise par évapotranspiration, ces quantités d'eau suffisent pour maintenir le profil de sol à saturation et relever le niveau de la nappe qui devient affleurante. Cependant, dès l'arrêt de l'irrigation, le sol et la nappe reviennent, sous l'effet de l'évaporation, à leur état initial, le sol se desséchant tandis que la nappe se vide. Ce processus hydrique évolue en sens inverse avec le processus de salinisation. En effet, les épisodes de saturation des sols et de remontée de la nappe pendant la riziculture s'accompagnent d'un effet de dilution de la solution du sol et de la nappe qui deviennent moins salés. A l'arrêt de l'irrigation, la baisse des teneurs en eau dans le sol et du niveau de la nappe s'accompagnent d'une concentration de la solution du sol et de la nappe qui se traduit (cette concentration) par une augmentation des conductivités électriques. On note également ces mêmes phénomènes pendant l'hivernage (suite à des événements pluvieux significatifs) et pendant les périodes de maraichage avec toutefois des amplitudes moins importantes. Ainsi, le principal moteur des transferts de flux hydriques et de solutés dans le DFS est la demande évaporatoire.

Partant de ces observations sur le terrain, une modélisation numérique des processus de transferts d'écoulement et de transport de sol à travers la zone non saturée a été réalisée. L'objectif de la modélisation n'était pas de calibrer les observations faites sur le terrain mais de confronter les grandes tendances observées et le modèle conceptuel qui en a été déduit aux résultats d'un modèle basé sur des équations physiques d'écoulement et de transport en milieu

variablement saturé. Le code Hydrus 2D qui permet de simuler les mouvements d'eau et de solutés en milieu variablement saturé a été utilisé. Le chlore qui constitue un élément conservatif et assez représentatif de la salinité a été considéré pour le transport. Le domaine à modéliser a été défini de sorte à représenter au mieux les réalités des conditions d'écoulements observées sur le terrain. Les résultats obtenus ont été globalement satisfaisants malgré quelques difficultés liées à l'adéquation entre les paramètres de type atmosphérique et les paramètres hydrauliques du sol. Les grandes tendances de l'évolution des processus hydriques ont été reproduites par le modèle notamment les périodes de recharge de la nappe par irrigation ou par la pluie avec pratiquement les mêmes amplitudes observées sur le terrain. Le modèle a aussi permis de confirmer le rôle important de l'évaporation dans l'évolution hydrique, mais aussi et surtout dans la concentration de la solution du sol ainsi que l'accumulation de sels à la surface du sol.

A partir du modèle, deux scénarios de pratique culturale, qui constituent en quelque sorte des cas extrêmes, ont été testés dans le but de mieux comprendre le fonctionnement du système sol-nappe mais aussi d'identifier le ou les paramètres déterminants dans l'accumulation des sels à la surface du sol. Ainsi, la double riziculture qui consiste en une irrigation par submersion deux fois par an, peut certes conduire à un meilleur lessivage des sols mais cet effet est limité dans le temps. En effet, tant qu'on irrigue, le sol peut être lessivé mais dès que l'apport d'eau s'arrête, le système retourne en son état initial. La jachère, qui consiste à laisser la parcelle au repos, constitue une situation critique du point de vue des risques de surconcentration du sel par évaporation du fait qu'aucune dilution significative de la solution du sol n'est observée au cours de l'année. Quels que soient les scénarios de gestion envisagés, les quantités de sels pouvant être accumulés à la surface du sol durant l'année ne semblent guère changées. La solution du drainage profond par rabattre du niveau de la nappe a également été testée. Les résultats montrent qu'une nappe plus basse réduit effectivement les quantités de sels à la surface du sol. Le lessivage pendant la riziculture est observé sur le profil de sol jusqu'à 3 m de profondeur alors que dans la première simulation celle-ci ne dépassait pas 1 m. Par contre, même dans ce scénario de baisse du niveau de la nappe, la concentration de la solution du sol se produit, surtout à la fin de l'hivernage. Ceci constitue une preuve de plus que c'est l'évaporation qui représente le facteur principale responsable de la salinisation. La proximité de la nappe ne constitue en quelque sorte qu'un facteur aggravant.

Ce travail, qui constitue une modeste contribution à la compréhension d'un phénomène complexe, aura donc globalement permis d'amener des précisions certaines quant au mode de fonctionnement de la nappe superficielle du DFS, de son interaction avec les eaux de surface et sa dynamique sous irrigation. Il aura également permis d'élucider le rôle de la nappe dans les processus de dégradation des sols du DFS par accumulations de sels solubles à la surface. Il ouvre également plusieurs perspectives qui vont dans le sens de consolider les acquis déjà obtenus. En première lieu, la caractérisation hydrogéochimique de la nappe pourrait être améliorée notamment par des analyses chimiques prenant en compte les éléments comme les nitrates qui sont été mal dosées dans cette étude ainsi que les éléments traces comme le bromure (Br) et le strontium (Sr) qui sont de bons indicateurs de l'origine de la salinité et qui pourraient permettre de mieux discriminer la salinité des eaux souterraines. La géochimie isotopique pourrait également être d'un apport certain, surtout pour le traçage des eaux récentes liées à la recharge par irrigation ou au contact avec le fleuve. L'utilisation des intrants agricoles devra également être prise en charge en vue d'analyser l'impact de la culture irriguée sur la qualité chimique de la nappe.

Pour la modélisation, outre des améliorations possibles, indéniables du modèle existant, les résultats expérimentaux une valorisation supplémentaire via l'utilisation des modules supplémentaires d'Hydrus, UNSATCHEM et HP, en vue d'étudier les phénomènes d'échanges ioniques mis en évidence à plusieurs étapes de l'étude. L'intérêt d'explorer cette voie serait d'apporter un éclairage sur les risques plus spécifiques d'alcalinisation et/ou de sodification des sols.

Par ailleurs, suite à la mise en place du système de barrages qui a eu pour effet de remonter le niveau de référence du Fleuve de 1,5m dans la zone du DFS, l'étude régionale menée dans ce travail a mis en évidence une signature hydrochimique de cette remontée avec un adoucissement des eaux souterraines au voisinage des cours d'eau de surface. Il serait donc également intéressant de mettre en place un réseau de suivi de l'évolution sur le long terme de l'hydrochimie et de la salinité de la nappe suite à ce changement dans les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines, voire de tenter de modéliser cette évolution. Ceci serait cependant un véritable « challenge » puisqu'il faudrait très vraisemblablement intégrer l'effet de densité créé par les sels dissous sur l'écoulement des eaux souterraines.

En termes de recommandations, cette étude aura permis, de constater que le fait d'irriguer peut constituer une solution efficace pour empêcher de manière temporaire la salinisation des sols mais en aucun cas il ne permettra d'éliminer entièrement ce risque. Cependant, la

pratique de la culture irriguée, pour qu'elle soit durable, devra obéir à des règles d'aménagement notamment la mise en place d'un système de drainage des eaux pour éviter toute concentration de l'eau d'irrigation dans les parcelles. Les quantités d'eau utilisées par les paysans pour la riziculture devront également être mieux contrôlées pour limiter les risques de remontée de nappe. L'idée d'un drainage profond qui entrainerait la nappe peut également être proposée mais nécessite certainement une étude plus poussée en prenant en compte les facteurs exogènes tels que la qualité des sols et les risques d'acidification comme signalés par certains auteurs.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdelgader, A., Achour, F., et Mudry, J., 1996**, Validation des écoulements par l'analyse discriminante: *Revue des sciences de l'eau*, v. 2, no. 219-230.
- Abid, K., Zouari, K., Dulinski, M., Chkir, N., et Abibi, B., 2011**, Hydrologic and geologic factors controlling groundwater geochemistry in the Turonian aquifer (southern Tunisia): *Hydrogeology Journal*, v. 19, no. 415-427.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., et Smith, M., 2004**, Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements): *FAO Irrigation and Drainage Paper*, v. 56, no. 328.
- Allison, G.B., et Barnes, C.J., 1985**, Estimation of evaporation from normally "dry" lake in south Australia: *Journal of Hydrology*, v. 78, no. 229-242.
- Andersen, J., Refsgaard, J.C., et Jensen, K.H., 2001**, Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin-model construction and validation: *Journal of Hydrology*, v. 247, no. 200-214.
- Appelo, C.A.J., et Postma, D., 2005**, *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, Rotterdam.
- Arnaud-Fassetta, G., et Provansal, M., 2003**, Deltas 2003. Géomorphologie : Relief, Processus: *Environnement*, v. 4, no. 207-210.
- Arslan, H., et Demir, Y., 2013**, Impacts of seawater intrusion on soil salinity and alkalinity in Bafra Plain, Turkey: *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 185, no. 1027-1040.
- Arya, L.M., et Paris, J.F., 1981**, A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data: *Soil Science Society of America Journal*, v. 45, no. 1023-1030.
- Assouline, S., Tessier, D., et Bruand, A., 1998**, A conceptual model of the soil water retention curve: *WATER RESOURCES RESEARCH*, v. 34(2), no. 223-231.
- Audibert, M., 1970**, Delta du fleuve Sénégal : étude hydrogéologique. Projet hydro-agricole du bassin du fleuve Sénégal. Rapport projet AFR-REG-61. Généralités et rapport de synthèse : Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO),
- Awni, T.B., 2008**, Weathering process effects on the chemistry of the main springs of the Yarmouk Basin, North Jordan: *Journal of Environmental Hydrology*, v. 16 no.
- Ayers, R.S., et Wetscot, D.W., 1985**, Water quality for irrigation: *FAO Irrigation and Drainage Paper*, v. 29, no.

- Bagarello, V., Lovino, M., et Elrick, D., 2011**, A Simplified Falling-Head Technique for Rapid Determination of Field-Saturated Hydraulic Conductivity: Soil Science Society of America Journal, v. 68, no. 66-73.
- Barbiero, L., 1999**, Comment prévoir la répartition des sels dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal : Pôle régional de Recherche sur les Systèmes Irrigués soudano-sahélien PSI-CORAF,
- Barbiéro, L., 1994**, Les sols alcalinisés sur socle dans la Vallée du fleuve Niger. Origines de l'alcalinisation et évolution des sols sous irrigation Thèse de Doctorat ENSA, Rennes, France, 210 p.
- Barbiero, L., Boivin, P., et Hammecker, C., 1998**, Aeolian origin of some saline soil stripes in the Senegal middle valley. Morphological and geochemical considerations: Enregistrement scientifique n° : 171 Symposium n° : 29 Présentation : Poster, v.
- Barbiéro, L., et Laperrousaz, C., 1999**, Cartographie ,de la salinité dans la vallée du Sénégal. Succès d'une démarche ascendante: Géophysique des sols et des formations superficielles, v.
- Barbiéro, L., Mouhamedou, A.I., Laperrousaz, C., Furian, S., et Cunnac, S., 2004**, Polyphasic origin of salinity in the Senegal delta and middle valley: CATENA, v. 58, no. 101-124.
- Barbiero, L., Valles, V., et Régeard, A., 1995**, Précipitation de la fluorine et contrôle géochimique du calcium dans des sols alcalins du Niger. Conséquences pour une estimation quantitative de l'évolution géochimique des sols: C.R. Acad. Sci. Paris, v. 321, série II a, no. 1147-1154.
- Barlow, P.M., 2003**, Ground Water in Freshwater-Saltwater Environments of the Atlantic Coast, US: Geological Survey, v. 1262, no. 115
- Barusseau, J.P., 1998**, Morphological Senegal River and sedimentological changes in the estuary after the constuction of the Diama dam: Journal of African Earth Sciences, v. Vol. 26. No. 2 no. 317-326,.
- Bastet, G., Bruand, A., Quélin, P., et Cousin, I., 1998**, Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : une analyse bibliographique: Etude et gestion des sols, v. 5(1), no. 7-28.
- Bear, J., 1972**, Dynamics of fluid in porous media, New-York, American Elsevier Publishing Co., 764 p.:

- Bear, J., Beljin, M.S., et Ross, R.R., 1992**, Fundamentals of Groundwater Modeling: US EPA, Office of Research and Development, Office of Solid Waste and Emergency Response, EPA/540/S-92/005.
- Bear, J., et Verruijt, A., 1987**, Modeling groundwater flow and pollution, Dordercht (NL), Kluwer Academic, 408 p.:
- Belkhiri, L., 2011**, Étude de la pollution des eaux souterraines : cas de la plaine d'Ain Azel - Est Algérien Thèse de Doctorat Université Hadj Lakhdar BATNA, 175 p.
- Bellion, Y., et Guiraud, R., 1984**, Le bassin sédimentaire du Sénégal. Synthèse des connaissances actuelles. In : "Plan Minéral de la République du Sénégal", Dakar, BRGM et DMG, 4-63 p.:
- Bellion, Y.J.C., 1987**, Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudéni, Iullemmeden, Tchad). Thèse d'Etat sciences.: Univ. d'Avignon et des pays du Vaucluse., 296 p.126 Fig. et 213 Tab. p.
- Bennett, D.L., et George, R.J., 1995**, Using the EM38 to measure the effect of soil salinity on Eucalyptus globulus in south-western Australia: Agricultural Water Management, v. 27, no. 69-86.
- Bentoumi, O., 1995**, Transfert par infiltration de l'eau dans les sols fins compacts non saturés. Etude de la diffusivité et de la conductivité hydraulique Thèse Insa, Lyon,
- Bitar, A.A., 2007**, Modélisation des écoulements en milieu poreux hétérogènes 2D / 3D, avec couplages surface / souterrain et densitaires Thèse de Doctorat INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE TOULOUSE,
- Bohn, H.L., Ben-Asher, J., Tabbara, H.S., et Marwan, M., 1982**, Theories and tests of electrical conductivity in soils: Soil Sci. Soc. Am. J., v. 46, no. 1143-1146.
- Boike, J., et Roth, K., 1997**, Time Domain Reflectometry as a field method for measuring water content and soil water electrical conductivity at a continuous permafrost site: Permafrost and Periglacial Processes, v. 8, no. 359-370.
- Boivin, P., 1993**, La dégradation des terres irriguées dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal : sustainable land management tn African semi-arid and subhumid regions., v. 8.
- Boivin, P., et al., 2002**, Processes driving soil solution chemistry in a flooded rice-cropped vertisol: analysis of long-time monitoring data: Geoderma, v. 110 (2002) no. 87- 107.

- Boivin, P., Brunet, D., et Job, J.O., 1988**, Conductivimétrie électromagnétique et cartographie automatique des sols salés. Une méthode rapide et fiable. : Cahiers de l'ORSTOM, v. XXIV N°1, no. 39-48.
- Boivin, P., Favre, F., et Maeght, J.L., 1998**, Les sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : caractéristiques et évolution sous irrigation : Etude et gestion des sols, v. 5,4, no. 11.
- Boivin, P., et Le Brusq, J.Y., 1985**, Désertification et Salinisation des terres au Sénégal : problèmes et remèdes: IRD,
- Boivin, P., Maeght, J.L., Hammecker, C., Barbiero, L., Favre, F., et Wopereis, M., 1995**, Evolution of irrigated soils in the Senegal river valley : alkaline or neutral salinisation process ?, Symposium n°29, p. 7.
- Boivin, P., Touma, J., et Zante, P., 1987**, Mesure de l'infiltrabilité du sol par la méthode du double anneau : résultats expérimentaux : Cahiers de l'ORSTOM, v. 26, no. 17-26.
- Bolke, J.K., 2002**, Groundwater recharge and agricultural contamination: Hydrogeology Journal, v. 10, no. 153-179.
- Bourhane, A., 2010**, Discrimination de l'origine de la salinité dans les eaux souterraines : (contexte hydrogéologique et méthodes d'étude): Stage de Master 2-Université de La Réunion, Sous la direction de kloppmann W. ,
- Brooks, R.H., et Corey, A.T., 1964**, Hydraulic properties of porous media: Hydrology Paper 3 Colorado State Univ., Fort Collins, CO, v.
- Brouyère, S., 2001**, Etude et modélisation du transport et du piégeage des solutés en milieu souterrain variablement saturé (Study and modelling of transport and retardation of solutes in variably saturated media) PhD: University of Liège, 640 p.
- Brutsaert, W., 1966**, Probability laws for pore-size distributions: Soil Sci., v. 101, no. 85-92.
- Buckingham, E., 1907**, Studies on the movement of soil moisture: U.S. Department of Agriculture. Bureau of Soils, v. Bull. 38, no.
- Campbell, G.S., 1974**, A simple method for determining unsaturated conductivity moisture retention data: Soil Science, v. 117(6), no. 311-314.
- Carsel, R.F., et Parrish, R.S., 1988**, Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics: WATER RESOURCES RESEARCH, v. 24, no. 755-769.
- Castelain, J., Jardin, S., et Monciardini, C.,** Excursions géologiques dans le Sénégal occidental., *in* Proceedings Coll. Intern. Micropal. Dakar1963, Paris, 1965, Volume n°32, Mem. BRGM, p. p.357-365.

- Celia, M.A., Bouloutas, E.T., et Zarba, R.L., 1990**, A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation: *WATER RESOURCES RESEARCH*, v. 26, no. 7, p. 1483-1496.
- Ceuppens, J., et Wopereis, M.C.S., 1999**, Impact of non-drained irrigated rice cropping on soil salinization in the Senegal River Delta: *Geoderma*, v. 92, no. 1-2, p. 125-140.
- Ceuppens, J., et Wopereis, M.C.S., 1999**, Impact of non-drained irrigated rice cropping on soil salinization in the Senegal River Delta: *Geoderma*, v. 92 no. 125-140.
- Ceuppens, J., Wopereis, M.C.S., et Miézan, K.M., 1997**, Soil salinization processes in rice irrigation schemes in the Senegal River Delta: *Soil Science Society of America Journal*, v. 61, no. 4, p. 1122-1130.
- Cheverry, J.C., 1974**, Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sels en milieu continental subaride dans les sédiments argileux et organiques Thèse de Doctorat ès Sciences Université Louis Pasteur Strasbourg,
- Cogels, F.X., 1994**, La qualité des eaux de surface dans le delta du fleuve Sénégal et le lac de Guiers : Mémoires de l'ORSTOM, v.
- Cojan, I., et Renard, M., 1997**, Sédimentologie. Enseignement des Sciences de la terre, Editions Masson.
- Comte, J.C., 2008**, Apport de la tomographie électrique 19 à la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers Thèse de Doctorat Université d'Avignon
- Cook, P., Edmunds, W.M., et Gaye, C.B., 1992**, Estimate paleorecharge and paleoclimate from the unsaturated zone profiles: *Water Resour. Res.*, v. 28, , no. 2721-2731.
- Custodio, E., 2002**, Aquifer overexploitation; what does it mean?: *Hydrogeology Journal*, v. 10, no. 254-277.
- Custodio, E., . Groundwater and human development, , 2002**, Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In: Bocanegra, Martines and Massone (Editors), : pp. 1905-1918.
- Dalton, F.N., Herkelrath, W.N., RAwlins, D.S., et Rhoades, J.D., 1984**, Time-domain reflectometry : simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity wiyh a single probe.: *Science*, v. 224, no. 898-990.
- Danquigny, C., 2003**, Etude expérimentale du transfert de masse en milieu poreux heterogene Thèse de Doctotrat Universite Louis Pasteur, 203 p.
- Darcy, H., 1856**, Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon, Exposition et Application des Principes à Suivre et des Formules à Employer dans les Questions de Distribution d'Eau, Paris, France,, Victor Dalmont Ed.

- Dassargues, A., 1997**, Théorie de l'approche hydrogéologique des écoulements et transport en zone partiellement saturée: Annale de la société géologique de Belgique, v. T119, fascicule 1 no. 71-89.
- de Marsily, G., 1986**, Quantitative hydrogeology, San Diego, California, Academic, 464 p.:
- De Spengler, A., Castelin, J., Cauvin, J , et Leroy, M., 1966**, Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal, mouvements de l'eau, *in* " Bassins sédimentaires du littoral atlantique africain ", : Paris, p. 80-94.
- Decagon, 2010**, 5TE, Water content, EC and temperature sensors : operator's manual. Version 7:
- Deckers, J., Raes, D., Ceuppens, J., De Wachter, I., Merckx, R., et Diallo, A., 1996**, Evolution de l'acidité dans les sols du delta du fleuve Sénégal sous influence anthropogène : Etude et gestion des sols, v. 3, no. 151-163.
- Dia, A.M., 2000**, Ecoulements et inondations dans l'estuaire du fleuve Sénégal : le cas de la ville côtière de Saint Louis DEA Université Cheikh Anta Diop de Dakar,
- Diagana, A., 1994**, Etudes hydrogéologiques dans la vallée du fleuve Sénégal de Bakel à Podor : relations eaux de surface et eaux souterraines Doctorat de 3^{ème} cycle de Géologie Appliquée : option Hydrogéologie Université Cheikh Anta Diop
- Diaw, E.B., 1996**, Modélisation du transfert d'eau en milieu poreux non saturé. Application à l'étude de la recharge des nappes d'eaux souterraines en région soudano-sahélienne These de 3^{ème} cycle Université Louis Pasteur, 304 p.
- Diaw, M., 2008**, Approche hydrochimique et isotopique de la relation eau de surface/ nappe et du mode de recharge dans l'estuaire et la basse vallée du fleuve Sénégal Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle Université Cheikh Anta Diop de Dakar 209 p.
- Diene, R.S., 1998**, Riziculture et dégradation des sols en vallée du fleuve Sénégal : analyse comparée des fonctionnements hydro-salins des sols du delta et de la moyenne vallée en simple et double riziculture. Thèse de Doctorat de 3^{ème} Cycle Université Cheikh Anta Diop de Dakar
- Dione, O., 1996**, Evolution climatique récente et dynamique fluviale dans les hauts bassins des fleuves Sénégal et Gambie Université Lyon 3 Jean moulin,
- Diop, A., 1998**, Salinité des sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : zone de Mboyo, aspects morphologiques et géochimiques Mémoire de DEA Université Cheikh Anta Diop de Dakar
- Drever, J.I., et Smith, C.I., 1978**, Cyclic wetting and drying of the soil zone as an influence on the chemistry of groundwater in arid terrains.: Am. J. Sci. , . v. 278, no. 1448-1454.

- Droubi, A., 1976**, Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation Thèse de Doctorat. Ed CNRS Université Louis Pasteur Strasbourg, 175 pages p.
- Droubi, A., et al, 1980**, Generalised residual alkalinity concept. Application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. : American Journal of Sciences ,, v. 280, no. 560-572.
- Durner, W., , , 1994**, Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure: Water Resource Rsearch, v. 32(9), no. 211-223.
- Fall, S., 2006**, La problématique de la gestion de l'eau à l'échelle des périmètres irrigués du Delta du fleuve Sénégal : Le bilan d'utilisation de l'eau et les coûts de l'irrigation dans les périmètres irrigués autour de l'axe hydraulique du Lampsar. Mémoire de DEA Université Gaston Berger de Saint Louis, 97 p.
- Favre, F., et al., 1997**, Water movement and soil swelling in a dry, cracked Vertisol: Geoderma, v. 78 (1997), no. 113-123.
- Feddes, R.A., Bresler, E., et Neuman, S.P., 1974**, Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems: Water Resource Research, v. 10(6), no. 1199-1206.
- Feyen, J., Jacques, D., Timmerman, A., et Vanderborght, J., 1998**, Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils : a review of recent aproaches: J. Agric. Eng. Res, v. 70, no. 231-256.
- Gac, J.Y., Carn, M., et Saos, J.L., 1986**, L'invasion marine dans la basse vallée du Jleuve Sénégal: Revue Hydrobiol. trop., v. 19, no. 3-17.
- Gaidi, L., 2002**, Transfert par infiltration de l'eau et du soluté dans les sols non saturés : utilisation de la méthode TDR (Time Domaine Reflectometry) Thèse de Doctorat Institut National des Sciences Appliquées de LYON : Laboratoire de Géotechnique de l'INSA de Lyon, 255 p.
- Gaidi, L., et Ichola, A., 2003**, Use of TDR probes ti assess the retzined solute mass by clay during infiltration test: Bull Eng Geol Env, v. 62 no. pages 47-56.
- Gamble, A., et Babbar-Sebens, M., 2012**, On the use of multivariate statistical methods for combining in-stream monitoring data and spatial analysis to characterize water quality conditions in the White River Basin, Indiana, USA: Environ Monit Assess, v. 184, no. 845-875.
- Garcia, L.A., et Shigidi, A., 2006**, Using neural networks for parameter estimation in ground water: Journal of Hydrology, v. 318, no. 215-231.
- Gardner, W.R., 1956**, Calculation of capillarity conductivity from pressure plate outflow data: Soil Science Society of America Proceedings, v. 20, no. 317-320.

- Gardner, W.R., 1960**, Dynamics aspects of water availability to plants: Soil Science, v. 89, no. 63-73.
- Gascuel-Oudou, C., et Boivin, P., 1994**, Variability of variograms and spatial estimates due to soil sampling : a case study: Geoderma, v. 62, no. 165-182.
- Ghassemi, F., Jakeman, A.J., et Nix, H.A., 1995**, Salinization of lands and water resources.: Univ. of Newouth Wales. Press, Ltd, canberra, Australia, v.
- Ghyben, B.W., 1889**, Nota in verband met de voorgenomen put boring nabij Amsterdam, The Hague: K. Inst. Ing. Tydschrift:, v. 8-22.
- Gning, A., Orban, P., Ngom, F.D., Malou, R., et Brouyère, S., 2012**, Relation entre eaux agricoles et eaux souterraines : impact de l'irrigation sur la nappe alluviale du Delta du fleuve Sénégal., Colloque panafricain COPED/ANSTS :Dakar, du 30 octobre au 03 Novembre 2012
- Gourlez de la Motte, L., 2012**, Salinisation progressive des eaux et des sols liée aux conditions hydrogéologiques et aux pratiques d'irrigation dans une riziculture du Delta du fleuve Sénégal Travail de Fin d'Etudes Université de Liège, 65 pages p.
- Green, W.H., et Ampt, G.A., 1911**, Studies on soil physics : The flow of air and water through soils.: Journal Agric. Sci., v. 4, no. 1-24.
- Gueddari, M., 1984**, Géochimie et thermodynamique des évaporites continentales. Etude du lac Natron en Tanzanie et du Chott el Jerid en Tunisie: Sciences Géologiques Mémoires, v. 76, no. 143.
- Güler, C., Thyne, G., et McCray, J.E., 2002**, Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data.: Hydrogeology J., v. 10(4), no. 455-474.
- Gupta, S.C., et Hanks, R.J., 1972**, Influence of water content on electrical conductivity of the soil.: Soil Sci. Soc. Am. J., v. 36, no. 855-857.
- Hammecker, C., et al., 2009**, Simulating the evolution of soil solutions in irrigated rice soils in the Sahel: Geoderma, v. 150 (2009) no. 129-140.
- Hammecker, C., Maeght, J.L., et Boivin, P., 2002**, Etude expérimentale et numérique des transferts hydriques dans une parcelle rizicultivée de la région de Podor (vallée du fleuve Sénégal): Actes de l'atelier du PCSI, 28-29 mai 2002, Montpellier, France. CEMAGREF, CIRAD, IRD, Cédérom du CIRAD., v.
- Henry, H.R., 1964**, Interfaces between saltwater and freshwater in coastal aquifers. Sea Water in Coastal Aquifers: U.S. Geological Survey Water-Supply, v. Paper 1613-C, no. 35-70.

- Herczeg, A.L., et Edmunds, W.M., 2000**, Inorganic ions as tracers. , *in* Cook, P., and Herczeg, A.L., eds., *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*, : Boston, Kluwer Academic, p. 31-78.
- Herzberg, A., . , . 1901**, Die wasserversorgung einiger nordseebäder. *Jour. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung*: 44: 815-819, , no. 842-844.
- Hilhorst, M.A., 2000**, A Pore Water Conductivity Sensor: *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v. 64, no. pages 1922-1925.
- Hong, Y.-S., et Rosen, M.R., 2001**, Intelligent characterisation and diagnosis of the groundwater quality in an urban fractured-rock aquifer using an artificial neural network: *Urban Water*, v. 3, no. 193-204.
- Hossain, B., 2008**, EM38 for measuring and mapping soil moisture in a cracking clay soil University of New England, Armidal
- HYCOS, 2007**, Renforcement des capacités nationales et régionales d'observation, transmission et traitement de données pour contribuer au développement durable du bassin du Fleuve Sénégal. Une composante du Système Mondial d'Observation du Cycle Hydrologique (WHYCOS). Document de projet préliminaire: Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal (OMVS) et Organisation Météorologique Mondiale (OMM)
- Jacques, D., et Simunek, J., 2005**, User Manual of the Multicomponent Variably-Saturated Flow and Transport Model HP1, Description, Verification and Examples. Version 1.0, : SCK•CEN-BLG-998, Waste and Disposal, SCK•CEN, Mol, Belgium, v. 79 pp.
- Jacques, D., Simunek, J., Mallants, D., et van Genuchten, M.T., 2006**, Operator-splitting errors in coupled reactive transport codes for transient variably saturated flow and contaminant transport in layered soil profiles.: *J. Contam. Hydrology*,, v. 88, no. 197-218.
- Jalali-Farahani, H.R., Heerman, D.F., et Duke, H.R., 1993**, Physics of surge irrigation, II, Relationship between soil physical and hydraulic parameters: *Transactions of ASAE*, v. 36, no. 37-44.
- Jarett, A.R., Hoover, J.R., et Paulson, C.D., 1980**, Subsurface drainage, air entrapment, infiltration in sand: *Transactions of ASAE*, v. 80, no. 1424-1433.
- Job, J.O., 1985**, Conductivimétrie magnétique : essai d'atallonnage sur sols salés du Sénégal : ORSTOM,
- Jury, W.A., et Flühler, H., 1992**, Transport of chemicals through soil : mechanisms, models, and field applications: *Advances in agronomy*, v. 47, no. 141-201.

- Khan, S., Tariq, R., Yuanlai, C., et Blackwell, J., 2006**, Can irrigation be sustainable?: Agricultural Water Management, v. 80, no. 1-3 SPEC. ISS., p. 87-99.
- Kloppmann, W., Bourhane A., et Asfirane, F., 2011**, Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau. Emploi des outils géochimiques, isotopiques et géophysiques: BRGM,
- Klotz, D., Seiler, K.P., Moser, H., et Neumajer, F., 1980**, Dispersivity and velocity relationship from laboratory and field experiments: Journal of Hydrology, v. 45 no. 16-184.
- Klute, A., 1986**, Water retention : Laboratory methods, Methods of soil Analysis: Klute (ed.), v. 635-662.
- Klute, A., et Dirksen, C., 1986**, Hydraulic conductivity and Diffusivity : Laboratoire Methods: Methods of Soil Analysis, v.
- Kohonen, T., 1995**, Self-organizing maps. : Springer, Berlin v.
- Kosugi, K., 1996**, Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties: Water Resource Research, v. 32(9), no. 2697-2703.
- Kotb, T.H.S., Watanabeb, T., Oginob, Y., et Tanji, K.K., 2000**, Soil salinization in the Nile Delta and related policy issues in Egypt: Agricultural Water Management, v. 43, no. 239-261.
- Kouzana, L., Mammou, A.B., et Gaaloul, N., 2007**, Intrusion marine et salinisation des eaux d'une nappe phréatique côtière (Korba, Cap-Bon, Tunisie): Geo-Eco-Trop., v. 2007, 31, no. 57-70.
- Lacharme, M., 2001**, Le contrôle de la salinité dans les rizières: « Mémento Technique de Riziculture », v. 20 pages
- Lahlou, M., Badraoui, M., et Soudi, B., 2000**, Modélisation de l'évolution de la salinité et de l'alcalinité dans les sols irrigués Séminaire "intensification agricole et qualité des sols et des eaux", : Rabat, 2-3 Novembre 2000.
- Laval, F., 1996**, Travaux d'expérimentation ORSTOM-FED dans la moyenne vallée du Fleuve Sénégal. Région de Podor: ORSTOM Dakar,
- Lavieren, B.V., et Wetten, V., 1990**, Profil de l'environnement de la vallée du fleuve Sénégal: Euroconsult, RIN,
- Le Brusq, J.Y., 1980**, Etude pédologique des cuvettes de la vallée du Lampsar (Région du fleuve Sénégal) : ORSTOM,
- Le Brusq, J.Y., 1984**, Quelques observations sur la dynamique des sels et des états de surface dans des sols du delta du fleuve Sénégal: ORSTOM, v.

- Le Brusq, J.Y., et Loyer, J.Y., 1983**, Evolution de la salinité des sols et des eaux en relation avec la riziculture submergée dans le delta du fleuve Sénégal (campagne (1981/1982) : ORSTOM, v.
- Le Priol, J., 1985**, Synthèse hydrogéologique du Sénégal. : Ministère de l'Hydraulique, n° 065 / 85 / DEH, 1985.,
- Lesch, S.M., Rhoades, J.D., Lund, J., et Corwin, D.L., 1992**, Mapping soil salinity using calibrated electromagnetic measurements : Soil Sci. Am. J., v. 56, no. 540-548.
- Loyer, J.Y., 1989**, Les sols salés de la basse vallée du fleuve Sénégal : caractérisation, distribution et évolution sous cultures, *in* ORSTOM, ed., : Paris p. 126 pages
- Madioune, D.H., 2012**, Etude hydrogéologique du système aquifère du horst de Diass en condition d'exploitation intensive (bassin sédimentaire sénégalais) : apport des techniques de télédétection, modélisation, géochimie et isotopie Thèse de Doctorat en Sciences de l'Ingénieur Université de Liège (ULG),
- Magaritz, M., Nadler, A., Koyumdjiski, H., et Dan, J., 1981**, The Use of Na/Cl Ratios to Trace Solute Sources in a Semiarid Zone: WATER RESOURCES RESEARCH, v. VOL. 17,NO. 3, no. 602-608.
- Malou, R., 2004**, Impact du climat sur les ressources en eau souterraine en zone soudano-sahélienne. Thèse de Doctorat es Sciences Université Cheikh Anta Diop de Dakar 152p p.
- Malou, R., Ngom, F.D., et Dacosta, H.,** Impact du changement climatique sur les ressources en eau au Sénégal, *in* Proceedings Enviroiwater 2002 - Valorisation et Gestion Durable des Systèmes Hydriques pour une Santé et une Productivité Améliorée dans les Régions Chaudes. 5ème Conférence Inter-Régionale sur l'Environnement et l'Eau., Ouagadougou, 2002, EIER-ETSHER-CIGR, p. 56-65.
- Marlet, S., 2004**, Evolution des systèmes d'irrigation et gestion de la salinité des terres irriguées. , Séminaire de modernisation de l'agriculture irriguée, : Rabat (Maroc).
- Marlet, S., et Job, J., 2006**, Processus et gestion de la salinité des sols. ; . , *in* 978-2743009106, T.D.L.I.-. ed. Traité d'irrigation, seconde édition.
- Martinez-Sanchez, M.J., et al, 2011**, Monitoring salinization processes in soils by using a chemical degradation indicator: Journal of Geochemical Exploration, v. 109 (2011) no. 1-7.
- Maymard, J.,** Etude des sols pour leur aménagement en culture de décrue en zone aride : Vallée du Sénégal, *in* Proceedings Conférence des Nations Unies sur l'application de la Science et de la Technique dans l'Intérêt des régions peu développées 1962,

- Mc Kee, T.B., Doesken, N.J., et Kleist, J., 1993**, The relationship of drought frequency and duration to time scale, 8th Conference on Applied Climatology, : Anaheim CA, p. 179-184.
- Meyer, L., 1997**, Etude du transport des sels au cours des écoulements et de l'évolution des propriétés physiques du sol au contact de différentes solutions salines Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne
- Michel, P., 1957**, Rapport préliminaire sur la géomorphologie de la vallée alluviale du Sénégal et de sa bordure :
- Michel, P., 1973**, Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie : étude géomorphologique: Mémoires de l'ORSTOM, v. 63, no. 752
- Michel, P., 1973**, Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique.: ORSTOM, n° 63.
- Michel, P., et Durand, J.H., 1978**, La vallée alluviale du Sénégal (Afrique de l'ouest). Relations géomorphologie - sols - aptitudes culturales et leur cartographie au 1 /50 000: CATENA, v. 5, no. 2, p. 213-225.
- Michel, P., et Sall, M., 1984**, Dynamique des paysages et aménagement de la vallée alluviale du Sénégal: Ecologie et Développement, v. 6, no. 89-109.
- Millington, R.J., et Quirk, J.P., 1961**, Permeability of porous solids. : Faraday Soc. Trans., v. 57, no. 1200-1206.
- Mohamedou, O., A., Aventurier, A., Barbiero, L., Caruba, R., et Valles, V., 1999**, Geochemistry of clay dunes and associated pan in the Senegal delta, Mauritania: Arid Soil Research and Rehabilitation, v. 13, no. 3, p. 265-280.
- Montety, V.D., 2008**, Salinisation d'un aquifère captif côtier en contexte deltaïque - cas de la Camargue (delta du Rhône, France) Thèse de Doctorat Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 280 p.
- Montety, V.D., Radakovitch, O., Vallet-Coulomb, C., Blavoux, B., Hemitte, D., et Valles, V., 2008**, Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhône delta (Southern France): Applied Geochemistry, v. 23, no. 2337-2349.
- Montoroi, J.P., Bellier, G., et Delarivière, J.L., 1997**, Détermination de la relation résistivité électrique - teneur en eau au laboratoire. Application aux sols de Tunisie centrale, in BRGM, I., ORSTOM, UPMC, ed., Colloque GEOFCAN Géophysique des sols et des formations superficielles 11-12 septembre 1997, Bondy, France.

- Morsli, B., 2007**, Étude de l'intrusion marine et de ses répercussions sur la dégradation des sols : cas des zones côtières d'Alger Est: Actes des JSIRAUF, Hanoi, 6-9 novembre 2007, v.
- Mualem, Y., 1976**, A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media: Water Resources Research, v. 12, no. 513-522.
- Mudry, J., 1991**, Discriminant analysis an efficient means for the validation of geohydrological hypothesis: Revue des Sciences de l'Eau, v. 4, no. 19-37.
- Musy, A., et Soutter, M., 1991**, Physique du sol, Presses polytechniques et universitaires romandes de Lausanne.
- Nadler, A., Dasberg, S., et Lapid, I., 1991**, Time domain reflectometry measurement of water and electricl conductivity of layered soil column: Soil Sci. Soc. Am. J., v. 55, no. 938-943.
- Ndiaye, B., et Isabel, D., 1999**, Geostatistical analysis of hydrogeology and agricultural land reclamation in Senegal river Delta: Journal of the American Water Resources Association, v. 2, no. 35.
- Ndiaye, B., Molénat, J., Ndoeye, S., Boivin, P., Cheverry, C., et Gascuel-Odoux, C., 2008**, Modelling water and salt transfer in rice plantations in the Senegal river delta: Modélisation du transfert de l'eau et des sels dans les casiers rizicoles du delta du fleuve Sénégal, v. 21, no. 3, p. 325-336.
- Ndiaye, D., 2008**, Description et évaluation de la réalimentation des aquifères de la région de Bobo Dioulasso par les précipitations météorologiques: Fondation 2IE (Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de Environnement),
- Ndiaye, J.P., 1999**, Utilisation du phosphogypse dans les sols de la vallée alluviale du fleuve Sénégal: Institut Sénégalais de Recherche Agricole, v.
- Ndiaye, M.K., 1987**, Evaluation de la fertilité des sols de l'office du Niger (Mali); Contribution à la recherche des causes et origines de la dégradation des sols dans le Kouroumari. Thèse de Doctorat d'Ingénieur INP Toulouse,
- Neuman, S.P., Feddes, R.A., et Bresler, E., 1974**, Finite element simulation of flow in saturatedunsaturated soils considering water uptake by plants: Third Annual Report. Project No. A10-SWC-77. Hydraulic Engineering Lab. Technion, Haifa, Israël,
- Ngom, F.D., 2013**, Evolution des ressources en eau sous contrainte climatique et anthropique Thèse de Doctorat d'Etat Université Cheikh Anta Diop

- Noborio, K., 2001**, Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry : a review: *Computers and Electronics in Agriculture*, v. 31, no. 213-237.
- Norman, C.P., 1990**, Training manual on the use of EM38 for soil salinity appraisal : Department of Agriculture and Rural Affairs, Institute of Sustainable Irrigated Agriculture,
- Olivry, J.C., Solomon, S.I., Béran, M., et Hogg, W.,** Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l'écoulement du fleuve Sénégal et l'hyper salinisation de la basse Casamance, *in* Proceedings The influence of climate variability on the hydrologic regime and water resources, Proceedings of the Vancouver symposium, 1987, Volume 168, AISH, p. 501-512.
- OMVS/USAID, 1990**, Rapport de Synthèse hydrogéologique du delta du fleuve Sénégal.: Projet OMVS/USAID 625-0958. Eaux souterraines; Rapport final,;
- Paris Anguela, T., 2004**, Etude du transfert d'eau et de solutés dans un sol à nappe superficielle drainée artificiellement Thèse de Doctorat Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, 210 p.
- Parkhurst, D.L., et Appelo, C.A.J., 1999**, User's guide to PHREEQC (version 2) - a computer program for speciation, reaction-path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations. : USGS. Water Resour. Inv. Rep. 99-4259, v. 312.
- Peeters, L., Baçao, F., Lobo, V., et Dassargues, A., 2007**, Exploratory data analysis and clustering of multivariate spatial hydrogeological data by means of GEO3DSOM, a variant of Kohonen's Self-Organizing Map: *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v. 11, no. 1309-1321.
- PGE, 1993**, Bilan d'eau et coût d'énergie de périmètres rizicoles - Delta et vallée du fleuve Sénégal, campagnes de 1991 et 1992: Publication du Projet de Gestion de l'Eau, v. Bull. Tech. 6, no. 106 p.
- PGE, 1997**, Etude de la salinité des sols en riziculture non drainée dans le Delta du fleuve Sénégal. Zone du Gorm Aval: SAED/DPDR,
- PGE, 1998**, Suivi des piézomètres dans le Delta du Fleuve Sénégal: SAED/DPDR,
- Philip, J.R., 1957**, The theory of infiltration : sorptivity and algebraic infiltration equations.: *Soil Sci.*, v. 84, no. 257-264.
- Pitman, M.G., et Läuchli, A., 2001**, Global impact of salinity and agricultural ecosystems: A. Läuchli and U. Lüttge (eds.), *Salinity: Environment - Plants - Molecules*, v. 3-20.

- Poussin, J.C., Wopereis, M.C.S., Debouzie, D., et Maeght, J.L., 2003**, Determinants of irrigated rice yield in the Senegal River valley: *Europ. J. Agronomy*, v. 19 (2003), no. 341/356.
- Radcliffe, D.E., et Šimunek, J., 2010**, Soil physics with Hydrus : Modeling and Applications, Madison, USA, Taylor and Francis Group LLC, Water Science Technology and Engineering, 371 p.:
- Raes, D., De Nys, E., et Deprost, P., 2002**, UPFLOW, a model to assess water and salt movement from a shallow water table to the topsoil: Actes de l'atelier du PCSI, 28-29 mai 2002, Montpellier, France. CEMAGREF, CIRAD, IRD, Cédérom du CIRAD, v. Serge Marlet et Pierre Ruelle (éditeurs scientifiques), 2002. Vers une maîtrise des impacts environnementaux de l'irrigation. , no. Actes de l'atelier du PCSI, 28-29 mai 2002, Montpellier, France. CEMAGREF, CIRAD, IRD, Cédérom du CIRAD, p.
- Raes, D., Sy, B., et Feyen, J., 1995**, Water use in rice schemes in the Senegal river Delta and Valley: *Irrigation and Drainage Systems*, v. 9 no. 117-128.
- Rhoades, J.D., et Corwin, D.L., 1984**, Determining soil electrical conductivity-depth relations using an inductive electromagnetic soil conductivity meter : *Soil Sci. Am. J.*, v. 45, no. 225-260.
- Rhoades, J.D., Raats, P.A.C., et Prather, R.J., 1976**, Effect of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity.: *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v. 40, no. 651-655.
- Ribolzi, O., Andrieux, P., Valles, V., Bouzigues, R., Bariac, T., et Voltz, M., 2000**, Contribution of groundwater and overland flows to a storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment. Quantification by natural chemical tracing: *Journal of Hydrology*, v. 233, no. 241-257.
- Richard, G., Cosenza, P., Aboubacar, A., et Tabbagh, A., 2005**, Etude des variations de résistivité électrique d'un sol limoneux en fonction de sa teneur en eau et de sa porosité.: 5ème colloque Geofcan., v.
- Richards, L.A., 1931**, Capillary conductivity of liquids through porous medium: *Physics*, v. 1, no. 206-209.
- Richards, L.A., 1954**, Diagnosis and Improvement of Saline and Alkaline Soils: United States laboratory Staff Agricultural Handbook, v. 60, no. 162.
- Rijtema, P.E., 1965**, An analysis of actual evapotranspiration, Pudoc, Wageningen Agric. Res. Rep, v. 695.

- Robert, C., 2008**, Time domain reflectometry method and its application for measuring moisture content in porous materials : a review : *Measurement*, v. 42, no. 329-336.
- Rochette, C., 1974**, Le bassin du fleuve Sénégal *in* ORSTOM, ed., Monographies hydrologiques ORSTOM, Volume N° I.
- Roger, J., Serrano, O., Barusseau, J.P., Duvail, C., et Noël, B.J., 2009**, Notice explicative des cartes géologiques à 1/200 000 du Bassin sédimentaire sénégalais. : Neuvième FED , Programme d'Appui au Secteur minier, Projet de Cartographie du bassin sédimentaire DMG..
- Russo, D., 1988**, Determining soil hydraulic properties parameter estimation : On the selection of model for hydraulic properties: *Water Resources Research*, v. 24, no. 453-459.
- SAED, 1997**, Recueil des statistiques de la vallée du fleuve Sénégal :
- SAED, 1999**, Analyse des performances d'utilisation de l'eau d'irrigation dans le Delta du Fleuve Sénégal : cas des casiers rizicoles de Ndelle et de Ndiaye durant la contre saison chaude de 1998:
- SAED, 2008**, Projet de Réhabilitation et d'Extension des casiers de la Rive Gauche du Marigot Lampsar (Lampsar, Ndelle, Ndiaye et Ngomène). Etude pédologique supplémentaire:
- SAED, 2012**, Bulletin d'information sur la culture irriguée :
- Sall, M., 2006**, Crue et élévation du niveau marin à Saint-Louis du Sénégal : impacts potentiels et mesures d'adaptation Thèse de Doctorat en géographie UNIVERSITE DU MAINE,
- Saos, J.L., et al, 1991**, Etude du fonctionnement des nappes et relations eaux de surfaces / eaux souterraines: Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM). Projet EQUESEN,
- Sarr, R., Dabo, B., Diagne, E., et Sagna, R., 2008**, Terminologie et Nomenclature stratigraphique du socle et du bassin sédimentaire sénégalais. - . Rapport Projet PASMI 0 ACP SE 009. Infrastructures géologiques : Cartographie,
- Saysel, A.K., et Barlas, Y., 2001**, A dynamic model of salinization on irrigated lands: *Ecological Modelling*, v. 139, no. 177-199.
- Schaap, M.G., Leij, F.J., et van Genuchten, M.T., 1998**, Neural network analysis for hierarchical prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity: *Soil Science Society of American Journal*, v. 62, no. 847-855.

- Schaap, M.G., et van Genuchten, M.T., 2006**, A Modified Mualem–van Genuchten Formulation for Improved Description of the Hydraulic Conductivity Near Saturation: *Vadose Zone Journal*, v. 5, no. 27–34.
- Schmitz, J., 1995**, Evolution contrastée de l'agro-pastoralisme dans la vallée du fleuve Sénégal (Delta-Moyenne vallée): *NATURES-SCIENCES-SOCIETES*, v. 3 (1), no.
- Schneider, S., 2009**, Estimation des parametres hydrodynamiques des sols a partir d'une inversion jointe de donnees d'infiltration et de resistivite electrique. These de doctorat Universite paris-sud 11,
- SEDAGRI, 1973**, Cartes pédologiques et géomorphologiques de la vallée et du delta du fleuve Sénégal au 1/50 000.: FAO Dakar/Rome, .
- Shea, P.F., et Luthin, J.N., 1961**, An investigation of the use of the four-electrode probe for measuring soil salinity in situ. : *Soil Sci.*, v. 92, no. 331-339.
- Šimůnek, J., Jarvis, N.J., van Genuchten, M.T., et Gärdenäs, A., 2003**, Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone: *Journal of Hydrology*, v. 272, no. 14-35.
- Simunek, J., et Sejna, M., 2012**, The Hydrus Software Package for Simulating the Two-and Three-Dimensional Movement of Water, Heat and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. User Manual Version 2.0, *in* PC-Progress, P., Czech Republic, ed.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., et van Genuchten, M.T., 2013**, The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media Version 4.16, *in* RIVERSIDE, D.O.E.S.U.O.C., ed.
- Šimůnek, J., et Suarez, D.L., 1993**, Modeling of carbon dioxide transport and production in soil : Model development: *Water Resour. Research*, v. 29(2), no. 487-497.
- Šimunek, J., et van Genuchten, M.T., 1996**, Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion: *Water Resour. Res.*, v. 32, no. 2683-2696.
- Šimůnek, J., et van Genuchten, M.T., 2008**, Modeling nonequilibrium flow and transport with HYDRUS: *Vadose Zone Journal* v. 7(2), no. 782-797.
- Šimůnek, J., Vogel, T., et van Genuchten, M.T., 1992**, The SWMS_2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media, Version 1.1: U. S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA,
- Soria Ugalde, J.M., 2003**, Identification des paramètres hydrodynamiques du sol par modélisation inverse des flux d'infiltration : application aux échelles locales et

hydrologiques Thèse de Doctorat INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE,

- Sreedeeep, S., Reshma, A.C., et Singh, D.N., 2004**, Measuring soil electrical resistivity using a resistivity box and a resistivity probe.: *Geotechnical Testing Journal*, v. 27(4), no. 1-5.
- Suarez, D.L., and J., et Šimůnek, J., 1997**, UNSATCHEM: Unsaturated water and solute transport model with equilibrium and kinetic chemistry: *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v. 61, no. 1633-1646.
- Thomas, D.S.G., et Middleton, N.J., 1993**, Salinization: new perspectives on a major desertification issue: *J. Arid Environ.*, v. 24, no. 95-105.
- Thorntwaite, C.W., et Mather, J.R., 1957**, Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and waterbalance. : *Publication of Climatology. Laboratory of Climatology Drexel Institute Technology*, v. 10 (3), no. 185-311.
- Tindall, J.A., et Kunkel, J.R., 1999**, *Unsaturated zone hydrology for scientist and engineers*, New Jersey, U. S. A, Prentice-Hall Inc.
- Topp, G., Davis, J., et Amman, A., 1980**, Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines: *Water Res.*, v. 16, no. 574-582.
- Topp, G.C., Davis, J.L., et Annan, A.P., 2003**, The early development of TDR for soil measurements: *Vadose Zone Journal*, v. 2, no. 492-499.
- Torres-Rondon, L., 2013**, Etude et modelisation des transferts d'eau et de sel en milieu deltaïque agricole (Camargue-France) Doctorat, Spécialité : Hydrogéologie Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 202 p.
- Touma, J., et Vauclin, M., 1986**, Experimental and numerical analysis of two-phase infiltration in partially saturated soil.: *Transport in Porous Media*, v. 1, no. 27-55.
- Trénous, J.Y., 1970**, Etude géologique dans le Sénégal Nord-Occidental et le Ferlo: *Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre Saint-Jérôme, Marseille, série A*, 4,
- Trénous, J.Y., et Michel, P., 1971**, Etude de la structure du Dôme de Guier (Sénégal nord-occidental). : *Bull. Soc. géol. Fr*, v. 1-2,, no. 133-139.
- Tricart, J., 1961**, Notice explicative de la carte géomorphologique de delta du Sénégal. :
- Trompette, R., 1973**, Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (Bordure occidentale du bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation du craton. *Etude stratigraphique et sédimentologique* 702 p.

- Vachaud, G., 1966**, Vérification de la loi de Darcy généralisée et détermination de la conductivité capillaire à partir d'une infiltration horizontale", Symposium on water in the unsaturated zone, Wageningen Pays-Bas: IASH/AIHS- Unesco, v. 1, no. 277-287.
- Vachaud, G., Dancette, C., Sonko, S., et Thony, J.L.H.J.-L., 1978**, Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique: Ann. Agron., v. 29 (1), no. 1-36.
- Valles, V., 1987**, Etude et modélisation des transferts d'eau et de sel dans un sol argileux. Application au calcul de doses d'irrigation: Sciences Géologiques Mémoires, v. 79, no. 148
- Vallés, V., et Bourgeat, F., 1988**, Geochemical determination of the gypsum requirement of cultivated sodie soils. Development of the thermodynamic model «Gypsol» simulating the irrigation water-soil chemical interactions.: Arid soil research and rehabilitation, v. 2, no. p. 165-177.
- van Genuchten, M.T., 1980**, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils: Soil Science Society of America Journal, v. 44, no. 892-898.
- van Ruth, J.B., 2011**, Analyse de propriétés hydrophysiques d'un sol agricole soumis à différents traitements cultureux dans le cadre du projet SolRésidus. , in Proceedings – Actes du 1er Séminaire Sol Eau Gembloux, 2011,
- Vauclin, M., 1994**, Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol: Revue des Sciences de l'Eau, v. 7, no. 81-102.
- Vengosh, A., 2003**, Salinization and Saline Environments in Treatise on geochemistry Volume 9, Elsevier Ltd, p. 333-365.
- Vogel, T., et Císlarová, M., 1988**, On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve: Transport in Porous Media, v. 3, no. 1-15.
- Vogel, T., Genuchten, M.T.V., et Cislerova, M., 2001**, Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions: Advances in Water Resources, v. 24, no. 133-144.
- Wade, M.E.A., 1998**, Cartographie de la salinité dans la zone de Ngnith (delta du fleuve Sénégal). Utilisation du conductivimètre électromagnétique EM38 DEA Université Cheikh Anta Diop de Dakar,

- Wang, Z., Feyen, J., van Genuchten, M.T., et Nielsen, D.R., 1998**, Air entrapment effects on infiltration rate and flow instability: *WATER RESOURCES RESEARCH*, v. 34, no. 213-222.
- Waxman, M.H., et Smits, L.J.M., 1968**, Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands.: *Soc. Pet. Eng.*, v. 243, no. 107-122.
- Weisbrod, N., Nativ, R., Adar, E., et Ronen, D., 2000**, Salt accumulation and flushing in unsaturated fractures in an arid environment. : *Ground Water*, v. 38, no. 452-461.
- Werner, A.D., et Lockington, D.A., 2004**, The potential for soil salinization above aquifers influenced by seawater intrusion, *ISCO 2004 - 13th International Soil Conservation Organisation Conference – Brisbane, July 2004*
- Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions.
- Williams, W.D., 2001**, Anthropogenic salinization of inland waters: *Hydrobiology Journal*, v. 466, no. 329-337.
- Wopereis, M.C.S., J. Ceuppens, J., Boivin, P., Ndiaye, A.M., et Kane, A., 1998**, Preserving soil quality under irrigation in the Senegal River Valley: *Netherlands Journal of Agricultural Science*, v. 46, no. 1, p. 97-107.
- Yao, R., et al, 2012**, A New Soil Sampling Design in Coastal Saline Region Using EM38 and VQT Method: *Clean – Soil, Air, Water*, v. 40 (9), no. pages 972-979.
- Zante, P., 1993**, Etude du comportement physique de sols argileux soumis à l'irrigation dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal : *ORSTOM*, v.
- Zeng, L., Lesch, S.M., et Grieve, C.M., 2003**, Rice growth and yield respond to changes in water depth and salinity stress. : *Agri c u l t u r a l Wat e r Management*, v. 59, no. 67-75.

ANNEXES

Annexe 1 : Suivi régional de la nappe superficielle

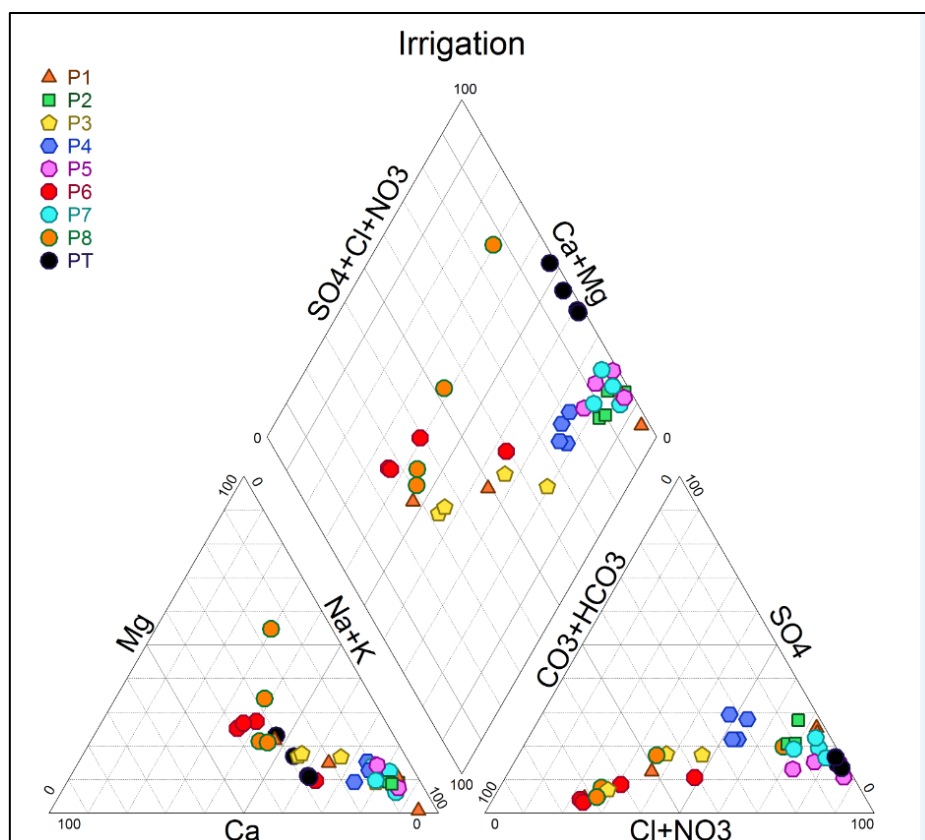
Tableau de classification des piézomètres en fonction de leur localisation

GROUPE	NOM	X	Y	Cours d'eau le plus proche	Distance/cours d'eau (m)	Réservoir	Type d'ouvrage	Localisation dans un AHA	Nature du terrain
GROUPE 1	I01	357600	1791100	DJEUSS	1800	IN	Piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	I02	355700	1792400	DJEUSS	3200	IN	Piézomètre	NON	TERASSE MARINE
	I03	355705	1792400	DJEUSS	3200	IN	Piézomètre	NON	TERASSE MARINE
	I06	355100	1793200	DJEUSS	3200	IN	Piézomètre	NON	TERASSE MARINE
	I07	390300	1806800	LAMPSAR	2800	IN	Piézomètre	NON	TERASSE MARINE
	I20	386700	1803400	LAMPSAR	9000	IN	Piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N01	357605	1791100	DJEUSS	1800	NK	Piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N07	390300	1806800	LAMPSAR	8500	NK	Piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N08	385573	1802460	LAMPSAR	2500	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N09	377061	1797687	LAMPSAR	2100	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N12	386452	1802705	NDIAEL	2500	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N18	369170	1793366	LAMPSAR	2400	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N30	365916	1806116	GOROM	2800	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N32	363484	1807219	GOROM	1800	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
GROUPE 2	I04	353900	1794100	Fleuve	800	IN	Piézomètre	NON	DUNE ROUGE REMANIEE
	I05	353910	1794100	Fleuve	800	IN	Piézomètre	NON	DUNE ROUGE REMANIEE
	I08	351700	1792800	Fleuve	130	IN	Piézomètre	NON	DUNE SUBACTUELLE SEMI FIXEE
	I09	351710	1792800	Fleuve	132	IN	Piézomètre	NON	DUNE SUBACTUELLE SEMI FIXEE
	I10	351300	1792000	Fleuve	800	IN	Piézomètre	NON	CORDONS LITTORAUX
	I11	351310	1792000	Fleuve	800	IN	Piézomètre		CORDONS LITTORAUX
	N20	405902	1799172	LAC	800	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N24	350493	1779891	LAMPSAR	100	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N25	397200	1817508	KASSACK	150	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N26	396111	1816950	GOROM	50	NK	Micro-piézomètre	NON	FLUVI DELTAIQUE
	N27	392819	1812788	KASSACK	250	NK	Micro-piézomètre	NON	CUVETTE DE DECANTATION
	N28	387554	1813434	LAMPSAR	50	NK	Micro-piézomètre	NON	FLUVI DELTAIQUE
	N29	384231	1809652	LAMPSAR	80	NK	Micro-piézomètre	NON	FLUVI DELTAIQUE
	N35	354627	1790326	DJEUSS	600	NK	Micro-piézomètre	NON	SABLES COQUILLERS
GROUPE 3	I12	367200	1824200	FL. SENEGAL	2500	IN	Piézomètre	PERIMETRE DEBI	CUVETTE DE DECANTATION
	I13	386500	1817700	FL. SENEGAL	4000	IN	Piézomètre	METRE BOUND	FLUVI DELTAIQUE
	I15	358200	1784300	LAMPSAR	1000	IN	Piézomètre	PIV ISRA	DUNE ROUGE REMANIEE
	I16	358210	1784300	LAMPSAR	1000	IN	Piézomètre	PIV ISRA	DUNE ROUGE REMANIEE
	I17	362100	1787800	LAMPSAR	1300	IN	Piézomètre	JVETTE DE NDEL	CUVETTE DE DECANTATION
	I19	367500	1794300	LAMPSAR	1900	IN	Piézomètre	JVETTE NGOMEN	CUVETTE DE DECANTATION
	N02	365000	1823800	FL. SENEGAL	2400	NK	Piézomètre	PERIMETRE DEBI	CUVETTE DE DECANTATION
	N03	388000	1820800	FL. SENEGAL	1185	NK	Piézomètre	METRE BOUND	FLUVI DELTAIQUE
	N04	388600	1816500	FL. SENEGAL	5000	NK	Piézomètre	METRE BOUND	CUVETTE DE DECANTATION
	N06	392300	1809500	LAMPSAR	6500	NK	Piézomètre	METRE KASSAK	CUVETTE PARTIE BASSE
	N13	386500	1817700	FL. SENEGAL	4000	NK	Piézomètre	METRE BOUND	FLUVI DELTAIQUE
	N16	383100	1814900	FL. SENEGAL	7700	NK	Piézomètre	METRE BOUND	FLUVI DELTAIQUE
	N17	362100	1787800	LAMPSAR	1300	NK	Piézomètre	JVETTE DE NDEL	CUVETTE DE DECANTATION
GROUPE 4	N15	380200	1814900	GOROM	242	NK	Piézomètre	METRE BOUND	FLUVI DELTAIQUE
	N14	378712	1815600	GOROM	381	NK	Piézomètre	METRE BOUND	FLUVI DELTAIQUE
	I14	378700	1815600	GOROM	382	IN	Piézomètre	METRE BOUND	FLUVI DELTAIQUE
	I18	363600	1789800	LAMPSAR	600	IN	Piézomètre	CUVETTE NDIAYE	CUVETTE DE DECANTATION
	N05	364400	1790900	LAMPSAR	700	NK	Piézomètre	CUVETTE NDIAYE	CUVETTE DE DECANTATION
	N10	376712	1799952	LAMPSAR	100	NK	Micro-piézomètre	PIP	FLUVI DELTAIQUE
	N11	383336	1808480	LAMPSAR	280	NK	Micro-piézomètre	SOULOUL	CUVETTE DE DECANTATION

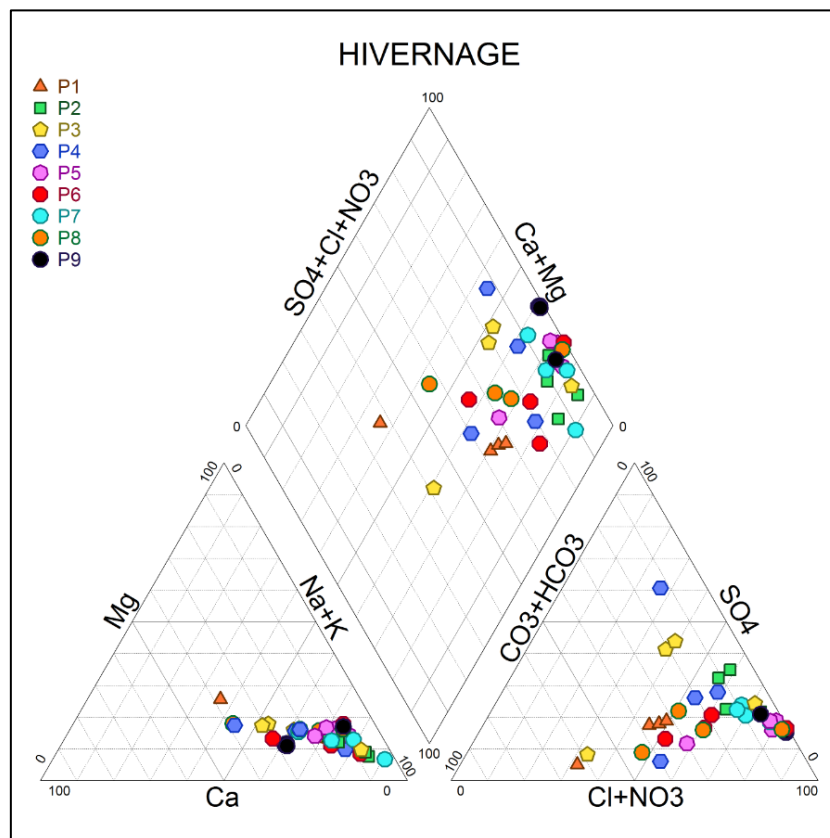
Annexe 2 : Etude expérimentale

Résultats des analyses chimiques à Ndiaye (Mois de Mars)

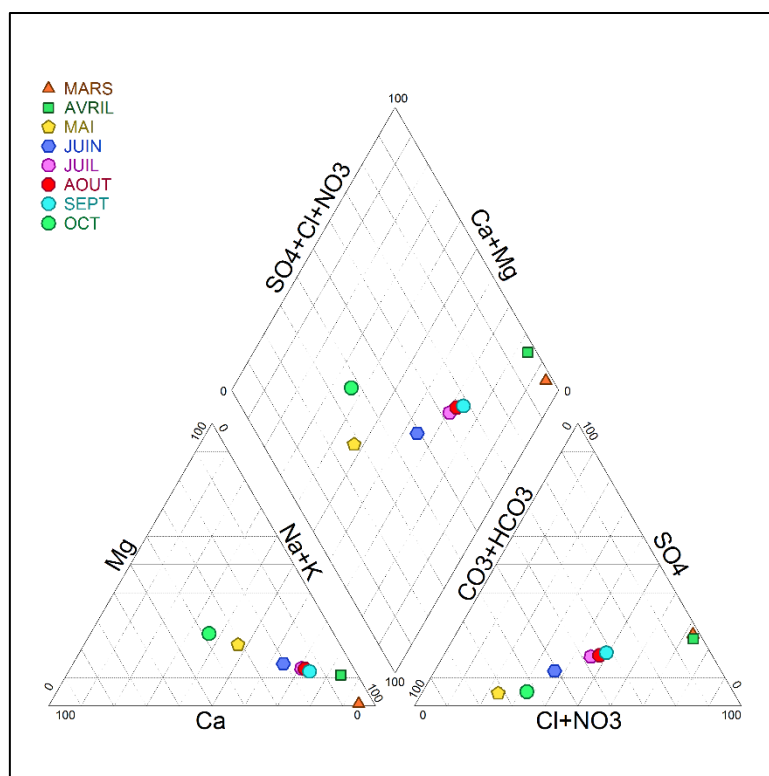
Nom	CE	pH	Ca ²⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
P1	954	7,39	3,18	0,14	2,21	4,66	0,02	2,35	0,06	0,47	7,46
P2	8580	7,65	7,26	1,35	8,23	71,63	0,80	61,64	0,38	18,93	11,06
P3	930	7,30	2,63	0,38	1,62	4,91	0,09	2,52	0,08	0,59	6,59
P4	3435	7,48	3,69	0,80	3,88	25,98	0,21	20,33	0,00	8,26	9,03
P5	10513	7,61	10,45	1,50	16,29	85,38	1,36	85,98	0,00	16,95	8,70
P6	894	6,92	3,75	0,13	2,41	3,31	0,00	2,13	0,05	0,39	7,11
P7	7675	7,06	7,79	1,33	10,78	57,40	0,94	61,96	0,00	12,78	3,24
P8	933	7,26	3,60	0,13	2,19	4,30	0,04	2,56	0,05	0,76	6,61
PT	24762	7,08	79,26	1,90	31,48	170,43	1,29	245,63	0,00	49,96	4,77
T1	1533	7,46	4,14	0,69	4,66	8,64	0,15	4,23	0,00	0,35	12,38
T2	1154	7,52	2,92	0,46	3,75	6,25	0,10	2,60	0,05	0,09	9,94
T3	866	7,49	2,45	0,36	2,24	4,37	0,05	1,84	0,00	0,15	7,31
T4	676	6,91	2,00	0,35	1,88	3,27	0,08	1,11	0,01	0,39	5,77
T5	811	7,36	2,43	0,38	1,93	4,20	0,04	1,59	0,05	0,35	6,72
T6	923	7,16	1,90	0,29	1,34	5,56	0,00	3,66	0,00	1,36	4,09
T7	1280	7,90	1,79	20,11	1,61	8,61	0,00	5,38	0,09	2,97	-
T8	1148	7,90	2,73	0,41	2,84	7,13	0,18	2,72	0,00	0,60	9,14
B30	3229	8,29	3,95	0,39	4,69	21,83	0,27	19,12	0,00	2,58	10,57
B90	5408	8,06	4,74	0,88	6,05	44,47	0,66	32,61	0,00	19,92	1,91
B60	5156	8,11	4,89	0,62	5,50	41,03	0,44	32,87	0,00	16,13	3,51



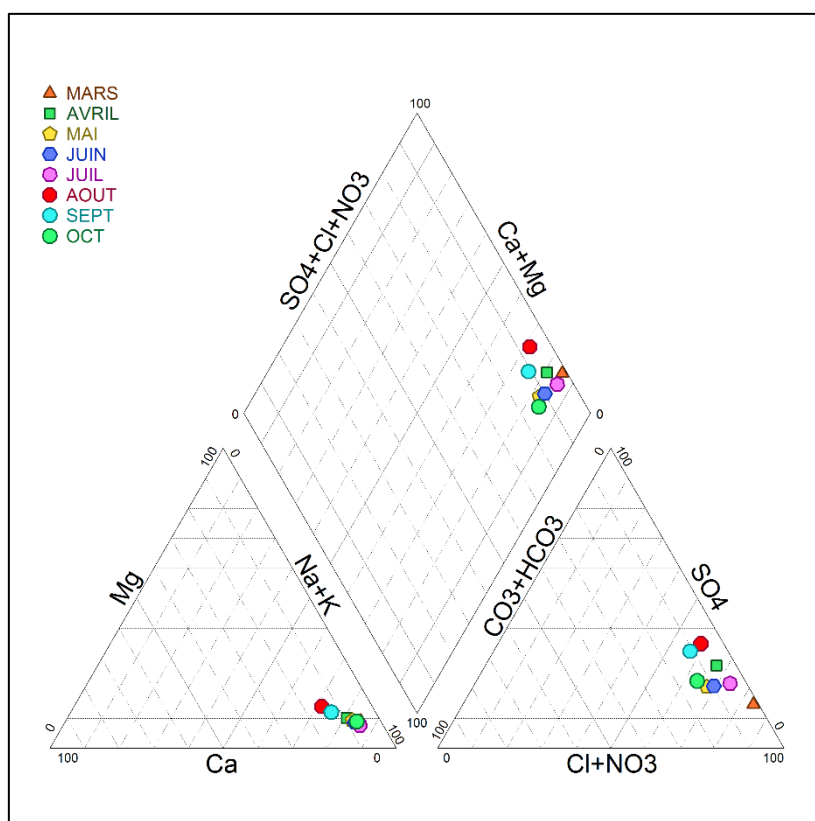
Faciès chimiques des eaux de la nappe en période d'irrigation à Ndiaye



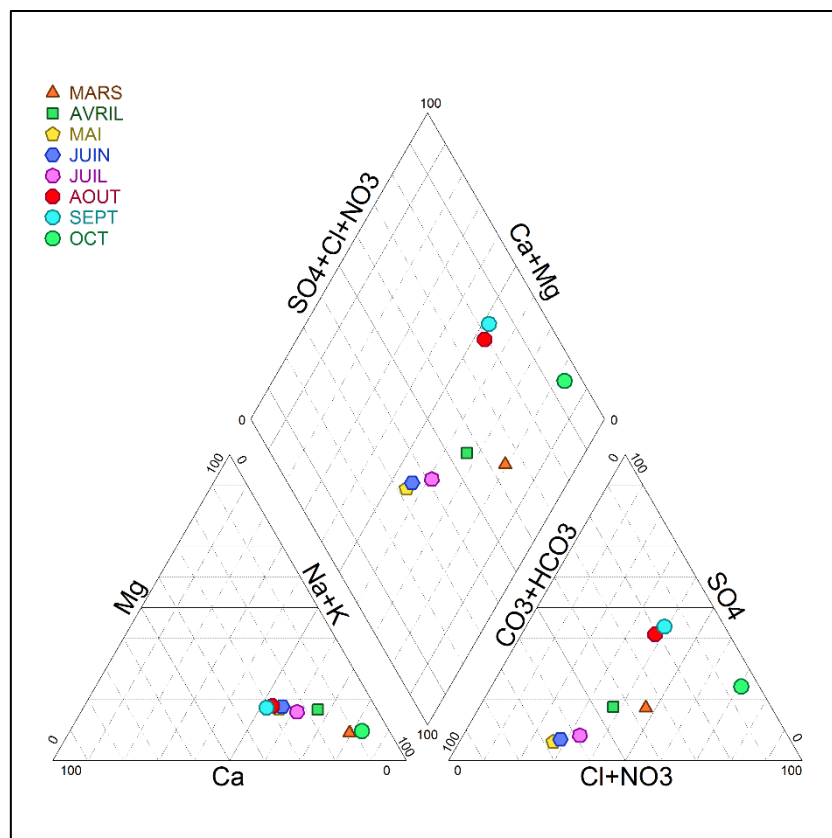
Faciès chimiques des eaux de la nappe en période hivernale à Ndiaye



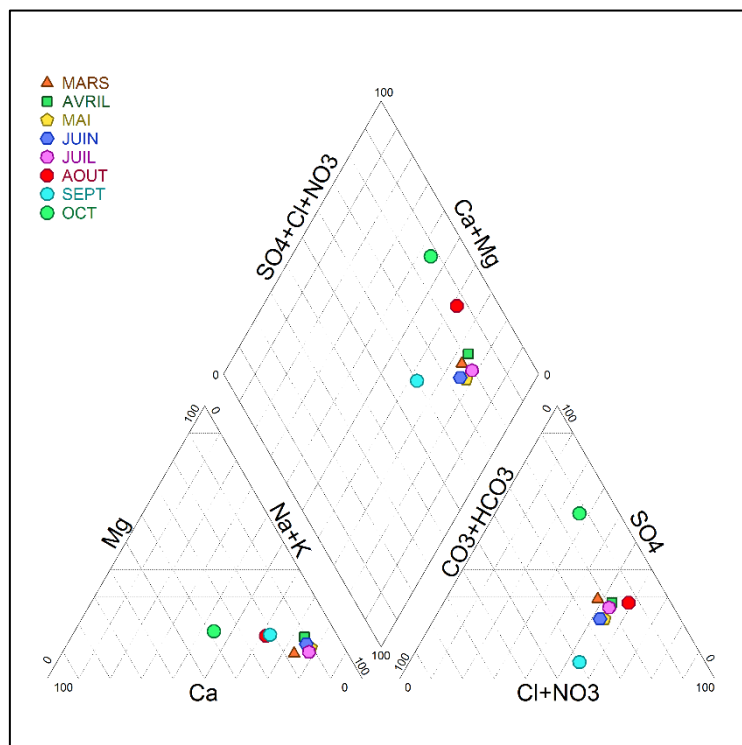
Evolution du faciès chimique de la nappe au niveau du piézomètre P1 à Ndiaye



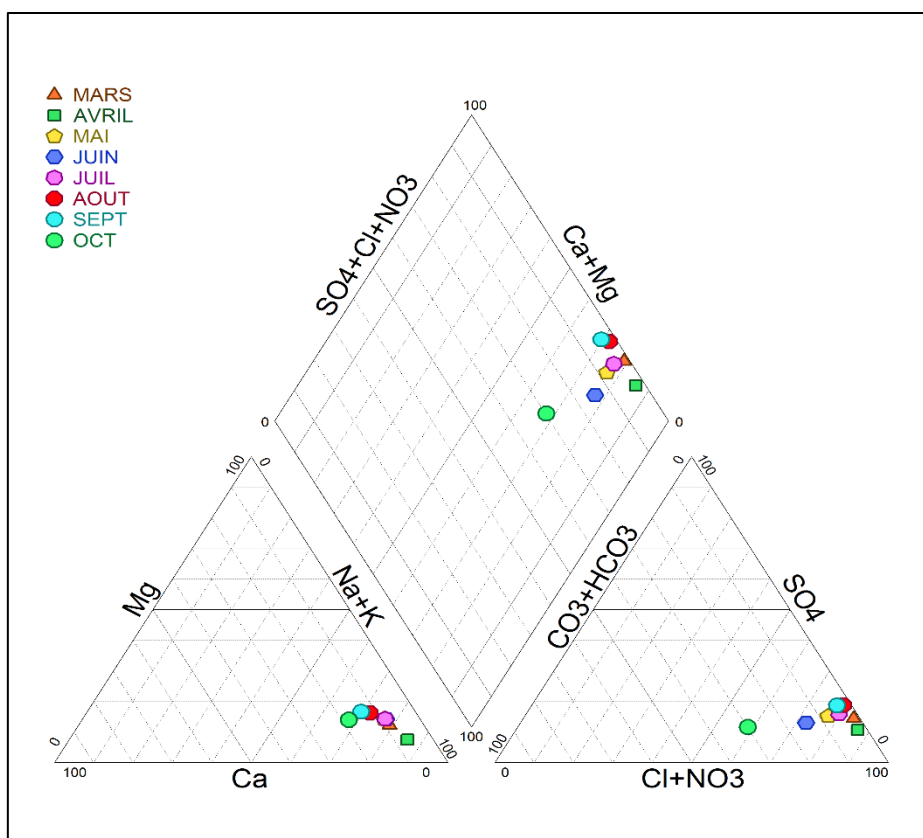
Evolution du faciès chimique de la nappe au niveau du piézomètre P2 à Ndiaye



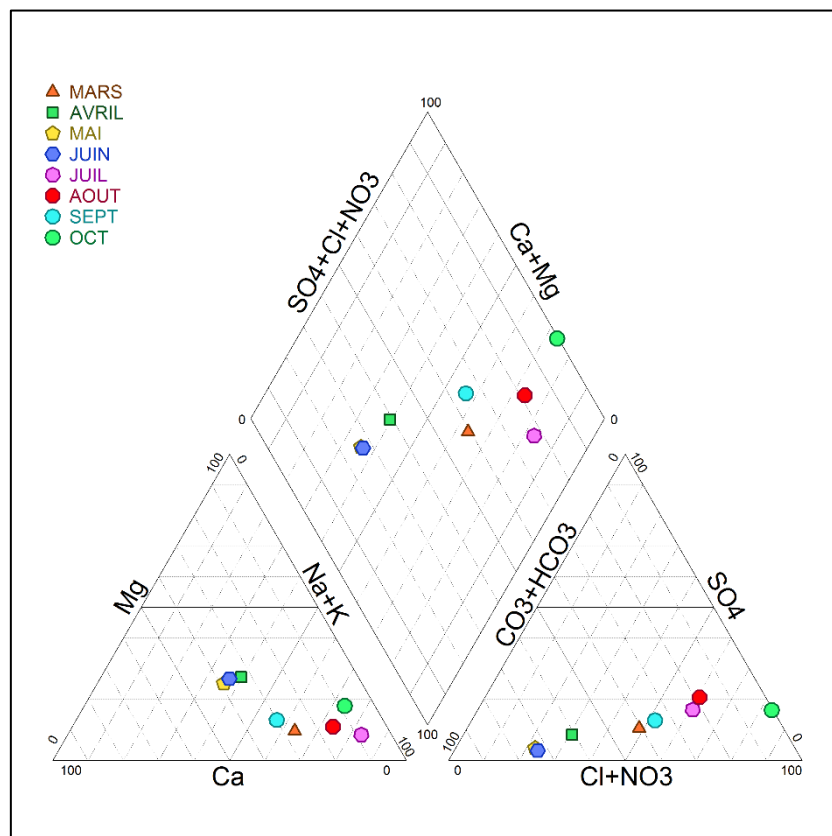
Evolution du faciès chimique de la nappe au niveau du piézomètre P3 à Ndiaye



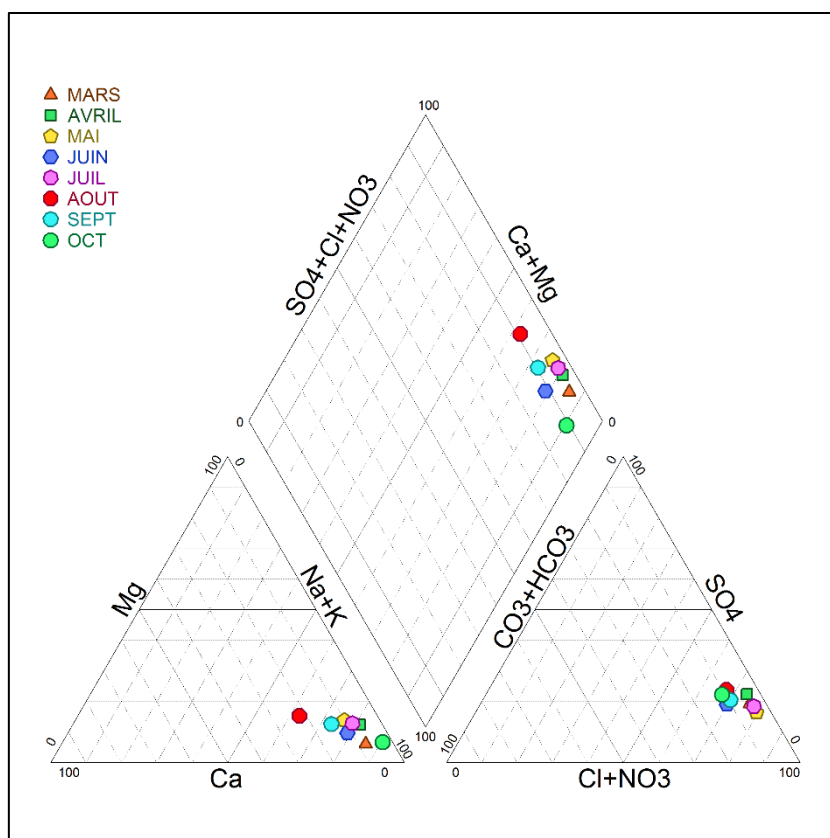
Evolution du faciès chimique de la nappe au niveau du piézomètre P4 à Ndiaye



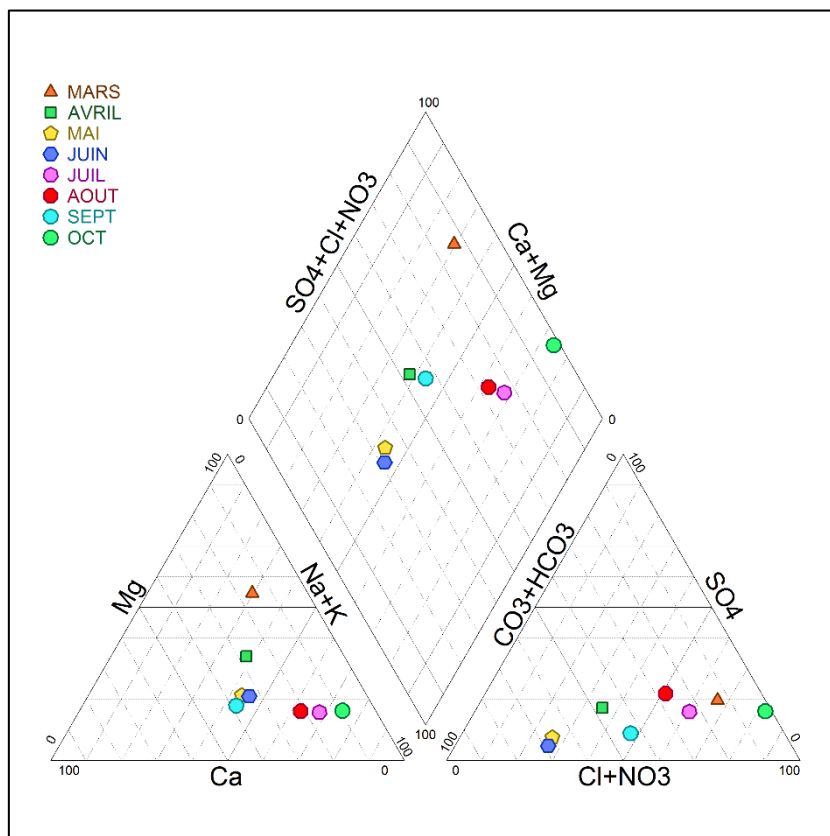
Evolution du faciès chimique de la nappe au niveau du piézomètre P5 à Ndiaye



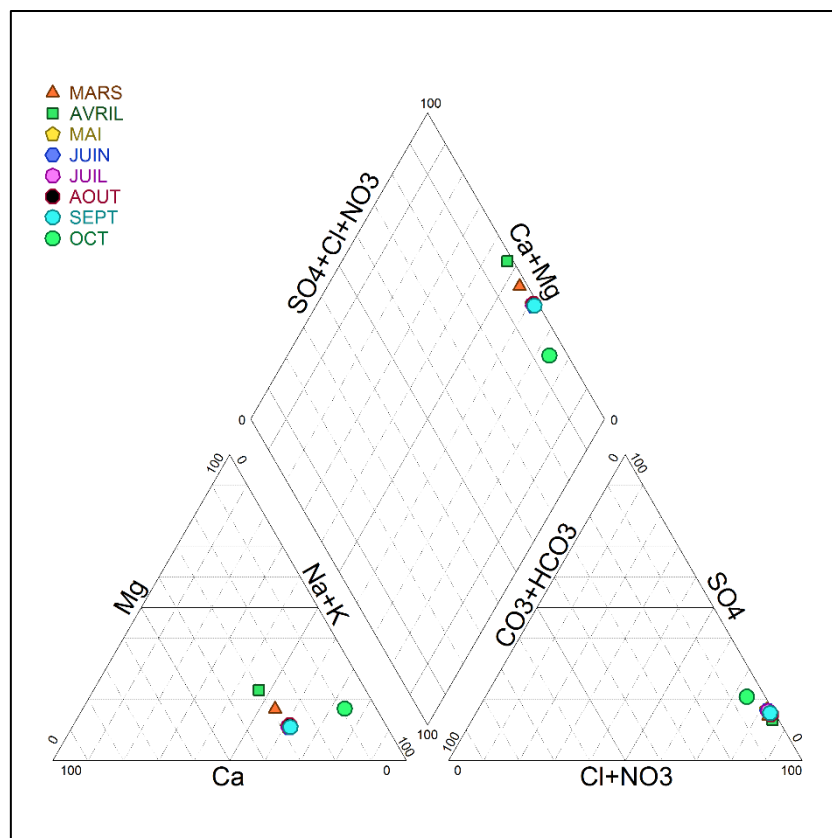
Evolution du faciès chimique de la nappe au niveau du piézomètre P6 à Ndiaye



Evolution du faciès chimique de la nappe au niveau du piézomètre P7 à Ndiaye



Evolution du faciès chimique de la nappe au niveau du piézomètre P8 à Ndiaye



Evolution du faciès chimique de la nappe au niveau du piézomètre témoin à Ndiaye