



Université
de Liège

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)

Étude de la relation eaux de surface-eaux souterraines dans un contexte de changements climatiques dans la zone Sud du bassin du Saloum (Sénégal)

Apport des outils géochimiques, isotopiques, de la télédétection, des
SIG et de la modélisation

Thèse de doctorat

présentée par Mme **Ndeye Maguette DIENG NDAO**

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 :

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

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

Prof. Serigne FAYE, Université Cheikh Anta Diop de Dakar (Sénégal) – Promoteur

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

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

Prof. Benoit LAIGNEL, Université de Rouen (France)

Dr. Jean-François DELIEGE, Université de Liège (Aquapôle, Belgique)



RESUME

Situé dans la partie Centre-Ouest du Sénégal, le système hydrologique du Saloum, présente les caractéristiques d'un estuaire inverse du fait du déficit d'écoulement induit par la variabilité climatique dans la région. La salinité des eaux du fleuve Saloum, particulièrement élevée et supérieure à celle de l'eau de mer, a pour effet une détérioration de la nappe du Continental Terminal (CT) qui est une ressource très importante pour l'approvisionnement en eau potable (AEP) des populations locales mais également pour de grands projets de transfert d'eau vers les zones déficitaires comme les îles du Saloum. Cette présente a pour objectif d'améliorer nos connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique de l'hydrosystème fleuve Saloum/nappe du CT et à évaluer sa dynamique dans le contexte de changement climatique. Plus spécifiquement, ces travaux visent à : (1) réactualiser les caractéristiques géométriques et hydrogéologiques de l'aquifère du CT en relation avec les eaux du fleuve Saloum, (2) caractériser la salinisation de la nappe du CT, (3) élaborer un modèle hydrogéologique permettant une évaluation des potentiels et des relations eau de surface/nappe à partir de simulations de prélèvements supplémentaires et de scénarios de changements climatiques. L'approche méthodologique utilisée pour atteindre ces objectifs intègre à la fois les aspects sur la télédétection et les SIG, la géochimie des éléments majeurs et isotopiques, l'analyse statistique multivariée et la modélisation.

Les méthodes du bilan des chlorures et de Penman utilisées pour l'estimation de la recharge donnent des valeurs comprises, respectivement, entre 17 et 100 mm/an et 19 et 130 mm/an. Ces valeurs ont été spatialement distribuées sur les zones potentielles de recharge fournies par la cartographie. L'analyse statistique par les « Selfs organizinf Map » (SOM) des données géochimiques a permis de distinguer trois types d'eaux souterraines : le groupe 1 (Na-Cl ou Ca-Cl) localisé le long du littoral et du fleuve Saloum est affecté par l'intrusion d'eau salée et/ou une pollution anthropique ; le groupe 2 (Ca-HCO₃), principalement situé dans les parties centrale et orientale est caractérisé par une minéralisation résultant de la dissolution de la calcite et enfin le groupe 3 qui indique des processus d'adoucissement susceptibles de représenter l'effet de l'infiltration des pluies récentes. Ces résultats corroborés par l'isotopie montrent une grande variabilité spatiale de la minéralisation des eaux et une certaine cohérence avec le schéma de fonctionnement hydrodynamique établi pour la nappe. L'ensemble des informations apportées par ces différentes approches a été intégré pour développer un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique du système qui a été traduit en modèle numérique. Ce dernier est calibré en régime permanent (1970-1973) qui constitue les conditions initiales de la période transitoire (1974-2012). Les résultats montrent que les eaux de pluie, les eaux salées fluviales et marines constituent les principales entrées de la nappe. Quant aux flux sortants, ils sont constitués par les pompages (puits et forages) et la décharge de la nappe vers les cours d'eau, la mer et le fleuve Saloum. La légère baisse du niveau piézométrique entre 1974 et 1984 serait le fait du déficit pluviométrique observé depuis les années 70 et de l'augmentation des pompages qui passent de 370 m³/jour en 1974 à 2750 m³/jour en 1985. Durant cette période, les apports proviennent en grande partie de l'intrusion d'eau salée (87 %). A partir de 1986 avec des conditions climatiques plus favorables, on observe une baisse de l'intrusion des eaux salées (11 % des apports) et une remontée du niveau piézométrique, malgré l'augmentation des pompages qui atteignent plus de 8500 m³/jour en 2012. Les simulations prédictives de 2013 à 2050 ont montré que l'effet combiné de l'augmentation des pompages (de l'ordre de 45 %) et de la baisse de la recharge (36 % en moyenne) entraîne des baisses piézométriques variables en fonction des zones considérées. Ce modèle, pourrait être outil d'aide à la décision pragmatique pour une meilleure gestion et orientation pour l'exploitation future de la nappe du CT.

Mots clés : Estuaire inverse, Saloum, salinisation, nappe du Continental Terminal, modélisation, changement climatique

ABSTRACT

The Saloum hydrologic system, located on the Mid West of Senegal, is an inverse hypersaline estuary where salinity of water substantially exceeds that of seawater with increasing gradient towards inlands. In this system, salinity is highly dependent on rainfall variations and is governed by the net loss of freshwater due to excess of evaporation over runoff. In this context, saltwater contamination constitutes a serious problem for the Continental Terminal (CT) aquifer which bears considerable groundwater resources for water supply. Therefore, improving our understanding of the system functioning and its relationship with the Saloum River are critical in the climate variability and climate change context. Specifically, the present work aims (1) reassess the geometric and hydrogeological functioning of the CT groundwater in relation to the Saloum River; (2) characterize the salinization of the CT groundwater; (3) develop a hydrogeological model simulating the water flows and the responses of this system with regard to different scenarios such as additional groundwater abstraction and climatic changes. A multidisciplinary methodology is developed to achieve this goal. It combines hydrodynamics, remote sensing and GIS tools, major element geochemistry and isotopic analyzes together with groundwater modelling.

Chloride mass balance and Penman method used in this study give respective recharge between 17 and 100 mm/year and 19 and 130 mm/year. These values were spatially distributed in the potential recharge map derived from optical remote sensing and conventional hydrogeological techniques. Statistical tool method used to compute the geochemical data exhibit three main groundwater groups namely: The group 1 (of Na-Cl or Ca-Cl types), located near the coast and near the Saloum River is affected by mixing with saline water intrusion and/or anthropogenic pollution ; the group 2 (Ca-HCO₃) mainly located in the central and eastern parts of the study area, is mineralized as a result of calcite dissolution due to interaction with the aquifer and the group 3 indicates freshening processes likely induced by effect of recently infiltrating rainwaters. Statistical results together with isotopic data explain the spatial variability of the chemical characteristics of the groundwater. Based on these results, a conceptual 2D model was built, implemented and calibrated using transient time from 1974 to 2012.

The results show that rainwater, river and marine salt water constitute the main inflows of the aquifer. Slight decrease in the groundwater level, between 1974 and 1984, could be related to the rainfall deficit observed since the 1970s and the increase in pumping from 370 m³/day in 1974 to 2,750 m³/day in 1985. During this period, inflows were largely due to salt water intrusion (87%). From 1986, with more favorable climatic conditions, results show a general increasing trend in the groundwater level and a decrease in the water salt intrusion (11%), despite an increase in pumping to more than 8500 m³/day. The model also reproduced the major flow trends and flows between the groundwater and its boundaries. Scenarios (2013 to 2050) which take into account the combined impact of increased pumping (of the order of 45%) and decreased recharge (36% on average) show variable lowering of water table according to geographical areas. This model could be a decision support tool for better and sustainable management and guidance for the future groundwater extraction.

Keywords: Reverse estuary, Saloum, salinization, Continental Terminal aquifer, modelling, climate change

TABLES DES MATIERES

DÉDICACES.....	ix
REMERCIEMENTS.....	x
INTRODUCTION	1
I Contexte général – problématique - justification de la thèse.....	1
II Objectifs de la thèse	3
III Approche méthodologique et structuration de la thèse	3
CHAPITRE I : CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET CLIMATOLOGIQUE.....	5
I-1 Localisation et situation socio - économique	5
I-2 Contexte climatique.....	7
I-2-1 Pluviométrie	7
I-2-2 Température	11
I-2-3 Humidité relative	11
I-2-4 Insolation	12
I-2-5 Vitesse du vent	12
I-3 Géomorphologie et hydrographie	13
I-3-1 Méthodologie	13
I-3-2 Résultats	14
I-3-2-1 Modèle Numérique de terrain	14
I-3-2-2 Carte des pentes	16
I-3-2-3 Réseau de drainage et bassins versants	17
I-4 Occupation du sol, couvert végétal et type de sol	22
I-4-1 Méthodologie	23
I-4-2 Résultats	25
Conclusion Partielle.....	29
CHAPITRE II : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE	30
II-1 Introduction.....	30
II-2 Contexte géologique à l'échelle du bassin sénégal-mauritanien.....	30

II-2-1 Contexte géologique générale et géodynamique du bassin sédimentaire sénégalomauritanien.....	30
II-2-2 Géologie locale	34
II-2-2-1 Cadre structural	34
II-2-2-2 géologie et stratigraphie de la zone d'étude	35
II-3 Contexte hydrogéologique à l'échelle du bassin sénégalomauritanien.....	45
II-3-1 Cadre hydrogéologique du bassin sédimentaire sénégalais	45
II-3-2 Cadre hydrogéologique du bassin du Saloum.....	46
II-3-2-1 Aquifère du Maastrichtien	46
II-3-2-2 Aquifère intermédiaire du Paléocène.....	46
II-3-2-3 Aquifère du Continental Terminal.....	47
CHAPITRE III : REACTUALISATION DES CONNAISSANCES SUR LE SYSTEME	
<i>AQUIFERE DU CONTINENTAL TERMINAL DE LA ZONE D'ETUDE.....</i>	48
III-1 Introduction	48
III-2 Synthèse des données disponibles et des connaissances hydrogéologiques sur la	
 région d'étude	48
III-2-1 Géométrie de l'aquifère	49
III-2-2 Paramètres hydrodynamiques	49
III-2-3 Caractérisation hydrodynamique de la nappe.....	50
III-2-4 Estimation de la recharge de la nappe	51
III-2-5 Modélisation hydrogéologique	52
III-2-6 Caractérisation hydrogéochimique et l'étude de la salinisation	52
III-3 Réactualisation des caractéristiques hydrogéologiques.....	53
III-3-1 Investigations géophysiques	53
III-3-1-1 Méthodologie	53
III-3-1-2 Résultats	55
III-3-2 Investigations de nivellement	62
III-3-3 Piézométrie de la nappe du CT de la partie sud du bassin du Saloum	62
III-3-3-1 Méthodologie	63
III-3-3-2 Niveau statique de la nappe.....	65
III-3-3-3 Directions principales d'écoulement	65

III-3-3-4 Évolution spatio-temporelle de la piézométrie.....	70
III-3-4 Bilan des prélèvements de la nappe.....	72
Conclusion partielle	74
CHAPITRE IV : BILAN ET ESTIMATION DE LA RECHARGE	75
IV-1 Introduction	75
IV-2 Paramètres intervenant sur la recharge.....	76
IV-3 Méthodes d'estimation de la recharge.....	77
IV-3-1 Méthode du bilan hydrique.....	78
IV-3-1-1 Principe	78
IV-3-1-2 Exemples d'application et limites	81
IV-3-2 Méthodes basées sur l'étude de la ZNS.....	81
IV-3-2-1 Méthodes de mesures directes de l'infiltration	81
IV-3-2-2 Méthodes de traçage.....	82
IV-3-3 Méthodes basées sur l'étude de la zone saturée	86
IV-3-3-1 Méthode des fluctuations piézométriques.....	86
IV-3-3-2 Méthodes de modélisation des aquifères	87
IV-3-4 Choix et justification des méthodes utilisées dans notre étude	88
IV-4 Estimation de la recharge dans la zone d'étude.....	89
IV-4-1 Calcul de la recharge par la méthode du bilan des chlorures	89
IV-4-1-1 Travaux de terrain	89
IV-4-1-2 Travaux de laboratoire	91
IV-4-1-3 Présentation et analyse critique des données	94
IV-4-1 4 Calcul de la recharge	96
IV-4-2 Application de la méthode de Thornthwaite au calcul de l'infiltration.....	100
IV-4-3 Application de la méthode de Penman au calcul de l'infiltration	106
IV-4-4 Comparaison et analyse critique des résultats obtenues par les méthodes de Thornthwaite et de Penman.....	108
IV-5 Répartition spatiale des zones de recharge potentielle.....	112
IV-5-1 Méthodologie.....	113
IV-5-1-1 Principe	113
IV-5-1-2 Données de base et paramètres extraits.....	113

IV-5-2 Résultats et discussions.	119
Chapitre V : CARACTÉRISATION HYDROGÉOCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES.....	121
V-1 Introduction.....	121
V -2 Matériels et méthodes d’investigation.....	121
V -2-1 campagnes de mesure, échantillonnage et méthodes analytiques	121
V -2-1-1 Réseau de mesure et campagne d’échantillonnage	121
V -2-1-2 Méthodes analytiques et précision des données	122
V -2-2 Traitements et analyses des données	124
V -2-2-1 Diagrammes de Piper et diagrammes binaires	124
V -2-2-2 Indice de saturation	125
V -2-2-3 Méthode statistique multivariée : algorithme des «Self Organizing Map» (SOM).....	125
V -2-2-4 Les isotopes de la molécule de l’eau	126
V -3 Résultats et interprétations	127
V-3-1 Paramètres physico-chimiques	128
V-3-1-1 pH.....	128
V-3-1-2 Température.....	129
V-3-1-3 Conductivité électrique.....	130
V-3-2 Caractérisation hydrogéochimique	133
V-3-2-1 Statistique des éléments majeurs	133
V-3-2-3 Apport de l’analyse des «Self Organizing Map»	135
V-3-2-5 Évolution temporelle de l’hydrogéochimie	141
V-3-3 Isotopie des eaux du Saloum	144
V-3-3-1 Composition isotopique des eaux de pluie	144
V-3-3-2 Teneurs en isotopes stables des eaux du fleuve Saloum	144
V-3-3-3 Teneurs en isotopes stables des eaux souterraines	144
Conclusion partielle	147
Chapitre VI : MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE.....	149
Introduction	149
VI-1 Ecoulement en milieux poreux	150

VI-1-1 Equation générale de l'écoulement des eaux souterraines	150
VI-1-2 Solution numérique de l'équation d'écoulement: le code Modflow	150
VI-2 Modélisation de l'écoulement de la nappe.....	152
VI-2-1 Objectifs	152
VI-2-2 Modèle conceptuel	152
VI-2-2-1 Dimensions du modèle, type de nappe et de modèle 2D	153
VI-2-2-2 Conditions aux limites	156
VI-2-2-3 Discrétisation du domaine.....	157
VI-2-3 Données d'entrée	158
VI-2-3-1 Estimation des pompages.....	158
VI-2-3-2 Paramétrisation de la recharge	159
VI-2-3-3 Détermination des paramètres hydrodynamiques	159
VI-2-3-4 Données piézométriques	160
VI-2-4 Limitation du modèle	160
VI-2-4 Calibration et validation du modèle	161
VI-2-5 Simulation des conditions initiales de la nappe du CT	162
VI-2-6 Simulation en régime transitoire du modèle de la nappe du CT	165
VI-2-6-1 Valeurs de conductivité hydraulique et de porosité de drainage issues de la calibration.....	166
VI-2-6-2 Résultats de la calibration en régime transitoire	167
VI-2-6-3 Étude de sensibilité du modèle en régime transitoire.....	178
VI-2-7 Simulations prédictives	179
VI-2-7-1 Description des simulations	179
VI-2-7-2 Résultats des simulations prédictives.....	182
CONCLUSION GÉNÉRALE	189
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	195
LISTE DES FIGURES	216
LISTE DES TABLEAUX	221
ANNEXES	223

DÉDICACES

Je rends grâce à **Dieu** de m'avoir donné la santé, la force et surtout le courage de venir au bout de cette thèse qui si intéressante qu'elle soit, ne fut pas des plus faciles.

Je dédie ce travail à :

mon **PERE**, à ma **MERE**. Tous les mots du monde ne sauraient exprimer l'immense amour que je vous porte, ni la profonde gratitude que je vous témoigne pour tous les efforts et les sacrifices que vous n'avez jamais cessés de consentir pour mon instruction, ma réussite et mon bien-être. Vous m'avez appris à travailler dans le respect de soi et de l'autre, dans la dignité, la droiture et la persévérance. C'est à travers vos encouragements que j'ai eu le courage, et c'est à travers vos critiques que je me suis réalisée. J'espère avoir répondu aux espoirs que vous avez fondés en moi. Je vous rends hommage par ce modeste travail en guise de ma reconnaissance éternelle et de mon infini amour. Que Dieu Tout Puissant vous garde et vous procure santé, bonheur et longévité afin que vous demeuriez le flambeau illuminant le chemin de vos enfants.

Mon cher et tendre époux **Diarraf Ndao**. Ce travail te doit beaucoup. Qu'il soit pour toi le témoignage de mon infinie reconnaissance pour ces années de compréhension, de soutien constant, de privations et d'efforts communs. Je manque de mots pour t'exprimer toute ma pensée. Puisse le Seigneur nous réserver des moments de joie et de bonheur.

Pape Sitapha Alassane Ndao et **Yacine Ba** mes petits bouts de chou adorés, toujours étonnés que « mamandada aille toujours à l'école tous les matins ».

Mes **frères** et **sœurs** pour leur soutien constant. Que ce travail soit pour vous une source de motivation. Sachez que la réussite se trouve toujours au bout des efforts.

Toute ma **famille** et à mes **ami(e)s** pour votre soutien et vos incessantes prières !
DIEU a exaucé.

A ma **belle famille**. Vous m'avez accueilli à bras ouverts. En témoignage de l'attachement, de l'amour et de l'affection que je vous porte.

REMERCIEMENTS

Ce travail est l'aboutissement d'un long cheminement au cours duquel j'ai eu la merveilleuse occasion de rencontrer et d'échanger avec de nombreuses personnes. Je ne saurais les citer toutes sans dépasser le nombre de pages raisonnablement admis dans ce genre de travail. Je reconnais que chacune a, à des degrés divers, mais avec une égale bienveillance, apporté une contribution positive à sa finalisation. Mes dettes de reconnaissance sont, à ce point de vue, énormes à leur égard.

Je voudrais d'avance m'excuser sincèrement auprès de ceux que j'aurais oubliés ou que je n'aurais pas nommément cités. Que ces personnes sachent que cela n'enlève en rien la profonde gratitude que je leur témoigne.

Mes remerciements vont d'abord à mes promoteurs, sans qui ce travail n'aurait pas eu lieu, aux membres du jury, personnalités scientifiques choisies pour la compétence et l'expérience acquise après de nombreuses années :

Mes vifs remerciements vont au **Professeur Serigne Faye**, pour avoir dirigé mes premiers pas dans la recherche. Vous m'aviez orienté depuis le début de ce travail. Vos observations minutieuses et averties, vos remarques successives de même que vos conseils méthodologiques ont largement contribué à la qualité de cette thèse. Je vous exprime mes sincères remerciements et ma profonde reconnaissance pour la finesse de vos attitudes sur le plan aussi bien scientifique qu'humain. Vous avez toujours trouvé comme promoteur le juste équilibre entre la liberté que vous me laissiez dans le choix des grandes orientations et dans la détermination des pistes à suivre, d'une part, et un soutien total et sans faille dans les moments délicats, d'autre part. De vous, j'ai toujours reçu non seulement les encouragements dont le doctorant a tant besoin, mais aussi les précieux conseils pratiques que seul un homme, ayant des qualités humaines peut prodiguer. Grâce à votre approche respectueuse de la personne humaine, je me suis continuellement sentie à l'aise tout au long de mes travaux. Je vous en suis infiniment gré.

Je voudrais également exprimer mes vifs remerciements au **Professeur Alain Dassargues** pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et permis de mener à bien ce travail. Votre rigueur scientifique, vos exigences pour le travail bien fait et vos suggestions pertinentes ont donné à cette thèse un contenu scientifique avéré. Votre haute compétence scientifique, votre expérience, votre clairvoyance et votre charisme m'ont beaucoup inspiré et

ont été et resteront pour moi les moteurs de mon travail. Veuillez accepter mes sincères remerciements et ma profonde reconnaissance.

Je suis très reconnaissante au **Dr. Serge Brouyère** pour les discussions et encouragements qu'il m'a fournis et pour avoir accepté de présider le jury de thèse. Un grand merci.

Je tiens également à remercier le **Professeur Bernard Tychon** pour avoir accepté depuis le début de faire parti de mon comité de thèse, de siéger dans le jury et de m'avoir apporté des corrections à même d'enrichir considérablement le présent document. Merci à vous.

Je tiens à remercier le **Dr Jean-François Deliège** Votre présence dans ce jury de thèse est un grand honneur. Trouvez ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je tiens à remercier chaleureusement le **Dr. Philippe Urban**, pour sa constante disponibilité, son assistance et ses encouragements soutenus durant ce long parcours. Vous avez été d'une grande écoute. Vos conseils et vos remarques ne m'ont jamais fait défaut. Je vous témoigne ma profonde reconnaissance pour la finesse de vos attitudes sur le plan aussi bien scientifique qu'humain. Merci beaucoup Philippe.

Je tiens aussi à remercier tous les membres de l'unité de recherche Hydrogéologie et Géologie de l'environnement pour leur collaboration et leur soutien : **Ingrid** (merci pour les conseils et les encouragements), **Julie** (merci pour les SOMs), (Merci pour les discussions sur la chimie), **Pierre. J, Pierre. B, Jo.** Merci à **Joël Otten** pour les analyses chimiques. Ce fut un plaisir de travailler avec vous.

Mes amis doctorants et stagiaires des services GEO3 et GEMME de l'Université de Liège, **Salifou. I** (Niger), **Apolline. B** (Burkina-Faso), **Raoul. K** (Benin), **Justine** et **Aoulatou** , **Damaris W.** (Cameroun), les **deux Youcef** (Algérie). Je vous remercie pour tout et vous souhaite une bonne fin de thèse.

Un grand merci à l'équipe du secrétariat : **Nadia, Leila** pour votre constante disponibilité.

Je remercie très chaleureusement tous les enseignants du Département de Géologie de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, plus particulièrement :

Dr. Seynabou Cissé Faye, Chef du département de géologie à l'UCAD. Votre disponibilité et votre simplicité constituent pour moi une leçon de sagesse. Je voudrais vous témoigner ici toute ma reconnaissance pour vos conseils et encouragements. Je vous réitère ici mes sincères remerciements et l'expression de ma profonde gratitude.

Dr. Ousmane Coly Diouf pour son aide sur le terrain, ses conseils et ses encouragements sans limites. Il a su partager avec moi ses connaissances dans le domaine de la modélisation hydrogéologique et également apporter des corrections dans le manuscrit. Un grand merci Ouscoul !

À tout le personnel technique et administratif du département de géologie particulièrement **Moussa Sow** et **Babacar Diop** que je remercie pour leurs encouragements et pour leur sympathie de tous les jours.

Je n'oublie pas non plus les dames du secrétariat : **Amy, Aby, Mme Ndiaye, et Maguette**, je les ai souvent sollicitées et elles m'ont toujours rendu service. Merci également pour vos conseils et votre disponibilité.

Je veux exprimer ma reconnaissance aux docteurs hydrogéologues **Mathias Diedhiou, Hélène Madioune et Aziz Gning**. Durant nos échanges, j'ai toujours bénéficié de votre expérience et clairvoyance qui ont été d'un apport appréciable dans l'interprétation de certaines données analytiques. Merci à vous.

A mes collègues doctorants de l'équipe S. Faye qui font partie de ces personnes rares par leur gentillesse et leurs grands cœurs. J'ai nommé **mon fiston Terence, Koningué, Hugnette, Ali, Abakar, Lemine, Oumarou, Venyo, Ousseynou**. Merci pour vos constantes disponibilités à m'épauler pour mes travaux de terrain. Trouvez ici, le témoignage de toute ma reconnaissance pour votre inlassable et inconditionnel soutien. Je ne peux trouver les mots justes et sincères pour vous exprimer mon affection et mes pensées, vous êtes pour moi des frères, des sœurs et des amis sur qui je peux compter. En témoignage de l'amitié qui nous uni et des souvenirs de tous les moments que nous avons passé ensemble, je vous remercie pour tout et vous souhaite une vie pleine de santé, de bonheur et surtout de succès.

Un grand merci à mon partenaire de toujours **Dr. Ibrahima Mall**. Je te suis très reconnaissante pour ta constante disponibilité à m'épauler pour mes travaux de terrain, ton écoute et tes conseils durant toute la durée des travaux.

Je remercie ma sœur et amie **Mariama Kaba** pour son amitié, son soutien inconditionnel et la complicité qui nous lie. Tu es toujours là pour m'assister et me conseiller. Puisse Allah nous réserver encore des moments de joie et de bonheur.

Mes séjours à Liège ont été rendus particulièrement agréables par les familles Demoulin, Peeters et plus précisément par ma très chère amie **Mamou Claire Demoulin**. Vous m'aviez admis parmi vous comme une sœur. Un grand merci à toi **ma Clairette** pour ton hospitalité, ton amitié, ton soutien constant dans l'aboutissement de ce travail. Merci pour les bons moments passés ensemble. Je manque de mots pour t'exprimer ma gratitude. Que

Dieu te protège et te procure joie et bonheur et que notre amitié reste à jamais. Merci infiniment.

Je remercie également l'infatigable **Salif** « l'homme du Saloum » avec qui j'ai eu à accumuler beaucoup de souvenirs du terrain dans une ambiance conviviale et très relaxe. Un grand merci !

Ce travail a été rendu possible grâce à l'Agence Universitaire Francophone, au Projet ANGLE et à la Fondation Alice Seghers de l'Université de Liège qui ont financé mes séjours en Belgique. Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont permis la mise en œuvre de ces différents soutiens. Je remercie également l'Institut Fondamental des Sciences qui a financé mes campagnes sur le terrain et toutes les dépenses liées à la collecte de données.

Un grand merci à la **DGP**, à la **SONES**, à la **SDE** pour le soutien constant dans la collecte des données et les travaux de terrain.

Toute ma reconnaissance à **Mr. Saliou Ngom**, ex chef de la division hydrogéologie de la DGP pour sa constante disponibilité.

Je remercie tous les membres de ma famille pour leur soutien sans faille, leurs prières et leur amour. Je citerai **Ibrahima Louis Martin Dieng**, à qui je témoigne ma grande reconnaissance et ma profonde estime. Merci à mes petites sœurs **Mame Maty Dieng**, **Adji Maguette Dieng Fall** (Tata Nounou désolée pour les nuits blanches) et **Affissatou Adélaïde Dieng** pour vos prières. Sans oublier vos époux et épouses ainsi que tous les cousins, cousines, tantes et oncles. Une pensée spéciale à **Mame Binta Sarr Dieng** et **Alioune Fall** que je remercie spécialement. Que DIEU vous préserve et vous accorde sa grâce.

Loin d'avoir cité tout le monde je souhaite que tous ceux qui ont ensoleillé mes années universitaires trouvent ici ma reconnaissance pour leur gentillesse, leur disponibilité, leur confiance et leur sourire. Un grand MERCI à TOUS.

LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES

ACP : Analyse en Composante Principale	MNT : Modèle Numérique de Terrain
AEP : Alimentation en Eau Potable	NASA : National Aeronautics and Space Administration
ANDS : Agence Nationale de la Statistique et de la Démographie	NDVI : Normalised Difference Vegetation Index
ANMS : Agence Nationale de la Météorologie Sénégalaise	OMS : Organisation Mondiale de Santé
BAD : Banque Africaine de Développement	PEPAM : Programme Eau Potable Assainissement du Millénaire
BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières	PH : potential Hydrogen
CAH : Classification Ascendante Hiérarchique	RMSE : Root Mean Square Error
CE : Conductivité Électrique	RRS04 : Réseau de Référence du Sénégal 2004
CV : Coefficient de Variation	RU : Réserve Utile
DGPRES : Direction de la Gestion et de la Planification des Ressources en Eau	S : Coefficient d'emmagasinement
DMM : Droite Météorologique Mondiale	Ss : Coefficient d'emmagasinement spécifique
DML : Droite Météorologique Locale	Sy : Porosité de drainage
DPS : Direction de la Prévision et de la Statistique	SDE : Sénégalaise Des Eaux
DTGC : Direction des Travaux Géographiques et Cartographiques	SE : Sondage Électrique
EMA : Erreur moyenne absolue	SGPRES : Service de Gestion et de la Planification des ressources en Eau
EM : Erreur moyenne	SIG : Système d'Information Géographique
ETM⁺ : Enhanced Thematic Mapper	SONES : Société Nationale des Eaux du Sénégal
ETo : Évapotranspiration de référence	SOM : Self Organizing Map
ETP : Évapotranspiration Potentielle	T : Transmissivité
ETR : Évapotranspiration Réelle	T : Température
FAO : Food Agricultural Organisation	TAC : Titre Alcalimétrique Complet
GEPPA : Groupe d'Étude des Problèmes de Pédologie Appliquée	TDS : Total Dissolved Solids
GHB : General Head Boundary	UCAD : Université Cheikh Anta Diop de Dakar
GMS : Groundwater Modeling System	ULg : Université de Liège
GPS : Global Positioning System	USGS : United States Geological Survey
IAEA : International Atomic Energy Agency	VSMOW : Vienna Standard Mean Ocean Water
IGN : Institut de Géographie National	WGS : World Geodesic System
IPS : Indice Pluviométrique Standardisé	USAID : United States Agency for International Development
IS : Indice de Saturation	SRTM : Shuttle Radar Topography Mission
K : Conductivité hydraulique	
MH : Ministère de l'Hydraulique	

INTRODUCTION

I Contexte général – problématique - justification de la thèse

Les changements climatiques ont sans doute déjà affecté l'Afrique de l'Ouest au cours des trente dernières années. En effet, entre la fin des années 1960 et celle des années 1990, cette région a connu de profonds changements caractérisés par une baisse considérable des pluies. Cette dernière a eu pour conséquence une diminution des écoulements de surface de 60% durant les périodes humides (Mahé et *al.*, 2005). Cette baisse de la pluviométrie, associée à l'augmentation de la température et par conséquent celle de l'évaporation, a entraîné une réduction importante des apports d'eau douce et l'augmentation de la salinité des écosystèmes estuariens, résultant du déséquilibre du régime des cours d'eau dans cette région (Pagès and Citeau, 1990).

Sur base de la salinité, Pritchard (1967) définit les milieux estuariens comme des masses d'eau côtière semi-fermées, possédant une ouverture libre sur la haute mer et dans lesquelles l'eau de mer est diluée de façon mesurable par de l'eau douce. Selon le mélange eau douce – eau marine et le degré de salinisation des eaux de surface, les estuaires peuvent être divisés en deux groupes (Pritchard, 1967 ; Mikhaïlov and Isupova, 2008). On distingue ainsi : 1) les estuaires « normaux » ou « classiques », dans lesquels la salinité de l'eau des fleuves croît de l'amont vers l'aval ; 2) les estuaires « inverses » ou « hypersalins » dans lesquels la salinité des eaux accentuée par l'évaporation entraîne une augmentation de la salinité des fleuves et des mangroves qui peut alors excéder celle de l'eau de mer. Tel est le cas, par exemple, de l'estuaire du Saloum au Sénégal. La baisse des apports continentaux, combinée à une forte évaporation et à une pente très faible ont favorisé une pénétration des eaux marines qui est à l'origine d'une augmentation considérable de la salinité globale des eaux de l'estuaire (Diop, 1986 ; Panfili et *al.*, 2006). Différents travaux effectués, dans la zone, ont contribué à améliorer les connaissances sur ce type de milieu (Barusseau et *al.*, 1985 ; Diop, 1986 ; Pagès et Citeau, 1990 ; Faye et *al.*, 2004 ; Faye, 2005 ; Panfili et *al.*, 2006). Ces auteurs ont montré que la salinité des eaux de surface dans l'estuaire du Saloum est souvent supérieure à celle de l'eau de mer et augmente de l'aval vers l'amont. Les travaux de Diop (1986) ont montré que de fortes salinités ($> 60\text{g/L}$) sont observées dans sa partie amont tout au long de l'année et peuvent parfois dépasser 140 g/L pendant la saison sèche.

Les travaux déjà réalisés dans la zone d'étude (Ndoye, 2003 ; Faye et *al.*, 2004 et 2010 ; Ba, 2005), ont permis par des mesures de conductivité électrique, des analyses chimiques et

isotopiques et modélisation hydrodynamique, d'identifier les sources de salinité, les mécanismes et le degré de salinisation de la nappe du Continental Terminal (CT) du Saloum. Ils ont montré qu'en plus de l'intrusion saline qui se manifeste sur la frange côtière de ce système, l'augmentation considérable de la salinité des eaux du fleuve Saloum contribue également à la contamination des eaux souterraines dans cette région.

A la suite de ces études, des questions sont restées en suspens telle que la validité et la fiabilité du modèle réalisé à partir d'un nombre limité de données mais aussi de paramètres à estimer en vue d'une représentation suffisamment satisfaisante du comportement du système aquifère du CT. Par conséquent, un travail de modélisation plus poussé et plus fiable s'impose notamment dans l'évaluation de la relation eau douce (nappe) et eau salée (fleuve).

La nappe du CT constitue la principale ressource pour l'Approvisionnement en Eau Potable (AEP) des populations dans cette région étudiée. En effet, la nappe du Maastrichtien qui avait un rôle capital, vu son importance, dans l'AEP du Sénégal, particulièrement dans la zone d'étude, est sujette à des contaminations d'eaux saumâtres et fluorées (Travi, 1988 ; Diedhiou, 2011 ; Madioune, 2012). Les concentrations de fluor (2 à 4 mg/L) dans cette nappe sont supérieures à la norme de 1.5 mg/L (Travi, 1988 ; OMS, 2008).

L'intérêt d'améliorer la compréhension du fonctionnement du système et ses relations avec les eaux salées du fleuve Saloum et de réévaluer la qualité chimique et les potentialités de cette nappe se justifie bien dans le contexte actuel où les enjeux de l'heure sont :

- une amélioration de la qualité de l'eau de boisson dans les zones à eau saumâtre à travers des unités de traitement et de systèmes de transfert à différentes échelles ;
- une réponse de la demande en eau potable sans cesse croissante dans les îles du Saloum et localités avoisinantes par transfert d'eau à partir de zones favorables à eau douce ;
- une évaluation de la disponibilité des ressources en eau souterraines pour ce transfert afin d'assurer l'accès à l'eau potables dans des zones défavorables ;
- un déficit pluviométrique persistant qui entraîne une diminution de la recharge des nappes et des réserves en eau souterraines ;
- l'amélioration des connaissances sur la relation eau de surface salée/nappe.

C'est dans ce cadre que s'intègre cette recherche doctorale qui se propose d'acquérir de nouvelles données et de combiner différents outils méthodologiques tels que la télédétection, les systèmes d'information géographique (SIG), les traceurs géochimiques et isotopiques et la modélisation hydrogéologique pour l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement

du système. Celles-ci permettront alors de faire des recommandations en vue de proposer des options de captage et de valorisation pérenne assurant une desserte correcte des populations tout en préservant les ressources mobilisables.

II Objectifs de la thèse

L'objectif global de ces travaux est d'améliorer nos connaissances sur les interactions eaux de surface – eau souterraine dans ce contexte de salinisation de l'estuaire du Saloum et de changements climatiques. Cet objectif principal est soutenu par des objectifs spécifiques qui consistent à :

- réactualiser les connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique de la nappe du CT en relation avec les eaux du fleuve Saloum ;
- caractériser la salinisation de la nappe du CT ;
- élaborer un modèle hydrogéologique simulant les écoulements d'eau pour une étude bilantaire satisfaisante et fiable entre la nappe et le fleuve Saloum ;
- simuler les réponses de ce système pour différents scénarios d'exploitation de changements climatiques.

III Approche méthodologique et structuration de la thèse

Pour répondre aux objectifs précédemment décrits, l'approche méthodologique suivie dans le cadre de cette thèse implique les opérations suivantes :

- ✚ l'utilisation des outils de la télédétection et des systèmes d'informations géographiques (SIG) pour la caractérisation des états de surface du système aquifère du CT du Saloum et l'identification des zones de recharge potentielles ;
- ✚ l'approche par bilan d'eau et de différentes autres méthodes, pour une estimation fine de la recharge de la nappe du CT ;
- ✚ la caractérisation hydrodynamique, hydrogéochimique et isotopique de l'aquifère du CT permettant à la fois d'évaluer les fluctuations spatio-temporelles de la nappe du CT et sa relation avec le fleuve Saloum et également d'établir un schéma conceptuel de fonctionnement du système aquifère en relation avec les variations saisonnières ;
- ✚ la modélisation hydrogéologique à partir d'un modèle conceptuel du fonctionnement du système pour évaluer les échanges de flux entre la nappe et le fleuve.

La présente thèse s'organise autour de six chapitres. Après une présentation générale du cadre géographique et climatique de la zone d'étude dans le premier chapitre, les quatre étapes citées ci-dessus sont décrites dans les chapitres ultérieurs.

Une synthèse géologique et hydrogéologique basée sur une revue bibliographique des études antérieures et la réactualisation des données dans la zone est abordée dans le deuxième chapitre. Une réactualisation des données hydrogéologiques antérieures à partir des données collectées sur le terrain dans le cadre notre étude est traitée dans le troisième chapitre.

L'estimation de la recharge et l'identification des zones de recharge potentielle au moyen de la télédétection et des SIG sont abordées au quatrième chapitre.

Au cinquième chapitre, la chimie et la géochimie isotopique sont utilisées pour évaluer les processus géochimiques en corrélation avec la lithologie de l'aquifère qui est responsable des changements de type d'eau en fonction de l'écoulement de la nappe. Il s'agit : (a) d'identifier les processus géochimiques et de salinisation en optant pour une approche quantitative de l'évaluation de l'intrusion saline par l'utilisation des outils statistiques et de modèles binaires de mélange ; (b) d'identifier et d'analyser les processus de recharge et d'évaporation, les phénomènes de mélange mais également le régime d'écoulement de la nappe et c) enfin d'évaluer l'évolution de la qualité des eaux de la nappe.

Le sixième chapitre est enfin consacré à la modélisation hydrogéologique. La description du modèle conceptuel en fonction des données disponibles, la calibration et les résultats du modèle seront abordés dans ce chapitre. Cette modélisation permettra également de mieux comprendre et d'estimer les échanges nappe – fleuve dans la région du Saloum ; mais également leur évolution future en simulant les réponses du système aux différents scénarios.

Cette approche par multi traceurs chimiques et isotopiques couplée à la piézométrie, à la recharge, à l'identification des zones de recharge potentielles de l'aquifère et à la modélisation fournit d'importantes informations supplémentaires permettant une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique de la nappe du CT du bassin du Saloum et de sa relation avec les eaux salées du fleuve.

Pour terminer, les conclusions de ce travail concernant la salinisation des eaux de la nappe du CT du Saloum et sa relation avec les eaux salées du fleuve Saloum et de l'océan sont tirées, puis les recommandations et perspectives d'extension de ces travaux proposées.

CHAPITRE I : CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET CLIMATOLOGIQUE

Ce chapitre présente de façon exhaustive le cadre physique de la zone d'étude. La situation géographique et socio-économique, les facteurs climatiques, le couvert végétal et les différents types de sol de la zone sont décrits en se basant essentiellement sur une compilation bibliographique et sur la banque de données de l'Agence Nationale de la Statistique et de la Démographie (ANSD). Les outils tels que la télédétection et les Systèmes d'Information Géographique (SIG) utilisés dans le cadre de cette étude ont permis de faire une description plus détaillée de la géomorphologie, de l'hydrographie et de l'occupation des sol.

I-1 Localisation et situation socio - économique

Le Sénégal couvre une superficie de 196 722 km². Il est limité à l'Est par le Mali, à l'Ouest, au Nord-Ouest et au Sud-Ouest par l'Océan Atlantique sur une façade maritime de 700 km, au Nord par la Mauritanie et au Sud par la Guinée Bissau et la République de Guinée (figure 1). La zone d'étude, couvrant la partie Sud du bassin versant du fleuve Saloum excepté la zone constituée par les îles et la mangrove, se trouve au Centre - Ouest du Sénégal. Elle s'étend sur environ 3380 km² et est limitée au Nord par le fleuve Saloum, au Sud et à l'Est par des limites hydrographiques avec le bassin de la Gambie, à l'Ouest par les îles du Saloum et leurs zones de mangrove (figure 1).

La zone d'étude couvre partiellement les régions administratives de Kaolack, Fatick et Kaffrine, avec un total de 18 communes (tableau 1) dont la population totale est estimée à 466 000 habitants (ANDS, 2013). Cette population rurale vit pour l'essentiel de l'agriculture pluviale (arachide, mil, maïs) et de pêche. Les besoins et l'approvisionnement en eau sont en grande partie assurés par les eaux souterraines de la nappe du Continental Terminal (CT) exploitée via des puits villageois et des forages de l'hydraulique rural mais également par quelques forages profonds captant la nappe du Maastrichtien.

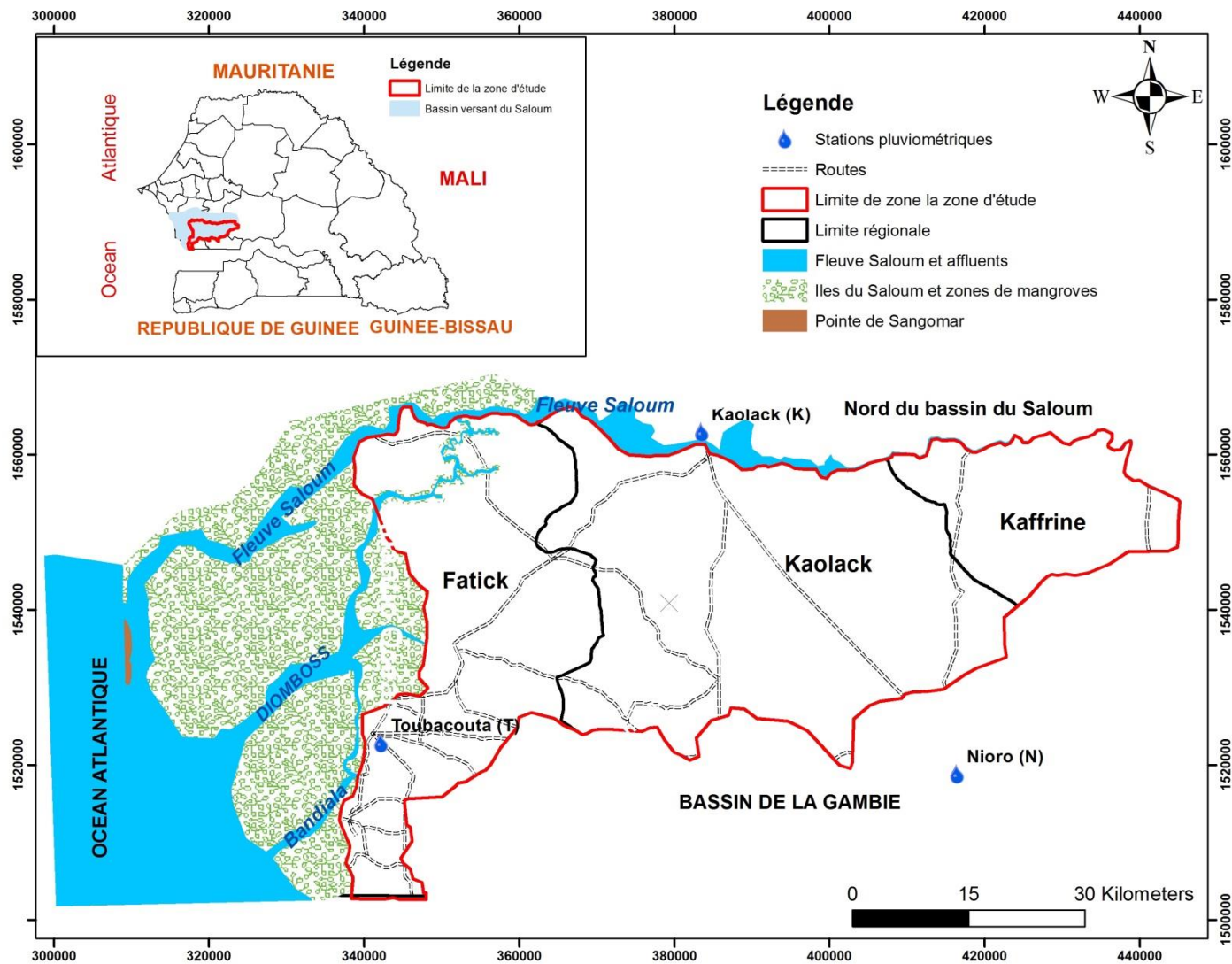


Figure 1: Localisation de la zone d'étude correspondant à la partie Sud bassin versant du fleuve Saloum

Tableau 1 : Population estimée en 2013 dans les différentes communautés rurales constituant la zone d'étude (ANDS, 2013)

Région	Département	Arrondissement	Commune	Nombre d'habitants (2013)
FATICK	Foundiougne	Djilor	Djilor	33462
			Diossong	47522
		Toubacouta	Toubacouta	34578
			Nioro Alassane Tall	3097
KAOLACK	Kaolack	Ndiedieng	Ndiaffate	28666
			Ndiendieng	23852
			Keur Socé	22997
		Koumbal	Keur Baka	20210
			Latmingué	24885
			Thiaré	20765
	Nioro	Wack Ngouna	Keur Madiabel	6715
		Paoskoto	Ndramé Escale	19897
			Gainte Khaye	23704
			Taïba Niasséne	21857
KAFFRINE	Mbirkilane	Mbirkilane	Paoskoto	46034
			Ndiognick	31611
			Mabo	34892
			Mbirkilane	21256
TOTAL				466000

I-2 Contexte climatique

I-2-1 Pluviométrie

Dans la zone d'étude, la saison pluvieuse débute au mois de Juin et se termine en Octobre avec 80% des quantités de pluie enregistrées pendant les mois de Juillet, d'Août et de Septembre (figure 2 et 4). En dehors de la saison pluvieuse, il est parfois noté des pluies faibles et de courtes durées connues sous le nom de « Heug ».

La distribution spatiale de la pluviométrie du Sénégal montre un gradient croissant Nord-Sud des moyennes annuelles pluviométriques (figure 2 et 3). Ceci est manifeste dans la zone du Saloum, où les hauteurs pluviométriques annuelles, sur une même période au niveau de trois différentes stations (Tableau 2) montre une variabilité spatiale des hauteurs pluviométriques avec un gradient croissant Nord-Sud (Kaolack-Nioro) et Est-Ouest (Nioro-Toubacouta).

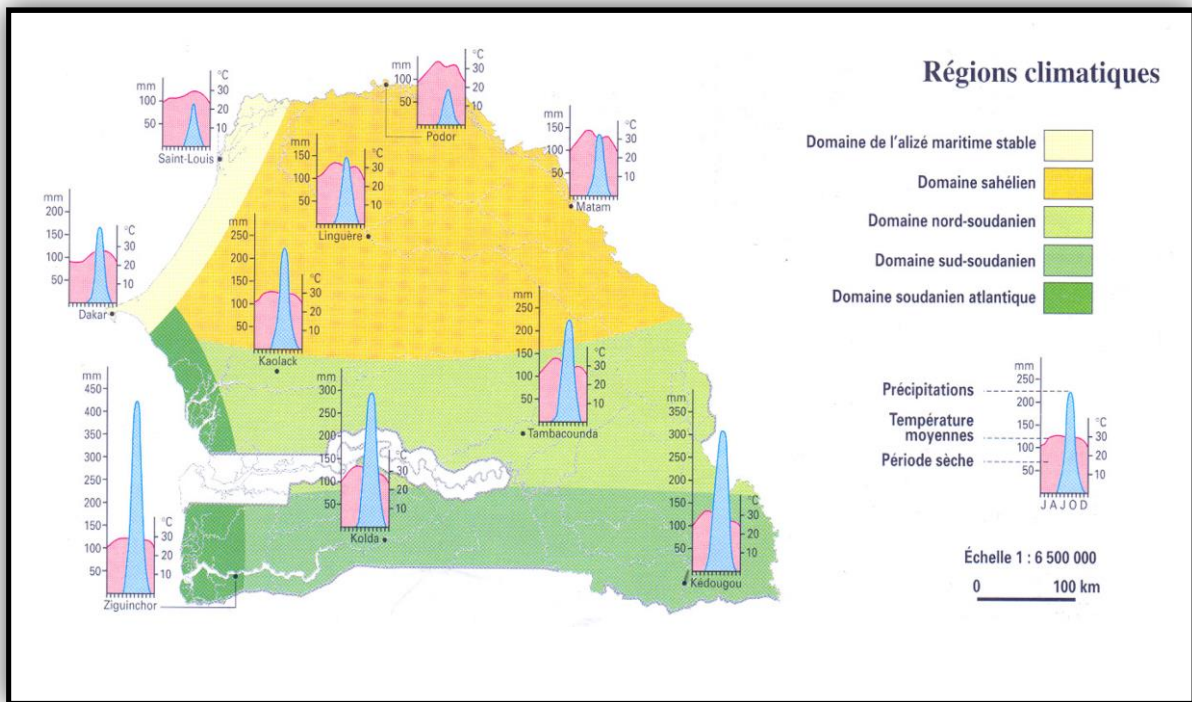


Figure 2 : Les régions climatiques du Sénégal (Leroux, 1983)

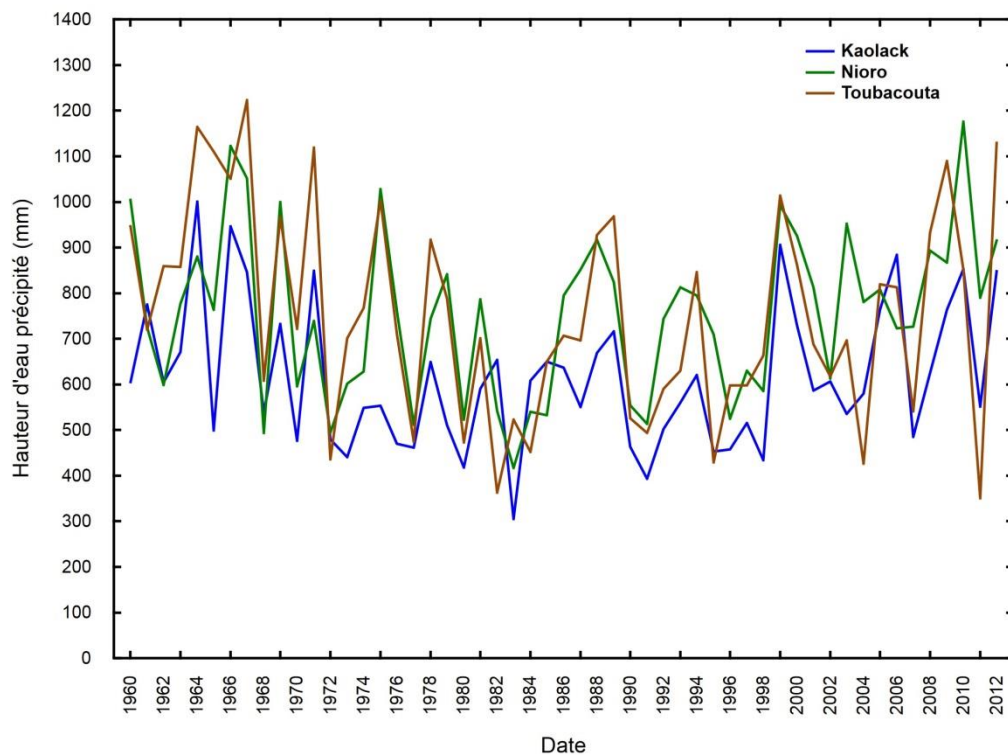


Figure 3 : Variations interannuelles de la pluviométrie aux stations de Kaolack (continentale Nord), Toubacouta (côtière Sud) et Nioro (continentale Sud) entre 1960 et 2012

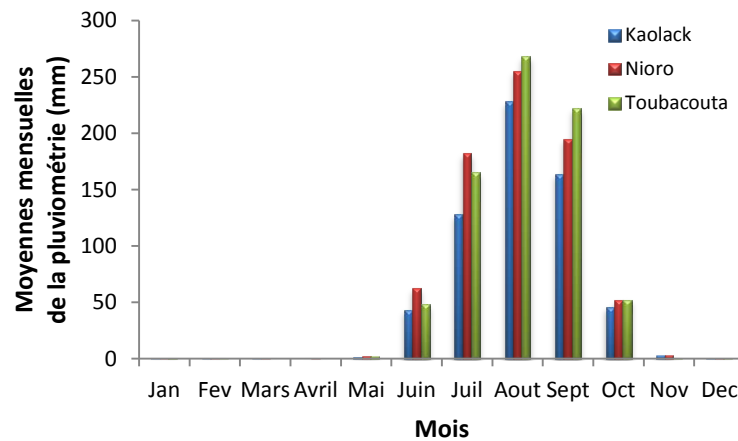


Figure 4 : Moyenne mensuelle de la pluviométrie aux stations de Kaolack, Toubacouta et Nioro du Rip entre 1960 et 2012

Tableau 2 : Moyenne annuelle de la hauteur des précipitations (mm) dans les stations de Kaolack (Nord), Nioro (Sud) et Toubacouta (Ouest)

Hauteur d'eau précipitée (mm/an)			
Période (année)	Kaolack	Nioro	Toubacouta
1931 - 1961	774	904	951
1961 – 1990	610	721	774
1990 - 2012	591	702	736

Cependant, ces moyennes annuelles cachent des disparités liées aux variations interannuelles qui sont étudiées en calculant l'Indice Pluviométrique Standardisé (IPS). Ce dernier est une moyenne des cumuls pluviométriques saisonniers centrés et réduits (Ali et *al.*, 2008). Il permet d'analyser la variabilité temporelle des précipitations et par conséquent d'identifier les années humides, moyennes ou sèches par rapport à une moyenne sur une période donnée. Il se calcule de la façon suivante :

$$(IPS_R^i) = \frac{P_R^i - \bar{P}_R}{\sigma_R} \quad (\text{McKee et al., 1983}) \quad (1)$$

Où IPS_R^i est l'Indice Pluviométrique Standardisé d'une année i à la station R

P_R^i est la pluie moyenne de l'année i à la station R

$\bar{P}_R$ est la moyenne interannuelle de la pluie à la station R sur la période considérée

σ_R est l'écart type de la pluie à la station R

Lorsque la valeur de l'IPS < 0 , l'année considérée est dite déficitaire ou sèche ; elle est excédentaire si la valeur l'IPS est > 0 et moyenne lorsque l'IPS = 0.

Le calcul de l'IPS à partir des chroniques pluviométriques enregistrées entre 1931 et 2012 au niveau des stations de Kaolack, de Nioro et de Toubacouta montre que le déficit pluviométrique s'accroît à partir de 1971 où on note une tendance générale à la baisse des précipitations (figure 5). Toutefois deux grandes périodes sont observées :

- une période excédentaire donc plus humide qui va de 1931 à 1971 pendant laquelle les moyennes annuelles des précipitations à Kaolack, Nioro et Toubacouta sont respectivement de 774, 904 et 951 mm/an. Si on prend comme référence la période 1961-1990 (considérée comme référence par l'IPCC) avec des moyennes de 610, 721 et 774 mm/an, on note un excédent de hauteurs pluviométriques par rapport à cette période de 21, 20 et 18% respectivement à Kaolack, Nioro et Toubacouta.
- une période considérée déficitaire et moins humide de 1971 à 2012 pendant laquelle les moyennes annuelles des précipitations sont de 591 mm/an à Kaolack, 702 mm/an à Nioro et 736 mm/an à Toubacouta. On note un déficit de 3, 2.6 et 5% respectivement à Kaolack, Nioro et Toubacouta par rapport à la référence 1961-1990. Toutefois, vers le début des années 2000, on note une augmentation de la pluviométrie avec des années plus humides que les précédentes.

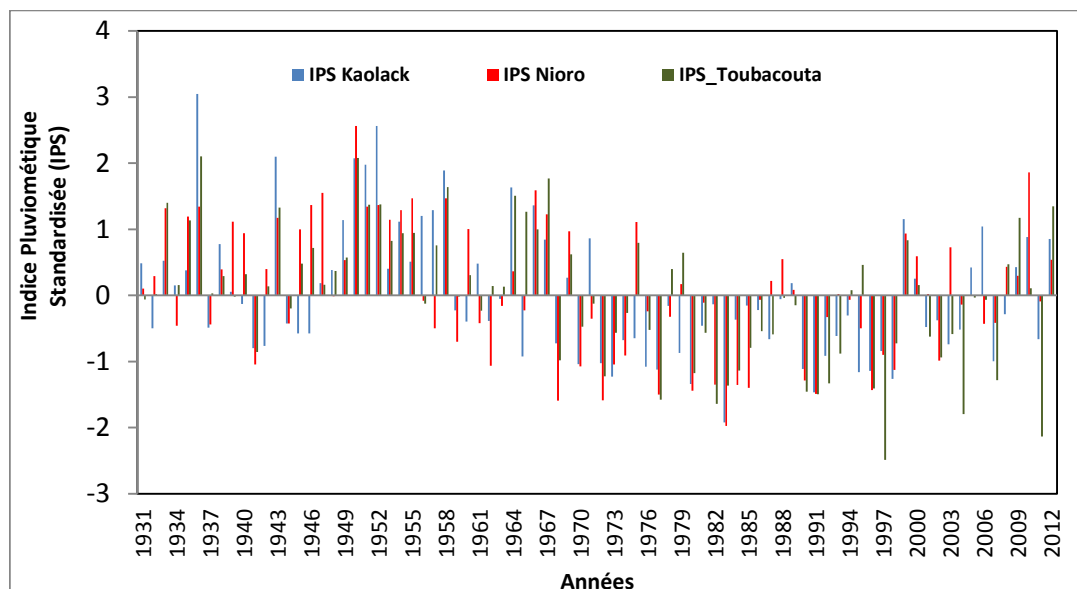


Figure 5 : Valeurs de l'Indice Pluviométrique Standardisé calculées pour les 3 stations (Kaolack, Nioro et Toubacouta) sur la période de 1931 à 2012

I-2-2 Température

Les moyennes mensuelles des températures entre 1960 et 2013 montrent que les valeurs sont légèrement plus élevées à Kaolack qu'à Nioro (figure 6). Les températures moyennes au sol varient en fonction des saisons froide (Novembre à Mars) et sèche (Avril à Octobre) entre 25 et 30 C.

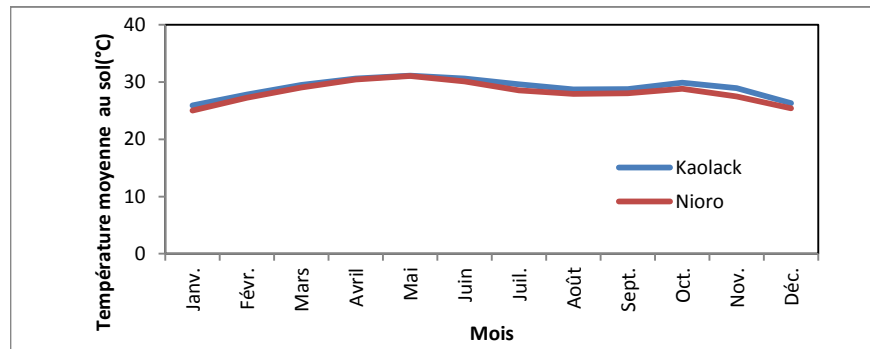


Figure 6 : Moyenne mensuelle de la température au sol de 1981 à 2012 mesurée aux stations de Kaolack et Nioro

I-2-3 Humidité relative

L'apparition des pluies est à l'origine de l'atténuation de la température et de l'augmentation de l'humidité relative (HR) de l'air qui suit le cycle saisonnier de la pluviométrie. En effet durant la saison des pluies, l'air se charge d'humidité (HR > 60%) et en saison sèche, l'humidité relative diminue jusqu'à des valeurs inférieures à 50% (figure 7). Les moyennes mensuelles de l'humidité relative de 1981 à 2012 sont plus élevées à Kaolack en saison sèche tandis qu'en saison pluvieuse elles y sont plus faibles.

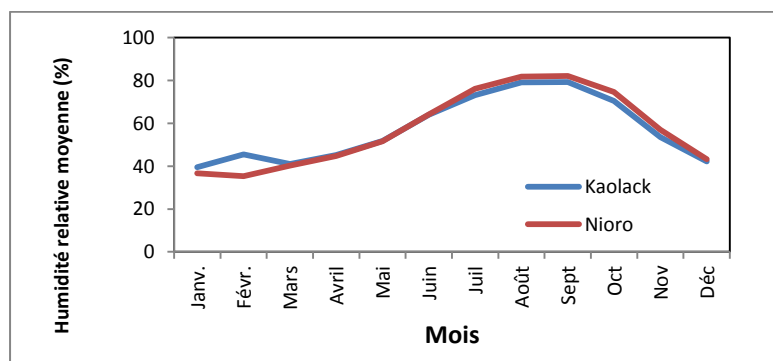


Figure 7 : Moyenne mensuelle de l'humidité relative de 1981 à 2012 mesurée aux stations de Kaolack et Nioro

I-2-4 Insolation

Les variations mensuelles de la durée d'insolation de 1981 à 2012 présentent deux pics et deux creux respectivement en Avril et Octobre et en Septembre et Décembre (figure 8).

La durée d'insolation varie peu entre les deux stations et est en moyenne de 8.4 h/j à Kaolack et de 7.6 h/j à Nioro.

L'insolation est plus élevée en saison sèche (8.9 et 8.2 h/j respectivement à Kaolack et Nioro) qu'en saison pluvieuse (7.8 et 7 h/j respectivement à Kaolack et Nioro). Le minimum observé en Septembre s'explique par la nébulosité des couches de mousson en saison pluvieuse alors que celui observé en Décembre-Janvier s'explique par la diminution de la durée du jour correspondant au solstice d'hiver dans l'hémisphère Nord.

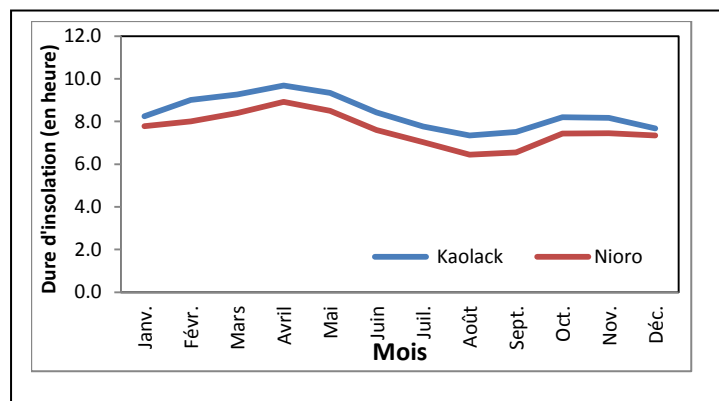


Figure 8 : Moyenne mensuelle de la durée d'insolation de 1981 à 2012 mesurée aux stations de Kaolack et Nioro

I-2-5 Vitesse du vent

Le climat du Sénégal est déterminé par trois types d'événements atmosphériques qui sont l'anticyclone des Açores, l'anticyclone de Sainte-Hélène et la haute pression du Nord de l'Afrique. Suivant l'origine, la saison et la direction, on distingue trois types de vents.

- l'alizé continental ou harmattan, de direction dominante Nord est issu des dorsales sahariennes et maghrébines et souffle du continent vers l'océan. C'est un vent chaud et sec qui est plus important à l'intérieur du pays ;
- l'alizé maritime, de direction Nord à Nord-Ouest ; il provient de l'anticyclone des Açores qui arrive par l'Ouest des côtes de l'Afrique subtropicale. C'est un vent humide, frais voire froid en hiver et de faible amplitude thermique diurne ;

- la mousson de direction Sud-Est – Nord-Ouest, provient de l’alizé issu de l’anticyclone de Sainte-Hélène dans l’Atlantique Sud. La mousson souffle de Juillet à Octobre et bénéficie d’un très long trajet maritime qui la rend particulièrement humide.

Pendant la saison sèche, la direction dominante des vents est celle des flux provenant du Nord et de l’Est. Ces vents correspondent respectivement à des alizés maritimes et des alizés continentaux chauds et secs. Pendant l’hivernage, avec le déplacement du Front Intertropical (FIT) vers le Nord du pays, les vents de mousson de direction Sud-Ouest dominante, soufflent sur l’ensemble du pays. Les vitesses des vents mesurées au niveau des stations de Kaolack et Nioro entre 1981 et 2012 sont plus fortes pendant la saison sèche et passent de 2.5 m/s au mois d’Octobre à 3.5 m/s au mois d’Avril. Elles diminuent pendant la saison des pluies jusqu’à 1.5 m/s en Septembre (figure 9).

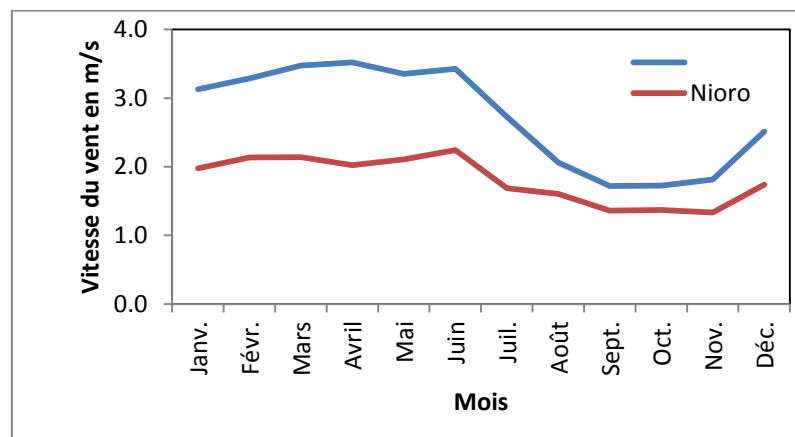


Figure 9 : Moyenne mensuelle de la vitesse du vent de 1981 à 2012 mesurée aux stations de Kaolack et Nioro

I-3 Géomorphologie et hydrographie

Une description des éléments morphologiques a été effectuée grâce à un modèle numérique de terrain (MNT) établi à partir de cartes topographiques aux 1/50000 et validé par un nivellement précis des ouvrages (puits, forages et piézomètres) de la zone étudiée.

I-3-1 Méthodologie

La figure 10 représente la démarche méthodologique adoptée.

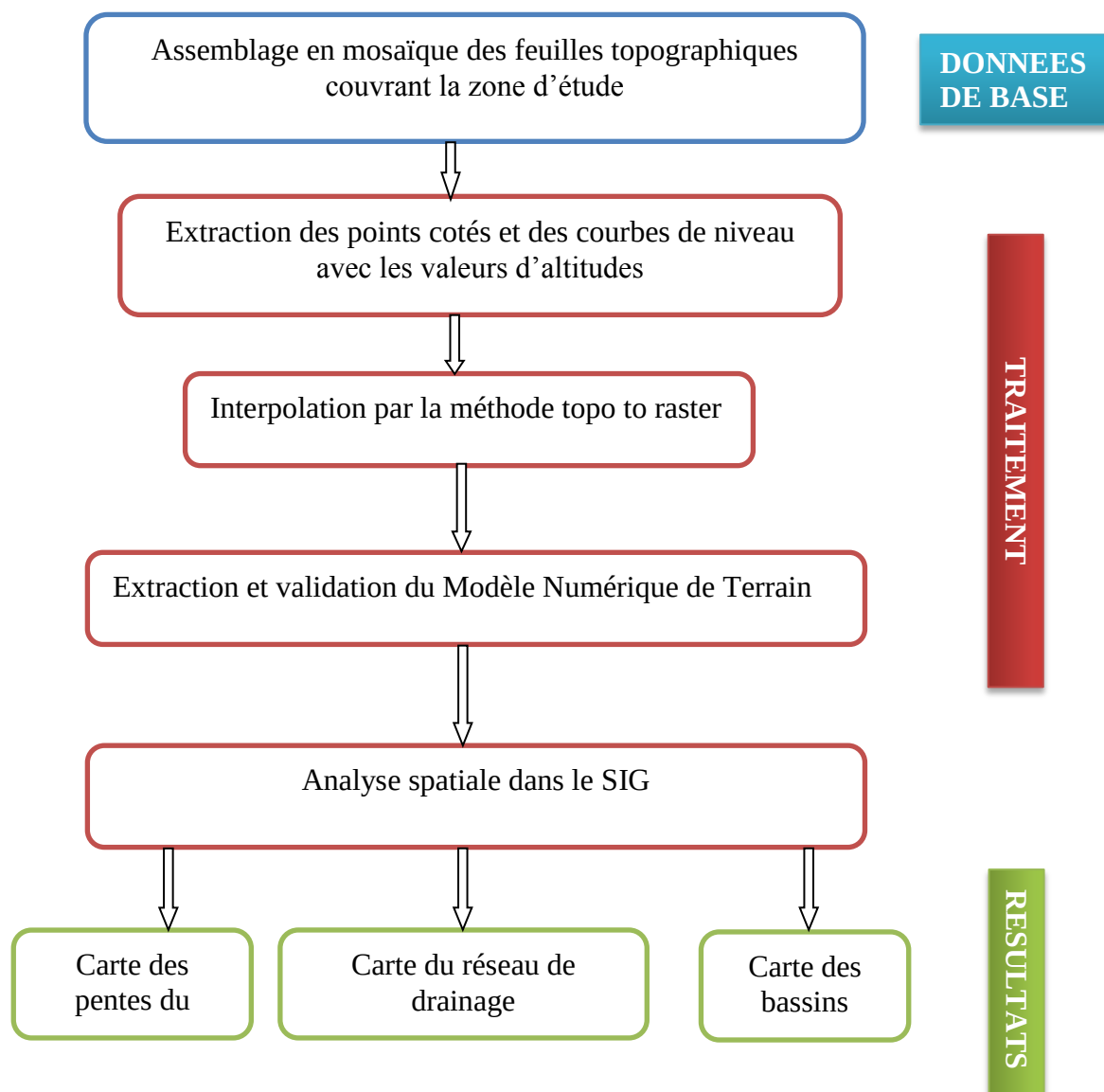


Figure 10 : Organigramme de la démarche méthodologique pour la réalisation du modèle numérique de terrain à partir des cartes topographiques et l'extraction des paramètres dérivés (pente, réseau de drainage et bassins versants)

I-3-2 Résultats

I-3-2-1 Modèle Numérique de terrain

Les points cotés et les courbes de niveau d'une mosaïque de feuilles topographiques ont été numérisés et ont permis de créer le MNT par interpolation, par la méthode topo to raster du logiciel ArcGIS. Le MNT, ainsi réalisé, a une résolution égale à l'équidistance entre les courbes de niveau soit 10 m. Le modelé général de la région se présente sous forme de vastes plateaux tabulaires localisés au Sud, au Sud – Est et Nord Est de la zone et qui culminent à plus de 40 m d'altitude (figure11). Ces plateaux sont entaillés par un réseau de

vallées étroites à faible pente qui drainent les eaux vers le fleuve Saloum pendant la saison des pluies. Au Nord de la région en allant vers le Fleuve Saloum, le relief s'adoucit de plus en plus pour atteindre des côtes 0 IGN à l'endroit du fleuve. Il en est de même vers l'Ouest à la limite de la zone de mangrove où les côtes topographiques sont basses.

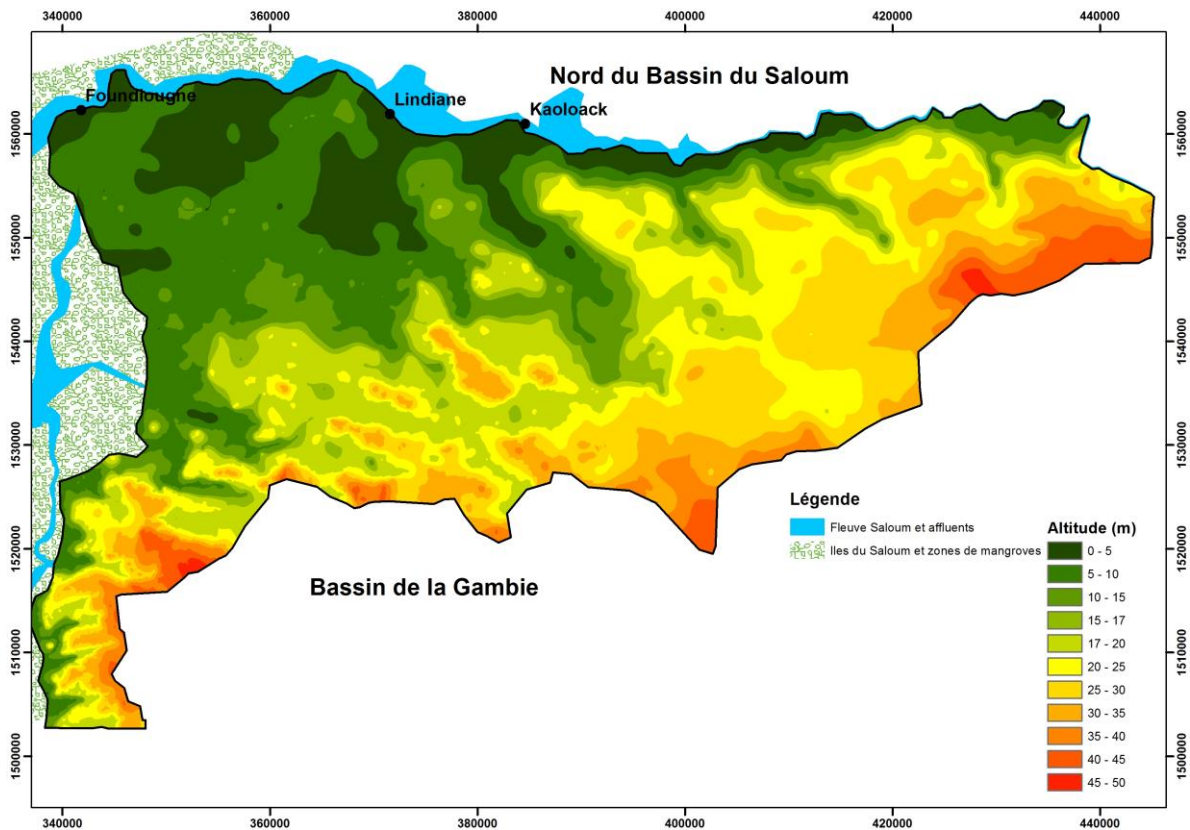


Figure 11 : Modèle numérique de terrain (avec une précision de ± 4 m) de la zone d'étude obtenu par interprétation des cartes topographiques à l'échelle du 1/50 000

Les altitudes des ouvrages de la zone d'étude, mesurées sur le terrain à l'aide d'un GPS (Global Position System) différentiel avec une précision centimétrique en X, Y et métrique en Z ont été utilisées pour valider le MNT. Ces altitudes acquises en hauteur ellipsoïdale ont été converties en altitude IGN par rattachement au Réseau de Référence du Sénégal 2004 (RRS04), constitué de 20 bornes géodésiques déterminées par GPS d'une précision planimétrique et altimétrique du centimètre réparties dans tout le Sénégal (source, DTGC). La précision du MNT est évaluée en comparant les altitudes extraites avec celles acquises par nivellement (figure 12) (qui sont supérieures pour 87% des points). L'écart maximal est noté au niveau des points situés dans les zones où le relief est relativement haut (supérieurs à 20 m)

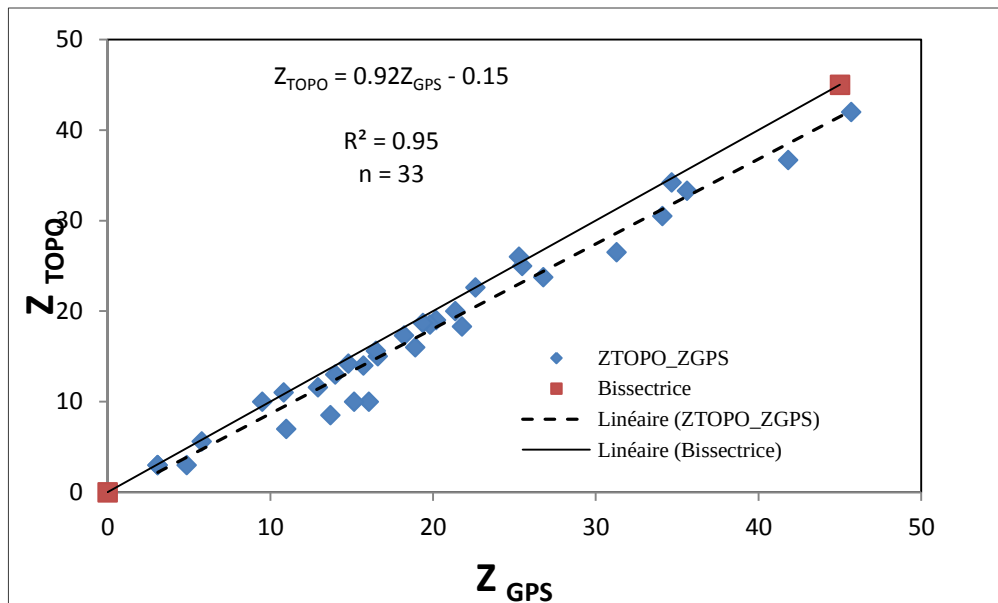


Figure 12 : Comparaison entre les altitudes extraites du MNT et de celles acquises par nivellement des ouvrages de la zone

Tableau 3 : Paramètres statistiques issus de la comparaison entre les altitudes extraites du MNT et celles mesurées sur le terrain par nivellement au GPS différentiel.

	Moyenne (m)	Médiane	Variance (s^2)	Écart type (s)	m-2s	m+2s
$Z_{GPS} - Z_{TOPO}$	1.9	1.3	3.6	1.9	-1.9	5.7

Les valeurs de l'erreur sont comprises entre -0.7 m et +6.05 m avec une moyenne (m) de 1.9 m et une médiane de +1.3 (tableau 3). Si on suppose que la distribution de l'erreur est normale, 95.5% des valeurs de l'erreur sont comprises dans l'intervalle [m-2s, m+2s] (Pirard, 2006) donc entre -1.9 m et +5.7 m ce qui correspond à une précision du MNT de +/- 4 m.

I-3-2-2 Carte des pentes

La carte des pentes du terrain a été extraite du MNT ; elle montre des valeurs comprises entre 0 et 7°. Les pentes les plus élevées (supérieures à 1°) sont rencontrées au niveau de la limite avec le bassin de la Gambie et particulièrement au Sud-Ouest (figure 13). La détermination des pentes est utile dans l'évaluation du ruissellement et par conséquent du calcul de la recharge de la nappe dans la zone d'étude.

I-3-2-3 Réseau de drainage et bassins versants

Le réseau de drainage et les bassins versants ont été extraits du MNT en utilisant l'algorithme D8 de O'Callaghan & Mark (1984). La méthode qui consiste à modéliser le drainage en terme de bassin versant (Jones, 2002) est la plus couramment utilisée pour extraire un réseau de drainage d'une grille régulière de MNT (Gupta et *al.*, 1980 ; Jenson et Dominique, 1988 ; Madioune, 2012). En tenant compte de l'écoulement de l'eau, l'algorithme utilise une grille de 3 x 3 en assignant la valeur de drainage de la grille à un de ses huit voisins pour déterminer la direction du flux.

La carte de la figure 14 montre le réseau de drainage et les bassins versants qui ont été extraits du MNT. En s'appuyant sur les études antérieures et l'observation sur le terrain, nous avons pu identifier le réseau et les bassins versants correspondants.

Les surfaces des bassins sont très variables comme les directions des écoulements et on peut les classer comme suit :

- un premier ensemble est formé par les affluents du Saloum où les écoulements sont dirigés vers le Nord. On distingue successivement d'Ouest en Est, les cours d'eau de Tawa, Bill, Latmingué, Tykat Diéri, et Pakala ;
- les bassins côtiers qui débouchent directement dans la zone estuarienne où on identifie du Sud vers le Nord les cours d'eau de Mansariko, Fathala, Néma, Sokone et de Senghor.

L'unique cours d'eau pérenne de la zone d'étude est la Néma. Son bassin couvre une superficie d'environ de 50 km² avec un drain principal qui parcourt le bassin d'Est en Ouest (Ngom, 2000). Deux stations hydrométriques y sont implantées :

- la station de Néma Ba (Aval) qui a été créée en 1976 est influencée en saison sèche par une faible remontée de la marée mais l'écoulement y est pérenne ;
- la station de Néma Nding (Amont) date de 1993 mais ne dispose que très peu de données.

La Néma draine la nappe du CT avec un débit de base qui varie entre 1054 m³ / jour en saison sèche et 2808 m³ / jour en saison des pluies (Ngom, 2000).

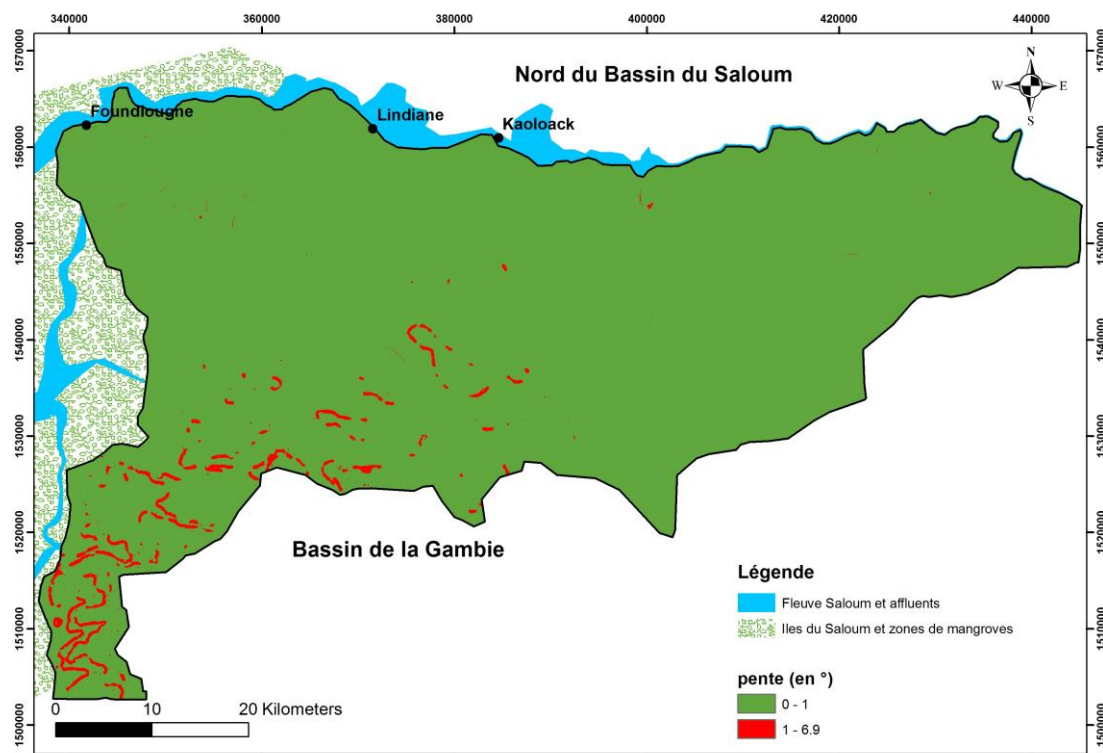


Figure 13 : Distribution des valeurs de pente de la zone d'étude extraites à partir du MNT

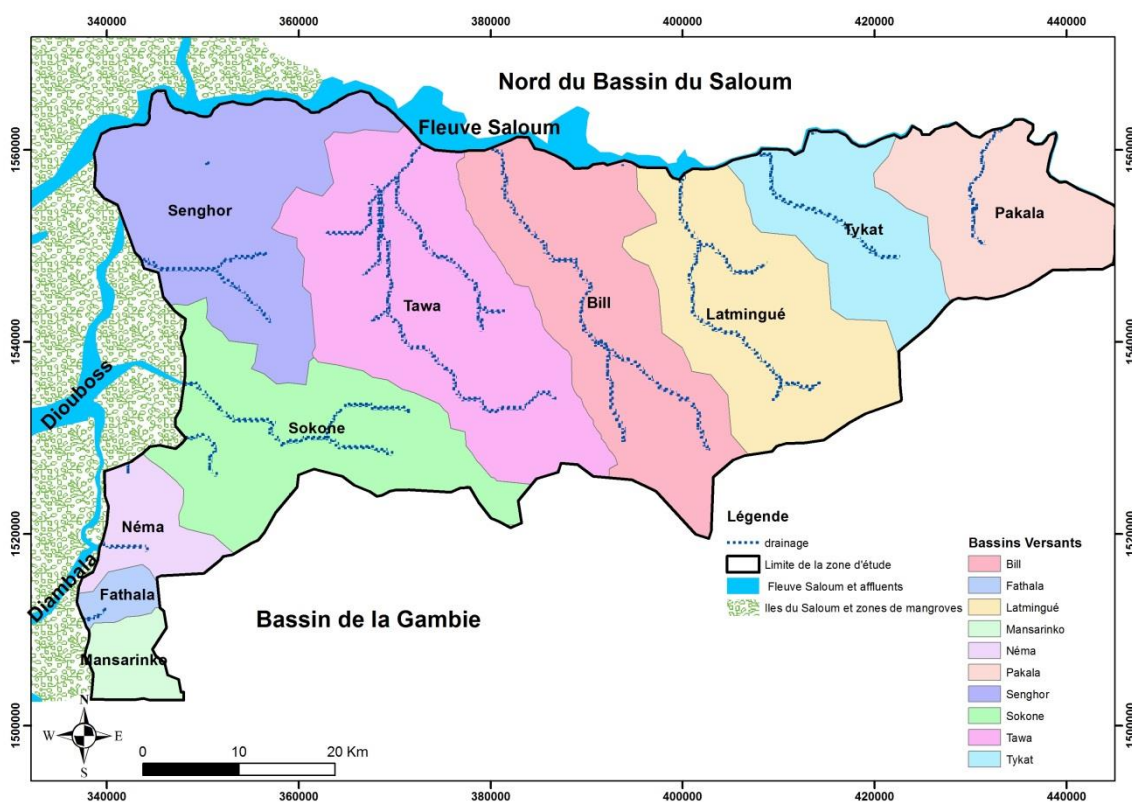


Figure 14 : Réseau de drainage et leur bassin versant correspondant de la zone d'étude extraits à partir du MNT

Le fleuve Saloum qui constitue la limite Nord de la zone d'étude s'étend sur une longueur d'environ 120 km avec une pente longitudinale très faible (inférieure à 1°), devenant nulle vers l'aval. Le fleuve Saloum est partiellement séparé de l'océan Atlantique par la flèche de Sangomar (figure 1) et présente depuis la rupture de celle-ci, en 1987, deux embouchures dont l'ancienne localisée à Sangomar (environ 1,8 km de large) et la nouvelle due à la rupture à Lagoba au Nord (environ 4 km de large) (Diouf, 1996).

A partir de l'embouchure de Sangomar, le Saloum prend une direction Sud-Nord sur environ 13 km ; sa largeur maximale sur cette section est de 2 km. Ensuite, il décrit un grand coude Nord-Est puis Sud-Est et se dirige vers le Nord-Est jusqu'à Foundiougne. La largeur se rétrécit dépassant rarement 1 km. De Sangomar à Foundiougne, le chenal du Saloum est relativement profond ; les valeurs mesurées sont rarement inférieures à 13 m et peuvent même être supérieures à 25 m au niveau des fosses (Diop, 1986). En amont de Foundiougne, le Saloum rencontre le Sine et devient très sinueux tout en gardant une direction générale jusqu'à Kaolack. Sur cette portion, la profondeur diminue également, restant le plus souvent inférieure à 8 m. Les profondeurs du Saloum mesurées lors de notre étude varient d'aval (Foundiougne) en amont (Kaolack) entre 4 et 6 m.

Les eaux du fleuve Saloum se caractérisent par leur forte salinité croissante d'aval en amont d'où le nom «d'estuaire inverse». Selon, Mikhaïlov et *al.* (2008) la particularité du Saloum est que, durant les hautes marées en été, le niveau de l'eau de l'estuaire devient inférieur par rapport à celui de la mer, favorisant ainsi l'intrusion des eaux salées dans le système. Les mesures de vitesses et directions des courants marins en différentes saisons (hautes et basses eaux) effectuées par Diop (1986), ont montré que dans l'estuaire du Saloum en différentes saisons, les durées du flot sont nettement supérieures à celles du jusant, contrairement aux estuaires normaux. L'estuaire du Saloum subit la prépondérance du courant de flot et non du jusant, traduisant ainsi l'originalité d'un schéma contraire à ce qui se produit habituellement (Diop, 1986).

Les premières mesures de salinité dans les eaux du Saloum remontent à 1927 à la station de Kaolack avec un taux de salinité de 58 g/L (figure 16). Cette salinité varie saisonnièrement ; elle est plus forte au mois de Juin et diminue pour atteindre des valeurs minimales aux mois de Septembre et Octobre (figure 17). Elle présente également une variation interannuelle en rapport avec les périodes pluvieuses excédentaires et celles déficitaires (figure 16). Par exemple, des salinités de 3 - 4 g/L ont été enregistrées à Kaolack pendant la saison de pluie de 1936 et 1950 qui correspondent à des années très humides (pluviométrie supérieure à 1000 mm) ; durant les années moins humides (pluviométrie

inférieure à 600 mm) des trois dernières décennies, des salinités jusqu'à 124 g/L ont été mesurées à Kaolack (Pages et Citeau, 1990). La salinité des eaux du fleuve montre également un gradient croissant de l'aval vers l'amont (figure 18 et 19).

A partir du moment où la salinité à Kaolack reste, en permanence, supérieure celle de l'eau de mer qui est de 35 g/L, le Saloum est devenu un estuaire inverse. Cette hypersalinité est devenue accrue à la fin des années 1960, période coïncidant avec le début de la grande sécheresse en Afrique sub-saharienne (Pages et Citeau, 1990).

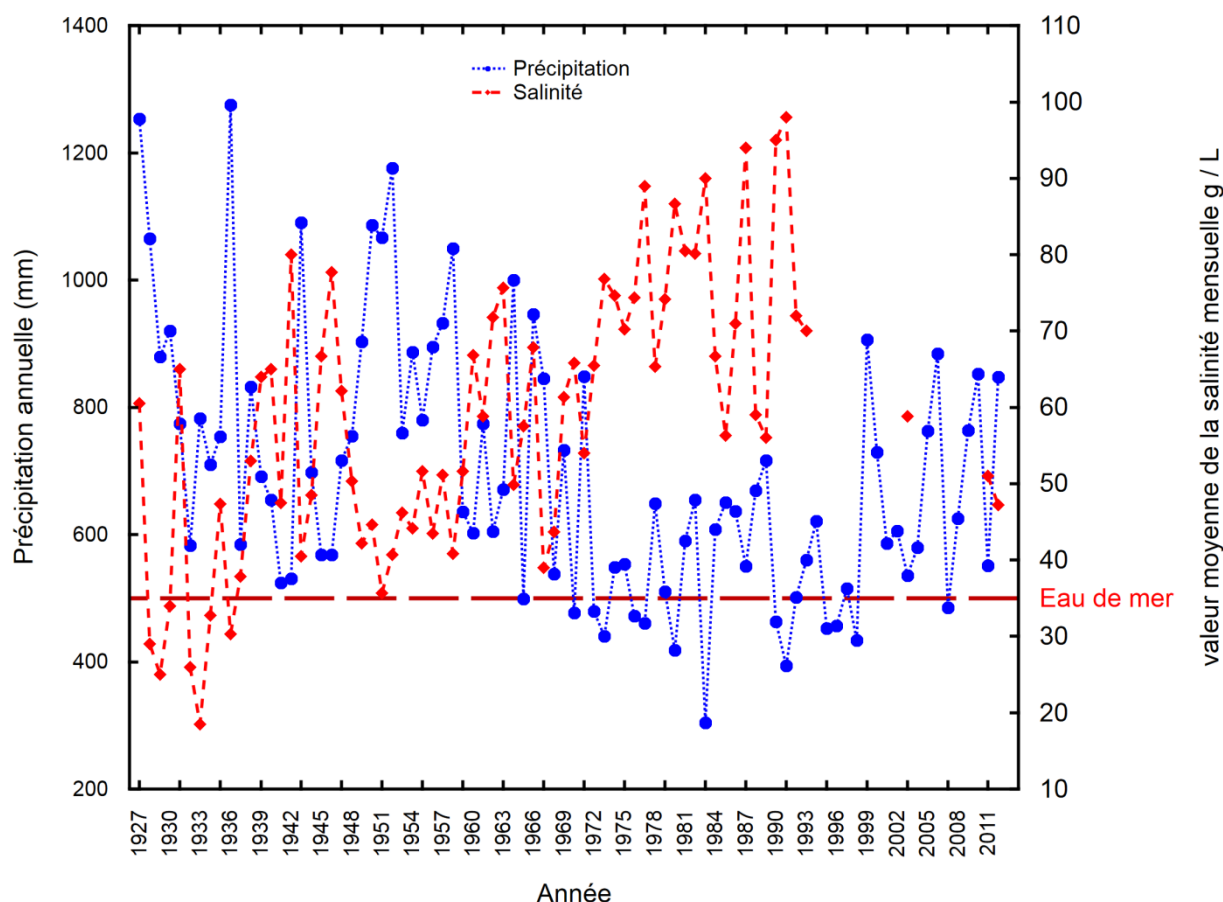


Figure 15 : Variation interannuelle de la salinité et de la pluviométrie à la station de kaolack entre 1927 et 1985 (Pages et Citeau, 1990)

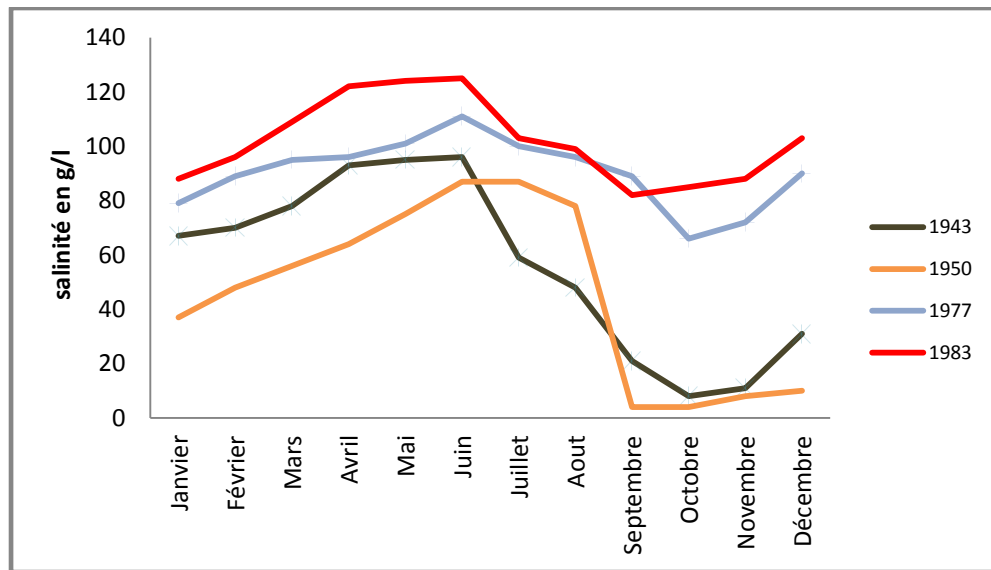


Figure 16 : Variation saisonnière de la salinité des eaux du fleuve Saloum à la station de kaolack en 1943, 1950, 1977 et 1983 (Pages et Citeau, 1990)

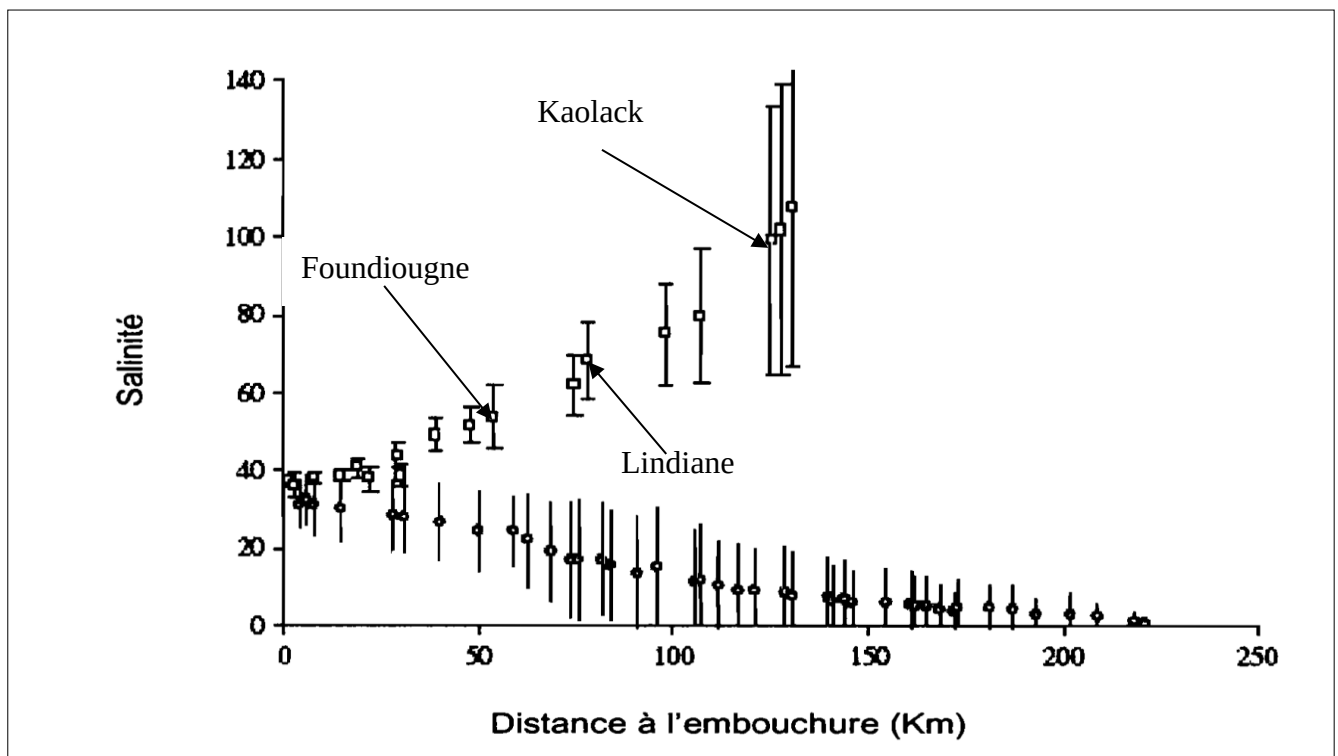


Figure 17 : Gradient de salinité (g/L) le long des estuaires du Sine Saloum (□) et de la Gambie (o). Les valeurs des salinités sont des moyennes $\pm$ les écart-types dans différentes stations depuis l'embouchure) (Panfili et al, 2006).

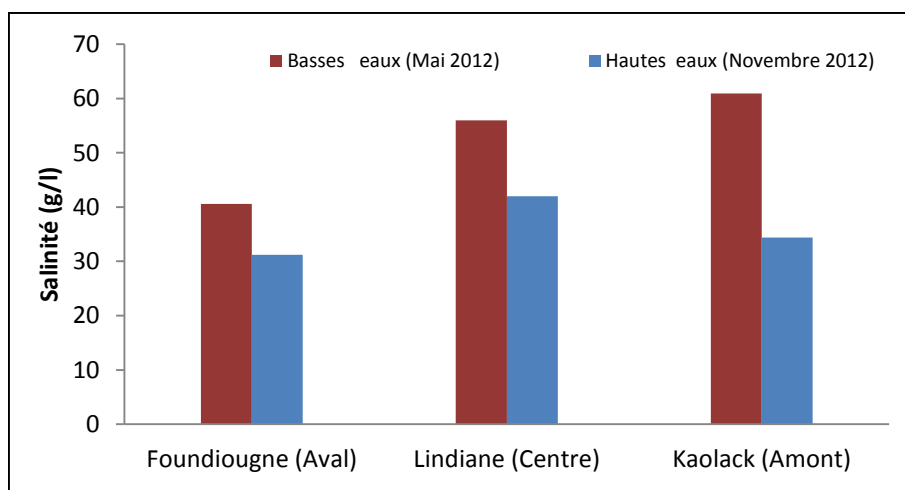


Figure 18 : Variation spatiale et saisonnière du taux de Salinité (g/l) des eaux du Saloum

I-4 Occupation du sol, couvert végétal et type de sol

L'état de l'occupation du sol et du couvert végétal dans la zone d'étude a été effectué grâce au traitement d'images optiques. Ce traitement s'est fait par utilisation de la télédétection et des systèmes d'information géographiques. Ces derniers constituent des outils performants permettant, dans de nombreuses études, de compléter les méthodes classiques d'investigation dans divers domaines et également de mieux caractériser et représenter les états de surface terrestre (Lu et *al.*, 2003 ; Coppin et *al.*, 2004 ; Pu et *al.*, 2008 ; Dieng, 2009 ; Pan et *al.*, 2011 ; Datta et *al.*, 2012 ; Petropoulos et *al.*, 2013 ; Dieng et *al.*, 2014 ; Silva et *al.*, 2017). Dans le cadre de nos travaux de thèse et en collaboration avec l'ESA (European Spatial Agency ou Agence Spatiale Européenne), une étude a été réalisée sur l'impact des changements climatiques sur l'évolution des états de surface dans la zone, en particulier la mangrove et les tannes (Dieng et *al.*, 2014). Cette étude qui consiste à évaluer le potentiel de l'imagerie Landsat à moyenne résolution spatiale (15 à 30 m) pour le suivi de la dégradation des mangroves et des zones agricoles au profit des tannes nous a permis de caractériser l'occupation du sol et le couvert végétal dans la zone. Selon plusieurs auteurs (Bastiaanssen et *al.*, 2000 ; Nellis et *al.*, 2009 ; Conrad et *al.*, 2010 ; Silva et *al.*, 2017), ce type d'image convient au suivi de l'agriculture et de l'occupation du sol.

I-4-1 Méthodologie

Le choix de l'imagerie Landsat se justifie par la couverture spatiale des images (187 km x 187 km), l'existence d'une base de données depuis la période de sécheresse en Afrique subsaharienne (début des années 1970) pour une analyse multi - temporelle mais également par le contexte économique difficile dans les pays en voie de développement, ne permettant pas une facile acquisition d'images à très haute résolution spatiale.

Les images Landsat (path 205 ; row 51) ont été obtenues à partir du site internet d'USGS (United States Geological Survey). Ces images ont été sélectionnées en fonction de la période d'acquisition entre Octobre et Novembre (juste la fin de la saison des pluies) et de la couverture nuageuse (10% au plus).

Les images satellites ont été traitées avec le programme ERDAS Images. L'algorithme de classification par maximum de vraisemblance a été utilisé pour déterminer les différents types d'occupation des sols. Le logiciel Arc GIS a été par la suite utilisé pour traiter les questions relatives aux systèmes d'information géographique. La figure 19 montre la démarche méthodologique adoptée.

Les deux images de Novembre 2012, issues du même capteur et livrées dans le même système de coordonnées géographique WGS 84, ont été utilisées dans le cadre de nos travaux. Par conséquent, des corrections géométriques n'étaient pas nécessaires. Cependant, avant la classification, une mosaïque d'images de 15 m de résolution spatiale a été réalisée avec les deux images Landsat. Cette mosaïque a permis d'obtenir une seule image couvrant tout le bassin du Saloum et de délimiter un masque autour de la zone à étudier et qui sera pris en compte dans la classification.

La classification supervisée permet de cartographier l'occupation du sol par extraction automatique des différents éléments prédéfinis du paysage grâce au regroupement des pixels de radiométrie similaire (Hastie et *al.*, 2009). L'échantillonnage de pixels, appelés zones d'entraînement, pour lesquels les classes d'occupation sont connues est nécessaire pour déterminer la classe d'appartenance des pixels d'une image. Un ensemble de 100 zones d'entraînement ont été définies sur base d'interprétation visuelle de l'image Landsat, et de données auxiliaires (obtenues principalement à partir des points de contrôle classiques (GPS) et de la reconnaissance sur le terrain).

La procédure s'effectue ainsi en trois étapes (Carrão et *al.*, 2008 ; Hastie et *al.*, 2009) (figure 19) :

- la définition des zones d'entraînement sur l'image ;

- la création des signatures spectrales à partir des zones d'entraînement ;
- l'application d'un algorithme de classification sur la base de signatures spectrales dérivées de zones d'entraînement.

L'occupation du sol a été ainsi divisée en six principales classes : les habitations qui représentent les différents villages de la zone, les plans d'eau constitués par le fleuve Saloum et ses différents affluents, la mangrove, les cultures pluviales, la végétation naturelle qui comprend la savane et les forêts classées et enfin les sols appelés tannes.

L'évaluation précise de la classification a été faite à l'aide de la précision globale (en pourcentage) et du coefficient Kappa, calculés à partir de la matrice d'erreur (Congalton, 1991 ; Jensen, 1996 ; Foody, 2004a).

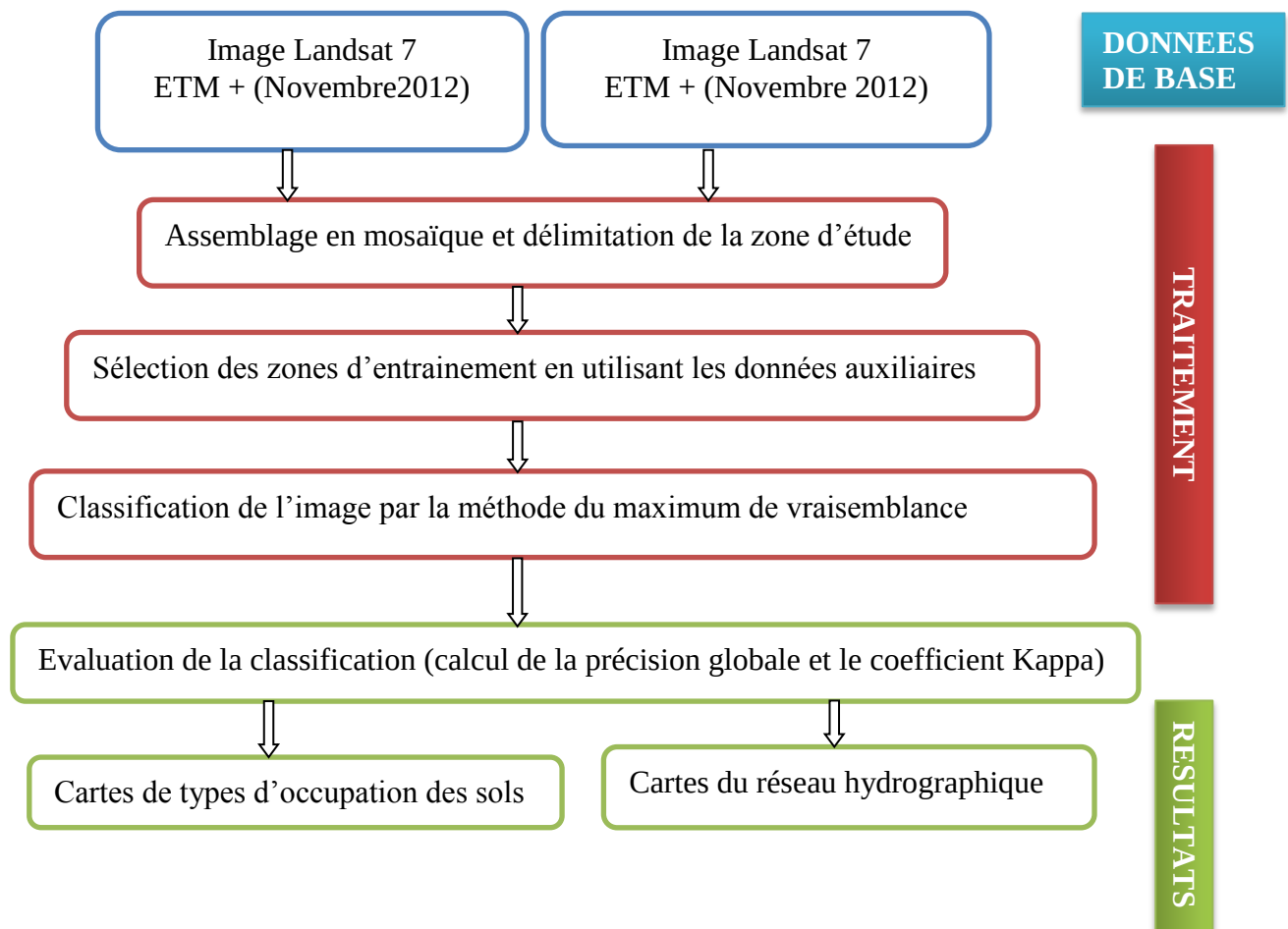


Figure 19 : Méthodologie générale utilisée pour la classification supervisée de l'image Landsat pour la réalisation d'une carte d'occupation des sols

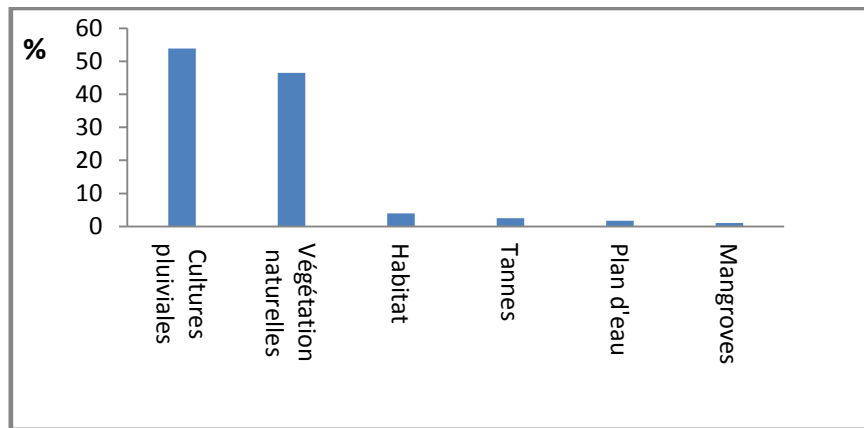


Figure 21 : Proportion des différents types d'occupation des sols dans la zone d'étude déterminés par classification supervisée d'images Landsat d'une mosaïque d'image Landsat 7 ETM de Novembre 2012

Sur la base de cette étude cartographique de l'occupation du sol, de la reconnaissance sur le terrain et des travaux de Perez (1994), une caractérisation du couvert végétal a été effectuée. Elle montre que la zone étudiée est essentiellement recouverte par une savane arborée avec une prédominance des espèces épineuses. Ce couvert végétal a été fortement modifié suite aux actions anthropiques (déboisements, feux de brousse, cultures pluviales) et aux effets de la sécheresse des trois dernières décennies (Dieng et *al.*, 2014). On distingue en général trois types de famille de végétaux au Saloum, avec la disposition suivante de la vasière vers les zones exondées :

- la mangrove composée de *Rhizophora*, d'*Avicennia* et de *Conocarpus* suivant le niveau de submersion constitue 1 % de la zone ;
- les pelouses halophiles constituées surtout par des herbacées du genre *Sesuvium*, *Philoxercis* ou *Paspalum* ;
- les cordons sableux occupés par des espèces ligneuses et sous ligneuses comme *Acacia*, *Combretum*, *Tamarindus*, *Adansonia* et par quelques herbacées annuelles. Le tapis herbacé est constitué de graminées dont les espèces dominantes sont le cram-cram (*Cenchrus biflorus*), *Andropogon gayanus* et *Pennisetum sp.* Des populations de *Guiera senegalensis* et *Anogeissus leocoupus* se développent dans les jachères des sols sablonneux. Dans les champs sont cultivés *Anacardium occidentale* (acajou), *Manguijera indica* (mangues), mais aussi le mil et l'arachide qui dominent pendant la saison pluvieuse.

La carte de la typologie des sols de la zone d'étude (figure 22) a été extraite de la carte Pédologique au 1/500000 dressée par l'USAID en 1986. Les classes pédologiques les plus importantes en relation avec la morphologie de la zone d'étude sont décrites ci-après. Cette partie est fortement inspirée des travaux de l'USAID (1986) et de Perez (1994). Les différents types de sols rencontrés dans la zone d'étude sont les suivants :

- les sols hydromorphes et halomorphes à gley salé rencontrés vers les bordures du fleuve Saloum et la limite avec la zone de mangrove. Ils sont de couleur grise et parfois beige, sablo – argileux avec des proportions plus importantes d'argiles. Ces sols sont généralement fortement salés avec des efflorescences salines localisées. Les horizons profonds ont une structure massive plastique. Ils sont peu humifères, très humides pendant la majeure partie de l'année. Ces types de sols sont connus sous le nom de tannes. Les tannes peuvent être nus, sans végétation ou herbacées, colonisés par des plantes halophiles grâce à des conditions géomorphologiques locales et un dessalement superficiel saisonnier. Ils sont sulfatés acides et proviennent de l'évolution biogéochimique des sols de mangrove qui sont constitués de palétuviers dont l'espèce *Rhizophora sp.* Dans ces sols, est très fréquente l'activité maximale des bactéries fermentatives et sulfatoréductrices est observée en subsurface au niveau de la plus forte densité racinaire (Kristensen et *al.*, 1991). La matière organique présente dans ces sols et particulièrement dans les racines de *Rhizophora sp* forment une véritable tourbe et stimule la sulfato – réduction bactérienne en milieu anaérobie. Et compte tenu du stock de fer d'origine géochimique au sein des sédiments, les sulfures produits par la réduction bactérienne des sulfates se précipitent essentiellement sous forme de pyrite. Cette prépondérance de la pyrite, qui peut représenter la quasi-totalité du soufre réduit, constitue une caractéristique des sols de mangrove. Lorsque les sols de mangrove sont soumis à des périodes d'exondation, l'oxydation de la pyrite consécutive à la déshydratation des sédiments conduit à la formation d'un sulfate de fer, la jarosite, d'oxyde et d'hydroxyde de fer, de gypse. Cette production de sulfate peu propice à la vie végétale provoque une forte acidification des sols qui à terme conduit à la formation de tannes. L'acidification prolongée entraîne une altération et une déstructuration des minéraux argileux et conduit à une libération de l'aluminium, de la silice et des cations qui, en cristallisant à la surface des sols, forment des efflorescences salines (Lebigre, 1984).

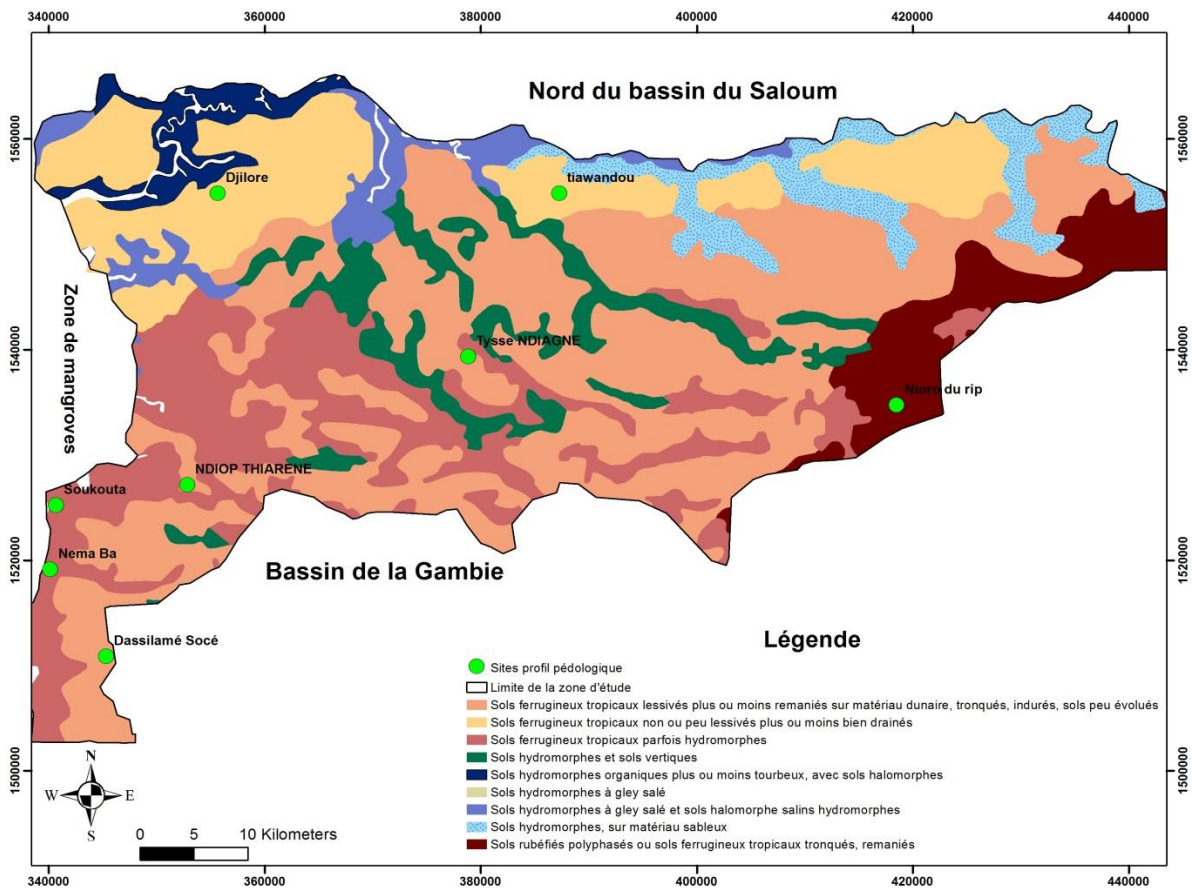


Figure 22 : Distribution des différents types de sols de la zone étudiée (USAID, 1986 modifiée)

- les sols hydromorphes sur matériau sableux rencontrés dans les vallées ensablées sont de couleur assez foncée en surface ; ils sont sablo-argileux mais avec des teneurs faibles à moyennes en argile (sable ou sables limoneux).
- les sols hydromorphes et les sols vertiques qui forment des cuvettes argileuses allongées occupent les fonds des vallées mortes. Ces sols sont à 80 % hydromorphes mais une tendance verticale est localement rencontrée ;
- les sols ferrugineux parfois hydromorphes encore appelés sols beiges recouvrent l'essentiel des épandages alluvio-colluviaux formant les basses plaines. Ces sols contiennent un horizon humifère gris d'une dizaine de centimètres d'épaisseur suivi d'un horizon enrichi en argiles et en nodules de fer de couleur brun clair. Ils sont finement sableux en surface et sablo – argileux en profondeur et reposent sur des argiles. Ils deviennent hydromorphes à proximité des dépressions et dans ce cas l'horizon profond est graveleux ;

- les sols ferrugineux tropicaux lessivés plus ou moins remaniés sur matériaux dunaires indurés occupent les plateaux. Ce sont des sols peu évolués de couleur rouge à brun qui renferment 25 à 50 cm d'argiles. Ils reposent sur une cuirasse que l'on retrouve souvent vers un mètre de profondeur. Ces sols sont pauvres en matières organiques, de couleur brune rougeâtre avec une structure massive. Ils occupent la majeure partie de la zone et constituent les bonnes terres agricoles malgré leur pauvreté en phosphore ;
- les sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés et plus ou moins bien drainés retrouvés au Nord de la zone. Ils sont constitués de sables fins avec un niveau sablo-argileux moyen en profondeur ;
- les sols ferrugineux tropicaux tronqués remaniés couvrent les plateaux au Sud- Est de la zone et sont caractérisés par la présence d'un niveau induré en profondeur. Ils sont de couleur gris - rose en surface et rose avec des taches rouges ferrugineuses ou des concrétions en profondeur.

Conclusion Partielle

L'étude de la climatologie de la zone d'étude (la partie Sud du bassin du Saloum) à travers les stations de Kaolack et de Nioro a montré que celle-ci est caractérisée par une variabilité spatio-temporelle. La distribution spatiale de la pluviométrie, à l'instar du Sénégal montre un gradient croissant Nord-Sud. Dans le Saloum, comme dans les autres systèmes estuariens du Sénégal, le déficit d'écoulement des systèmes fluviaux, qui s'est accentué pendant la sécheresse des années 1970 a conduit à une hypersalinisation des eaux de surface. Dans la zone d'étude, le relief se présente sous la forme d'une zone basse à pendage ouest dont l'altitude est inférieure à 50 m. L'analyse et l'interprétation de l'imagerie satellitale montrent que l'occupation du sol est essentiellement dominée par une importante couverture végétale constituée de zones de culture et de végétation naturelle.

CHAPITRE II : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

II-1 Introduction

Une synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques est développée dans ce chapitre en se basant sur les données des études antérieures. Des coupes géologiques qui schématisent la succession des faciès du CT, de même que la tectonique et la minéralogie des sédiments sont présentées. Ceci permettra de caractériser l'encaissant dans le but d'établir le schéma conceptuel de fonctionnement actuel du système et d'apprécier les processus d'acquisition de la minéralisation en termes de réactions géochimiques dans les chapitres suivants.

II-2 Contexte géologique à l'échelle du bassin sénégal-mauritanien

II-2-1 Contexte géologique générale et géodynamique du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien

Sur le plan géologique, la zone d'étude appartient au bassin sénégal-mauritanien qui couvre une superficie d'environ 610 000 km² dont 340 000 km² occupent la partie continentale. (Hébrard et Elouard, 1976). Ce bassin sédimentaire Méso-Cénozoïque qui s'étend sur 1 300 km du cap Blanc en Mauritanie au Nord jusqu'au Cap Roxo en Guinée Bissau au Sud est caractérisé pour l'essentiel par son relief très faible. Ce bassin a fait l'objet de plusieurs études géologiques stratigraphiques et sédimentologiques (Tessier, 1950 ; Monciardini, 1966 ; Michel, 1973), dont une première synthèse des connaissances sur l'Ouest du Sénégal élaborée par Tessier (1950). La synthèse géologique élaborée par Castelain (1965) puis Spengler et *al.*, (1966) essentiellement basée sur les données de forages pétroliers, de recherche d'eau et des affleurements a beaucoup inspiré par la suite la description lithostratigraphique.

Une synthèse des connaissances sur l'histoire géodynamique du bassin a été proposée plus récemment par Bellion (1987). Ces différents travaux nous ont fortement inspirés pour la description de la géologie faite dans cette partie.

Ce bassin est limité à l'Ouest par l'Océan Atlantique avec une côte généralement basse et sablonneuse sur laquelle débouchent quatre estuaires importants qui sont du Nord au Sud le Sénégal, le Sine-Saloum, la Gambie et la Casamance. A l'Est et au Sud-Est, il est bordé par les formations plissées et métamorphisées de la chaîne des Mauritanides. Tandis qu'au Nord,

le bassin est limité par le socle précambrien de la dorsale Réguibat, il repose au Sud sur les formations Paléozoïques du bassin de Bové (figure 23) (Bellion, 1987).

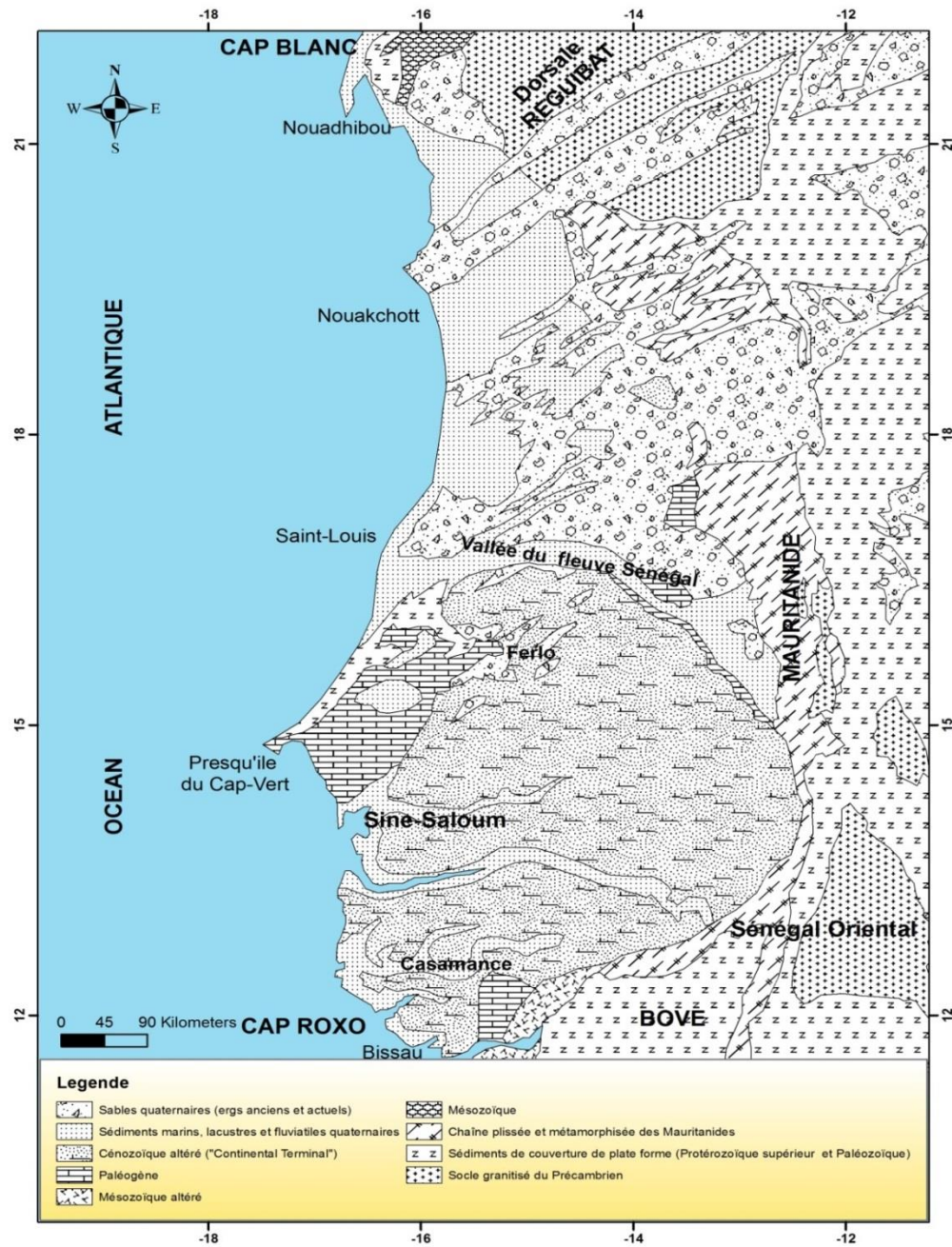


Figure 23 : Carte géologique simplifiée du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien et de ses abords (Bellion, 1987)

La géologie de la zone d'étude, à l'image du reste du bassin décrit un schéma d'ensemble relativement simple défini par une vaste structure monoclinale à pendage Ouest (figure 24).

Le socle cristallin se situerait vers 5000 m de profondeur à la verticale de Nouakchott, 8000 m à celle de Dakar et aux environs de 10000 m sous le plateau casamançais (Bellion, 1987).

Le bassin sénégalo-mauritanien résulte de l'ouverture de l'Océan atlantique dont les premières manifestations sont enregistrées au Trias-Lias, provoquant la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Nord (Bellion, 1987). Cette ouverture, liée à l'expansion océanique et à sa subsidence, est également à la base de son remplissage sédimentaire. Ce bassin côtier accumule ainsi une puissante série sédimentaire, d'origine principalement marine, qui débute au Trias-Lias et se termine au Miocène (Bellion, 1987).

La première invasion marine dans l'Atlantique central naissant provoque le dépôt d'évaporites au Trias supérieur et au Lias inférieur (sel gemme et gypse à passages d'argiles). La transgression s'amorce au Jurassique moyen et atteint son maximum au Jurassique supérieur favorisant dans le domaine occidental du bassin, l'installation d'une épaisse plate-forme carbonatée (Tessier, 1950)

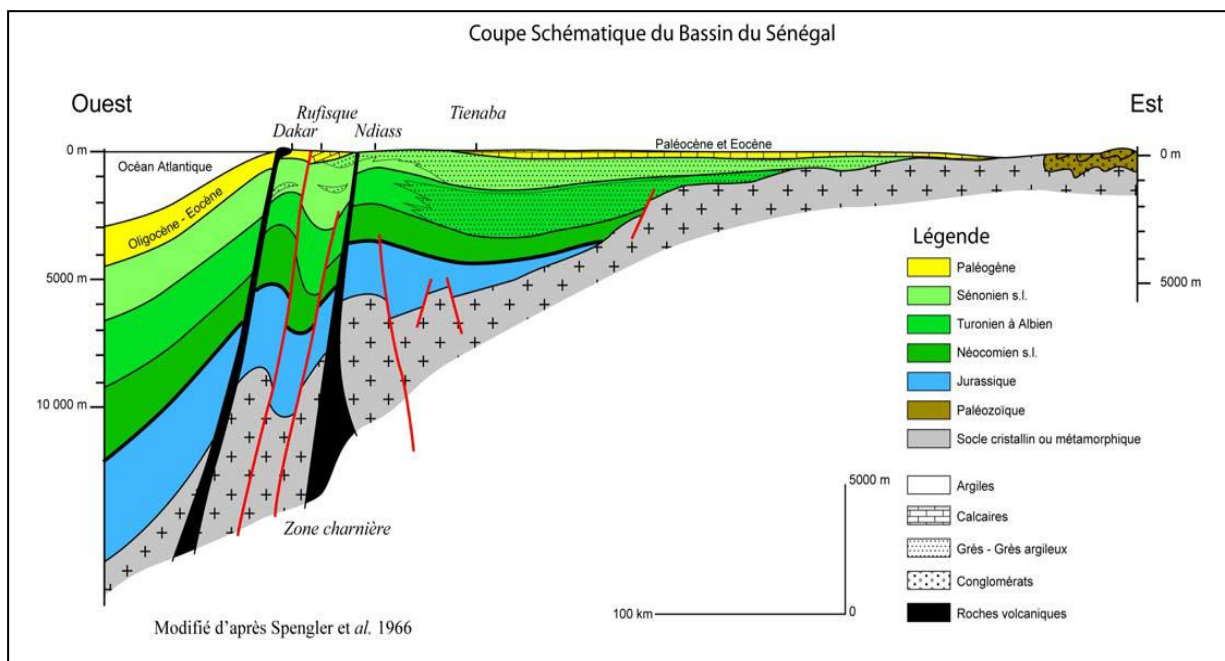


Figure 24 : Coupe schématique du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien au parallèle de Dakar (Spengler et *al.*, 1966)

Un nouvel épisode transgressif au Maastrichtien permet une sédimentation détritique (argiles, silts, sables et grès) avec des passages carbonatés à l'Ouest du bassin. La transgression avance alors progressivement vers l'Est du bassin où les sédiments sont plus

grossiers et moins épais. Le passage latéral de faciès et les grandes variations d'épaisseur constatées indiquent encore un contrôle tectonique des dépôts.

Au début du Paléocène, la mer envahit à nouveau le bassin, la sédimentation est essentiellement chimique et biochimique avec une prédominance des faciès argilo-marneux et calcaires coquilliers. A la fin du Paléocène, la baisse généralisée du niveau marin est accompagnée par d'importantes déformations tectoniques entraînant l'ascension de diapirs de sel et la karstification des calcaires du Paléocène supérieur (Spengler *et al.*, 1966).

Au début de l'Éocène inférieur (Yprésien) s'opère une nouvelle transgression qui donnera au domaine marin sa plus grande étendue vers l'Est et permettant le dépôt d'une série à dominante argileuse à attapulгите, riche en silex, glauconie et phosphate, à sa base, plus marneuse et entrecoupée de calcaires argileux, au sommet. La sédimentation est alors à dominante argilo-marneuse et calcaire jusqu'à l'Éocène moyen (Lutétien), période pendant laquelle se déposent des séries phosphatées dans la région de Thiès (Lam-Lam, Taïba) et des calcaires à nummulites dans la région de Kaolack. Au début de l'Éocène moyen, suite aux déformations cassantes nées de l'affrontement des plaques africaine et européenne, la mer amorce son retrait, avec des alternances de calcaires et de marnes riches en coquilles (Castalain, 1965). L'Éocène supérieur marque la période de retrait de la mer où seul des faciès argileux témoignent une sédimentation détritique.

L'Oligocène est mal représenté au Sénégal ; la mer s'est retirée de la plus grande partie du bassin (Bellion, 1987).

C'est à partir du golfe casamançais que s'opère la dernière et brève transgression du Miocène avec une mer peu profonde et une sédimentation marine argilo-sableuse à foraminifères. Dans le Saloum, les dépôts littoraux et lagunaires sablo-argileux du Miocène sont par la suite profondément altérés par la percolation des eaux souterraines lors d'une phase d'abaissement du niveau marin. Ce faciès d'altération constitue la formation du CT (Tessier *et al.*, 1975 ; Lappartient, 1985). Il s'est formé dans des conditions climatiques tropicales humides, avec une altération latéritique importante permettant alors la formation de latérite dont le durcissement produira ultérieurement la cuirasse latéritique. Les faciès du CT, jadis considéré comme des dépôts continentaux, appartiennent à la série Oligo-Miocène-Pliocène suite à une intense phase d'altération.

Au Quaternaire, les faciès sont très variés et sont liés aux fluctuations du niveau marin. On distingue ainsi des dépôts de plages à Mollusques dans les régions littorales, l'installation suivie de la désorganisation de plusieurs systèmes dunaires, l'étagement des terrasses alluviales dans les vallées des fleuves Sénégal et Gambie et la formation de tourbes.

Les formations sableuses du quaternaires récentes recouvrent généralement les sédiments du bassin.

II-2-2 Géologie locale

II-2-2-1 Cadre structural

Si le bassin sénégalo-mauritanien présente, à première vue, une structure d'ensemble relativement simple, avec des couches sub-horizontales, plongeant légèrement vers l'Ouest, dans le détail cependant, la fracturation peut être très importante. La présence de manifestations volcaniques dans certaines zones laisse supposer l'existence de fractures importantes. Les fractures présentent une direction subméridienne à N20°E.

La zone du Saloum ne présente pas une tectonique apparente marquée ; elle montre une multitude d'accidents assimilables à des failles ou des discontinuités (figure 25) qui sont responsables de la mise en place de zones effondrées et de zones hautes (Le Priol et Dieng, 1985).

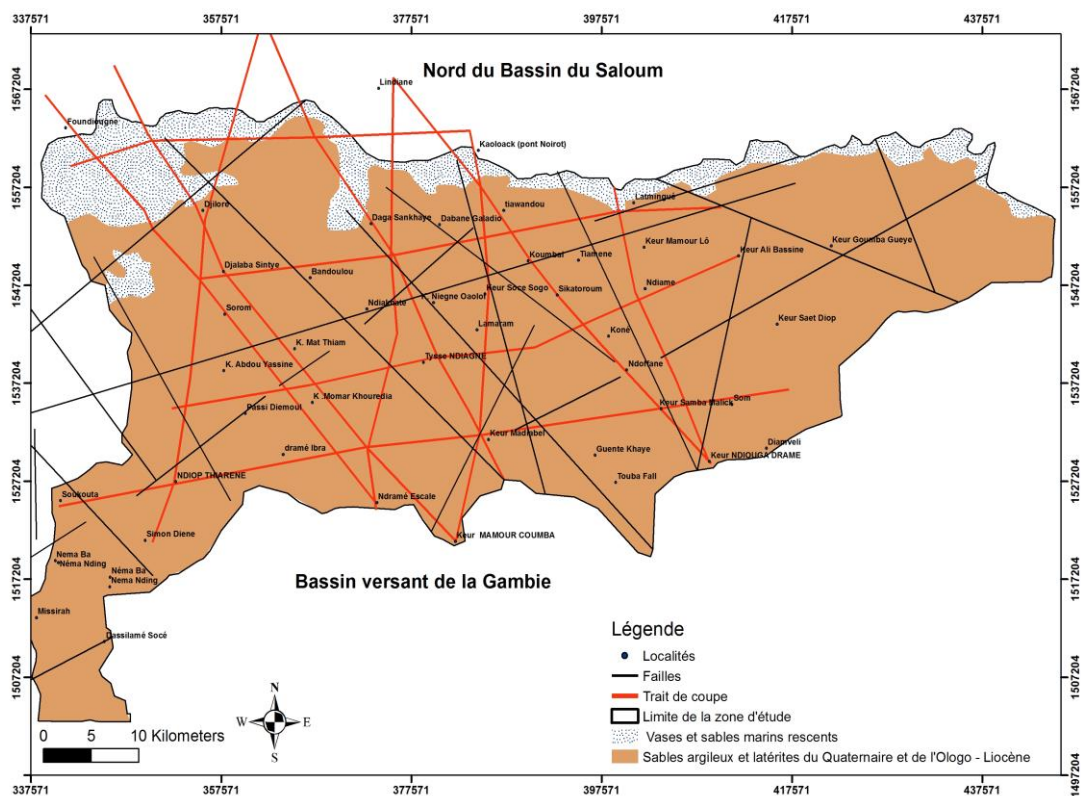


Figure 25 : Carte structurale et géologique au 1/500000 de la partie Sud du Bassin du Saloum (USAID, 1989 modifiée)

II-2-2-2 géologie et stratigraphie de la zone d'étude

Les formations rencontrées par les sondages pétroliers et d'exploitation d'eau réalisés dans la zone d'étude montrent que la géologie comporte du bas vers le haut : les formations du Maastrichtien, du Paléocène, de l'Éocène et enfin celles de l'Oligocène et du Mio-Pliocène connues sous le nom de CT et recouvertes par les sables dunaires du Quaternaire.

Les formations géologiques qui font l'objet de notre étude sont celles du CT faites de grès, de sable, sable argileux, d'argile et de silt. Le Continental Terminal est représenté dans le Saloum par des terrains allant de l'Oligo-Miocène au Pliocène. Il est généralement discordant sur les formations les plus anciennes et est souvent recouvert par le Quaternaire.

Nos travaux concernent les eaux souterraines contenues dans les formations superficielles des sables quaternaires et du CT. Par conséquent ce paragraphe sera réservé à la description de la lithologie des horizons superficiels et de leur substratum d'âge Éocène, tout en mettant l'accent sur les formations superficielles du CT et du Quaternaire, qui constituent l'aquifère principal faisant l'objet du présent travail. Sur la base des logs de forages d'eau et pétroliers, des coupes et cartes géologiques existantes, 10 coupes géologiques ont été réalisées dans la zone étudiée suivant des transects Ouest-Est (A à D), Nord-Ouest – Sud-Est (I à IV) et Nord-Sud (1 à 4) (figure 26 à 31) et Annexe (1 à 5).

II-2-2-2-1 Éocène

Dans le bassin sénégal-mauritanien, l'Éocène est divisé en Éocène inférieur (Yprésien), moyen (Lutétien et Bartonien) et supérieur (Priabonien). Cependant, dans le delta du Saloum, seul l'Éocène inférieur et moyen sont connus avec des dépôts caractérisés par une lithologie hétérogène qui reflète le passage des termes marneux et marno-calcaires à des termes calcaires, calcaro-marneux et calcaro-gréseux (Ly et Anglada, 1991 ; Sarr, 1995).

L'Yprésien est constitué par une alternance de marnes et des calcaires marneux à silex reposant sur le Paléocène et surmontés de calcaires marneux coquilliers. La composition minéralogique de ces formations de l'Éocène inférieur est identique à celle des formations sous-jacentes avec, cependant, une prédominance d'attapulгите qui est parfois relayée par la sépiolite ou la kaolinite (Lappartient, 1985).

Le Lutétien correspond à des argiles et des marnes comportant des intercalations de calcaires argileux à silex et le Bartonien est représenté par des calcaires blancs à nummulites silicifiés et phosphatés.

La partie supérieure de l'Éocène moyen qui correspond au substratum de l'aquifère du CT est la plupart du temps constituée d'argiles compactes, de marno-calcaires ou de calcaires compacts (Diluca, 1976). Ces dépôts ont été intensément érodés lors d'une phase de régression marine à l'Éocène supérieur. Cette érosion a entraîné la mise en place de dépressions plus ou moins profondes à la base du Continental Terminal

II-2-2-2-1 Continental Terminal (CT)

➤ Place du CT dans la stratigraphie du bassin

Le terme de « *Continental terminal* » en Afrique de l'Ouest a une double ambiguïté portant d'une part sur la nature même des dépôts et d'autre part sur leur âge. Selon la définition originelle de Kilian (1931), basée sur des observations dans les bassins intérieurs sahariens et sur leurs bordures, il s'agit de *formations détritiques continentales d'âge cénozoïque*.

Dans le bassin sénégal - mauritanien, plusieurs auteurs, dont Tessier (1950) et Élouard (1962), ont consacré leurs travaux aux formations du CT qui occupent près des 2/3 de la superficie du bassin, mais qui sont fréquemment masquées par des sables récents quaternaires. L'intérêt de ces formations du CT résidait dans l'ambiguïté de les caler dans l'échelle stratigraphique du fait qu'elles semblaient ne contenir aucun fossile, rendant ainsi impossible leur datation. Roques (1949) fut le premier à utiliser le terme de Continental terminal pour le bassin sénégal-mauritanien. Selon Lappartient (1985), c'est à partir des travaux de Tessier (1950), Élouard (1962) et Dieng (1965) qu'on a pu préciser les différents faciès et les limites du CT dans le bassin sénégal-mauritanien. *C'est le groupe de formations continentales comprises entre les dépôts marins datés de l'Éocène et la cuirasse ferrugineuse d'âge Pliocène à Quaternaire* (Lappartient, 1985). Les fossiles (lamellibranches, gastéropodes, cirripèdes décapodes et échinides), appartenant à l'espèce *Rotuloïda vieirai*, retrouvées dans les formations gréseuse et sablo-argileuse confirme cette origine marine du CT (Conrad et al., 1987). Son âge varie suivant les régions et pourrait être du Pliocène ou du Mio - Pliocène. Au sommet de la formation, les structures sédimentaires sont généralement oblitérées par l'altération ferralitique qui s'est surtout développée au Pliocène, après l'émersion du bassin, puisqu'au Miocène les faciès margino-littoraux étaient encore largement dominants.

➤ Stratigraphie

Les tentatives de corrélations stratigraphiques effectuées dans le cadre du travail à partir de logs de forages recoupant le CT dans la zone d'étude ont permis d'identifier les

séquences des différents horizons dans le CT, leur nature, leur extension verticale et latérale. L'épaisseur du Continental Terminal est très variable (figures 26 à 31) ; l'épaississement du Nord vers le Sud est dû à la présence d'anciennes vallées incisées dans le substratum marno-calcaire de l'Éocène.

La lithologie du CT est très hétérogène ; les formations sont constituées de sédiments détritiques allant des argiles aux graviers ; ce qui est habituel dans les formations d'épandage continental (sédiments continentaux redistribués par une sédimentation marine).

Ces formations présentent les marques d'une intense altération ferralitique dont l'expression la plus nette est la présence, en plus des concrétions et des cuirasses ferrugineuses, de la formation de kaolinite (Conrad et Lappartient, 1987). La cuirasse latéritique est souvent discontinue et affleure par endroits à l'Est mais à l'Ouest elle est recouverte par les formations sableuses du Quaternaire. Elle constitue la limite entre le CT et le Quaternaire généralement constituée d'argiles sableuses (Tessier et *al.*, 1975). Les variations latérale et verticale de faciès sont fréquentes. On note ainsi le passage des formations gréseuses plus ou moins argileux à des niveaux latéritiques plus perméables (Noël, 1975).

Au niveau de certaines zones notamment à l'Ouest et au Sud-Ouest, des argiles compactes surmontent parfois le substratum (figure 26). Ces argiles sont probablement d'âge Miocène du fait qu'elles sont discordantes sur les calcaires à nummulites près de Sokone à l'Ouest de la zone (Diluca, 1976).

Les logs de forages montrent une alternance irrégulière et discontinue de différents types de sédiments détritiques allant du sable grossier au sable fin, sable argileux et argile sableuse entrecoupés par des niveaux discontinus d'argiles (figure 26 à 31) ; un ensemble de grès argileux, d'argiles et de sables ferrugineux (sables argileux latéritiques), le tout surmonté par endroits par un horizon cuirassé très induré et un horizon ferrugineux gravillonnaire induré (latérites ou sables latéritiques). Au sommet de la série, on trouve de façon presque constante des sables beiges peu argileux du Quaternaire.

Considérée dans le détail avec les logs de forage, la succession verticale ne semble pas à priori, refléter un ordre bien établi. Toutefois, les sables fins et sables argileux et/ou argiles sableuses constituent les formations dominantes dans ce niveau. Par conséquent, dans le cadre de ces travaux, les formations du CT et du Quaternaire ont été regroupées en une seule couche sablo – argileuse et latéritique renfermant la nappe du CT.

➤ **Minéralogie des sédiments du CT**

Les faciès détritiques sableux qui constituent essentiellement les sédiments du CT renferment les minéraux suivants (Lappartient, 1985) :

- le quartz avec des grains pour la majorité (60-70 %) émoussés-luisants présente une granulométrie multimodale ; avec un mode bien développé à 0,125 mm et trois autres avec des sommets atténués à 0.063, 0.250, et 0.400 mm. Toutefois, la majeure partie des courbes cumulatives identifiées par Lappartient (1985) se trouve dans la zone des sables fins bien classés avec une médiane située entre 0.140 et 0.145 mm ;
- les argiles constituées pour l'essentiel de kaolinite avec quelques traces d'illite qui forment la matrice argileuse des sables du CT et sont rarement bien formées dans les grès ;
- les autres éléments retrouvés mais en petite quantité dans les sédiments détritiques sont constitués pour l'essentiel :
 - de minéraux de calcite recristallisés en forme de couronne autour des grains de quartz et rencontrés essentiellement dans la région Est de la zone d'étude
 - de grains de glauconie transformés et entourés d'une pellicule d'hydroxyde de fer, retrouvés toujours à l'Est de la zone ;
 - d'oxydes et d'hydroxydes de fer, dont la goethite et l'hématite qui forment le ciment des divers grès cuirassés issus des argiles du CT ;
 - de tubulures ferrugineuses qui pourraient être liées à des structures biologiques continentales. Ce sont des traces probables de racines de plantes qui, après leur disparition, ont servi à la circulation des eaux dans la nappe.

II-2-2-2 Quaternaire

Il constitue la majeure partie des affleurements du bassin sénégal-mauritanien et comprend des formations marines, continentales et volcaniques. Dans le Saloum, le Quaternaire est inclus dans le complexe terminal du Mio-Plio-Quaternaire ; il est sablo-argileux et comprend :

- le Quaternaire marin qui correspond au Nouakchottien dont les accumulations de coquillages (*Anadara senilis* principalement) couvrent de vastes superficies. Il s'agit de dépôts de plages épais (1 à 2 m) indiquant la position du rivage à la côte + 3 m, il y a environ 5500 ans (Bellion, 1987) ;
- le Quaternaire continental dont les formations très variées peuvent être divisées en trois groupes en fonction de leur mode de genèse : les glacis, les cuirasses, et les terrasses alluviales (Michel, 1973).

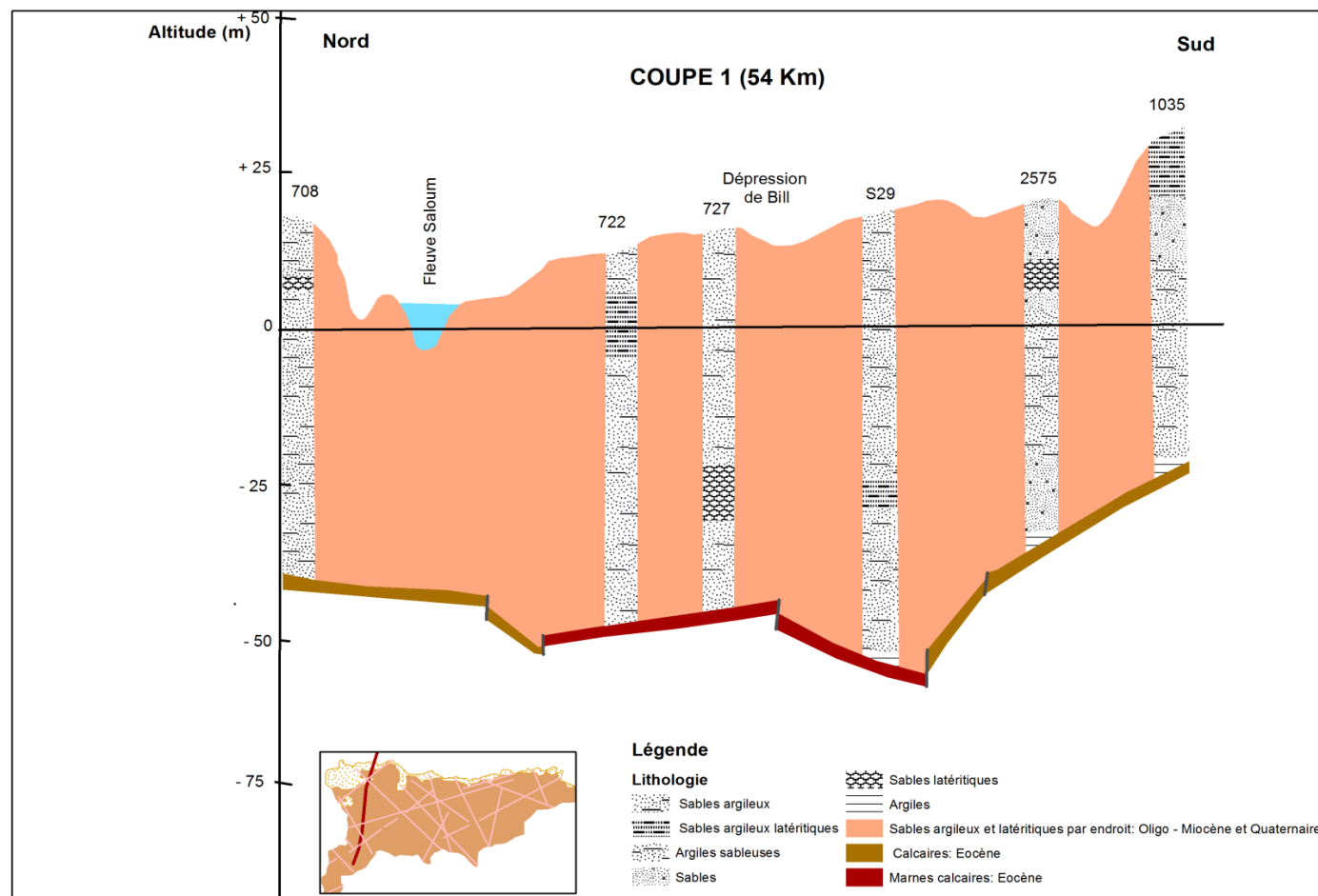


Figure 26 : Corrélation géologique Nord – Sud de forages à travers la zone étudiée

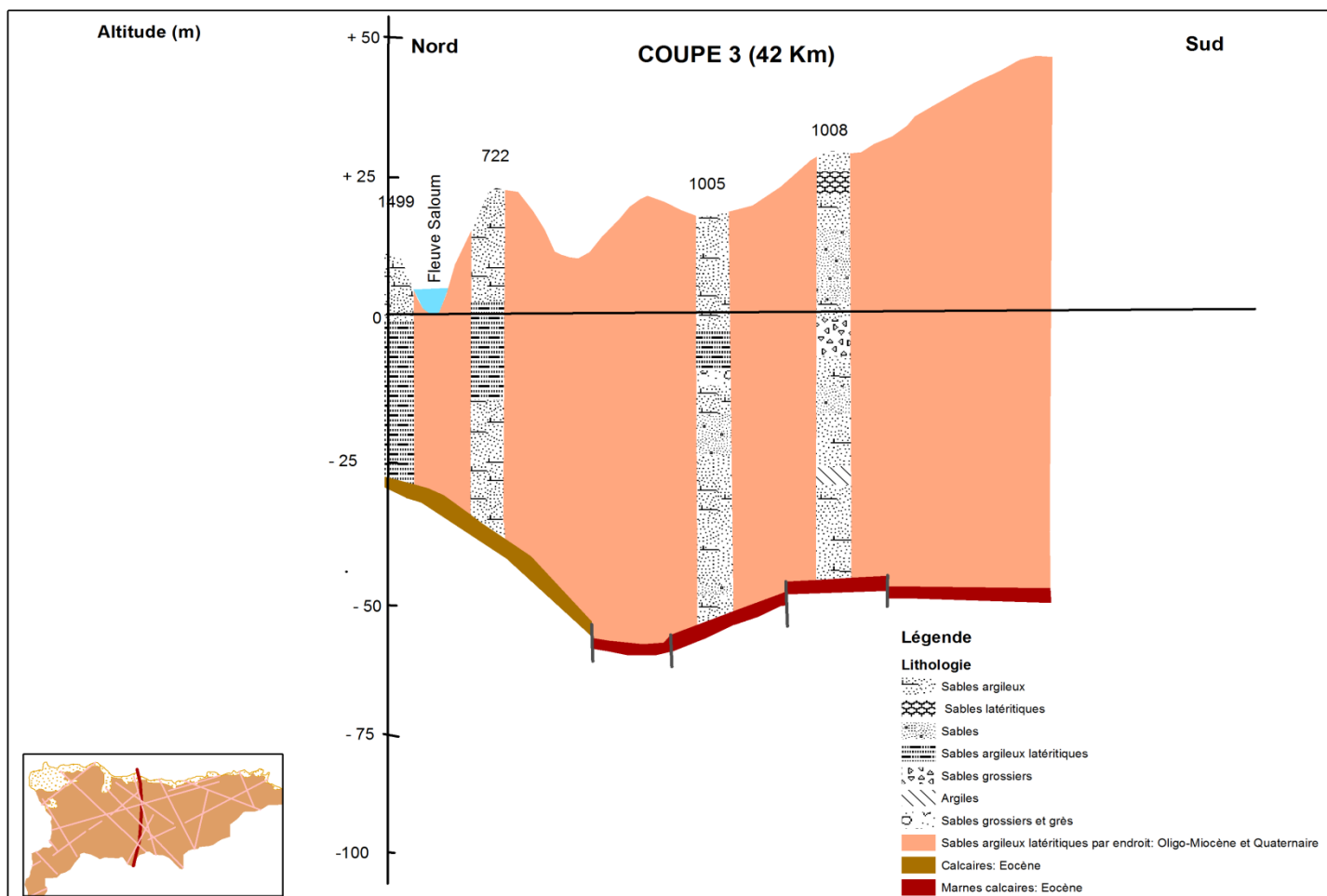


Figure 27 : Corrélation géologique Nord – Sud de forages à travers la zone étudiée

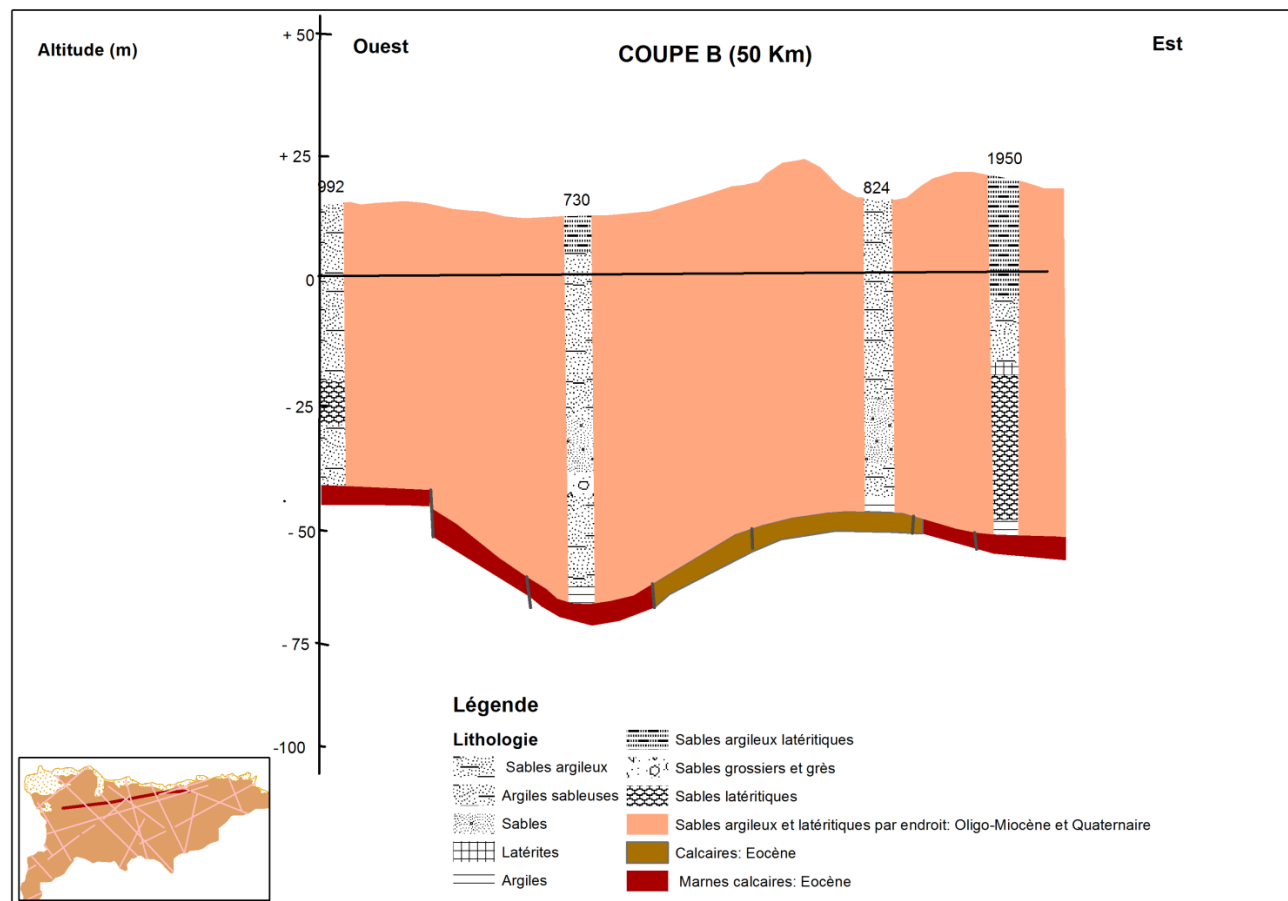


Figure 28 : Corrélation géologique Ouest – Est de forages à travers la zone étudiée

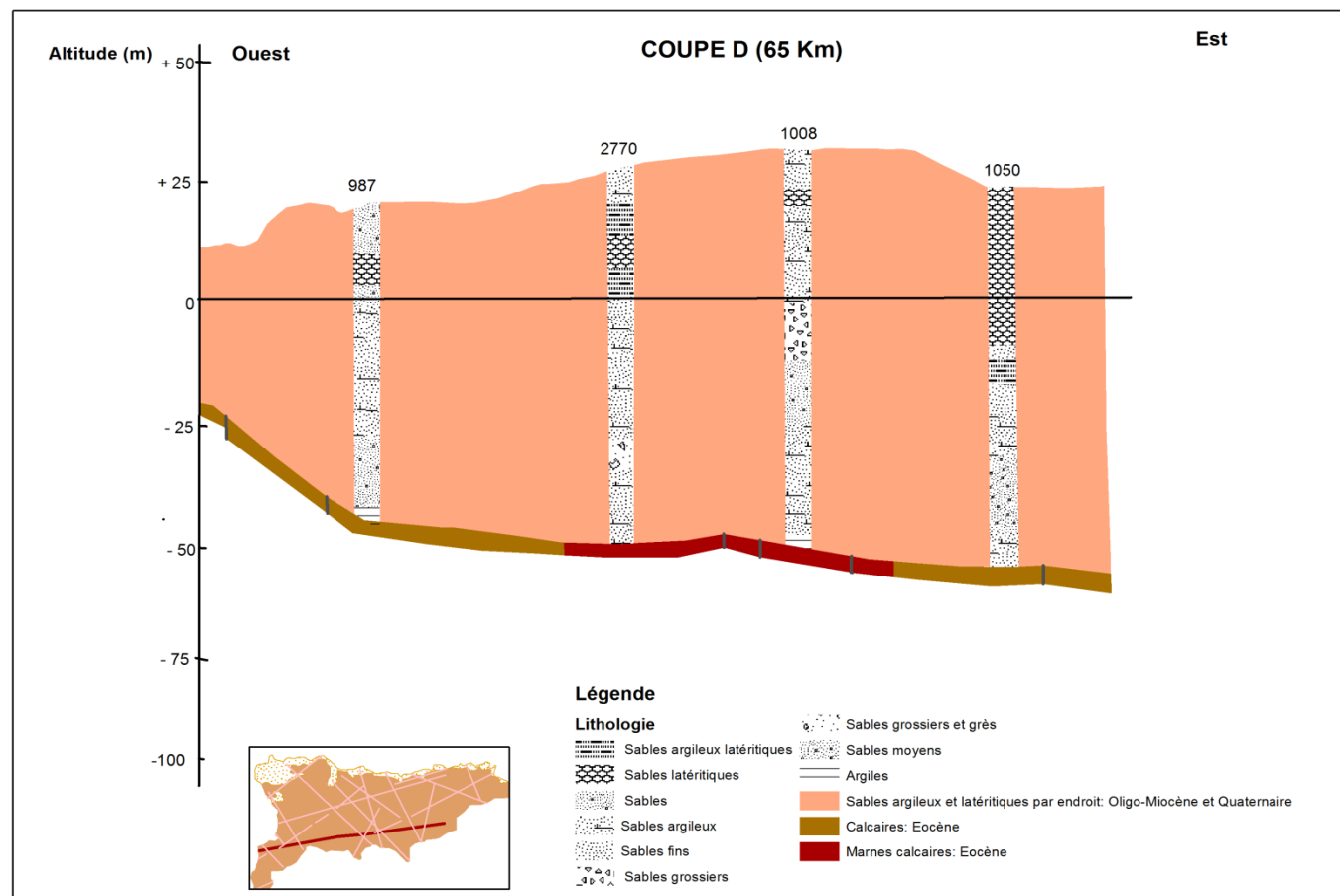


Figure 29 : Corrélation géologique Ouest – Est de forages à travers la zone étudiée

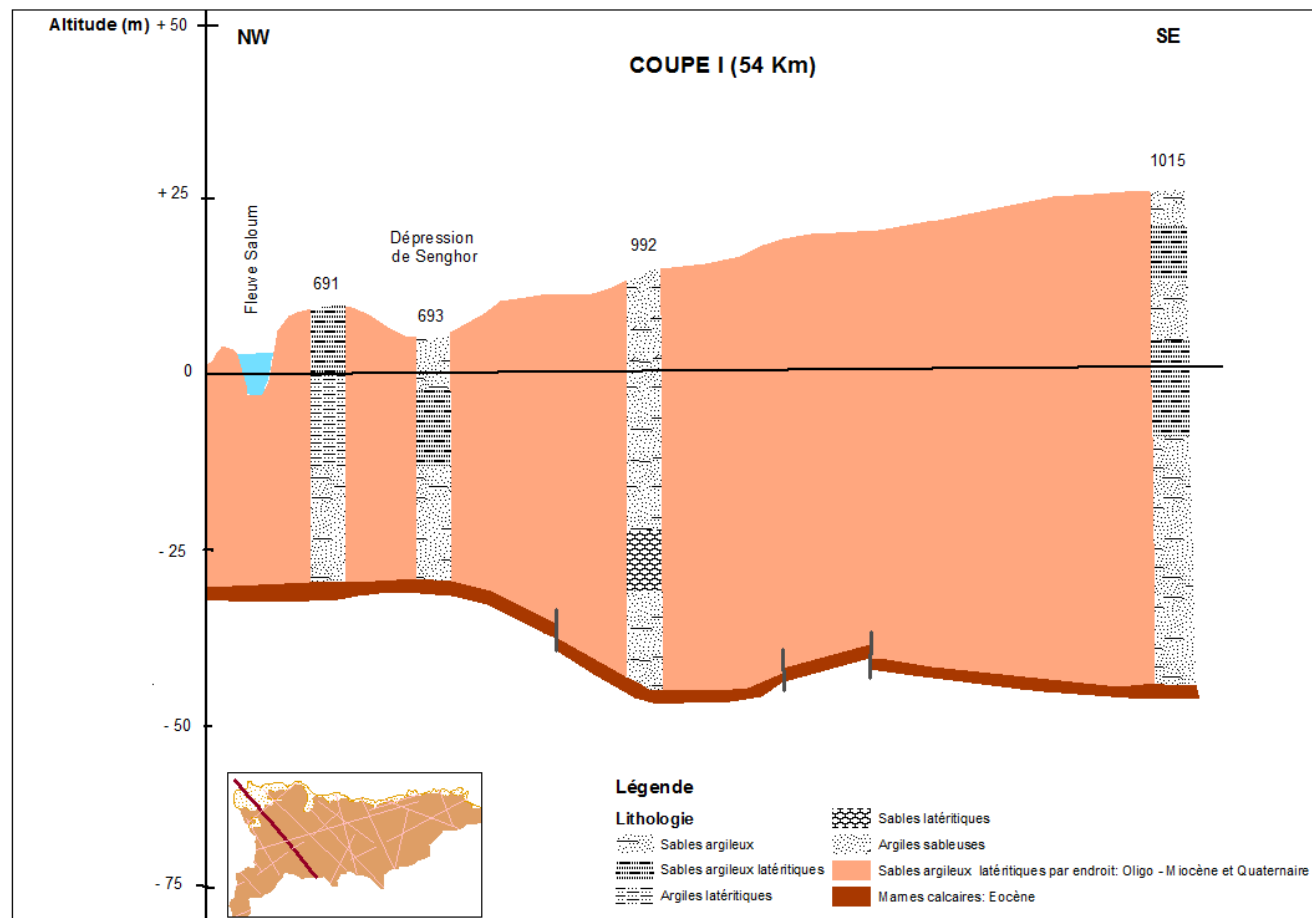


Figure 30 : Corrélation géologique NW-SE de forages à travers la zone étudiée

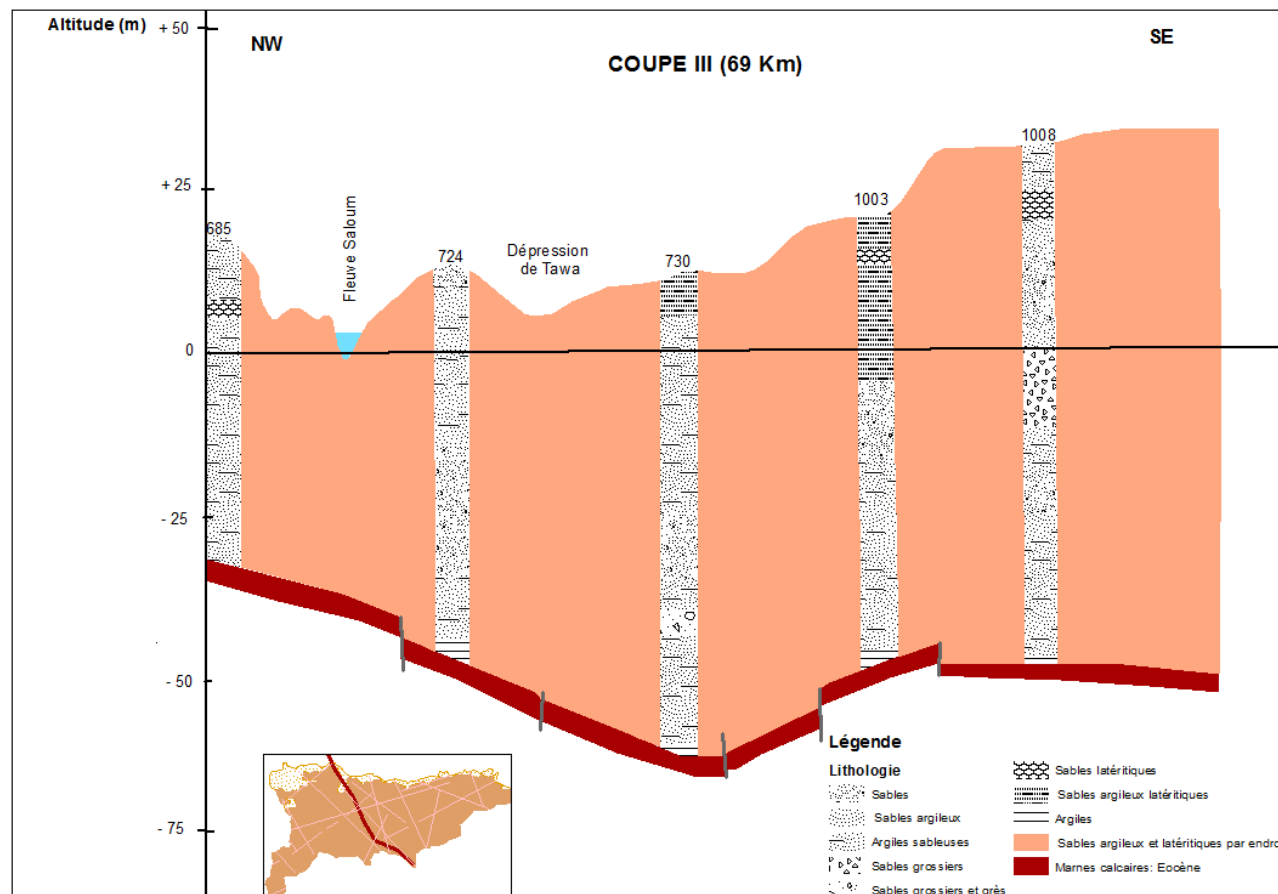


Figure 31 : Corrélation géologique NW-SE de forages à travers la zone étudiée

II-3 Contexte hydrogéologique à l'échelle du bassin sénégalo-mauritanien

II-3-1 Cadre hydrogéologique du bassin sédimentaire sénégalais

La première carte hydrogéologique schématique du Sénégal a été établie par Travi en 1988.

Les différentes unités hydrogéologiques identifiées sont :

- les aquifères de fissures et d'altération des formations cristallines précambriennes du Sénégal oriental qui limite à l'Est le bassin sédimentaire ;
- et les aquifères du bassin sédimentaire regroupés en deux ensembles (inférieur et supérieur) qui correspondent aux principales formations géologiques.

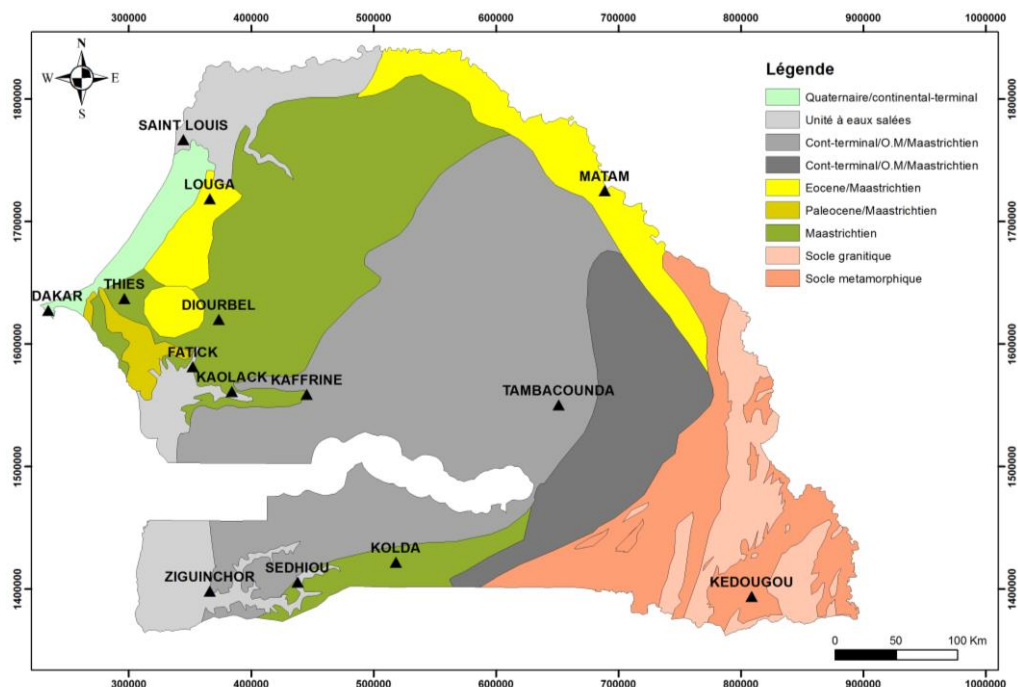


Figure 32 : Carte hydrogéologique schématique du Sénégal (DGPRES)

L'ensemble inférieur (profond), avec une épaisseur moyenne de 250 m, s'étend sur l'ensemble du bassin sédimentaire. Il regroupe les formations aquifères du Sénonien inférieur, du Campanien et du Maastrichtien. Cet ensemble se prolonge vers le Nord en Mauritanie et vers le Sud où on le rencontre jusqu'en Guinée Bissau.

L'ensemble supérieur (superficielle) est hétérogène et regroupe les aquifères :

- de l'Éocène inférieur et moyen et du Paléocène dont les formations marno-calcaire et calcaires karstifiées occupent les parties Nord et Nord-Ouest du pays et présentent des épaisseurs qui varient de 5 à 120 m ;

- de l'Oligo - Miocène ou du CT (formations argilo-sableuses et sablo-argileux) retrouvés respectivement au Sud, et à l'Est au Centre et au Nord - Est du Sénégal avec des épaisseurs comprises entre 10 et 150 m ;
- du Quaternaire (formations alluviales de la vallée du fleuve Sénégal et les sables littoraux entre Dakar et Saint-Louis) dont les épaisseurs sont très variables (entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres).

II-3-2 Cadre hydrogéologique du bassin du Saloum

Sur la base des logs de forage et des travaux de Noel (1975), Diluca (1976), Dieng (1987), et du rapport COWI (2000), le système hydrogéologique du bassin du Saloum est constitué de plusieurs aquifères dont les plus importants (et qui sont exploités) sont deux grands aquifères sableux correspondant au Maastrichtien (en profondeur) et au CT (superficiel). Ce dernier constitue l'objet principal de notre étude. Ces deux aquifères sont séparés par les formations, essentiellement peu perméables du Paléocène et de l'Éocène qui contiennent cependant des aquifères calcaires moins importants dont l'extension reste inconnue.

II-3-2-1 Aquifère du Maastrichtien

Cet aquifère est constitué de sables avec de rares intercalations d'argiles. Il renferme la nappe la plus importante du Sénégal. L'épaisseur de ces niveaux aquifères est en moyenne de 200 à 250 m et la productivité de la nappe est assez bonne. Les forages, bien que captant souvent les niveaux supérieurs du réservoir, donnent facilement des débits de 150 à 250 m³/h à l'Ouest de la zone d'étude, le toit de ce système est rencontré à – 467 et – 390 m respectivement aux forages pétroliers de Néma Nding et de Toubacouta. Selon Dieng (1987) Les paramètres hydrodynamiques, obtenus à partir d'essai de pompage sur les forages, donnent des valeurs de conductivités hydrauliques comprises entre $1.7 \cdot 10^{-5}$ et $3.5 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$. Les valeurs de transmissivité oscillent entre $8.5 \cdot 10^{-5}$ et $1.8 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ avec une moyenne de $1.82 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

II-3-2-2 Aquifère intermédiaire du Paléocène

Dans le bassin sédimentaire du Sénégal, cet aquifère est essentiellement constitué par les assises carbonatées (marnes, marno-calcaires et calcaires) du Paléogène (Éocène et Paléocène). Les niveaux productifs de ce système sont restreints au niveau des zones karstiques à l'Ouest du pays. Au Saloum, cet aquifère a été rencontré dans les forages à

Ndoffane, Mbirkilane et Foundiougne (Noel, 1975) ; cependant, aucune étude n'a été réalisée dans la zone et son extension reste imprécise et ses qualités hydrodynamiques inconnues.

II-3-2-3 Aquifère du Continental Terminal

Le Continental Terminal est représenté dans le Saloum par des terrains allant de l'Oligo-Miocène au Pliocène. Il est généralement discordant sur les formations les plus anciennes et est souvent recouvert par le Quaternaire.

Conclusion Partielle

La géologie de la zone d'étude est constituée par une succession de couche connue depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Actuel et caractérisée par des dépôts marins jusqu'à l'Éocène moyen, surmontés par des dépôts continentaux du Continental Terminal et du Quaternaire.

Ces dernières renferment la nappe du CT qui joue un rôle important dans l'AEP de la zone. Pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique de ce système des investigations supplémentaires ont été effectuées pour compléter et/ou corriger les études antérieures. Les résultats de ces travaux sont présentés dans le chapitre suivant.

CHAPITRE III : REACTUALISATION DES CONNAISSANCES SUR LE SYSTEME AQUIFERE DU CONTINENTAL TERMINAL DE LA ZONE D'ETUDE

III-1 Introduction

Les différents enjeux liés à cette ressource (qui assure 95 % de l'AEP de la population locale) et la réalisation des objectifs assignés dans cette étude passent par une bonne connaissance du système aquifère du CT et des potentiels en eau qui doivent être bien évalués tant du point de vue quantitatif que qualitatif. A ce propos, la réactualisation des connaissances sur ce système se justifie bien surtout dans le contexte des changements sur le régime climatique et des facteurs anthropiques comme naturelles (pompage, pollution et salinisation). Ce chapitre prend en compte aussi bien les données antérieures sous forme de synthèse que les données réactualisées dans le cadre de cette étude pour définir la géométrie et l'hydrodynamisme du système en vue de leurs implémentations dans le modèle.

III-2 Synthèse des données disponibles et des connaissances hydrogéologiques sur la région d'étude

Cette synthèse bibliographique poursuit essentiellement deux objectifs : dans un premier temps vérifier la cohérence des approches et des résultats, et dans un deuxième temps apprécier l'évolution de certains phénomènes observés. Elle reprend les travaux antérieurs sur la nappe du CT de Noel (1975), Diluca (1976), Faye et *al.*, (2004) qui ont servi à définir la configuration géométrique et hydrodynamique du Système.

Jusqu'à la période des années 70, la nappe du CT du Saloum était considérée comme un aquifère médiocre aux ressources difficilement exploitables. Toutefois, avec les teneurs élevées en fluor et sel de la nappe maastrichtienne qui alimentait les populations locales, des études (Noel (1975), Diluca (1976)) furent initiées pour la recherche de nouvelles ressources pour l'alimentation en eau de la zone. Ces travaux consistaient en des investigations géophysiques, hydrogéologiques à l'échelle régionale et de réalisation d'ouvrages test pour évaluer le potentiel de la nappe du CT afin de répondre en priorité à la recherche de 5000 m³/j pour couvrir les besoins en eau futur de la ville de Kaolack. Ils ont constitué la première source de données compilées pour définir la géométrie, l'hydrodynamisme de la nappe et délimiter l'extension de l'intrusion d'eau salées au Nord et à l'Ouest de la zone.

A l'heure actuel, l'État du Sénégal envisage un grand transfert à partir de cette ressource vers les zones déficitaires où la qualité de la nappe est mauvaise (Iles du Saloum, Passi, Foundiougne et enfin la ville de Kaolack)

III-2-1 Géométrie de l'aquifère

Les résultats de ces études ont montré que l'aquifère du CT est largement représenté dans la région du Saloum, puisque regroupant les sédiments allant de l'Oligocène au Pléistocène. Ils sont composé d'une alternance de sables et d'argiles parfois latéritiques qui repose sur un substratum constitué d'argiles compactes (identifiées par de valeurs de résistivités de 10 – 30 ohms), ou de marnes et des calcaires (30-50 ohms) d'âge Éocène. La morphologie du substratum est très variable (profondeur entre 35 et 105 m) et résulte de l'érosion des formations éocènes après la régression de la fin du Tertiaire. L'aquifère est libre dans toute la région. Ces données géophysiques réactualisées dans le cadre de projet de l'État du Sénégal sont présentées dans les paragraphes suivants.

III-2-2 Paramètres hydrodynamiques

Les données existantes sur les ouvrages et les rapport de forages ont été dépouillées de la base de données de la DGPRE et analysées pour évaluer les caractéristiques hydrodynamiques qui sont les valeurs de conductivité hydraulique, transmissivité et coefficients d'emmagasinement (S) obtenus par interprétation des essais de pompage de courte et/ou de longue durée, par la méthode semi-logarithmique de Jacob (Cooper & Jacob 1946) et/ou de Theis (Theis, 1935).

Les valeurs de conductivités (figure 33) et de transmissivité sont très peu variables. Elles sont respectivement comprises entre 0.1 et $3.2 \cdot 10^{-4}$ m/s et 0.7 et 7.10^{-2} m²/s. Les valeurs de conductivité hydraulique les plus faibles sont retrouvées au Nord et Nord-Ouest de la zone et les plus élevées au Sud et au centre du système (figure 33). Cette variabilité spatiale des valeurs de conductivité hydraulique est due à l'hétérogénéité des facies et surtout aux variations latérales et verticales de facies qui caractérise le système aquifère. En effet, la partie Sud et centrale du système est caractérisée par un facies sableux (sables moyens à grossiers, grés), tandis que dans les zones Nord à Nord-Ouest et sud les sables fins à argileux et limons dominant.

Les valeurs de S obtenues à partir des pompages d'essai (Diluca, 1976) sont peu nombreuses et varient entre 0.8 et $21 \cdot 10^{-2}$.

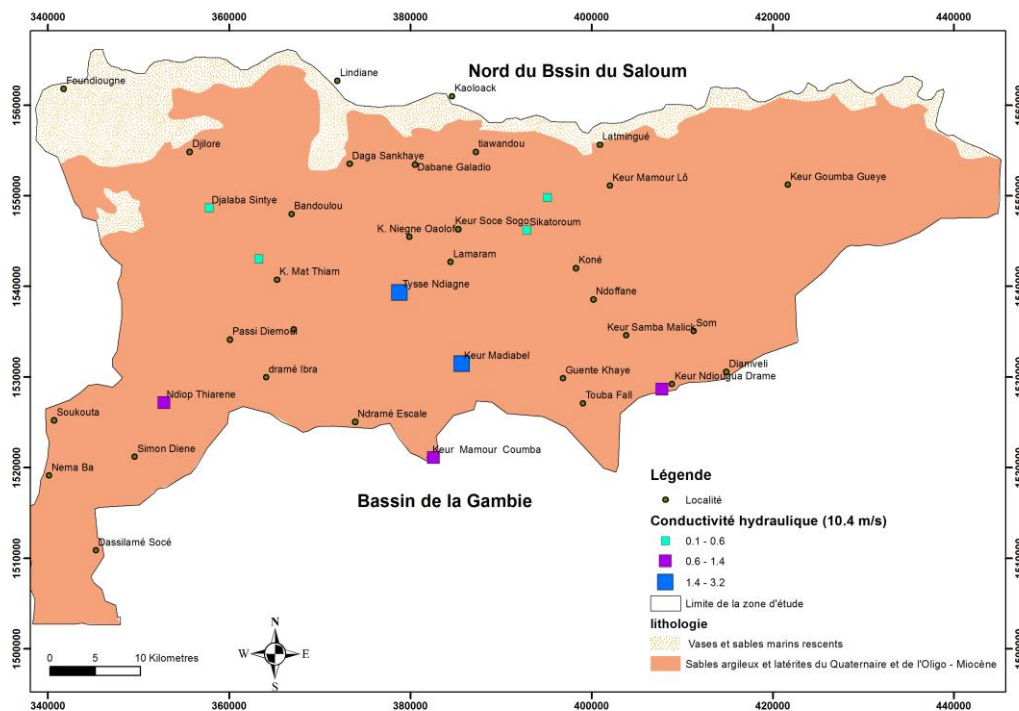


Figure 33 : Valeurs de conductivité hydraulique de l'aquifère du CT obtenues au niveau de quelques ouvrages

III-2-3 Caractérisation hydrodynamique de la nappe

La piézométrie établie par Diluca, (1976) et réactualisée pour les périodes d'Avril 2000 (basses eaux) et Novembre 2003 (hautes eaux) par Faye et *al.*, (2004) a permis de donner un premier schéma général de l'écoulement de la nappe. Elle montre la présence d'un dôme piézométrique au Sud-Ouest et une zone de dépression au Nord-Est de la région (figure 34). Ces valeurs de niveau piézométrique ont été calculées en soustrayant, pour chaque point d'eau, le niveau statique à l'altitude de la surface du sol. Cette dernière peu précise partait d'une estimation faite à partir des cartes topographiques au 1/200000 avec des équidistances de 20 m. Cette méthode présente l'inconvénient de cumuler les incertitudes absolues provenant des deux mesures. Par conséquent un nivellement précis des ouvrages à l'aide d'un GPS différentiel des points d'eau a été réalisé dans le cadre de cette étude.

De plus, la variation de densité due à la salinité n'a pas été prise en compte et pourrait bien conduire à des interprétations erronées de la piézométrie. D'où la nécessité, de corriger les

valeurs obtenues en remplaçant par une colonne d'eau équivalente (imaginaire) d'égale densité dans tous les ouvrages considérés salés.

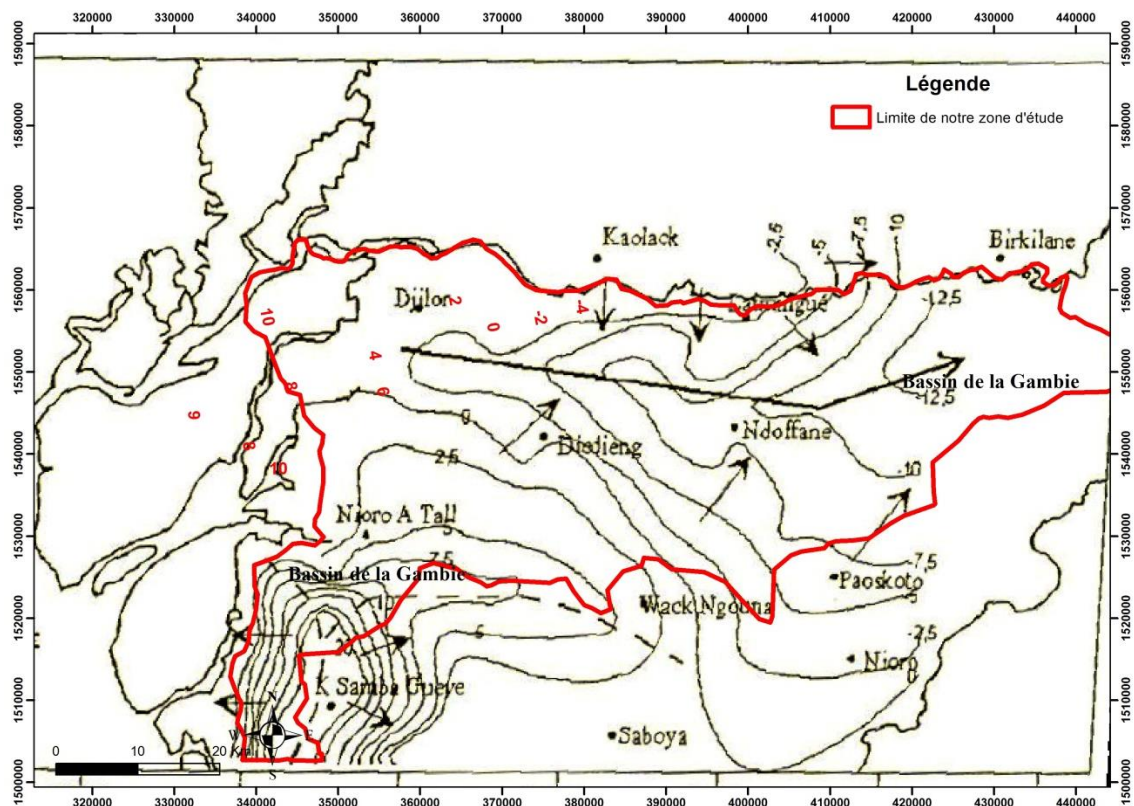


Figure 34 : Carte piézométrique de la nappe du CT en Juillet 1976 (Diluca, 1976)

III-2-4 Estimation de la recharge de la nappe

Le calcul du bilan hydrique effectué dans le cadre des travaux de Noel (1975) et Diluca (1976) ne permet pas d'avoir une estimation fiable et représentative du fait de la période de faible pluviosité consécutive à la sécheresse des années 70 mais également de l'échelle temporelle relativement courte. C'est avec les travaux de Faye et *al.*, (2004) que d'autres investigations furent réalisées sur la recharge de la nappe. Faye (2005) estime la recharge entre 13 et 54 mm/an. Par la méthode du bilan hydrique Gaye (1990) trouve une gamme de valeurs entre 9 et 118 mm/an avec la méthode du bilan des chlorures. Toutefois, les valeurs élevées jusqu'à 110 ont été trouvées dans des zones défréchies (sols remaniés) permettant une meilleure infiltration des eaux de pluies. Des profils pédologiques et la collecte d'eau de pluies et de sol ont été effectués lors de notre étude (cf. Chapitre IV) pour une estimation et une réactualisation de ces valeurs de recharge par le bilan de chlorures.

III-2-5 Modélisation hydrogéologique

Le modèle régional élaboré par Faye (2005) avait pour but d'évaluer le fonctionnement hydrodynamique de la nappe et plus particulièrement d'estimer les flux d'échange entre la nappe et ses limites. Il a été conçu et modélisé en 2 dimensions suivant un système monocouche libre soumis en régime permanent. Cependant vu les problèmes de fiabilité des données piézométriques utilisées pour la calibration, les résultats de ce modèle n'ont pas été pris en compte dans le cadre de nos travaux.

III-2-6 Caractérisation hydrogéochimique et l'étude de la salinisation

L'étude hydrochimique réalisée dans les travaux antérieurs a permis une caractérisation physico-chimique de la nappe du CT du Saloum et une identification des faciès chimiques de types faciès bicarbonaté sodique (Na-HCO_3), chloruré calcique (Ca-Cl), bicarbonaté calcique (Ca-HCO_3), chloruré sodique (Na-Cl) et sulfaté calcique (Ca-SO_4). Cette typologie révèle les processus géochimiques majeurs qui sont responsables des gradations des faciès observées aussi bien dans le groupe des eaux douces que dans le groupe des eaux salées suivant l'écoulement naturel du système.

Faye, (2005), à partir de la géochimie des ions mineurs bromure (Br), Strontium (Sr) et bore (B)) et l'utilisation des modèles binaires de mélange a confirmé les processus géochimiques identifiées *c'est à dire* les réactions d'échange de bases, échange inverse de bases, d'adsorption/désorption et de dissolution des minéraux, mais également d'évaluer les processus directionnels en termes de salinisation et d'adoucissement des eaux déjà contaminées. L'utilisation des teneurs en isotopes stables (^{18}O et ^2H) et en tritium (^3H) dans les eaux de la nappe a permis de mettre en évidence les zones privilégiées de recharge, les directions préférentielles de circulation de la nappe, les mélanges d'eaux d'origines différentes et les âges relatifs des eaux de la nappe qui vont de l'actuel aux 10-20 dernières années si l'on se réfère à l'évaluation du signal d'entrée (Faye, 2005).

Une réactualisation de ces données chimiques est faite dans le cadre de nos travaux. La collecte et l'analyse de nouveaux échantillons d'eau de la nappe et l'utilisation des méthodes statistiques (Self Organizing Map's) ont permis de confirmer ces résultats antérieurs mais également d'évaluer l'évolution de la qualité de ces eaux souterraines dans ce contexte de salinisation (cf. Chapitre V).

III-3 Réactualisation des caractéristiques hydrogéologiques

Dans le cadre de cette étude, des investigations hydrogéologiques ont été menées sur les ouvrages localisés dans la zone dans l'optique de réactualiser les données existantes. Elles ont été faites suite à un inventaire suivi d'une visite de reconnaissance et d'investigations de la zone non saturée, géophysiques et de nivellement. Des mesures *in situ* de niveau statique et des paramètres physico chimiques ont été effectuées suivies d'un échantillonnage pour les analyses chimiques. Les données collectées ont été obtenues uniquement sur les ouvrages fonctionnels et accessibles.

La réactualisation des données des ouvrages hydrauliques, le Modèle Numérique de Terrain (MNT) et la prise en compte des sondages géophysiques effectués en 2016 dans le cadre d'un projet du Ministère de l'Hydraulique (MH) ont permis de définir la géométrie de l'aquifère suivant des coupes géoélectriques et géologiques et, d'établir la carte isobathe du mur de l'aquifère. Ces modèles géologiques au-delà de la configuration géométrique prennent également en compte la nature des formations (sables francs, sables argileux, argiles sableuses et argiles).

Nous présentons dans ce qui suit les résultats de la géophysique, du nivellement et de la piézométrie. Les investigations concernant la recharge et la chimie seront respectivement abordées dans les chapitres 4 et 5.

III-3-1 Investigations géophysiques

Les données géophysiques utilisées proviennent d'investigations réalisées dans le cadre d'un projet du Programme Eau Potable Assainissement du Millénaire (PEPAM) financé par la Banque Africaine de Développement (BAD) intitulé «Études hydrogéologiques et hydrologiques complémentaires de la nappe du Continental Terminal de la zone Sine-Gambie». L'objectif visé par les investigations géophysiques était de caractériser l'aquifère du CT du point de vue géométrique (toit, mur, épaisseur), l'extension géographique des zones salées surtout dans la partie Nord du bassin mais également d'identifier des sites potentiels d'implantations de nouveaux ouvrages.

III-3-1-1 Méthodologie

❖ Méthode utilisée

La méthode géophysique utilisée est celle des Sondages Électriques (SE), elle consiste à injecter un courant électrique dans le sol par un circuit (AB) et à mesurer entre deux électrodes M et N la différence de potentiel créée par ce courant (figure 35). Cette méthode

étudie les variations des résistivités apparentes des terrains par injection de courant continu. En pratique, cette opération se réalise grâce à des électrodes implantées dans le sol (figure 35).

La résistivité apparente des terrains est définie par la formule :

$$\rho = K \cdot \Delta V / I \quad (2)$$

avec :

ρ : Résistivité apparente, en ohm-mètre ($\Omega.m$) ;

K : Coefficient géométrique du système de mesures ;

ΔV : Différence de potentiel mesurée (V) ;

I : Intensité de courant injecté (A).

La résistivité du terrain dépend de la porosité, de la conductivité de l'eau d'imbibition, de la répartition et de la forme des fissures et des fractures.

Les SE permettent d'établir une courbe de la résistivité apparente en fonction de la profondeur dont l'interprétation renseigne sur la nature des terrains traversés et indirectement sur la qualité de l'eau contenue dans ces terrains.

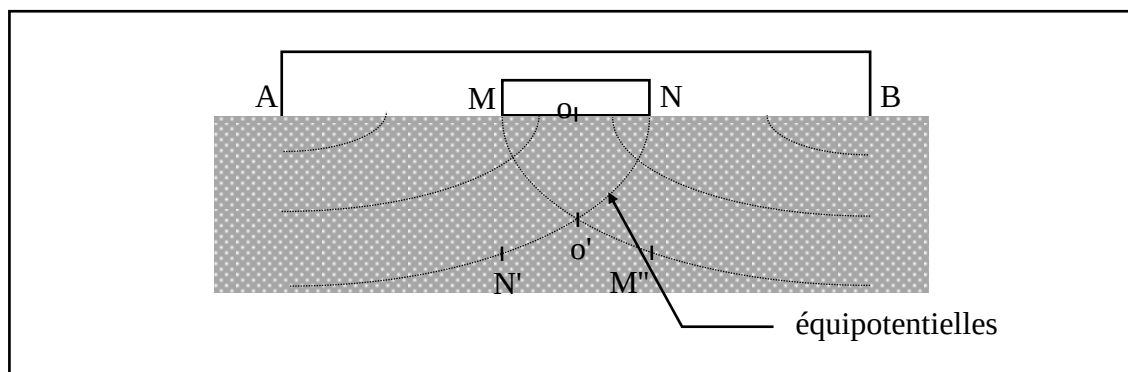


Figure 35 : Dispositif de mesures de sondage électrique

❖ Traitement des données

Les données des SE effectués en milieu continu sont interprétées graphiquement ou à l'aide du logiciel Winsev. Toutefois, il faut souligner que les SE ne fournissent pas une solution géologique unique dans tous les cas, notamment lorsque les résistivités sont peu contrastées et/ou les terrains peu épais. Une couche peu épaisse incluse entre deux autres plus épaisses peut ne pas être détectée. Ainsi, l'interprétation des données peut également être facilitée par l'utilisation de SE réalisés antérieurement dans la même zone d'étude et confirmés par des forages de reconnaissance. On qualifie ces sondages de « sondages étalons ». A partir de ces

étalons, des corrélations géoélectriques pourront être effectuées facilitant l'interprétation des données observées.

Dans le cadre de cette étude, les sites des SE ont été retenus en privilégiant les localités disposant d'un forage de caractéristiques lithologiques disponibles (pris comme forage étalon) (figure 36). Ce réseau a été complété par le choix de certaines localités pour pouvoir avoir une couverture relativement homogène permettant de restituer la morphologie de la géométrie de l'aquifère. Ainsi, 67 SE (annexe 6) en AB compris entre 500 à 800 m ont été réalisés dans le cadre de ce projet (figure 36) dont une vingtaine localisée dans notre zone d'étude.

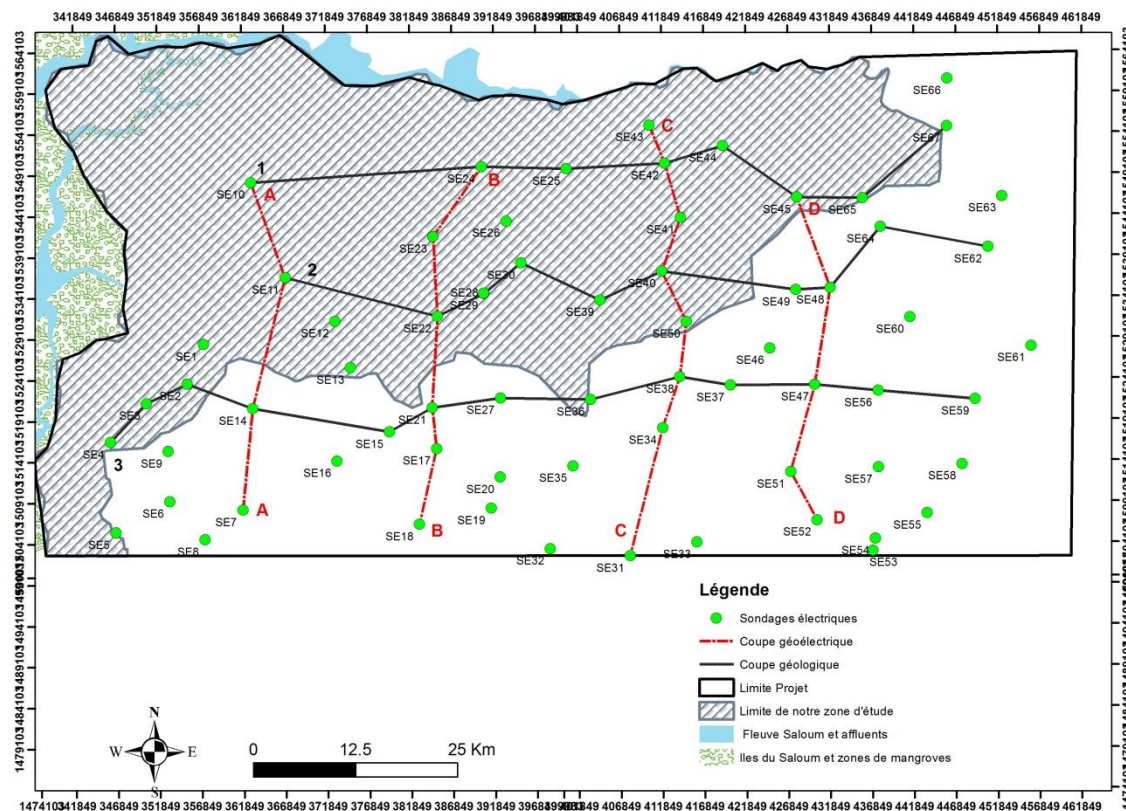


Figure 36 : Localisation des Sondages Électriques réalisés dans la zone du Saloum dans le cadre du projet PEPAM BAD

III-3-1-2 Résultats

Les SE effectués et interprétés suivant des modèles de résistivités donnent des allures très différentes selon les zones et les épaisseurs des couches traversées. La figure 37 ci-après donne l'exemple des SE réalisés à Niappa Diagne et Tanda Mboudaye localisés au Centre de la région d'étude ; les autres sondages sont présentés en annexe 7. Les résultats ont permis d'une part de dresser la carte d'isorésistivité de la zone saturée de l'aquifère du CT et de

profondeur du mur du CT, et d'autre part d'avoir une meilleure précision sur la nature des facies du CT. Dans ce qui suit, nous allons successivement présenter les résultats et leurs interprétations en termes de nature du réservoir et de la minéralisation des eaux d'imbibition.

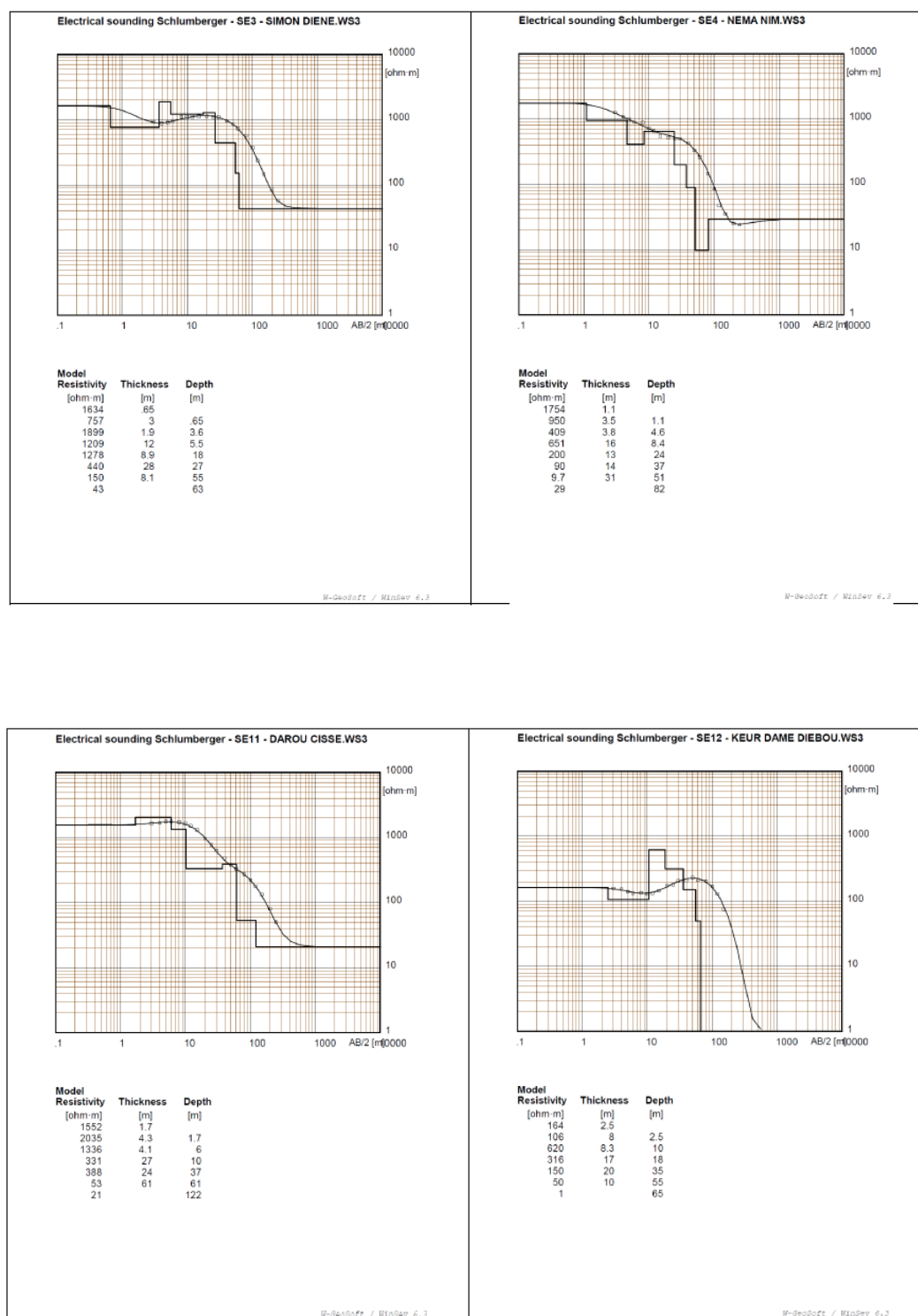


Figure 37 : Exemple de modèles de résistivités obtenu dans la zone d'étude

❖ résultats des sondages géoélectriques

Les valeurs de résistivités (R) sont très variables d'un point à un autre (figures 38, 39 et 40) allant de 1 à plus de 1000 ohms dans la zone d'étude. Elles traduisent la diversité des faciès au droit des points de mesure et aussi le niveau de minéralisation de la nappe.

Les fortes valeurs R supérieures à 1000 ohms indiquent un milieu faiblement conducteur et peuvent être interprétées comme des sables francs (avec une très faible teneur en argiles) imbibés d'une eau faiblement minéralisée. Ce type de faciès du fait de sa nature siliceuse est faiblement conducteur. On les rencontre généralement au sommet dans la ZNS. La diminution graduelle des résistivités dans la zone à eau douce indique une présence de plus en plus importante d'argiles dans la matrice. Pour la majeure partie des enregistrements, les valeurs oscillent entre 200 et 400 ohms indiquant ainsi un réservoir sablo argileux à eau de faible minéralisation. Les faibles valeurs inférieures à 150 ohms indiquent soit un réservoir argilo sableux soit un horizon à eau saumâtre. Par contre, le mur du CT de nature argileux ou marneux présente des valeurs de résistivités variant entre 1 et 30 ohms (figures 38, 39 et 40).

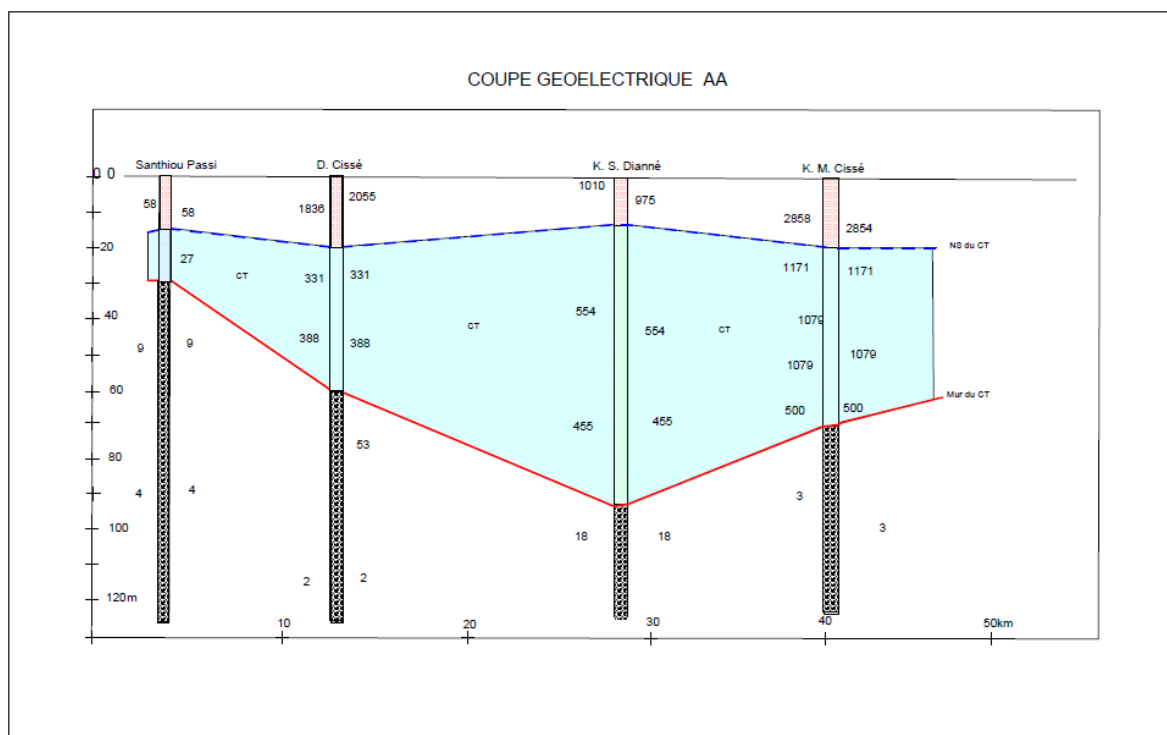


Figure 38 : Coupe géoélectrique AA Nord-Sud issue des sondages électriques

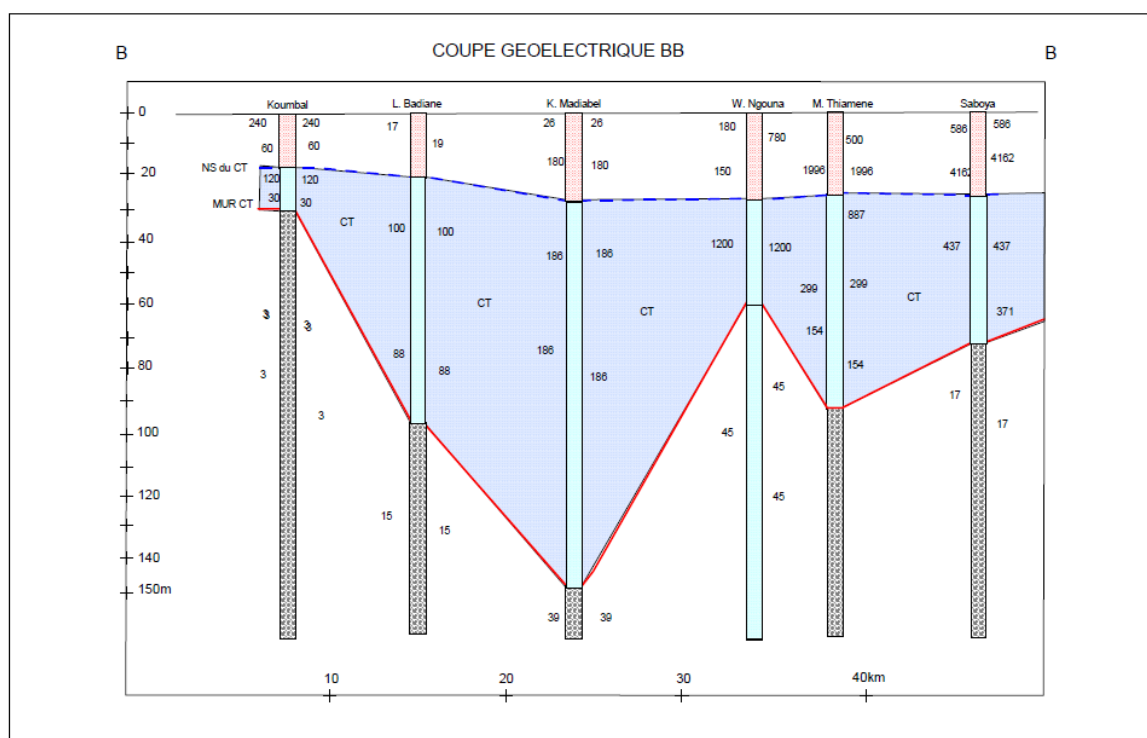


Figure 39 : Coupe géoélectrique BB Nord-Sud issue des sondages électriques

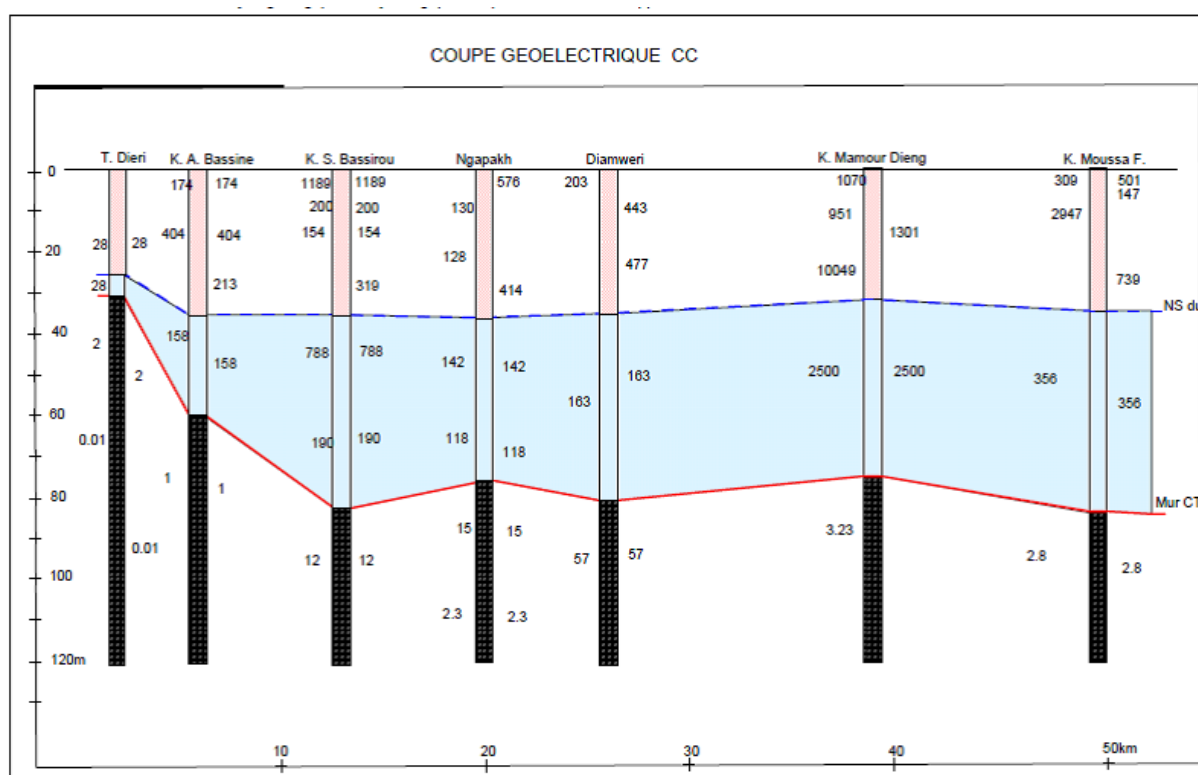


Figure 40 : Coupe géoélectrique CC Nord-Sud issue des sondages électriques

La carte des résistivités moyennes (figure 41) de la zone saturée de l'aquifère dans notre zone d'étude est établie à partir des données des sondages électriques. On note, vers la limite Sud et Sud-Est de fortes valeurs de résistivités parfois supérieures à 1000 ohms ; ce type de réservoir se traduit par des sables faiblement ou peu argileux. Des valeurs comprises entre 400 et 800 ohms traduisent également des caractéristiques de sables aquifère faiblement à moyennement argileux. Elles s'observent vers le Sud- Ouest, Sud, Est et Nord Est de la région.

Toutefois, la contamination saline est bien mise en évidence par les faibles valeurs de résistivités au Nord. De plus de 1000 ohms, la résistivité passe à moins de 30 ohms sur presque toute la frange Nord de la zone d'étude, le long du fleuve Saloum.

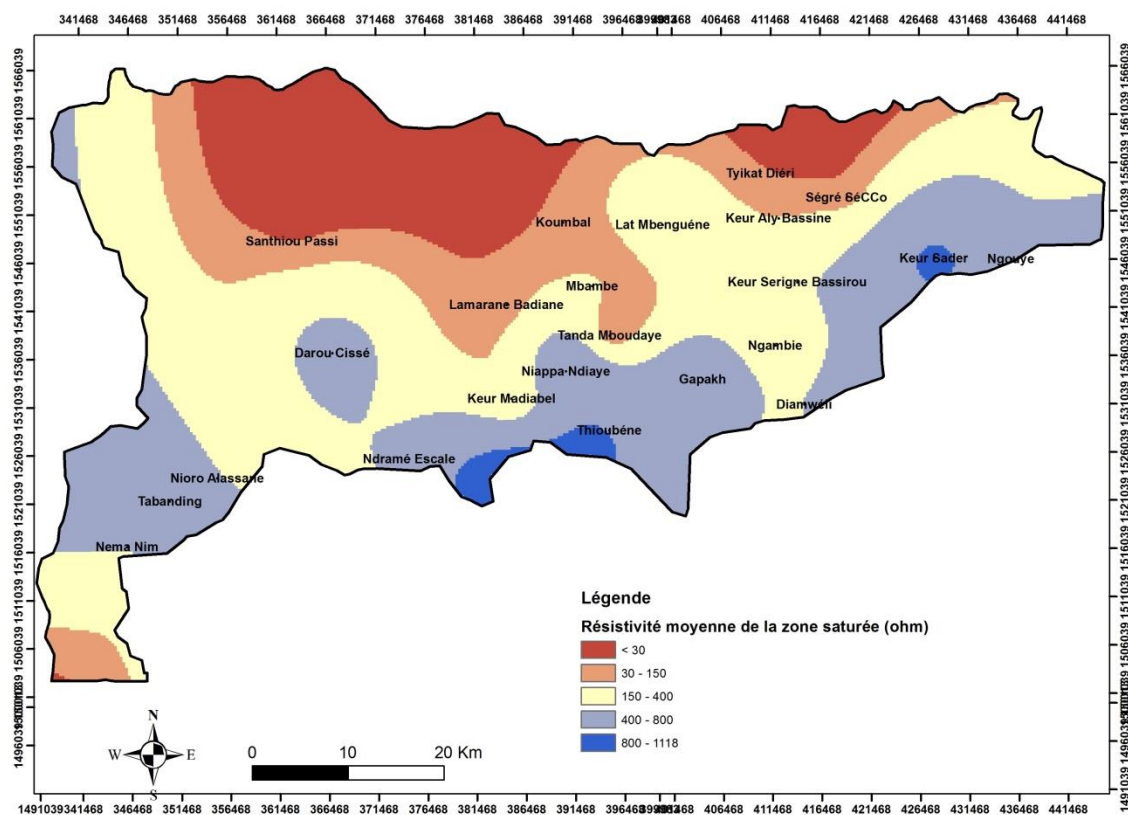


Figure 41 : Carte d'isorésistivité moyenne de la zone saturée

❖ Coupes géologiques

Deux coupes géologiques (figures 42 et 43) ont été réalisées en se basant sur les valeurs d'altitude tirées du MNT, des logs de forages et des données de sondages électriques. Ces coupes orientées Ouest - Est et couvrant une partie de la zone montre des modèles géologiques 2D à géométrie très irrégulière du mur argilo-marneux, des formations sableuses, sables argileux, argilo-sableuses et argileuses du CT. La morphologie du substratum est très

variable et résulte de phase tectonique et de l'érosion des formations éocènes après la régression de la fin du Tertiaire (Lepriol et Dieng, 1985).

On note toutefois, un soulèvement du substratum dans la partie Ouest mais également vers le Nord - Est de la région. La puissance de l'aquifère (figure 44) est également variable de 30 à plus de 100 m au niveau des coupes. L'interprétation des valeurs de résistivités combinée à l'examen des log de forages ont surtout permis de mettre en évidence les fortes variations latérales et verticales de facies constitués de sables francs allant à des sablo argileux, argiles sableuses jusqu'à des argiles.

La nature des facies et leur distribution dans la zone ont certainement une influence sur les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère.

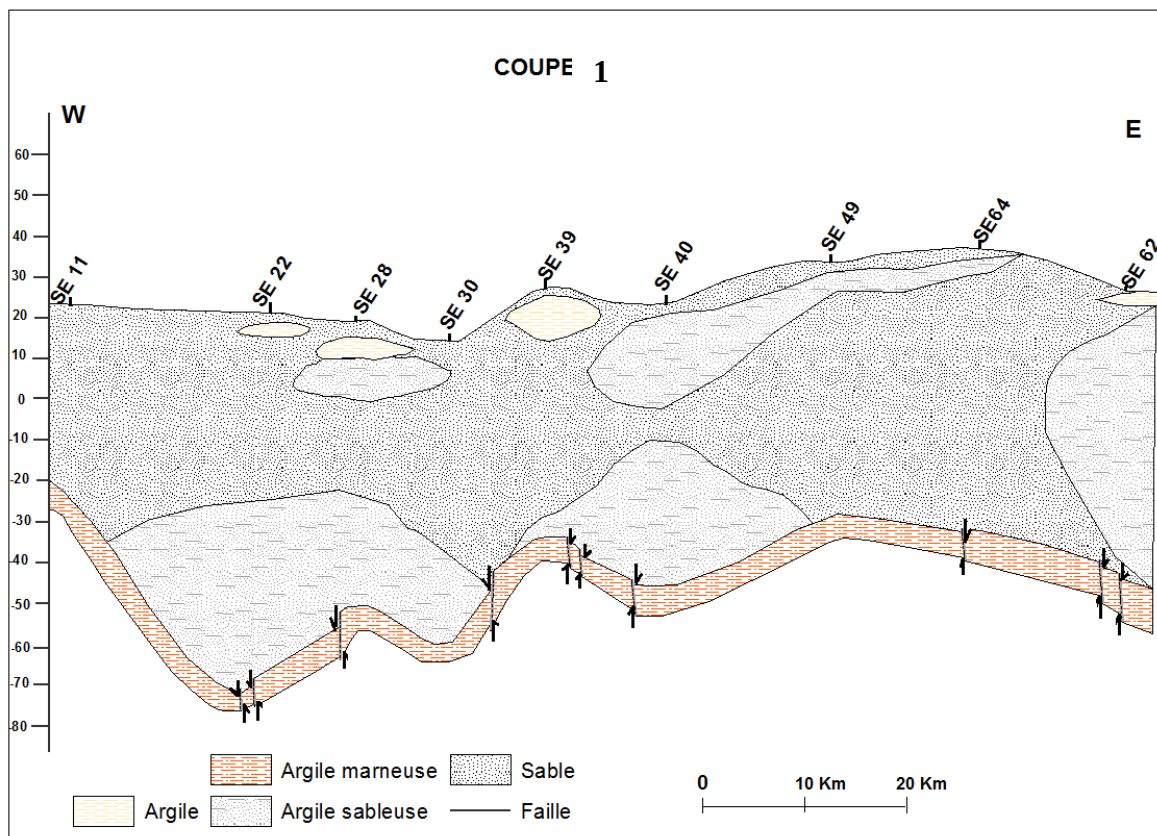


Figure 42 : Corrélation géologique 1 issue des sondages électriques

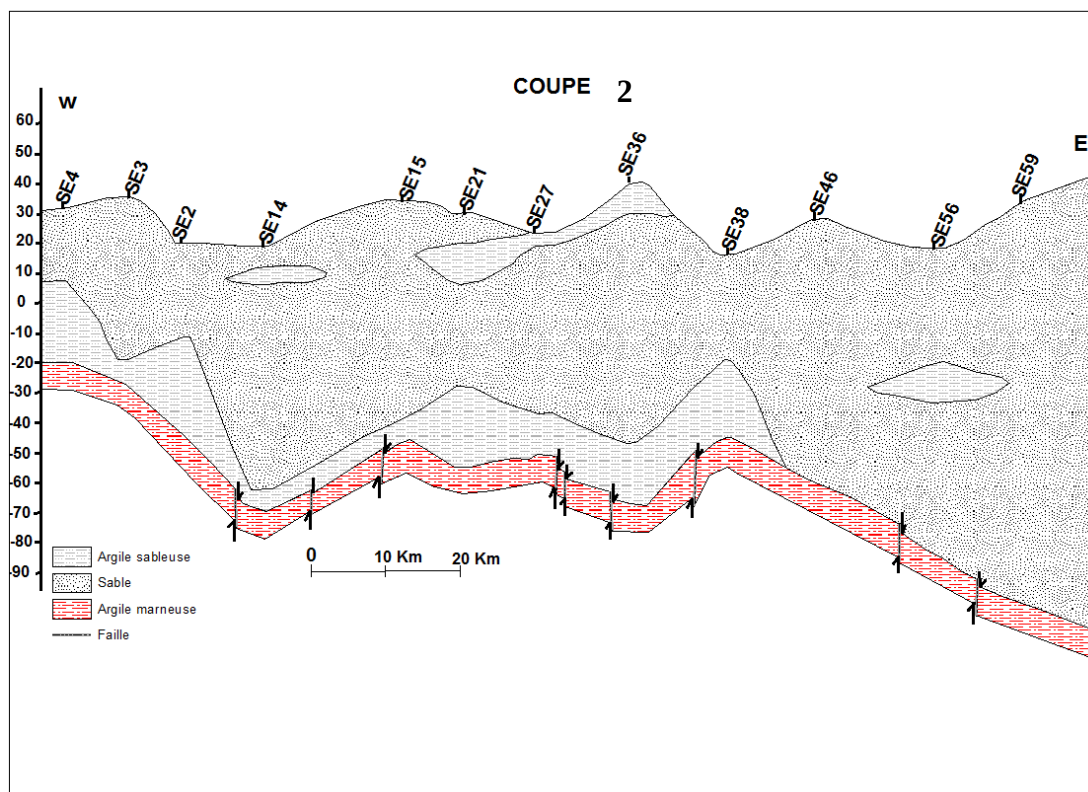


Figure 43 : Correlation géologique 2 issue des sondages électriques

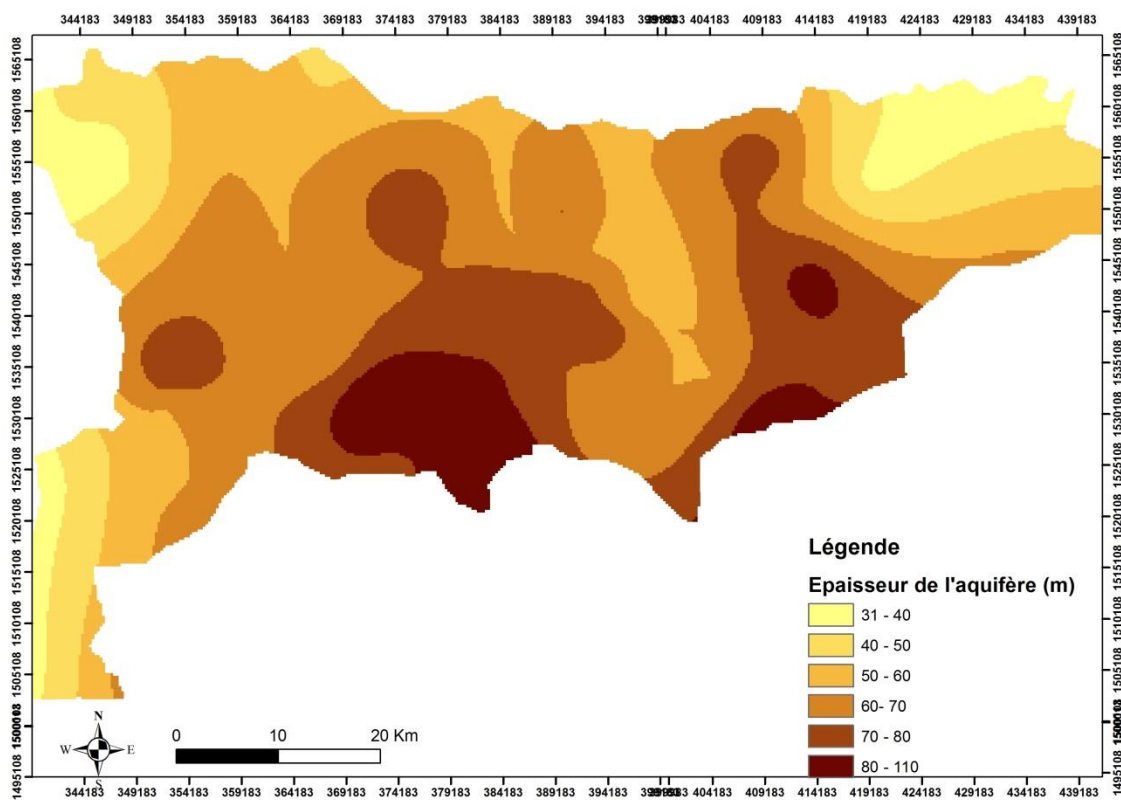


Figure 44 : Distribution de l'épaisseur de l'aquifère

III-3-2 Investigations de nivellement

Dans l'objectif de dresser une carte piézométrique précise reflétant le régime d'écoulement de la nappe, un nivellement précis (centimétrique) des ouvrages a été réalisé. Il a été réalisé grâce à un GPS différentiel au niveau des margelles des ouvrages pour permettre de calculer les niveaux statiques en niveaux piézométriques. Trois plans d'eau sur le long du fleuve Saloum ont également été nivelés dans l'optique d'établir la connexion hydraulique cours d'eau/nappe. Ainsi, le réseau défini (Figure 45) tient surtout compte des ouvrages ayant dispositif de mesure mais également de leur distribution spatiale.

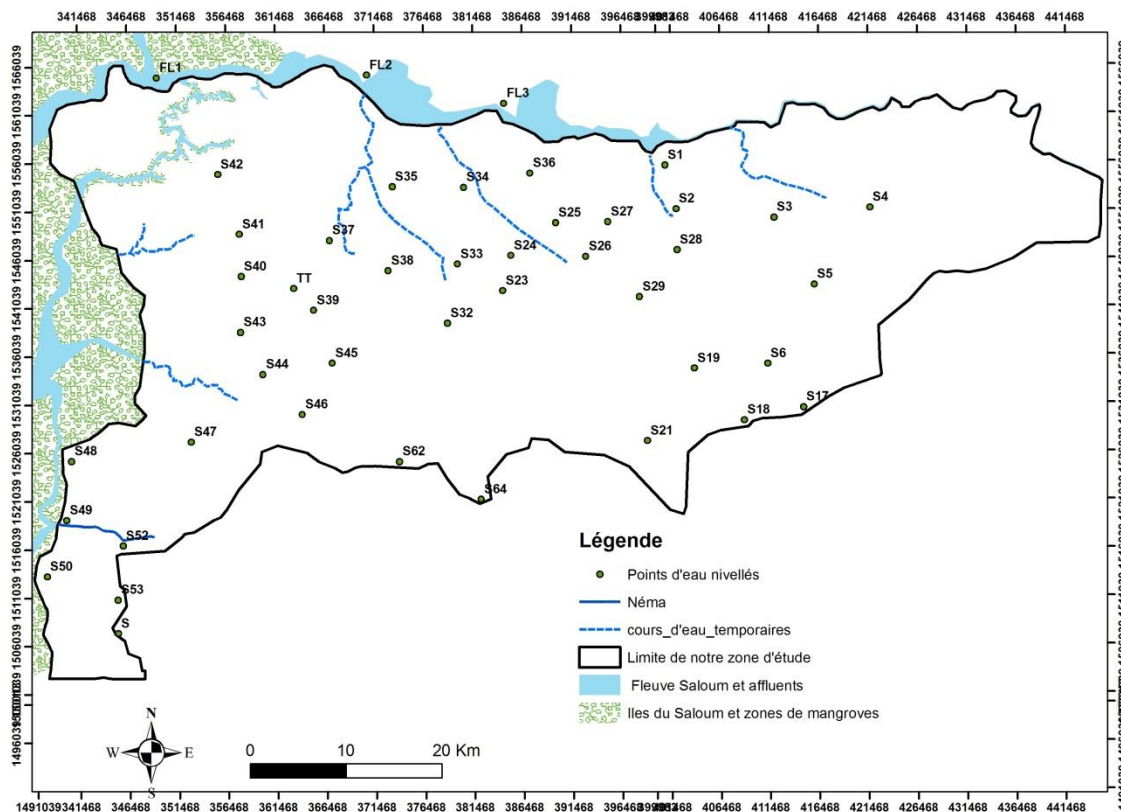


Figure 45 : Localisation des points d'eau nivelés dans la zone d'étude

III-3-3 Piézométrie de la nappe du CT de la partie sud du bassin du Saloum

L'étude piézométrique abordée dans le cadre de cette étude vise deux objectifs: 1) réactualiser la morphologie de l'écoulement obtenues lors des travaux de Diluca (1976) et Faye (2005) et 2) évaluer les tendances de variations saisonnières et interannuelles en comparant les valeurs mesurées dans le cadre de ces travaux et les données existantes du fait qu'aucun suivi régulier n'a été réalisé sur les ouvrages captant le système.

III-3-3-1 Méthodologie

Pour cette présente étude, 30 points d'eau constitués de 7 piézomètres et 23 puits villageois (figure 46) ont fait l'objet d'investigation où des mesures de niveau statique, de mesures de coordonnées géographiques (X et Y) ont été effectuées. Les mesures ont été réalisées en Octobre 2011 (en fin saison des pluies), en Novembre 2012 pour les conditions supposées de hautes eaux et Mai 2012 pour les conditions supposées de basses eaux. Ces mesures ont été par la suite corrigées en niveaux piézométriques à partir des données altimétriques des margelles fournies par le GPS différentiel. Il faut signaler que les données antérieures des travaux de Diluca (1976) et Faye (2005) ont été également prises en compte pour le calcul des niveaux piézométriques.

Au niveau des ouvrages de forte salinité, l'effet densitaire a été corrigé en utilisant l'équation suivante (Post et *al.*, 2007) :

$$h_{fi} = \frac{\rho_i}{\rho_f} h_i - \frac{\rho_i - \rho_f}{\rho_f} Z_i \quad (3)$$

h_{fi} = l'équivalente eau douce au point i

ρ_i = la densité de l'eau au point i

h_i = le niveau piézométrique mesuré sur le terrain au point i

ρ_f = la densité de l'eau douce

Z_i = altitude au point i

Cet effet densitaire sur la piézométrie a été établi par de nombreux auteurs (Fetter, 1994 ; Simmons, 2005 ; Post et *al.*, 2007) où la charge hydraulique est traduite par une colonne d'eau équivalente d'égale densité.

Dans le cadre de cette étude, la correction des niveaux piézométrique a été apportée pour les eaux hypersalées du fleuve Saloum et les ouvrages dont la conductivité électrique (CE) de l'eau est supérieure à 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ supposée salée selon OMS (2008). Les valeurs de densité de l'eau des ouvrages concernées ont été calculées en utilisant l'équation établie par l'Unesco (IES080) (<http://www.aquaportail.com/calculs-eau-de-mer>) qui prend en compte la température, la salinité et la pression ou profondeur (Fofonoff, 1983). Les valeurs de densité ainsi calculées et les niveaux piézométriques équivalents sont présentés dans le Tableau 4.

Tableau 4 : Valeurs calculées de l'équivalent d'eau douce à partir de la conductivité électrique et de la densité de l'eau du fleuve Saloum et des ouvrages dont les eaux sont considérées salées ($CE > 900 \mu S/cm$)

Points	CE ($\mu S/cm$)	Densité (g/L)	Hauteur mesurée (m)	Équivalent d'eau douce (m)
FL1	60000	1033	3.08	3.27
FL2	67700	1033	3.08	3.26
FL3	62200	1033	4.8	4.99
S22	980	999.8	5.8	5.81
S23	1040	1000.1	-1.3	-1.34
S35	1468	1002	4.7	4.69
S42	1208	1000.3	8.8	8.89
S48	3430	1008.3	4.5	4.67
S49	2191	1007.2	2	2.09
S52	1140	1001	24.6	24.69

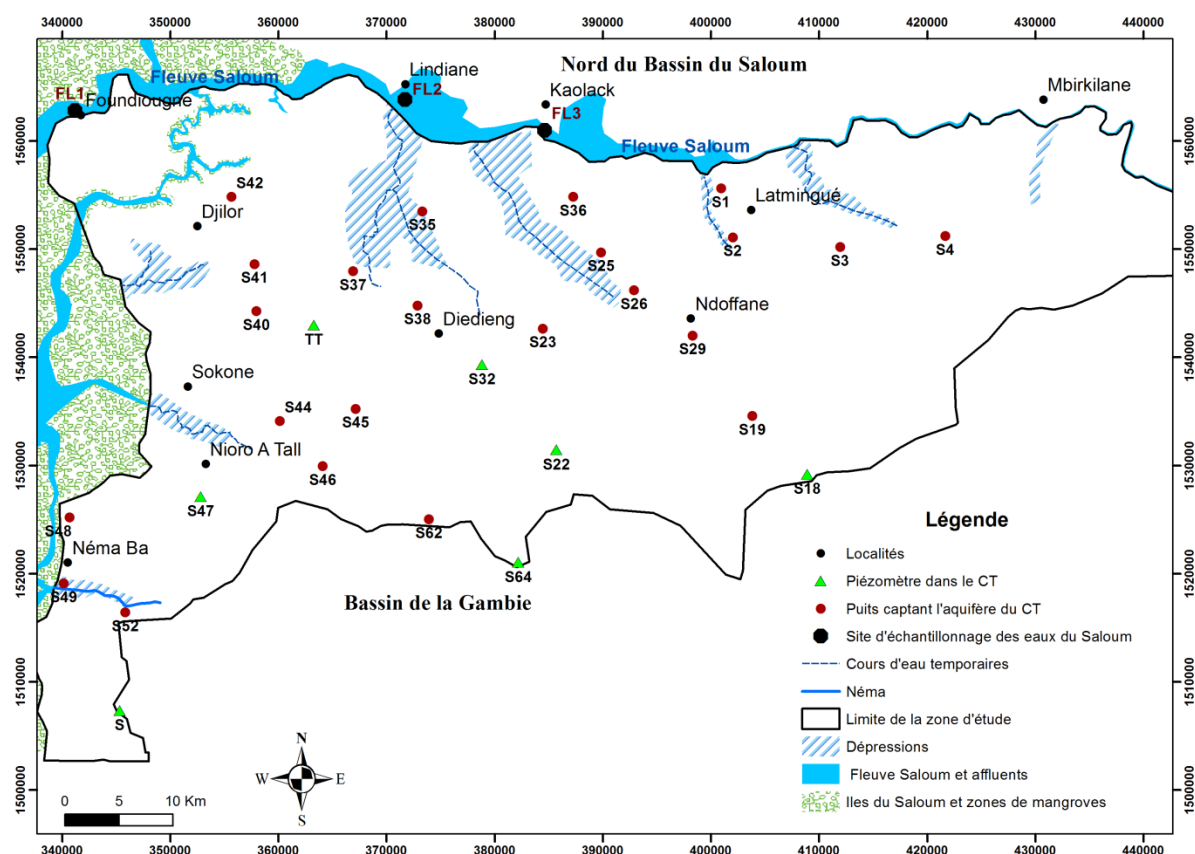


Figure 46 : Distribution des ouvrages ayant servis à établir les cartes piézométriques de la nappe du CT dans la zone d'étude

III-3-3-2 Niveau statique de la nappe

Les niveaux statiques mesurés en Mai 2012 varient de 4 à 42 m (figure 47). Les faibles profondeurs mesurées (<10 m) sont localisées dans la zone avoisinante l'estuaire et le fleuve Saloum et dans la zone du dôme au Sud-Ouest. Elles se matérialisent également le long des cours d'eau pérenne de la Néma. Sur une bande orientée SW-NE, la nappe devient de plus en plus profonde de 20 à plus de 45 m. Ces tendances s'observent également avec les mesures effectuées en Octobre 2011 et Novembre 2012 après la saison des pluies.

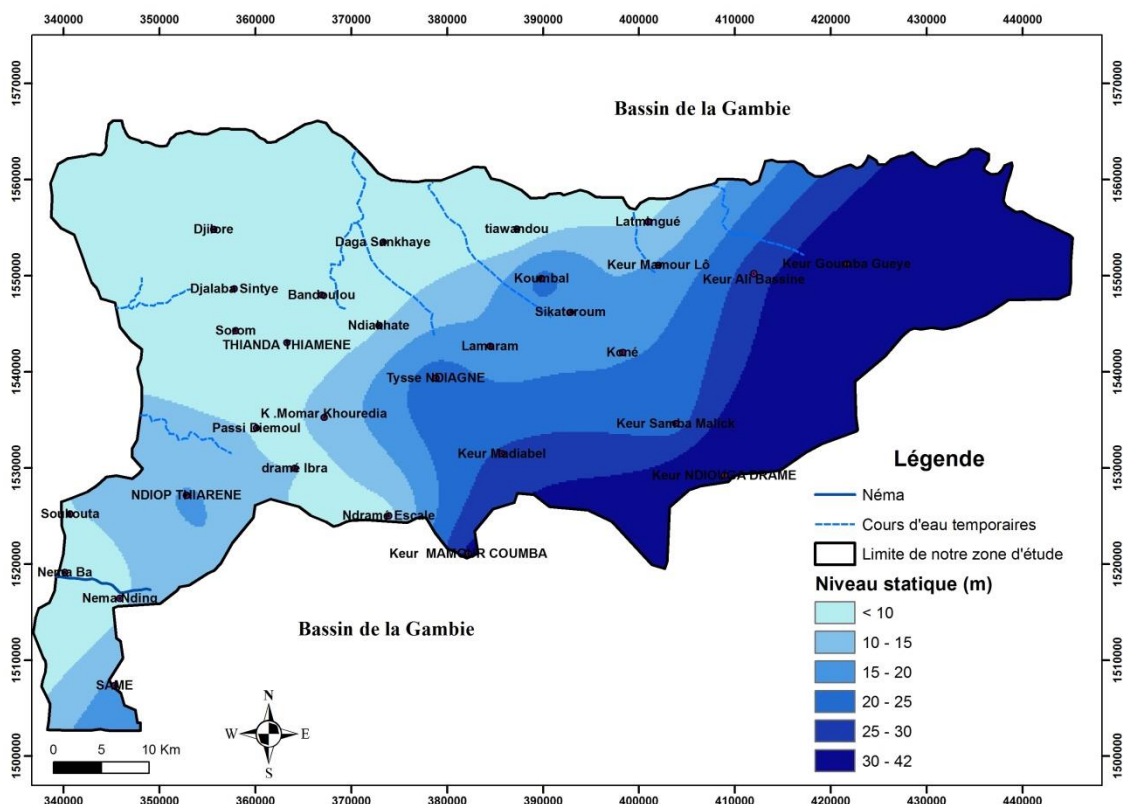


Figure 47 : Distribution du niveau statique de la nappe mesurée en Novembre 2016

III-3-3-3 Directions principales d'écoulement

Les mesures des niveaux statiques effectuées au cours des trois campagnes d'échantillonnage, une en basses eaux (Mai 2012), une durant la saison pluvieuse (Octobre 2011) et une en hautes eaux (Novembre 2012), nous ont permis de tracer les cartes piézométriques correspondantes et d'en déduire les principales lignes d'écoulement de la nappe du CT dans la zone d'étude. Les figures 48 et 49 représentent respectivement les cartes de directions d'écoulement en Mai et Novembre 2012 et celle d'Octobre 2011 est présentée en annexe 8.

Dans le but de comprendre l'écoulement souterrain entre les bassins du Saloum et de la Gambie, une carte piézométrique présentée à la figure 50 a été réalisée.

On remarque aussi bien en conditions de hautes eaux que de basses eaux la présence d'une zone déprimée parallèle au fleuve Saloum avec des côtes variant en moyenne de 0 à - 4 m et de 3 dômes localisées respectivement au Nord-Ouest ($9.8 \leq h \leq 11.7$ m), au Sud-Ouest en amont de la rivière Néma ($25.3 \leq h \leq 26.6$ m) et au Nord de la zone ($13.2 \leq h \leq 16$ m) (figure 48 et 49). L'allure piézométrique ainsi définie montre un écoulement qui se fait :

- à partir du dôme piézométrique Nord-Ouest ($9.8 \leq h \leq 11.7$ m), en direction de la mer et du fleuve Saloum, qui constituent l'exutoire de la nappe ; les côtes piézométriques décroissent à l'approche du rivage mais restent positives ;
- à partir du dôme piézométrique Nord ($13.2 \leq h \leq 16$ m) vers le fleuve Saloum mais également dans toutes les autres directions ;
- à partir du dôme piézométrique Sud-Ouest ($25.3 \leq h \leq 26.6$ m), localisé en amont de la rivière Néma où l'écoulement se fait suivant un fort gradient vers la mangrove et la mer ainsi que dans toutes les autres directions, cet écoulement assure la pérennité de la rivière en période sèche (Ngom, 2000) ;
- à partir de la crête localisée au niveau de la ligne de partage entre les bassins du Saloum et de la Gambie vers la zone de dépression ;
- à partir du Nord-Est, un axe de drainage des eaux souterraines vers la zone de dépression qui reçoit l'écoulement divergent en provenance des dômes piézométriques. Les gradients hydrauliques sont faibles et la dépression piézométrique atteint des valeurs négatives de - 4 m sous le niveau de la mer. Cette dépression semble drainer également une partie des eaux du fleuve Saloum qui sont à une côte de l'ordre de 5 m dans et qui représenteraient par une source de contamination des eaux souterraines.

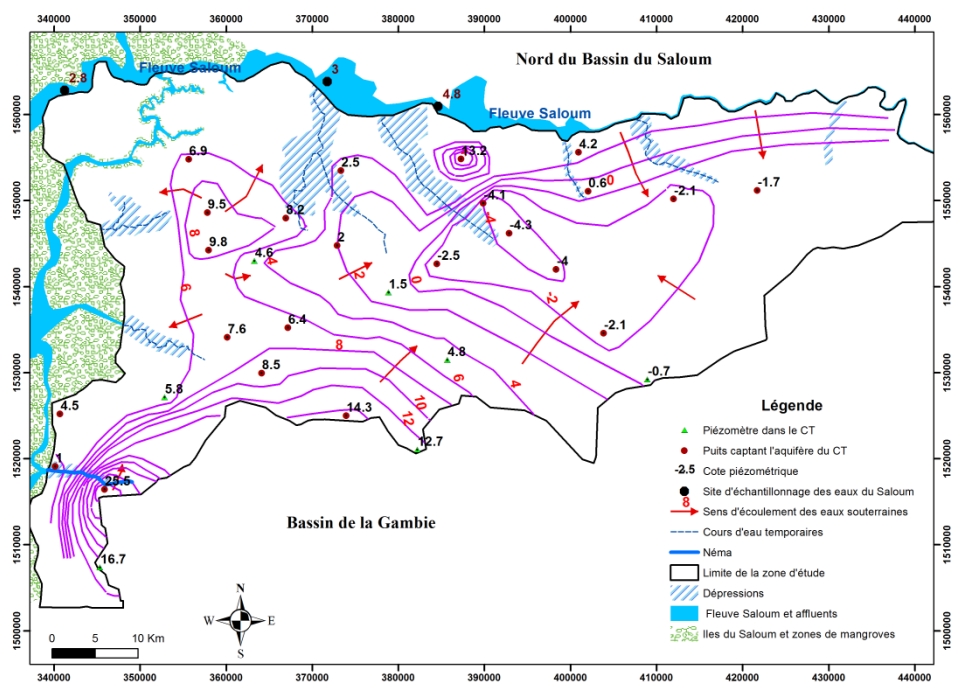


Figure 48 : Carte piézométrique de la nappe du CT dans la zone d'étude en Mai 2012

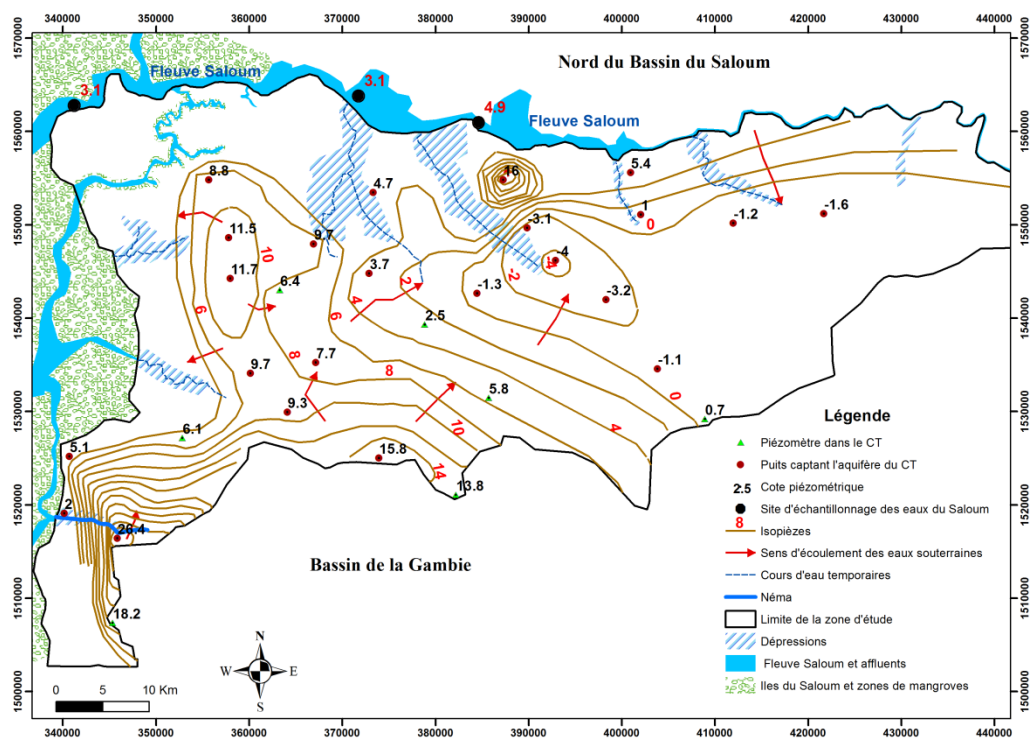


Figure 49 : Carte piézométrique de la nappe du CT dans la zone d'étude en Novembre 2012

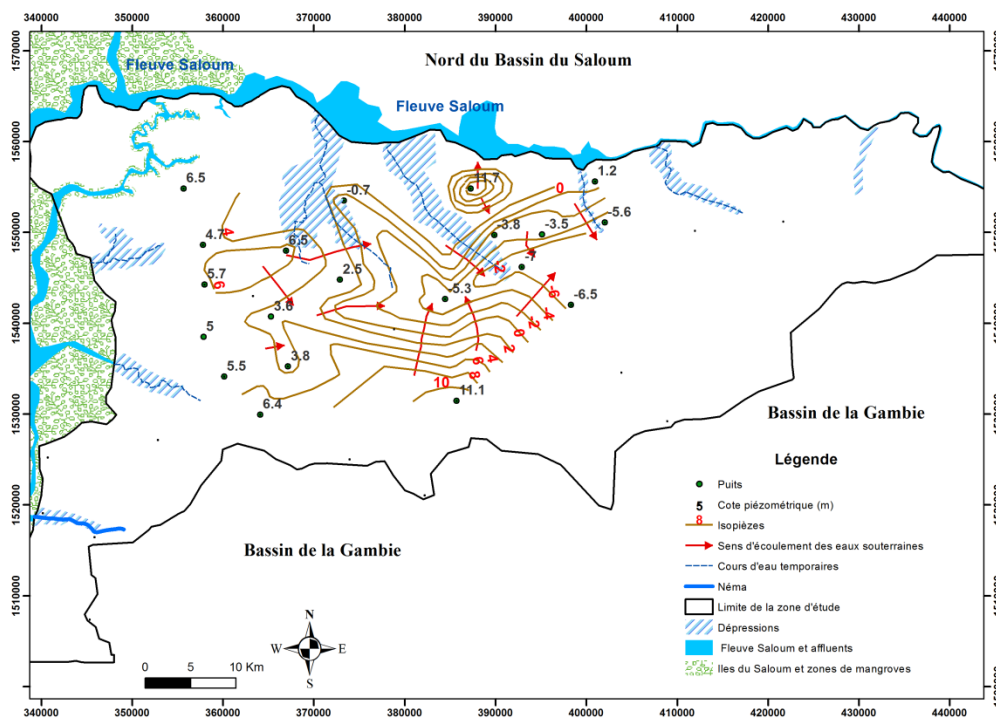


Figure 51 : Carte piézométrique de la nappe du CT dans la zone d'étude en Novembre 1973 (hautes eaux) avant l'implantation des forages (Diluca, 1976)

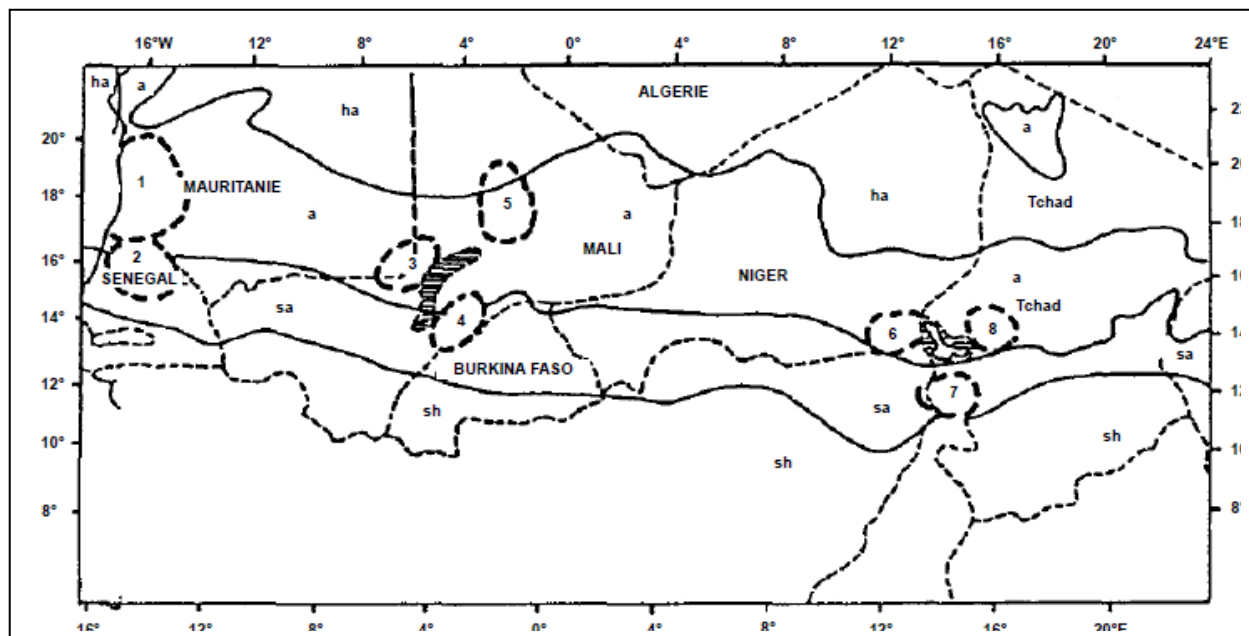


Figure 52 : Localisation des principales dépressions piézométriques, en zone sahélienne (d'après Ndiaye et *al.*, 1993). Zones climatiques : ha : hyper-aride, a : aride, sa : semi-aride, sh : sub-humide. Dépressions piézométriques : 1-nappe du Trarza, 2-nappe du Ferlo

III-3-3-4 Évolution spatio-temporelle de la piézométrie

La distribution spatiale des données piézométriques de Novembre 2012 présente les mêmes tendances que celles de Mai 2012 avec toutefois des remontées de nappe qui sont observées. Ces variations de niveau qui traduisent l'effet de recharge saisonnière sont de l'ordre de 0,1 à + 2.8 m (figure 53). Les remontées relativement élevées sont observées dans les zones de faibles profondeurs et au niveau des dômes piézométriques. Par contre, les faibles variations (<1 m) sont observées dans les ouvrages situés aux alentours des pompages (figure 53). Il faut signaler toutefois que les mesures de niveau statique effectuées dans la zone sont beaucoup plus relatives aux puits villageois comparés aux piézomètres qui sont peu nombreux. Par conséquent, l'effet de pompage dans ces puits combiné à celui des forages environnants, au moment des mesures certainement aura une répercussion sur les valeurs.

Une comparaison des niveaux piézométriques avant (1973) et après (2012) la mise en place des pompages a également été effectuée, à des périodes relatives à des hautes eaux. Les résultats présentés à la figure 54 montrent une augmentation du niveau piézométrique entre 1973 et 2012. L'amplitude de cette augmentation varie de 0.7 à 6.8 m avec une moyenne de 4.2 m. Les plus faibles différences sont observées à S25 et S38, ouvrages situés dans des zones de captage.

D'une manière générale, ces variations du niveau piézométrique de la nappe dépendent pour l'essentiel de l'effet combiné des précipitations et des pompages.

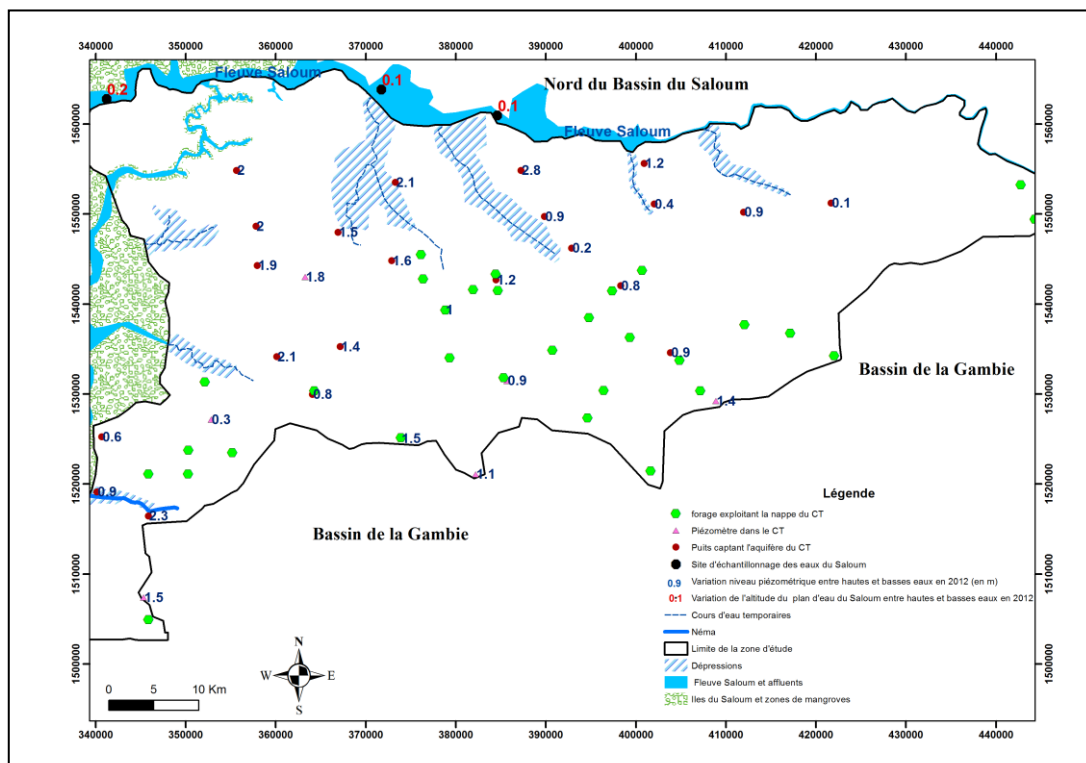


Figure 53 : Fluctuations du niveau piézométrique entre Mai 2012 et Novembre 2012 basses eaux dans la nappe du CT de la zone d'étude

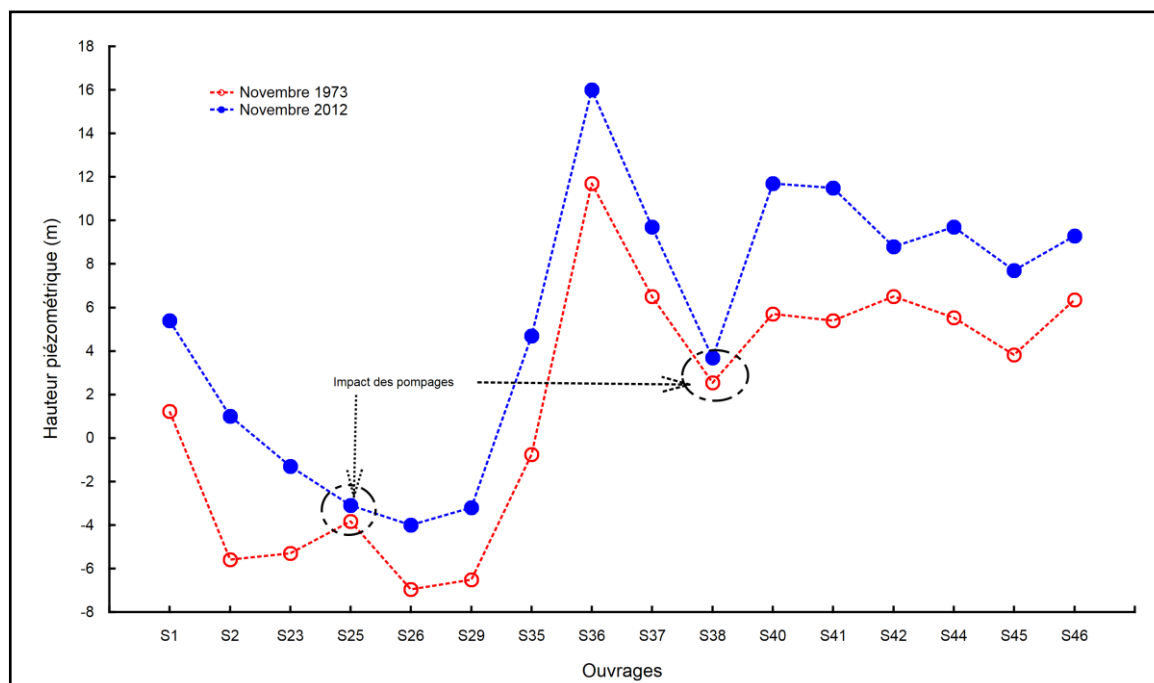


Figure 54 : Différence du niveau piézométrique en périodes de hautes eaux, avant (Novembre 1973) et durant (2012) l'exploitation de la nappe par les forages dans la zone d'étude

III-3-4 Bilan des prélèvements de la nappe

Comme dit plus haut, la nappe du CT assure plus de 95% des besoins en eau de la population locale par le biais des puits villageois et des forages. Le bilan des prélèvements s'est fait à partir de la base de données de la DGPRE et d'enquête sur le terrain où l'ensemble des forages captant le CT dans la zone sont considérés (figure 55). Les données obtenues proviennent exclusivement des relevés journaliers des débits pompés consignés dans un registre par l'opérateur de forage.

Jusque dans les années 1970, la nappe était essentiellement exploitée par les puits villageois. Leur nombre varie, de 2 à 5 puits par village, selon la taille de la localité et dans l'ensemble de la région. L'estimation des débits soutirés dans ces ouvrages n'a pas été réalisée, toutefois avec les moyens d'exhaure utilisés et les niveaux captés par les puits qui n'écument que la partie supérieure de la nappe (1 à 2 m maximum), les débits doivent être relativement faibles. Si on suppose que le débit exploité au niveau des puits est de $1 \text{ m}^3/\text{j}$. On considère alors qu'un total de $1290 \text{ m}^3/\text{j}$ est tiré des puits villageois.

On note une dynamique croissante des prélèvements (figure 56) due essentiellement à l'augmentation des forages d'exploitation. D'après les enquêtes effectuées sur le terrain, lors de la présente étude, il est apparu que ces forages fonctionnent le plus souvent pendant 2 à 8 heures de pompage par jour et débitent entre 30 et $700 \text{ m}^3/\text{h}$, soit un débit moyen de $7000 \text{ m}^3/\text{j}$. On pourrait en conclure que les prélèvements de la nappe du CT dans la zone d'étude s'élèvent à environ $8500 \text{ m}^3/\text{j}$ (figure 56). Si on y ajoute les $5000 \text{ m}^3/\text{j}$ pompés par les forages du Maastrichtien on arrive à environ $13000 \text{ m}^3/\text{j}$, soit les 28 l/habitant qui constituent la consommation de la population dans la zone (ANSD, 2013). Cette valeur est inférieure à la norme de consommation journalières des populations rurales établit par l'OMS, qui est de 35 l/habitant.

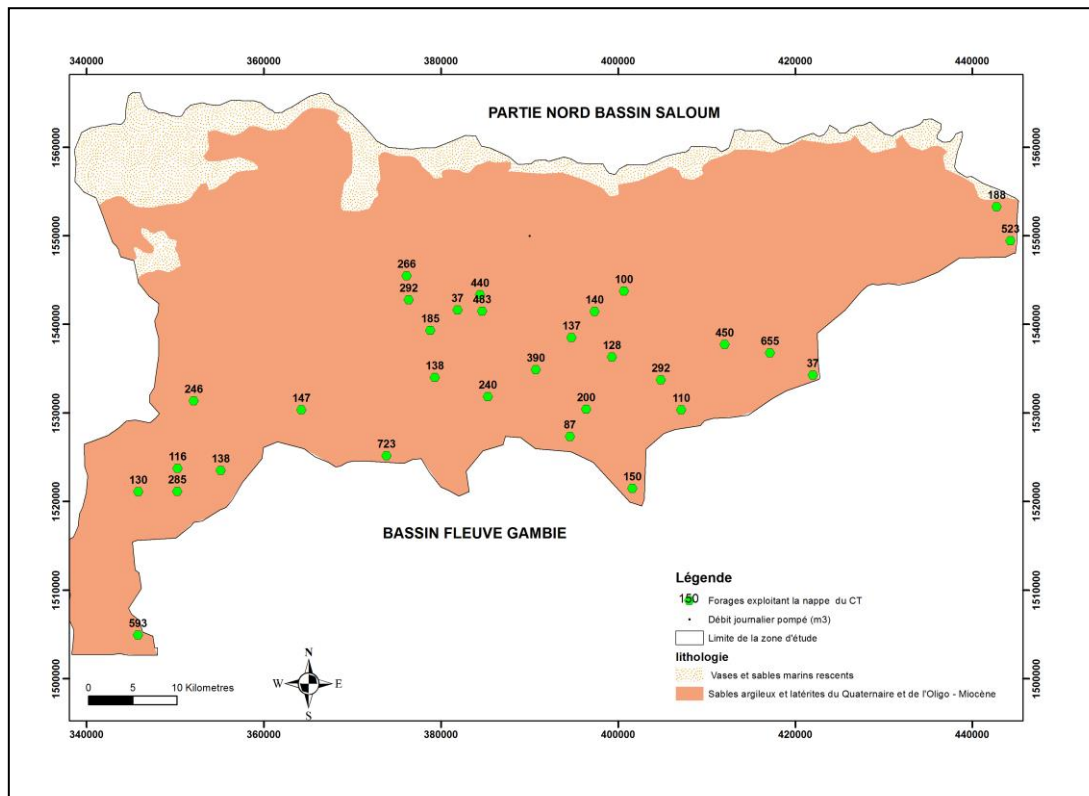


Figure 55 : Distribution des forages captant la nappe du CT avec les débits moyens d'exploitation journalier

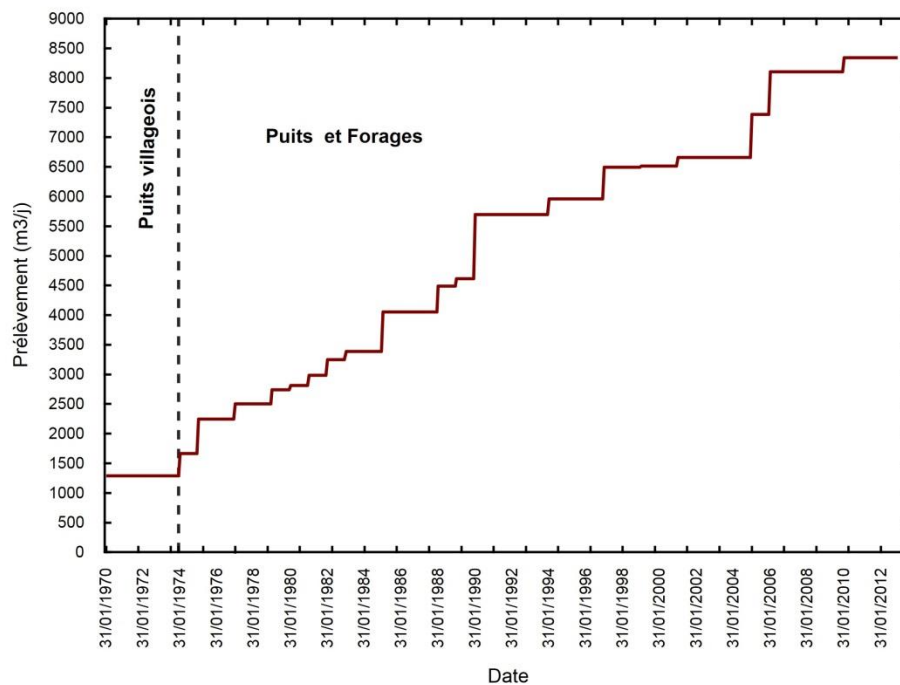


Figure 56 : Bilan des prélèvements dans la nappe

Conclusion partielle

La réactualisation des données hydrogéologiques, grâce aux différentes investigations réalisées dans le cadre de notre étude a permis de caractériser le système et son mode de fonctionnement hydrodynamique et surtout d'établir la relation nappe / eau de surface.

En effet, l'aquifère du CT, de puissance variable (30-110 m) selon les zones présente également des caractéristiques variables essentiellement liées aux facies sableux, sablo-argileux et argileux qui le constituent.

Sur le point hydrodynamique, l'écoulement de la nappe se fait à partir de la zone des dômes piézométrique (Sud-Ouest (+26 m), Nord-Ouest (+11 m) et Nord (+ 17 m) vers toutes les directions suivant un gradient hydraulique variable (dépendant de la transmissivité). Dans la zone centrale, une dépression piézométrique (– 4 m en moyenne) qui s'étend selon une direction Ouest-Est collecte les eaux. Cette dépression piézométrique ne provient pas en réalité d'une exploitation accrue du système mais probablement des caractéristiques hydrauliques du système dans cette zone et plus particulièrement d'une reprise évaporatoire, comme décrite dans de nombreuses nappes en creux du CT en Afrique de l'Ouest.

A terme, il s'agit à travers de ces différents éléments complétés des données de recharge et de chimie de dégager le modèle de fonctionnement hydrogéologique du système qui sera utilisé pour la modélisation.

CHAPITRE IV : BILAN ET ESTIMATION DE LA RECHARGE

IV-1 Introduction

La recharge d'un aquifère se définit comme tout flux d'eau qui s'écoule à travers la zone non-saturée (ZNS) et arrive à la nappe, pour participer à son renouvellement (Freeze et Cherry, 1979). Elle peut être naturelle par infiltration des eaux et/ou des écoulements de surface ou artificielle (apport d'eau au sol). La recharge permet d'évaluer le renouvellement des nappes et par conséquent d'estimer le potentiel exploitable des aquifères. Dans les régions arides et semi-arides, caractérisées par des températures moyennes élevées, de fortes évapotranspirations (ET) et une pluviométrie faible à moyenne, la compréhension des mécanismes de recharge et sa quantification sont des prérequis à une gestion efficace des ressources en eau souterraine.

Lerner et *al.*, 1990 ont décrit trois types de mécanismes de recharge des nappes (figure 57) :

- une recharge directe où l'eau de pluie s'infiltré directement à travers la ZNS pour arriver à la nappe. Durant ce transit, une fraction de l'eau infiltrée subit l'évapotranspiration ;
- une recharge indirecte induite par percolation à travers les lits des cours d'eau ;
- une recharge indirecte/locale à partir des dépressions topographiques.

Au niveau de certains systèmes hydrauliques, ces trois types de mécanismes peuvent se produire. De Vries et *al.*, 2002 décrivent, plus en détail, les processus en termes de flux diffus non saturé ou front saturé, de flux à travers la macroporosité des fissures et fente de dessiccation et enfin de flux prépondérant résultant de caractéristiques physiques.

Différentes méthodes, décrites par plusieurs auteurs (Lerner et *al.*, 1990 ; Edmunds et Gaye, 1994 ; Gaye et Edmunds, 1996 ; Kinzelbach et *al.*, 2002 ; De Vries et Simmers, 2002 ; Scanlon et *al.*, 2002, 2006) ont été utilisées à travers le monde pour l'estimation de la recharge des nappes. Elles sont basées principalement sur le bilan du cycle de l'eau, sur les données obtenues à partir des eaux de surface, de la ZNS et de la zone saturée. Nous présentons, dans les paragraphes suivants, d'abord, les paramètres intervenant sur la recharge, puis quelques méthodes d'estimation de la recharge en décrivant leurs principes, limitations et quelques applications en zones semi arides en général et/ou au Sénégal, en particulier.

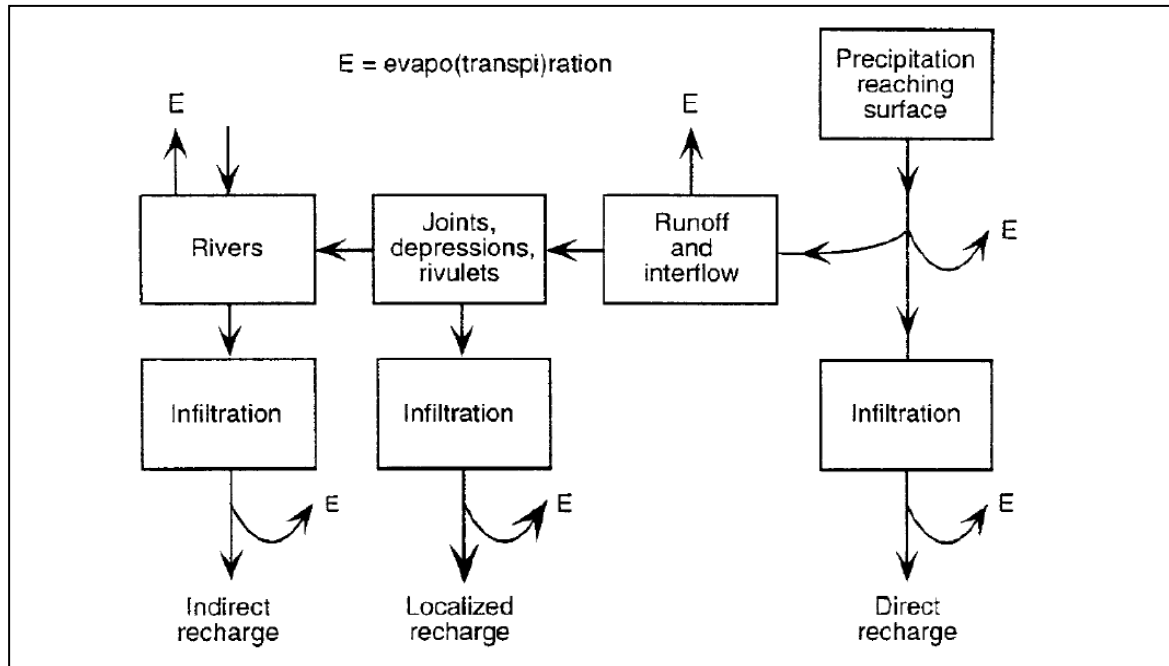


Figure 57 : Mécanismes de recharge des eaux souterraines dans un milieu semi-aride (Lerner, (1997)

IV-2 Paramètres intervenant sur la recharge

Dans les régions arides à semi arides, le taux de recharge des nappes superficielles revêt un caractère spatio-temporel très variable rendant ainsi le calcul du bilan hydrique très difficile (De Vries et Simmers, 2002). Ceci serait lié à plusieurs déterminants que sont le climat, la nature des formations superficielles, la morphologie de surface, l'état des sols et la couverture végétale. Ces derniers sont étroitement liés à l'humidification du sol, l'évapotranspiration et aux flux ascendants venant des aquifères plus profonds (Kinzelbach et *al.*, 2002).

De nombreux travaux, réalisés dans ces zones arides à semi arides, ont souligné le rôle majeur que joue l'évaporation sur la décharge des nappes. Ainsi, des taux d'évaporation de 6.2 mm/an ont été obtenus en zone aride de Bolivie dans une nappe phréatique de 6 m de profondeur. Ils ont été calculés à partir de profils $\delta^{18}\text{O}$ et Cl dans la ZNS (Coudrain-Ribstein et *al.*, 1997). L'approche par modélisation des transferts de flux ascendants au travers de la ZNS, dans le bassin de Chott Chergui en Algérie, a permis de déterminer un flux évaporatoire, de l'ordre de 12 à 50 mm/an (Daoud,1995). Les variations spatiales des signatures isotopiques et des concentrations de chlorure dans les eaux souterraines, dans la région du Nil au Soudan, ont montré que la perte évaporatoire est une composante importante de la décharge dans la zone (Osman, 2008).

Dans cette même ordre d'idée, Archambault (1960, 1987) définit « les nappes en creux » comme des anomalies hydrogéologiques majeures, très répandues en Afrique subsaharienne semi-aride, qui s'expliquent en partie par une évapotranspiration supérieure à la recharge (Aranyossy et Ndiaye, 1993 ; Favreau et *al.*, 2002 ; Leblanc, 2003 ; Gaultier, 2004 ; Ngounou Ngatcha et *al.*, 2007 ; Koussoubé, 2010). Ces études, basées sur l'interprétation des données isotopiques effectuées au Mali (Aranyossy et *al.*, 1998) ainsi qu'au Nigéria (Edmunds et *al.*, 2002), indiquent que l'enrichissement isotopique reste important jusqu'à 10-12 m de profondeur et peut parfois aller au-delà de 20 m. Ndiaye et *al.*, (1983) ; Condrain – Ribstein et *al.* (1998) ont démontré que le flux évaporatoire estimé à 500 mm/an à un mètre de la surface du sol, n'est que de quelques dizaines de mm/an au-delà de 20 m. Il varie en fonction de la profondeur des nappes (Aranyossy et *al.*, 1991 ; Leduc et *al.*, 1996 ; Condrain – Ribstein et *al.*, 1997, 1998 ; Guero, 2000) et du gradient variable de la température de la ZNS (De Vries et *al.*, 2000).

La transpiration des végétaux joue également un rôle non négligeable dans l'évapotranspiration. En effet, certains arbres notamment les acacias sont capables de prélever de l'eau à des profondeurs de plus de 35 m (Dupuy et Dreyfus, 1992). Des études ont également montré que certains arbustes, en zone semi-aride, pouvaient extraire l'eau souterraine à des profondeurs de 15 à 20 m (Adar et *al.*, 1995 ; Haase et *al.*, 1996) et parfois à plus de 50 m dans le désert du Kalahari au Botswana (De Vries et *al.*, 2000). En Australie, la reforestation de certaines zones par des espèces d'Eucalyptus, a entraîné une baisse du niveau des nappes phréatiques (Georges et *al.*, 1999).

IV-3 Méthodes d'estimation de la recharge

Selon les données utilisées et le milieu étudié, les méthodes d'estimation de la recharge se répartissent en deux groupes (Scanlon et *al.*, 2002). Les méthodes basées sur l'étude de la zone saturée permettant en principe l'estimation de la recharge réelle, c'est-à-dire celle ayant atteint la nappe (Rushton, 1988). Celles basées sur l'étude de la ZNS et des écoulements de surface ne permettent souvent d'estimer que la recharge potentielle.

De nombreuses méthodes basées sur des approches par traceurs (artificiels, naturels, isotopiques), sur des approches impliquant des mesures physiques (limnimètres, lysimètres, infiltromètres, tensiomètres, humidimètres) et des approches numériques sont décrites dans la littérature (Edmunds et *al.*, 1992 ; Allison et *al.*, 1994 ; Edmunds et Gaye, 1994 ; Clark et Fritz, 1997 ; Leduc et *al.*, 1996 ; Kinzelbach et *al.*, 2002 ; De Vries et Simmers, 2002 ; Scanlon et *al.*, 2002 et 2006). Des études comparatives de ces différentes méthodes sont

proposées par Lerner *et al.* (1990), Scanlon *et al.* (2002) et Kinzelbach *et al.* (2002). Dans les chapitres qui suivent, nous décrivons brièvement les principes, les applications et les limites de chacune de ces méthodes.

IV-3-1 Méthode du bilan hydrique

IV-3-1-1 Principe

La méthode du bilan hydrique permet de calculer une valeur de recharge, à l'échelle d'une parcelle ou d'un bassin versant si les paramètres sont bien connus. Elle part du principe que la pluie tombée sur le bassin se répartit entre l'évapotranspiration réelle, le ruissellement, l'infiltration et la variation du stock d'eau dans le sol. Elle se traduit par l'équation du bilan qui s'écrit pour un intervalle de temps :

$$P = ETR + R + I + \Delta S \quad (4)$$

avec :

P = Précipitation ;

ETR = Évapotranspiration réelle ;

R = Ruissellement ;

I = Infiltration directe ;

ΔS = Variation de stock d'humidité du sol.

L'estimation de ces paramètres du bilan hydrique n'est pas aisée. La principale difficulté pour cette méthode réside dans l'estimation de l'Évapotranspiration Réelle (ETR). Elle influence fortement l'infiltration du fait qu'elle peut être très grande dans notre contexte de zone semi-aride et son calcul fait intervenir un grand nombre de paramètres qui ne sont pas souvent disponibles. Elle est souvent estimée à partir de l'Évapotranspiration Potentielle (ETP) définie comme la limite maximale que peut atteindre l'ETR. La formule empirique de Thornthwaite (1954) et celle préconisée par la FAO de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) sont généralement utilisées pour calculer l'ETP.

Estimation de l'évapotranspiration potentielle par la méthode de Thornthwaite

La valeur de l'ETR peut être approchée à partir de la formule de Thornthwaite (1954) qui s'écrit :

$$ETP = 16 \times \left(\frac{10 \times T_i}{I} \right)^a \cdot F(\lambda) \quad (5)$$

avec

$$I = \sum_{i=1}^{12} i$$

$$i = \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514}$$

$$a = (492390 + 17920 \times I - 771 \times I^2 + 0.675 \times I^3) \cdot 10^{-6}$$

T_i = Température moyenne mensuelle (°C) ;

I = Indice thermique annuelle ;

i = Indice thermique mensuelle ;

$F(\lambda)$ = Facteur de correction dépendant de la latitude.

Cette approche d'estimation de l'ETR et par conséquent de l'infiltration (I) part du principe décrit ci-dessous :

- si les précipitations sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle, alors $ETP = ETR$. L'excédent d'eau est emmagasiné dans le sol jusqu'à sa capacité maximale de stockage et le surplus serait alors disponible pour l'infiltration et le ruissellement.
- si les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration réelle est égale à la somme des précipitations et d'une certaine quantité d'eau cédée par le stock du sol. L'utilisation de ce stock en eau pour satisfaire l'ETR mène aux 2 situations suivantes :

- la totalité du stock est directement disponible pour l'évapotranspiration, l'ETR est égale à l'ETP ;
- le stock est insuffisant pour satisfaire l'évapotranspiration, alors l'ETR est égale aux précipitations plus la partie du stock disponible.

L'utilisation de la méthode de Thornthwaite est basée sur les hypothèses ci-après (Dassargues, 2010) :

- l'humidité de la ZNS du sol est représentée par un stock renouvelable ;
- le stock de la ZNS possède une valeur maximale connue ;

- l'infiltration vers la nappe ou le ruissellement ne peut se réaliser que lorsque cette capacité maximale du stock en eau est atteinte.

Estimation de l'évapotranspiration potentielle par la méthode de Penman

La méthode analytique de Penman-Monteith développée par la FAO (Allen et *al.*, 1998) est utilisée pour une estimation plus rigoureuse de l'ETP. Cette méthode incorpore explicitement aussi bien les paramètres physiologiques qu'aérodynamique et permet une bonne approximation de l'évapotranspiration. Elle permet également d'évaluer les paramètres climatiques manquants, grâce aux procédures de calcul développées. L'Évapotranspiration de référence (ET_o) est estimée à partir de la formule FAO Penman-Monteith (Allen et *al.*, 1998) suivante :

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.04U_2)} \quad (6)$$

avec :

ET_o = Évapotranspiration de référence (mm J⁻¹) ;

R_n = Rayonnement net de la surface de référence (MJ m⁻² J⁻¹) ;

G = Flux de chaleur dans le sol (MJ m⁻² J⁻¹) ;

T = Température moyenne journalière à 2m (C) ;

U_2 = Vitesse du vent à 2 m au-dessus de la surface du sol (m s⁻¹) ;

e_s = Tension de vapeur saturante (kPa) ;

e_a = Tension de vapeur réelle (kPa) ;

$e_s - e_a$ = Déficit de tension de vapeur saturante (kPa) ;

Δ = Pente de la courbe de la tension de vapeur saturante (kPa C⁻¹) ;

γ = Constante psychométrique (kPa C⁻¹).

Les données nécessaires à l'application de cette formule sont donc relatives aux valeurs de températures minimale et maximale, d'humidité relative, de vitesse du vent et de la radiation solaire journalière ou durée d'insolation.

Pour l'application, Allen et *al.*, 1998 propose pour chaque paramètre une formule. La vitesse du vent à 10 m par rapport au sol a été ramenée à la référence de 2 m en considérant la formule suivante :

$$U_2 = \frac{U_z * 4.87}{\ln(67.8z) - 5.42} \quad (7)$$

avec

U_2 = vitesse du vent à 2m au-dessus du sol (m.s^{-1}) ;

U_z = vitesse du vent à une hauteur z au-dessus du sol (m.s^{-1}) ;

z = hauteur au point de mesure au-dessus du sol (m).

IV-3-1-2 Exemples d'application et limites

La méthode du bilan hydrique a été utilisée dans de nombreuses études hydrogéologiques réalisées au Sénégal pour l'ensemble du bassin sédimentaire (Dieng, 1987), la vallée de Baila en Casamance (Malou, 1992) et la presqu'île du Cap-Vert (Diouf, 2012). Une recharge variant de 0 à 41.4 mm/an (Thornthwaite) et de 0 à 12.1 mm/an (Penman) a été estimée pour la nappe superficielle du Horst de Ndiass (Madioune, 2012). L'application de cette méthode dans notre zone d'étude a permis à Ndoye (2003), en choisissant une valeur de stock en eau du sol égale à 100 mm et un pas de temps mensuel sur une échelle de temps 1981-1990, de calculer des quantités de recharge de 0 à 13 mm/an à Kaolack et de 19 à 54 mm à Nioro.

Toutefois, la méthode globale pour l'estimation de l'infiltration par calcul du bilan basée sur des données climatiques, conduit souvent à des imprécisions majeures liées à la difficulté de l'estimation de l'évapotranspiration réelle. Celle-ci dépend de différents facteurs tels que la profondeur du système racinaire, la texture du sol, la physiologie des plantes et les conditions climatiques (Gaye, 1990). Par ailleurs, cette méthode ne rend pas compte du tout du cheminement de l'eau dans la ZNS, siège des relations très complexes entre l'eau et le couvert végétal.

IV-3-2 Méthodes basées sur l'étude de la ZNS

IV-3-2-1 Méthodes de mesures directes de l'infiltration

Elles correspondent aux méthodes des profils hydriques et des lysimètres effectuées à des profondeurs relativement faibles du sol.

➤ Principe

Le principe des profils hydriques est basé sur des mesures fréquentes et simultanées le long de profils des teneurs en eau (grâce à des sondes à neutrons) et des charges (par tensiométrie). Celui des lysimètres consistent à faire infiltrer un volume d'eau connu (V_1) à travers un sol isolé par des parois étanches tout en maintenant autant que possible des conditions proches de

celles du milieu ambiant. Le volume recueilli à la base donne ainsi le volume infiltré (V_2) tandis que la différence ($V_1 - V_2$) exprime la quantité retenue dans le cas d'un sol nu.

➤ Exemples d'application et limites

Ces méthodes ont permis d'estimer la recharge entre 1 à 200 mm/an aux USA (Gee et *al.*, 1992), 4 à 300 mm/an, en fonction de l'étendue du couvert végétal, dans le désert de Tengger en Chine (Fayer et *al.*, 1996). Cependant, elles donnent des valeurs ponctuelles de l'infiltration, leur spatialisation nécessite des mesures à différents endroits selon les caractéristiques de la zone. Par ailleurs, si la base du lysimètre n'est pas plus profonde que la zone racinaire, les flux de drainage mesurés surestiment les taux de recharge de l'aquifère.

Les lysimètres ne sont pas systématiquement utilisés pour estimer la recharge car ils sont coûteux, difficiles à construire et ont des exigences d'entretien élevées. Ils sont plus adaptés à l'évaluation de l'évapotranspiration que la recharge (Scanlon et *al.*, 2002).

IV-3-2-2 Méthodes de traçage

Ces méthodes sont basées sur l'étude du transfert d'un traceur dans la ZNS vers la nappe. En effet, le mouvement de l'eau vers la surface du sol sous l'effet de l'évaporation entraîne avec elle les sels dissous. A l'opposé, l'eau s'évapore dans l'atmosphère sous forme de vapeur et les sels dissous y sont accumulés aux premiers mètres du sol. Comme les sels en solution se déplacent par diffusion moléculaire en réponse au gradient de concentration, l'augmentation de leur concentration à la surface provoque ainsi un déplacement vers le bas. Une uniformisation des concentrations s'effectue ainsi des zones de fortes concentrations vers les zones de faibles concentrations. Elle est proportionnelle à la différence de concentration entre les deux zones et inversement proportionnelle à la distance qui les sépare. C'est ainsi que sous l'effet de l'évaporation, les sels se concentrent près de la surface et leurs teneurs évoluent suivant un gradient décroissant vers le bas par diffusion moléculaire. Ces deux types de transfert se matérialisent dans la ZNS par un profil des teneurs en sels (figure 58) qui présente trois zones bien distinctes (Fontes et Edmunds, 1989) :

- une zone (1) située au-dessus du pic d'accumulation des sels où le transfert de l'eau s'effectue en phase gazeuse ;
- une zone (2) correspondante au pic de concentration des sels. Ce pic se trouve à une profondeur appelée zone d'équilibre de flux (Zef), où le flux de transfert de l'eau est globalement nul ;

- une zone (3) stationnaire située en dessous du pic de concentration des sels où le flux descendant de l'eau (en phase liquide) traduit l'écoulement vers la nappe sous forme de recharge ;

Les traceurs généralement utilisés sont les éléments conservatifs comme le chlorure ou les isotopes constitutifs de la molécule de l'eau (le tritium, le deutérium et l'oxygène 18).

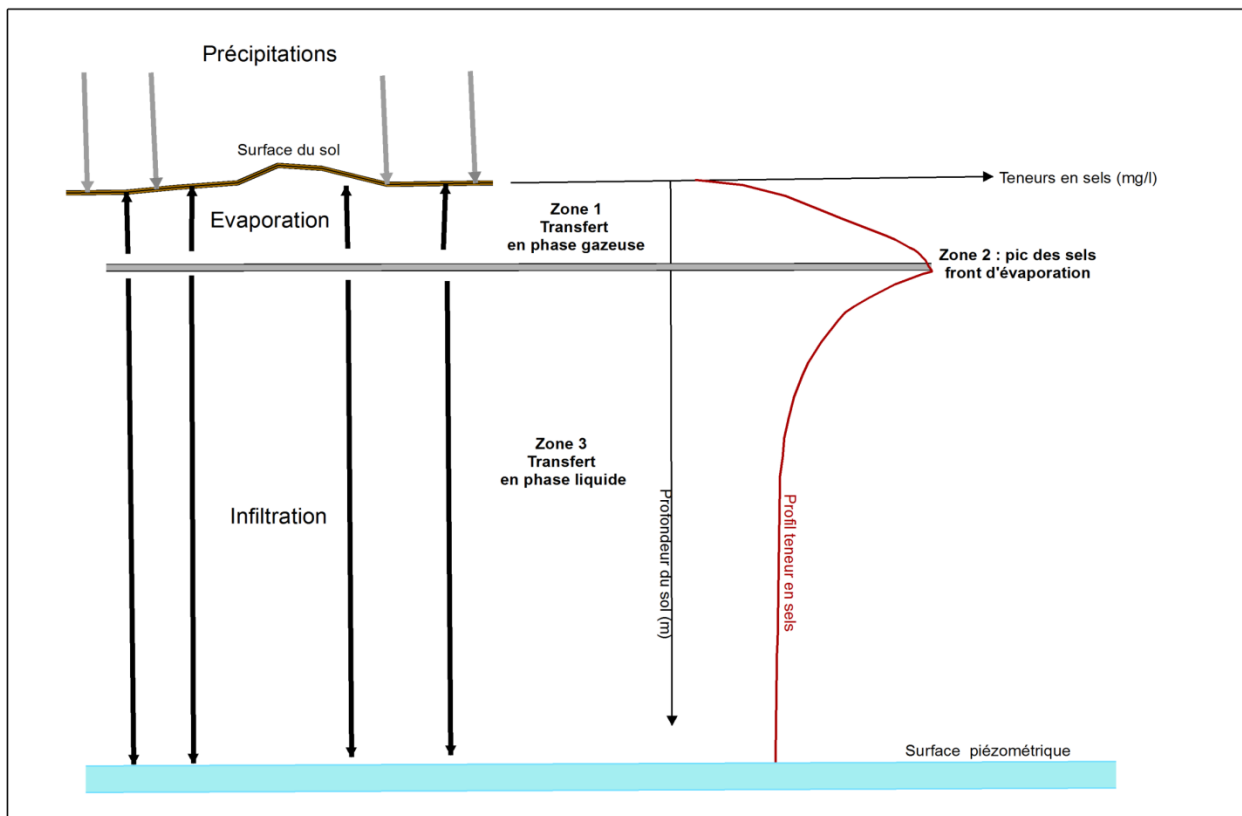


Figure 58 : Allure théorique d'un profil de teneur en sels de l'eau interstitielle de la zone non saturé due à l'évaporation (Fonte et Edmunds, 1989)

❖ Méthode du bilan des chlorures (CMB)

○ Principe

Le principe de cette méthode est basée sur l'hypothèse que les ions chlorures de l'eau de pluie qui s'infiltrent dans la ZNS pour atteindre la nappe ne sont généralement pas absorbés par les sédiments du sol, ne participent pas aux réactions d'oxydo-réduction et ne forment pas de précipités insolubles. Il résulte de cette hypothèse que la concentration en Chlorure dans la partie supérieure de la ZNS dépendra des variations du flux d'humidité liés aux apports d'eau de pluie et de l'évaporation. La méthode fait appel donc aux études de transfert de solutés et

d'eau dans la zone non saturée, et permet d'estimer la recharge de la nappe avec la formule suivante :

$$R = \frac{Cl_p * p}{Cl_{zns}} \quad (8)$$

avec :

R = recharge directe ou diffuse moyenne annuelle (mm) ;

p = précipitation moyenne annuelle (mm) ;

Cl_p = concentration moyenne annuelle en chlorure des eaux de pluie (mg/L) ;

Cl_{zns} = concentration moyenne en chlorure de la zone (3) des profils de la zone non saturée (mg/L).

○ Exemples d'application et limites

Cette méthode, basée sur le comportement conservatif de l'ion chlorure, est la plus utilisée pour l'estimation de la recharge des nappes souterraines dans les régions arides et semi-arides (Sharma et Hughes, 1985 ; Allison et *al.*, 1994 ; Edmunds et Gaye, 1994 ; Gaye et Edmunds, 1996).

Dans la partie Nord du Nigeria, à partir des teneurs en chlorure dans la ZNS et de la chimie des eaux de pluie, Edmunds et *al.*, (2002) estiment une recharge comprise entre 14 et 49 mm/an. Les études faites sur la variation des valeurs de chlorures dans la ZNS ont également permis d'estimer la recharge à 5 mm/an au Botswana (De Vries et *al.*, 2000), à 14 mm/an en Jordanie (Zagana et *al.*, 2007) et de confirmer les valeurs de recharge (4 – 8 mm/an) estimées par Abdalla (2008), au Soudan (Osman, 2008). Dassi (2010) a estimé une recharge de 31.7 mm/an (soit 10.5 % de la pluviométrie annuelle mm) dans la nappe de l'Oued Chérayaa, en Tunisie par cette méthode.

L'application de la méthode du bilan des chlorures sur deux profils de la nappe des sables quaternaires, au Nord du Sénégal, a donné une recharge de 34.4 mm/an pour une pluviométrie moyenne annuelle de 209 mm et des concentrations moyennes en chlorures égales à 2.8 et 23.6 mg/L respectivement dans les eaux de pluie et de la ZNS (Gaye et Edmunds, 1996). Elle a été appliquée à la nappe des sables quaternaires de Dakar, dans la zone inhabitée où les apports en chlorure ne sont pas influencés par l'infiltration des eaux usées ; la recharge obtenue varie entre 9 et 73 mm/an (Diouf, 2012).

Dans notre zone d'étude, au Saloum, elle a été utilisée par Gaye, (1990) pour évaluer la recharge dans la nappe du CT, sur 4 profils de la ZNS. Les résultats donnent des valeurs ponctuelles de recharge de 11.7, 18, 21,6 et 108 mm/an, avec la plus forte valeur obtenue au niveau d'un sol nu sans couverture végétale, avec une précipitation de 729 mm et des concentrations en chlorure moyenne égale à 3.4 et 23 mg/L respectivement dans les eaux de pluies et de ZNS.

L'estimation de la recharge par cette formule est relativement simple. Cependant, cette méthode fournit une valeur moyenne ponctuelle de l'infiltration efficace et son application s'effectue en considérant certaines hypothèses (Edmund et *al.*, 1988 ; Gaye et Edmunds, 1996 ; Zagana et *al.*, 2007) dont :

- le chlorure est un ion conservatif, les réactions chimiques du sol n'influent pas sur sa concentration ;
- la recharge de la nappe doit être essentiellement liée à l'infiltration des eaux de pluie qui doivent être la seule source de chlorure dans l'aquifère ;
- l'absence de réactions de précipitation et de dissolution de minéraux chlorurés.

❖ Méthodes isotopiques

○ Principe

Les méthodes isotopiques sont les plus couramment utilisées pour le traçage naturel des précipitations et/ou au traçage artificiel des infiltrations et permettent d'estimer la recharge des aquifères de façon qualitative ou quantitative (Aranyossy et *al.*, 1997).

Le caractère conservatif explique l'utilisation de la variation des teneurs de l'oxygène-18 (^{18}O) et du deutérium (^2H) dans le calcul de la recharge à partir de sources distinctes et des processus post-précipitations qui se produisent lors de la recharge des aquifères. En effet, en l'absence de mélange ou de dilution avec des eaux de compositions isotopiques différentes, d'interaction avec les formations géologiques, d'élévation de température ou de reprise évaporatoire, les eaux souterraines retiennent les signatures en isotopes stables (Gat, 1996). Sans apports extérieurs, les teneurs en isotopes stables (^{18}O , ^2H) reflètent la composition isotopique initiale de l'eau de recharge (Vengosh et Rosenthal, 1994).

Dans les zones arides et semi-arides où les eaux souterraines sont généralement très affectées par les phénomènes d'évaporation, lors du transit de l'eau à travers la zone non saturée ; la fraction d'eau perdue par évaporation peut être modélisée par la distillation de Rayleigh et

l'enrichissement en oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$) déterminé par l'équation suivante (Fritz and Clark, 1997) :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{gw}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{pre}} = \varepsilon \delta^{18}\text{O}_{\text{Inf}} \quad (9)$$

$\delta^{18}\text{O}_{\text{gw}}$ = concentration en oxygène-18 dans les eaux souterraines ;

$\delta^{18}\text{O}_{\text{pre}}$ = concentration en oxygène-18 dans les eaux de pluie.

Le tritium permet de quantifier la recharge par la relation :

$$R = \Delta H.P \quad (10)$$

R : la recharge moyenne annuelle (mm) ;

P : la porosité matricielle ;

ΔH : le déplacement annuel du pic de tritium.

Pour déterminer ΔH , on doit repérer sur un profil de tritium dans la ZNS, des pics caractéristiques déjà connus de certaines années pour en déduire le déplacement relatif initial. La localisation du pic de tritium d'origine thermonucléaire atmosphérique au sein d'une ZNS profonde est souvent utilisée, il permet une détermination précise, ponctuelle, de l'infiltration efficace (Aranyossy and Gaye, 1992).

○ Exemples d'application et limites

Dans la nappe de l'Oued Chérayaa, un taux de renouvellement annuel de 16 % des eaux souterraines a été estimé par la méthode du tritium (Dassi, 2010). Au Sénégal, la localisation du pic de tritium d'origine thermonucléaire atmosphérique à 20 et 12 m de profondeur dans la nappe des sables quaternaires du littoral Nord, a permis d'estimer une valeur moyenne de l'infiltration directe locale à 22 et 26 mm/an (Aranyossy and Gaye, 1992). La différence des teneurs en isotopes stables des eaux souterraines par rapport aux eaux météoriques a également permis d'estimer la recharge de la nappe des sables quaternaires de la région de Dakar avec des valeurs comprises entre 10 et 50 mm/an dans la majeure partie de la zone rurale et entre 53 et 215 mm/an dans les zones urbanisées (Diouf, 2012).

IV-3-3 Méthodes basées sur l'étude de la zone saturée

IV-3-3-1 Méthode des fluctuations piézométriques

○ Principes

Cette méthode est basée sur le principe selon lequel l'élévation du niveau d'une nappe libre en régime « non influencé » est causée par la seule recharge (Healy et Cook, 2002). Elle

consiste ainsi à analyser les effets de l'infiltration par les variations de la côte piézométrique grâce à un suivi régulier du niveau des nappes. Par conséquent l'on considère, qu'à un régime permanent de pluie (donné par la pluviosité moyenne établie sur une période la plus longue possible), correspond un régime permanent du niveau de la nappe et son débit et que toute variation du régime pluviométrique entraîne une variation du régime de la nappe et donc de son niveau (Degallier et Joseph, 1970).

- **Exemples d'application et limites**

Cette méthode a été utilisée par de nombreux auteurs (Healy et Cook, 2002 ; Scalon et *al.*, 2002, Diouf, 2012) pour estimer la recharge saisonnière des nappes libres. Au Sénégal, l'étude des fluctuations piézométriques a permis grâce à différentes méthodes de calcul d'estimer la recharge de la nappe du Quaternaire entre 39 et 339 mm/an (Diouf, 2012).

Cependant, cette méthode n'est pas applicable en nappe captive car l'essentiel de la recharge de ce type de nappe vient des frontières latérales de celle-ci. Pour une nappe libre, l'une des difficultés d'application demeure la détermination de la porosité efficace globale. D'autre part, les aquifères ne sont pas des systèmes fermés et la fluctuation du niveau piézométrique peut dépendre entre autre : de flux latéraux en provenance d'aquifères voisins, d'influences océaniques sur les systèmes côtiers, ou de variations de pression atmosphérique (Kinzelbach et *al.*, 2002 ; Scanlon et *al.*, 2002 ; Healy et Cook, 2002).

IV-3-3-2 Méthodes de modélisation des aquifères

- **Principes**

Ces méthodes permettent, après calibration de modèles hydrogéologiques d'obtenir la recharge à partir des valeurs de hauteurs piézométriques, de conductivité hydraulique et des autres paramètres de l'aquifère. Elle repose sur la résolution de l'équation de diffusion établie à partir de la loi de Darcy et le principe de conservation de masse dans la zone saturée. Ainsi, la fiabilité des valeurs de recharge obtenue dépend entre autre de l'exactitude des conductivités hydrauliques car ces deux paramètres sont souvent interdépendants (Scanlon et *al.*, 2002). Ces modèles hydrogéologiques sont utiles pour la gestion des aquifères et les résultats dépendront plutôt des données d'entrées.

- **Exemples d'application et limites**

Cette méthode a permis de déterminer les valeurs de recharge égales à 47 et 267 mm/an, respectivement au Nord (pluviométrie égales à 263 mm/an) et au Sud du Burkina

Faso (1024 mm des pluies annuelles) (Filippi et *al.*, 1990). Par la même méthode, Leduc et *al.*, (1996) estiment la recharge à 10 % des précipitations dans la nappe du Continental Terminal du Niger. Un modèle hydrogéologique, couplé à une carte d'évaporation réalisée à partir de données issues de la méthode du bilan des chlorures et de l'oxygène-18 dans la zone non-saturée de l'aquifère de l'Altiplano central de la Bolivie, a permis d'estimer l'infiltration de la pluie à 15 mm/an dans les piedmonts, et le ruissellement vers la rivière Rio Desaguadero et au Sud vers les Salars à 8 mm/an (Coudrain-Ribstein et *al.*, (1997). La modélisation hydrodynamique, a permis d'évaluer la recharge de l'aquifère de la zone aride de Djibouti à environ 26,8 mm/an (pour une pluviométrie moyenne de 150 mm) et de confirmer également que cette recharge s'effectue principalement à partir des lits des oueds (Jalludin et Razack, 1997 ; Houmed-Gaba, 2009). Elle a également permis d'estimer la recharge régionale de l'aquifère sédimentaire de Taoudéni (Burkina Faso – Mali) entre 0 et 47 mm/an (Dakouré, 2003).

Les modèles fournissent en général des résultats sur l'alimentation des nappes plus conformes aux réalités. On doit, cependant, avoir à l'esprit que la représentativité et la fiabilité d'un modèle sont étroitement liées à la qualité du calage effectué, à la précision des données introduites et à la conception même du modèle en fonction des paramètres hydrogéologiques. La fiabilité des valeurs de recharge obtenue dépend entre autre de l'exactitude des conductivités hydrauliques et des porosités efficaces influençant les hauteurs piézométriques, (Scanlon et *al.*, 2002).

IV-3-4 Choix et justification des méthodes utilisées dans notre étude

L'objectif final de notre étude est d'utiliser la modélisation pour une meilleure compréhension de la relation entre les eaux salées du fleuve Saloum et les eaux souterraines du CT du Saloum. Cela nécessite une bonne compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système aquifère. Par conséquent, une estimation rigoureuse de la recharge, pour obtenir des valeurs les plus réalistes possibles et spatialement distribuées pour la région étudiée est nécessaire. Toutefois, le choix de la méthode à utiliser dans notre zone d'étude est très dépendant des processus de recharge, de l'applicabilité des techniques par rapport à la situation spécifique de notre zone, et plus particulièrement des données disponibles.

Par conséquent, sur base de ce constat mais également de la nécessité d'appliquer des techniques différentes pour mieux valider les résultats obtenus, deux méthodes sont considérées :

- la méthode du bilan des chlorures réalisée sur des profils de ZNS ;
- la méthode du bilan hydrique à partir des méthodes empiriques de Thornthwaite (1954) et Penman (Allen et *al.*, 1998), est utilisée pour estimer l'infiltration efficace globale à l'échelle de la zone.

L'estimation de l'infiltration efficace à partir du bilan hydrique a été réalisée en utilisant les données des 2 stations climatiques qui couvrent la zone d'étude : la station de Kaolack, localisée aux abords du fleuve Saloum et la station continentale de Nioro localisée au Sud-Est (figure 59). Pour l'estimation par la méthode du bilan des chlorures, 4 stations pluviométriques côtières (Foundiougne, Djilor, Sokone et Toubacouta) et une continentale (Wack Ngouna) ont été prises en compte en plus des précédentes (figure 59).

En plus de la recharge directe, une recharge indirecte et localisée de la nappe du CT au niveau des cours d'eau existe également. Cependant, la plupart des cours d'eau sont temporaires et ne s'écoulent vers le fleuve Saloum ou vers la mer, que durant la saison des pluies lors de fortes averses. Le fleuve Saloum et la Néma sont les seuls cours d'eau pérennes dans la zone d'étude, cependant, l'estimation de cette recharge indirecte ne peut être faite car aucune mesure hydrologique adéquate n'est disponible.

IV-4 Estimation de la recharge dans la zone d'étude

IV-4-1 Calcul de la recharge par la méthode du bilan des chlorures

IV-4-1-1 Travaux de terrain

A la fin de la saison des pluies de l'année 2012, des profils (8) ont été réalisés pour l'étude de la ZNS au droit d'un ouvrage (puits ou piézomètre) de la nappe. Le choix des sites (figure 59) était basé sur le type de sol, la profondeur de la nappe et également une bonne distribution spatiale sur la zone d'étude.

Des prélèvements d'échantillons de sol ont été effectués au niveau de ces profils de la surface jusqu'à la zone capillaire (dans la mesure du possible) à l'aide d'une tarière manuelle de « type australien » (avec des tubes de rajout de 1 à 1,5 m). Les échantillons ont été prélevés suivant un intervalle régulier de 25 cm pour les 5 premiers mètres, puis de 50 cm jusqu'à la frange capillaire. L'échantillonnage de sol a été précédé d'une mesure de la profondeur de l'eau, à l'aide d'une sonde électrique lumineuse et sonore, au niveau des ouvrages concernés. Les échantillons ont été conservés dans des sachets en plastique généralement doublés et hermétiquement fermés pour éviter les processus d'évaporation.

Une collecte d'eau de pluie a été réalisée durant la saison pluvieuse de 2012, au niveau des 7 stations (Kaolack, Nioro, Foundiougne, Djilor, Sokone, Toubacouta, et Wackh Ngouna (figure 60).

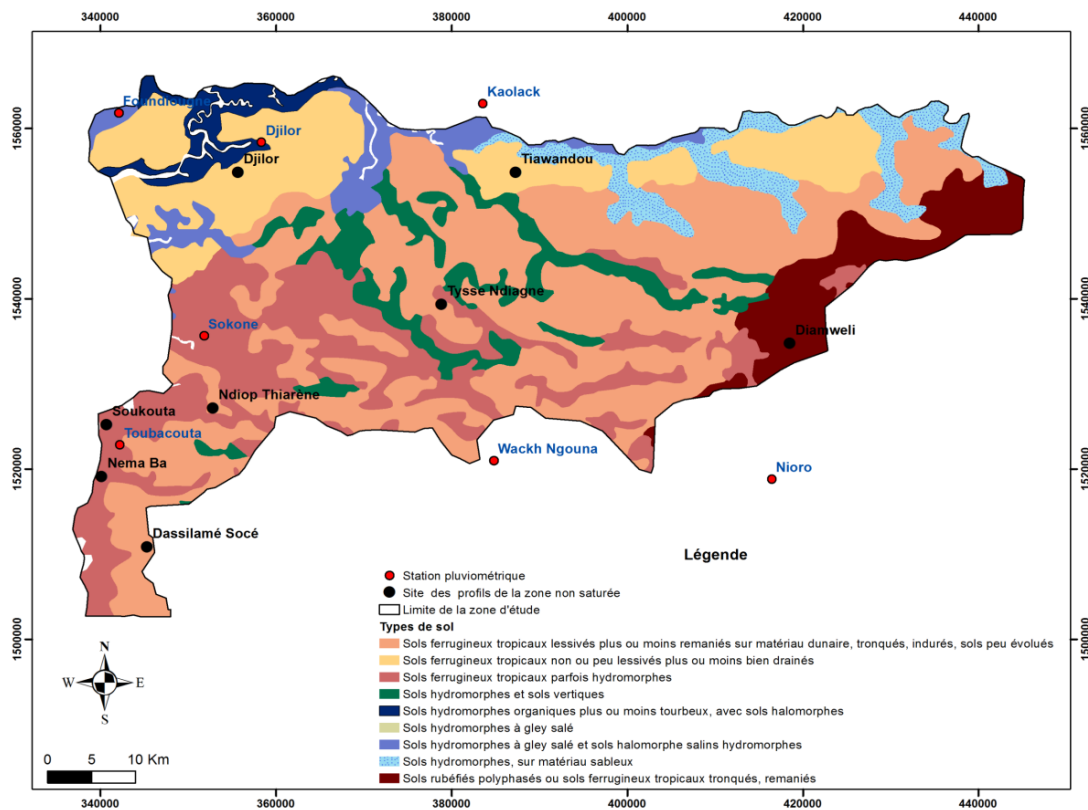


Figure 59 : Cartes des sols et localisation des profils de zone non saturés réalisés pour le calcul de la recharge de la nappe du CT par la méthode du bilan des chlorures

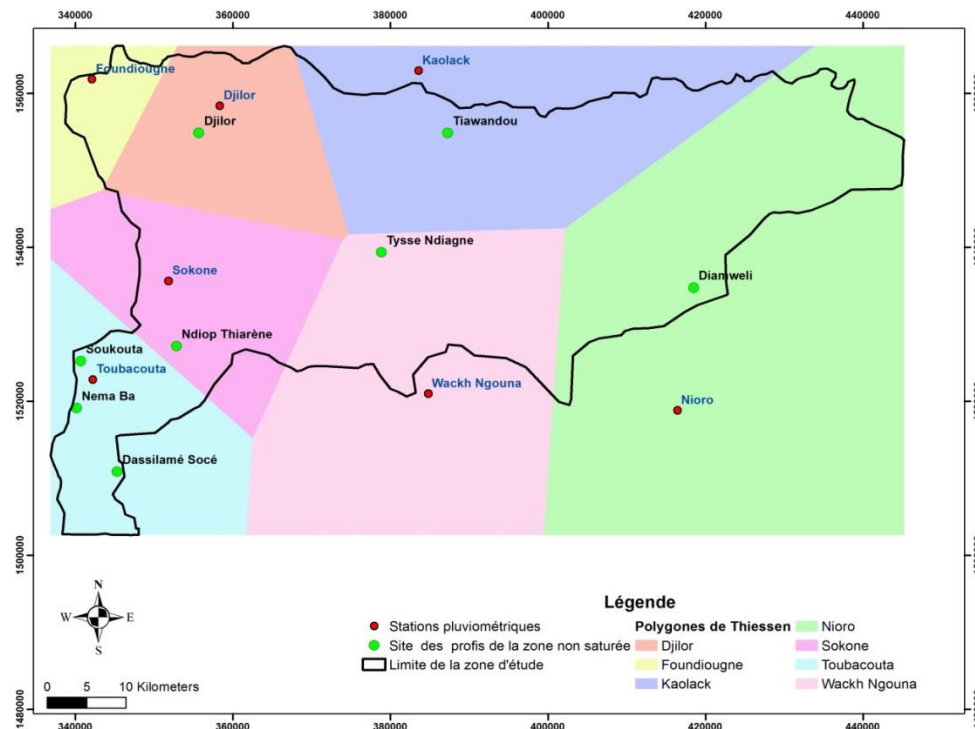


Figure 60 : Localisation des profils et aires d'influences (obtenues grace à la méthode des polygones de Thiessen) des stations pluviométriques utilisées dans la méthode du bilan des chlorures

IV-4-1-2 Travaux de laboratoire

Au laboratoire, les travaux effectués ont essentiellement porté sur l'analyse granulométrique, la détermination de l'humidité pondérale du sol, la lixiviation ou élutriation des échantillons de sol et l'analyse chimique des filtrats de la lixiviation.

➤ Analyse granulométrique

En plus de la description sommaire de chaque profil à la remontée de la tarière, une étude de la fraction grossière ($> 63 \mu\text{m}$) et fine ($< 63 \mu\text{m}$) des échantillons de sol a été effectuée (figure 61a). Cette analyse granulométrique permet une meilleure compréhension de la variation de l'humidité le long des profils. Cette dernière influence la capacité de stockage en eau du milieu qui peut être considérée comme dépendante des proportions relatives des différentes fractions du sol (sables, argiles).

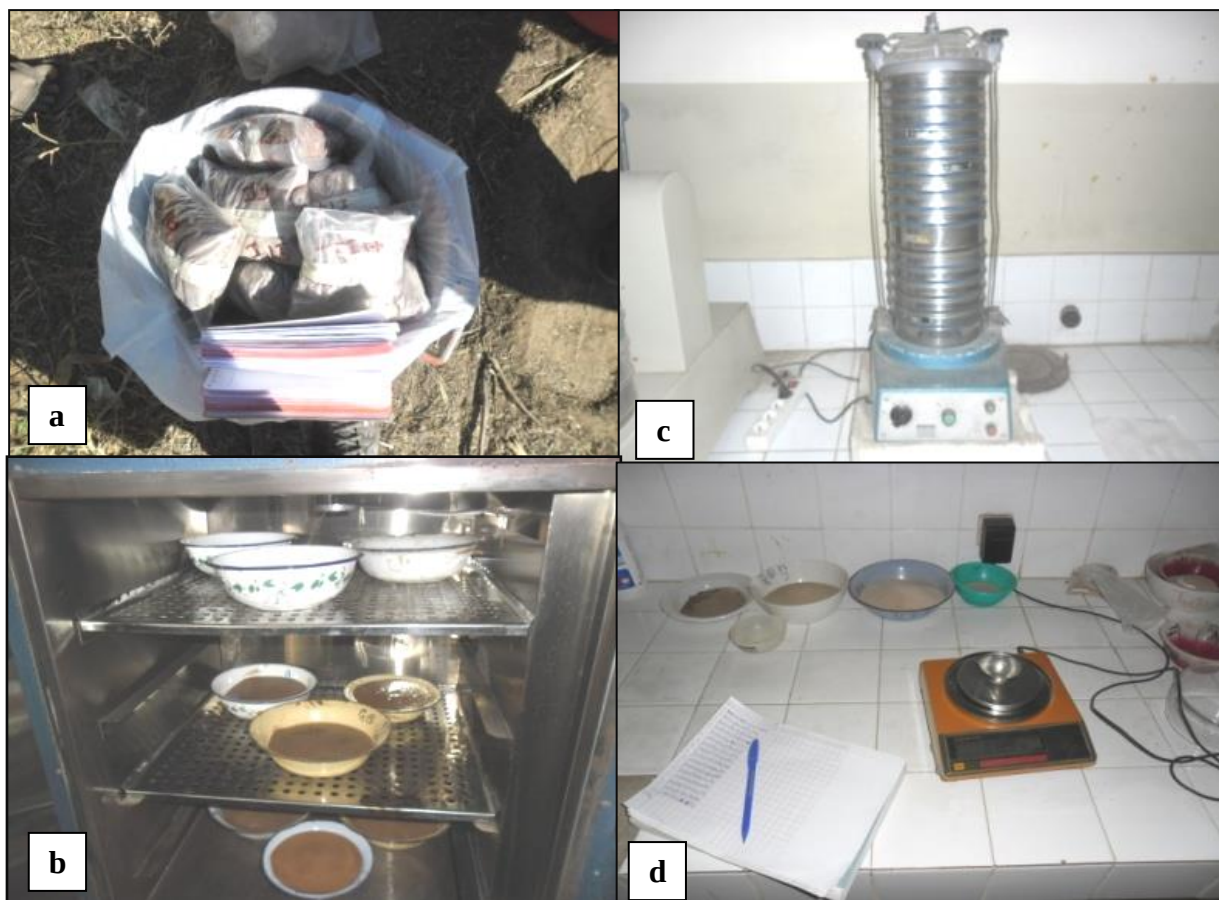


Figure 61 : Méthodes d'analyse granulométrique

Les échantillons de sol (200 g) ont été lavés à l'eau de robinet sur un tamis de 50 μm , puis séchés à l'étuve jusqu'à évaporation totale de l'eau et enfin pesés (figure 61b). Le pourcentage des éléments très fins ($< 50 \mu\text{m}$) est ainsi déterminé par différence de poids P_1 avant lavage et poids P_2 après lavage ramené à 100 g de sédiment.

La fraction $> 50 \mu\text{m}$ ainsi isolée a fait l'objet d'un tamisage à sec sur une série de 16 tamis (figure 61b) de norme AFNOR avec des diamètres compris entre 50 et 1600 μm . Les refus des tamis ont été pesés avec une balance de précision (au mg près).

➤ Détermination de l'humidité pondérale

La détermination de l'humidité pondérale des échantillons de sol a été réalisée grâce à la méthode gravimétrique classique. Elle consiste à faire évaporer totalement l'eau contenue dans un échantillon de sol de poids connu. Pour ce faire, 20 g de sol humide ont été pesés puis

séchés pendant 3h dans une étuve à 105°C (figure 61c). L'échantillon a par la suite été récupéré puis refroidi dans un dessiccateur et pesé à nouveau. L'humidité pondérale, exprimée en pourcentage, est obtenue par l'équation suivante :

$$\omega (\%) = \frac{m_h - m_s}{m_s} * 100 \quad (11)$$

m_h = poids total de sol humide

m_s = poids total de sol sec

➤ Lixiviation ou élutriation des échantillons de sols

La lixiviation du sol est utilisée dans de nombreux travaux (Darling and Bath ,1988 ; Gaye, 1990 ; Edmunds et Gaye, 1994 ; Gaye et Edmunds, 1996 ; Diedhiou, 2011) pour extraire les éléments solubles de la matière solide permettant de tenir compte des processus géochimiques qui gouvernent la variation de la composition chimique des eaux interstitielles.

Dans le cadre de cette étude, la lixiviation a été réalisée en prélevant 50 g de sol (pour chaque échantillon) auquel on a ajouté 100 ml d'eau distillée et un barreau aimanté. Le mélange a été introduit dans un bécher et placé dans un agitateur magnétique pendant 3h (durée suffisante à la dissolution des sels, déterminée par des mesures de la conductivité faites tous les 30 minutes jusqu'à stabilisation) (figure 62). Les filtrats de l'eau du sol ont été obtenus, après décantation, par filtration à l'aide d'une pompe et de filtre millipore de 0.20 ou 0.45 μ m en fonction de la turbidité des filtrats due à la fraction argileuse. Les analyses chimiques des ions majeurs, mineurs ont été réalisées au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Liège.

Toutefois, en raison de la dilution et de l'influence probable de l'humidité pondérale (ω) sur les concentrations des éléments chimiques après analyse du filtrat (C_f), la teneur en ions est corrigée par un facteur de dilution (d_f) suivant la formule :

$$d_f = \frac{100}{\frac{50 * \omega (\%)}{100 + \omega (\%)}} + 1 \quad (12)$$

La concentration de la solution initiale du sol (C_i) avant dilution (par les 100 ml d'eau distillée) s'exprime ainsi :

$$C_i = C_f * d_f \quad (13)$$



Figure 62 : Echantillon de sol pour lixiviation

➤ Analyse chimique

L'analyse des teneurs en chlorures des eaux de pluie et des l xivats de sol ont été effectuées au laboratoire d'hydrogéologie de l'université de Liège.

IV-4-1-3 Présentation et analyse critique des données

Les profils de la ZNS, réalisés dans le cadre de cette étude, ont été utilisés pour estimer la recharge de la nappe. Il s'agit des profils de Djilor, Tiawandou, Tyss  , Ndiop Thiar  ne, Dassilamé, Soukouta, Diamwéli et N  ma Ba dont les profondeurs varient entre 0.25 et 10.50 m. Parmi ces profils, ceux effectués à Djilor, N  ma Ba et Tiawandou arrivent jusqu'à la frange capillaire de la nappe (entre - 1.5 et - 5 m de profondeur). Cependant, avec la profondeur de la nappe (>    10 m à Ndiop Thiar  ne) et la présence de cuirasse latéritique (Soukouta, Thyss  , Diamweli et Dassilamé) cette frange capillaire n'a pu être atteinte dans les autres profils. Les figures 63, 64 et 65 montrent l'évolution du taux d'humidité pondérale, de la quantité en fraction fine (silt et argiles) et de la concentration en chlorure dans ces différents profils.

❖ Humidité pondérale dans la zone non saturée

Les profils de la ZNS montrent que la variation de l'humidité pondérale et de la fraction fine présentent d'une manière générale la même allure au niveau de la majorité des sites étudié. Cependant, elles montrent une grande variation d'un profil à l'autre.

Le régime d'équilibre, marqué par un état stationnaire de l'humidité pondérale, est observé à différentes profondeurs. En dehors du profil réalisé à Soukouta, l'humidité est inférieure à 5 %    0.25 m, et augmente progressivement vers la base des profils. Les teneurs élevées en eaux, rencontrées en surface à Soukouta, peuvent être principalement liée à la topographie de

la zone qui est très basse et à la localisation de ce profil dans les zones de tannes (près de la mangrove).

L'évolution de l'humidité pondérale caractérisée par de faibles valeurs dans les horizons de surface et de fortes valeurs vers la base des profils est surtout influencée par le processus d'évaporation. Ce dernier joue un rôle très important dans les transferts hydriques qui se font essentiellement en phase vapeur au niveau des horizons superficiels tandis que dans les parties profondes des profils le transfert hydrique en phase liquide est dominant avec des humidités pondérales beaucoup plus importantes. L'augmentation de l'humidité pondérale dans les parties profondes des profils peut aussi être attribuée :

- à la présence de niveau plus argileux qui limitent l'infiltration de l'eau entraînant ainsi l'accroissement de la rétention de l'eau. En effet, le taux d'humidité pondérale croît progressivement avec celui des éléments fins. Ceci est observé à Tyssé, Dassilamé et Diamwéli (figures 63, 64 et 65).
- à la remontée capillaire des eaux souterraines, observée à Djilor, Néma Ba et Tiawandou (figures 63 et 64).

❖ **Teneur en chlorure dans la zone non saturée**

Les concentrations en chlorure sont très variables le long des profils et indiquent également une grande variabilité spatiale (figures 63, 64 et 65) ; les teneurs varient entre 20 et 4900 mg/l. Dans les zones arides et semi-arides, les pics de chlorures sont généralement obtenus dans les parties supérieures des profils suite à la reprise évaporatoire qui concentre les sels dans le sol. Ce schéma est observé dans l'ensemble des profils où l'on note une forte concentration des chlorures vers la partie supérieure à des profondeurs inférieures à 1 m. Les concentrations maximales sont obtenues à différentes profondeurs suivant les sites et coïncident généralement avec les faibles valeurs d'humidité pondérale dans la plupart des profils.

Au niveau des profils Djilor, Tiawandou, Thyssé Ndiop Thiarene et Dassilamé, les concentrations restent généralement constantes, au-delà de 1 m de profondeur, dépassant rarement 100 mg/L. Tandis, qu'à Néma Ba, Diamwéli et Soukouta (figure 65) on note la présence de plusieurs pics de chlorures, très variables et souvent supérieures à 250 mg/L (conductivités électriques supérieures 1000 μ S/cm. L'augmentation du taux de l'humidité pondérale, vers la base de ces 3 profils exclut des concentrations élevées en chlorure liée à une reprise évaporatoire. Dans les sites de Néma et Soukouta situés sur le littoral, ces pics reflètent probablement un apport externe de chlorure (contamination par l'intrusion saline

et/ou à l'activité anthropique). Tandis que ceux observés à Diamwéli (situé à l'Est de la zone) pourraient provenir soit de l'infiltration des eaux qui provoquent un mouvement des sels vers la nappe ou soit de la présence de couche d'argile intercalaire qui retardent le mouvement de l'eau. En effet les pics de chlorure observé entre 3 et 4 m de profondeur correspondent également à des teneurs élevées en éléments fins (figure 65). Par conséquent ces profils (Néma Ba, Diamwéli et Soukouta) n'ont pas été considérés pour le calcul de la recharge ; les teneurs élevées en chlorures pouvant être liés à une contamination et non à une origine météorique.

IV-4-1 4 Calcul de la recharge

Les résultats obtenus pour le calcul de la recharge par la méthode du bilan des chlorures sont consignés dans le tableau 5. Ces résultats montrent que la recharge est très variable d'un site à l'autre avec des valeurs qui se situent entre 17 et 101 mm/an. Elles représentent environ 2 à 13 % du total des précipitations annuelles (tableau 1). Le plus fort taux de recharge (101.4 mm/an) est trouvé à Tiawandou. Cette valeur élevée de la recharge pourrait être liée à la concentration en chlorure relativement plus élevée au niveau de la station de Kaolack qui a été utilisé pour le calcul de la recharge, mais également aux paramètres physiques du milieu.

Tableau 5: Distribution des teneurs en chlorures de Novembre 2012 des ouvrages non contaminés sur les zones de recharge potentielle de la nappe du CT

Profil	Type de sol	Intervalle considéré (cm)	Pluie moyenne annuelle (mm)	Concentration moyenne en chlorure dans les eaux de pluies Cp (mg/L)	Concentration moyenne en chlorure dans les eaux du sol Cs (mg/L)	Recharge moyenne (R) en (mm)
Djilor	Ferrugineux non ou peu lessivés plus ou moins bien drainés	125 - 150	972	1.6	69.7	22.3
Tiawandou		100 - 500	781	6.7	51.6	101.4
Ndiop Tiarene	Ferrugineux lessivés plus ou moins remaniés sur matériau dunaire	100 - 850	1124	1.5	47.4	35.6
Dassilamé		125 - 700	1129	1.3	50.3	29.5
Tyssé Ndiagne		100 - 375	906	1.0	51.2	17.7
Néma Ba	Ferrugineux parfois hydromorphes	100 - 250	1129	1.3	435.5	-
Soukouta		100 - 350	1129	1.3	544.2	-
Diamweli	Ferrugineux tronqués remanié	100 - 500	931	1.0	640.7	-

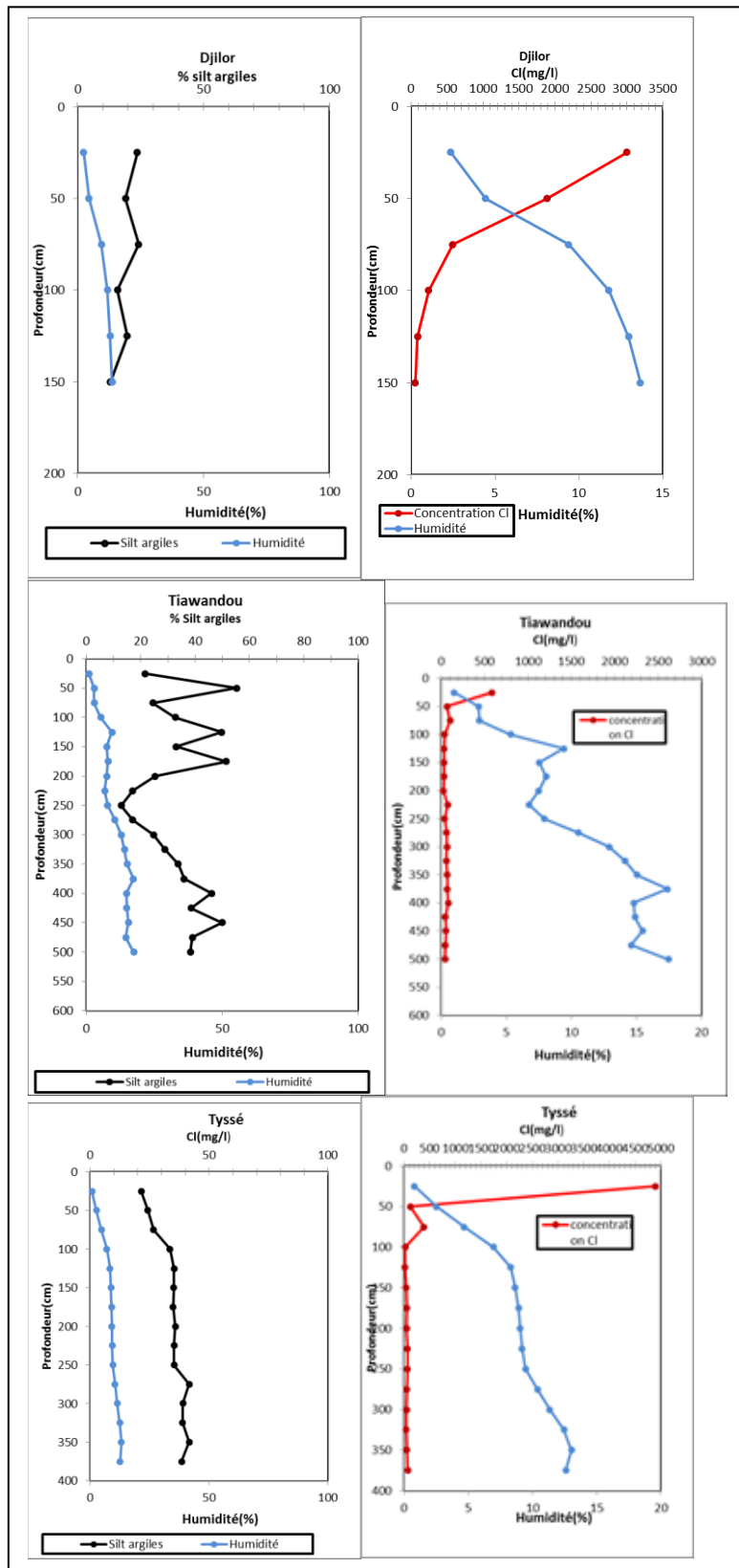


Figure 63 : Évolution de la concentration des chlorures et du pourcentage de l'humidité pondérale du sol en fonction de la profondeur au niveau des profils utilisées pour le calcul de la recharge

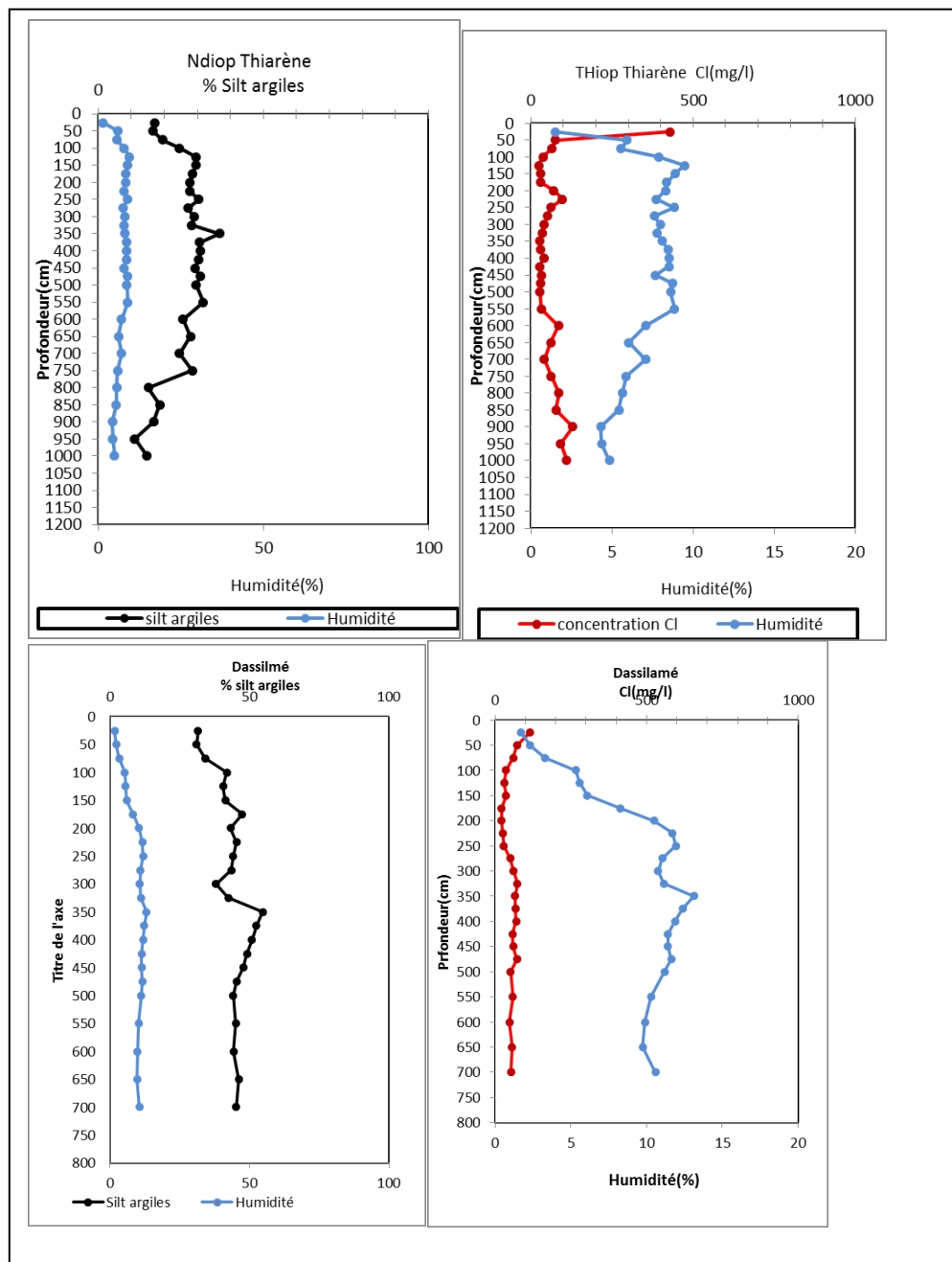


Figure 64 : Évolution de la concentration des chlorures et du pourcentage de l'humidité pondérale du sol en fonction de la profondeur au niveau des profils utilisées pour le calcul de la recharge

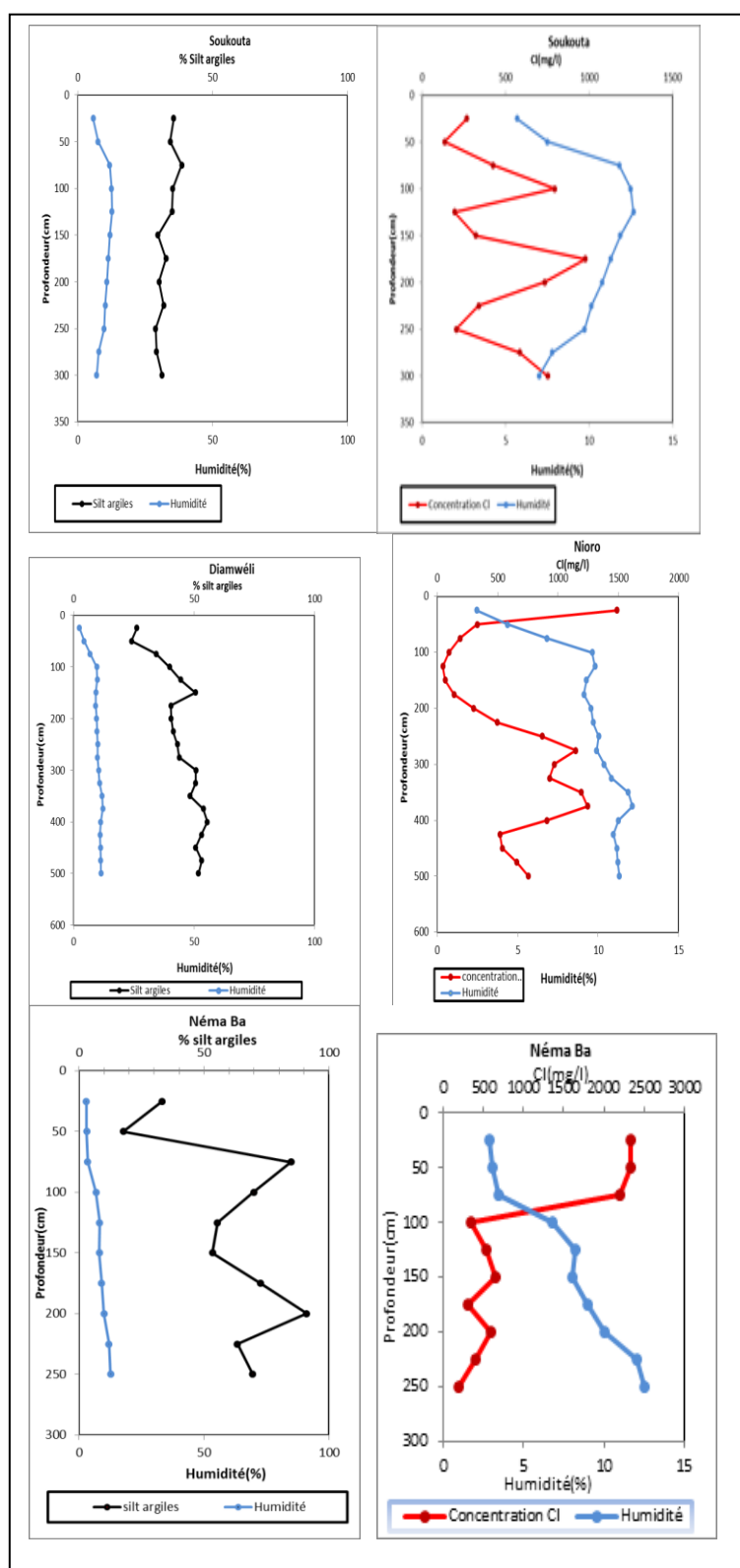


Figure 65 : Évolution de la concentration des chlorures et du pourcentage de l'humidité pondérale du sol en fonction de la profondeur au niveau des profils considérés contaminés.

IV-4-2 Application de la méthode de Thornthwaite au calcul de l'infiltration

L'application de la méthode de Thornthwaite requiert les paramètres suivants : précipitations, température, humidité relative, insolation, vitesse des vents et le ruissellement. Elle dépend de la valeur maximale du stock d'eau qui lui-même dépend de la nature et de la texture du terrain et de son couvert végétal. Par conséquent, le calcul de l'infiltration a été effectué en fonction du type de sol en appliquant une valeur de stock différente pour chaque type.

La valeur de « stock d'eau » ou capacité de stockage en eau (CSE), exprimée en millimètre de hauteur d'eau correspond à la quantité maximale d'eau qu'un sol peut libérer par gravité (Todd, 1980 *in* Sauret, 2013). A travers cette définition, cette CSE ne prend pas en compte l'activité des végétaux et les phénomènes de remontée capillaire.

Le calcul de la CSE est basé sur la formule décrite par le document du Groupe d'Étude des Problèmes Pédologiques (GEPPA) (1981) *in* Ndiaye, 2008 :

$$CSE (mm) = HE * Da * E = Hv * E \quad (14)$$

avec :

HE = Humidité équivalente du sol (%);

Da = Densité apparente du sol ;

E = Épaisseur de l'horizon considéré (dm) ;

Hv = Humidité volumique (%).

Le calcul de la CSE se fait pour chaque horizon et les valeurs obtenues sont additionnées pour obtenir la CSE du profil. Dans notre étude, une épaisseur de sol maximale de 1.50 m a été retenue comme préconisée par GEPPA. La valeur de CSE est basée sur les proportions relatives des différentes fractions du sol (sables, argiles). Selon Réménieras (1986), la saturation est atteinte lorsque ces réserves sont comprises entre 10 et 20 mm par 30 cm d'épaisseur de sol en terrain sablonneux et plus de 100 mm par 30 cm d'épaisseur de sol en terrain limoneux ou argileux. En effet, plus les grains du sol sont fins plus la porosité efficace diminue et plus la capacité de rétention augmente (De Marsily, 2004). Par conséquent, les résultats obtenus sont par la suite corrigés en rapportant chaque valeur à la quantité de fraction fine ; les éléments grossiers sont éliminés du calcul. Les valeurs de CSE obtenues sont égales à 103, 125, 145, 167 et 177 mm ; elles ont été utilisées pour le calcul de la recharge dans la zone d'étude.

Le bilan est ainsi calculé, à partir des précipitations « utiles » qui correspondent aux précipitations totales diminuées de la valeur de ruissellement. Concernant ce dernier, seules les données d'écoulement sur la Néma sont considérées où elles sont en moyenne de 6 % (Ngom, 2000) pour un bassin versant de 50 km².

Deux périodes sont considérées :

- ✚ la période humide de 1960 à 1971 avec la station de Kaolack ;
- ✚ la période moins humide :
 - de 1971 à 1980 avec la station de Kaolack (la seule également à disposer de données) ;
 - de 1981 à 2012 avec les stations de Nioro et de Kaolack.

Le choix de ces périodes est surtout lié à la disponibilité des données au niveau des stations.

Les tableaux 6 et 7 présentent les valeurs moyennes mensuelles de la pluie « utile » (PU), de la température, de l'ETP, de l'ETR et de l'infiltration pour les différentes valeurs de « stock d'eau » respectivement durant la période humide de 1960 à 1971 et de 1971 et 1980 à la station de Kaolack. Pour la première période, l'infiltration moyenne annuelle est comprise entre 142.1 et 206 mm/an. Pour cette période considérée plus humide, elle se produit pendant les mois de Juillet à Octobre qui sont les plus pluvieux. Tandis que pour la seconde appartenant à la période moins humide, l'infiltration se produit pendant trois mois (Juillet à Septembre) et les valeurs moyennes annuelles sont comprises entre 54 et 106 mm/an. On note une diminution des valeurs d'infiltration qui sont deux fois moins importantes que celle de la décade précédente plus humide.

En comparant le bilan au niveau des 2 stations pour la période 1981 à 2012, les taux d'infiltration sont plus élevés à Nioro. Ils varient de 81 à 139 mm/an à Kaolack et de 176 à 246 mm/an à Nioro (tableau 8). En effet, les valeurs de l'infiltration augmentent suivant le gradient pluviométrique croissant Nord-Sud ; la station de Nioro enregistrant des hauteurs pluviométriques plus importantes (cf. chapitre 1).

Tableau 6 : Résultats du calcul du bilan par la méthode de Thornthwaite pour la période 1960-1971 à la station de Kaolack

	Pluie utile	Température	ETP	ETR	stock=103 Infiltration	stock=125 Infiltration	stock=145 Infiltration	stock=167 Infiltration	stock=177 Infiltration
Janvier	0.3	25.1	59.5	5.7	0	0	0	0	0
Février	0.1	27.3	77.9	4.1	0	0	0	0	0
Mars	0	28.8	91.9	0	0	0	0	0	0
Avril	0	29.7	100.9	0	0	0	0	0	0
Mai	0	30.6	110.5	0	0	0	0	0	0
Juin	60	30.1	105.6	62.2	0	0	0	0	0
Juillet	137.6	29.1	94.7	78.7	13.7	9	3.8	1.9	1.2
Août	229.6	28.2	85.4	85.4	95	84.5	75.8	65.7	62
Septembre	171.3	28.1	85.0	85.0	84.4	80	74	68.2	66.3
Octobre	62.5	28.9	93.2	93.2	13	13	13	13	12.6
Novembre	7.5	28.1	84.8	52.7	0	0	0	0	0
Décembre	0.2	25.1	59.8	12.0	0	0	0	0	0
Moyennes Annuelles	669.2		1048.2	471.6	206	186.5	166.5	148.8	142.1

Tableau 7 : Résultats du calcul du bilan par la méthode de Thornthwaite pour la période 1971-1980 à la station de Kaolack

	Pluie utile	Température	ETP	ETR	stock=103 Infiltration	stock=125 Infiltration	stock=145 Infiltration	stock=167 Infiltration	stock=177 Infiltration
Janvier	2	25.4	60.0	2.0	0	0	0	0	0
Février	0	27.1	73.8	0	0	0	0	0	0
Mars	0	28.7	88.3	0	0	0	0	0	0
Avril	0	30.0	102.2	0	0	0	0	0	0
Mai	5	30.4	105.9	5	0	0	0	0	0
Juin	25	30.4	105.6	25.3	0	0	0	0	0
Juillet	119	29.2	93.7	76.4	3.9	0.0	0.0	0.0	32.1
Août	193	28.4	85.7	85.3	61.6	43.2	43.1	34.8	21.9
Septembre	135	28.5	86.4	86.4	40.7	29.4	25.4	22.8	0.0
Octobre	22	29.7	98.3	97.3	0	0	0	0	0
Novembre	4	28.9	91.6	21.0	0	0	0	0	0
Décembre	1	25.8	62.7	1.1	0	0	0	0	0
Moyennes Annuelles	506		1054.3	399.5	106.2	72.6	68.5	57.6	54

Tableau 8 : Résultats du calcul par la méthode de Thornthwaite pour la période 1981-2012
aux stations de Kaolack et de Nioro

Moyennes Annuelles					
	Pluie utile	ETP	ETR	stock=103	stock=125
				Infiltration	Infiltration
Kaolack	568.8	1068.6	434.5	139.9	110
Nioro	701.1	1050.6	458.6	246.3	215.5
				stock=145	stock=167
				Infiltration	Infiltration
				103.3	85.9
				206	184.4
				stock=177	
				Infiltration	
				81.3	176.3

La figure 66 présente l'évolution de la pluie utile et des valeurs d'infiltration mensuelles à la station de Kaolack entre 1960 et 2012. L'infiltration calculée avec un stock moyen (pondéré) de 143 mm pour toute la zone évoluent en « dents de scies » et sont très variables (0 et 350 mm/mois). Elle est essentiellement fonction de la grande variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie. Au cours des années particulièrement sèches entre 1973 et 1985 (période coïncidant avec la sécheresse en Afrique Subsaharienne), l'infiltration devient nulle.

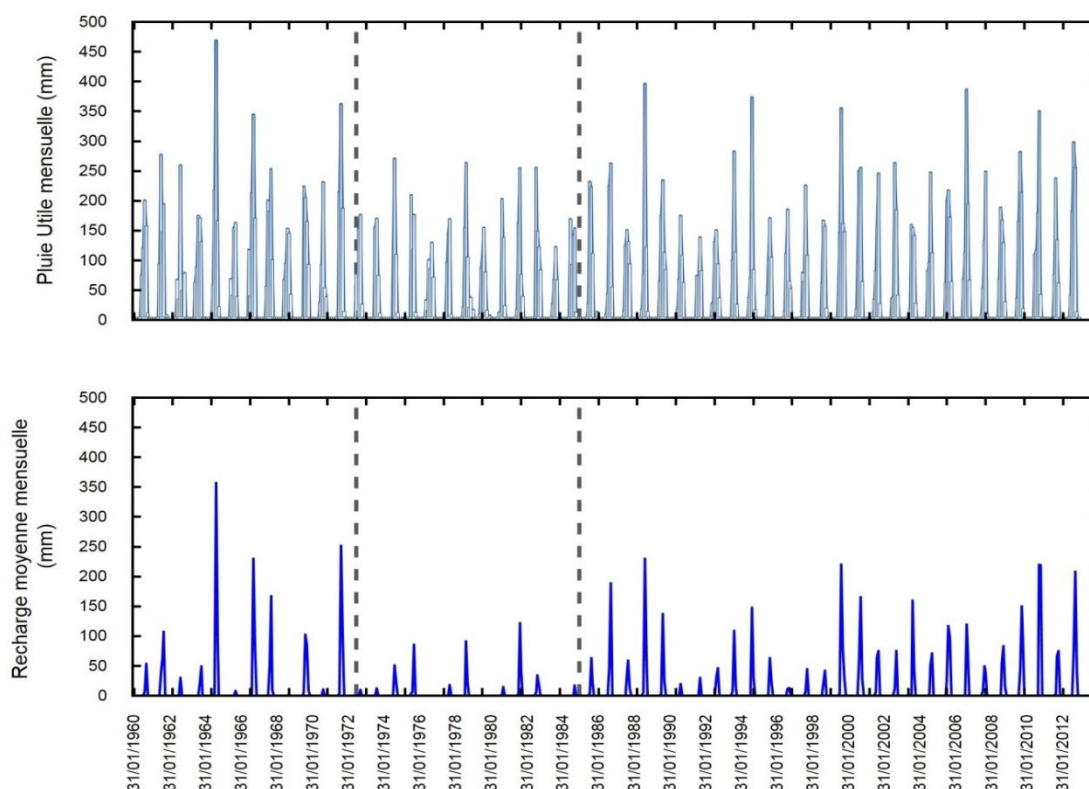


Figure 66 : Evolution mensuelle de la « pluie utile », de l'ETR et de l'infiltration moyenne calculée sur base des ETP de Thornthwaite de 1960 à 2012 à la station de Kaolack avec un stock de 143 mm

La corrélation établie entre l'infiltration moyenne mensuelle et les pluies « utiles » mensuelles calculées pour toute la zone à partir des résultats obtenus avec la méthode de Thornthwaite au niveau des stations de Kaolack et de Nioro pour la période 1981-2012 (figure 67) montre qu'un cumul mensuel de 13 mm de PU peut entraîner une recharge de 40 mm alors que des valeurs de recharge nulle correspondent à des précipitations de plus de 100 mm. En effet la recharge dépend de l'intensité et de la durée des averses enregistrées dans la région, cependant, il ne faut pas perdre de vue qu'elle est tributaire également des précipitations précédentes.

L'analyse des moyennes mensuelles de la PU, de l'ETP, de l'ETR, du « stock en eau » du sol et de l'infiltration calculées sur l'ensemble de la zone pour la période 1981 – 2012 (figure 68) permet de dégager une esquisse conceptuelle de l'infiltration dans le système aquifère du CT. En effet, dans notre zone d'étude, l'infiltration a lieu durant 4 mois de l'année, de Juillet à Octobre. De Novembre à Mai, les précipitations sont nulles donc inférieures à l'ETP. L'ETR est ainsi alimentée par le « stock en eau » qui décroît jusqu'à s'annuler au mois de Mars. Dès le début des premières pluies en Juin - Juillet, l'excès des précipitations non repris par l'ETR contribue à reconstituer en premier le « stock en eau » du sol qui augmente mais n'atteint pas sa valeur maximale. Au mois d'Août et de Septembre, les précipitations deviennent plus importantes ; l'ETR est égale à l'ETP et est totalement assurée par les précipitations dont l'excédent contribue à remplir le « stock en eau » jusqu'à sa valeur maximale. Une fois la capacité maximale du stock atteinte l'eau commence à s'infiltrer vers la nappe. L'infiltration est maximale en Septembre avec 66 mm/mois en moyenne. Elle baisse progressivement au fur et à mesure que les précipitations diminuent. Au mois d'Octobre (vers la fin de la saison des pluies) les précipitations sont inférieures à l'ETP et ne servent qu'à l'ETR qui reprend également une partie du « stock » qui baisse. L'infiltration diminue également pour être nulle à partir du mois de Novembre.

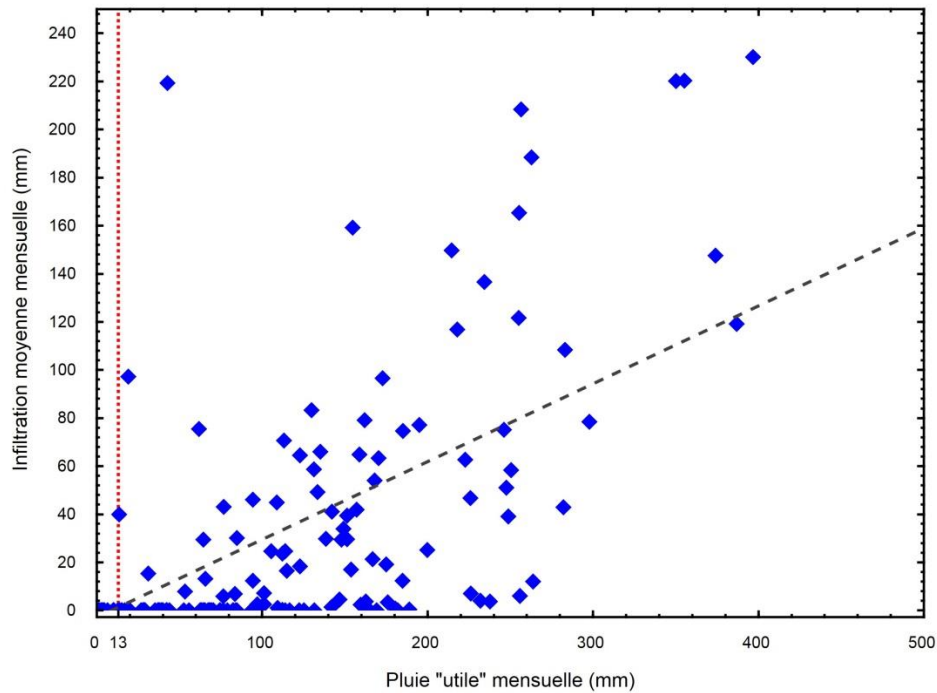


Figure 67 : Comparaison de la « pluie utile » mensuelle et de l'infiltration moyenne mensuelle calculée avec la méthode de Thornthwaite sur l'ensemble de la zone d'étude à la station de Kaolack et de Nioro de 1981 à 2012

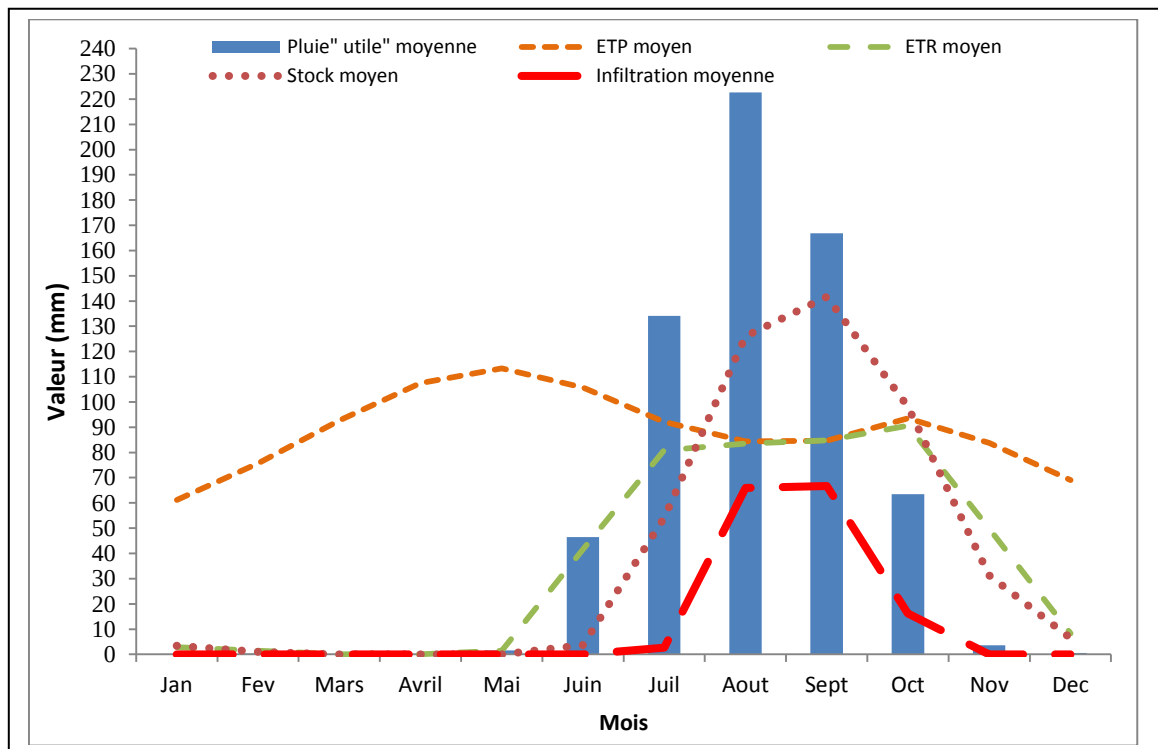


Figure 68 : Moyennes mensuelles (période 1981-2012) de PU, de l'infiltration, du « stock en eau », de l'ETP et de l'ETR calculées avec la méthode de Thornthwaite sur l'ensemble de la zone

IV-4-3 Application de la méthode de Penman au calcul de l'infiltration

Les mêmes périodes climatiques ont été considérées pour l'estimation de l'ETP par la méthode de Penman. Les moyennes mensuelles augmentent en saison sèche pour atteindre un maximum en Avril (environ 196 et 245 mm respectivement à Nioro et Kaolack) puis baissent ensuite à partir de Mai pour atteindre un minimum en Septembre (environ 125 mm à Nioro et 140 à Kaolack) (figure 69). Cette baisse est essentiellement liée à l'augmentation de l'humidité relative durant la saison des pluies (cf. chapitre I).

Les faibles valeurs d'ETP sont observées entre Juin et Septembre, durant la saison des pluies où la durée d'insolation et la vitesse du vent sont faibles tandis que les températures et l'humidité relative sont élevées (cf. chapitre I).

Les différences de valeurs de l'ETP entre Kaolack et Nioro sont également observées avec les moyennes annuelles qui sont respectivement égales à 2198 et 1865 mm/an (figure 70).

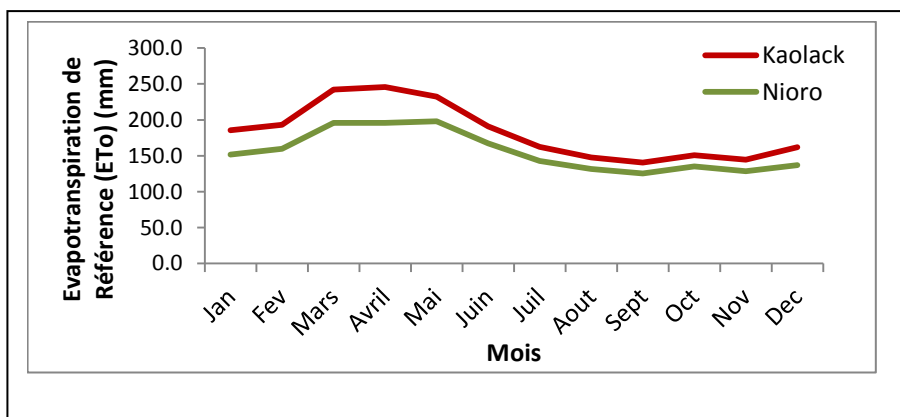


Figure 69 : Moyennes mensuelles de l'évapotranspiration potentielle selon la méthode de Penman de 1981 à 2012 aux stations de Kaolack et Nioro

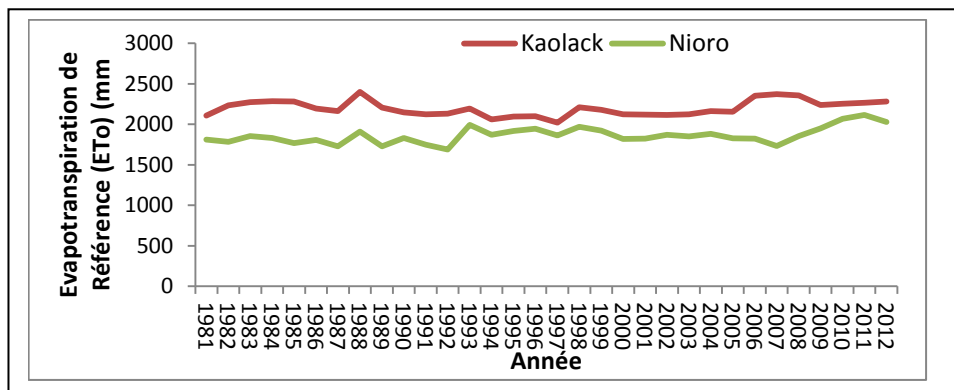


Figure 70 : Evolution annuelle de l'évapotranspiration potentielle selon la méthode de Penman de 1981 à 2012 aux stations de Kaolack et Nioro

Pour une estimation plus réaliste de la recharge, les valeurs d'ETP obtenues par la méthode de Penman ont été intégrées dans le code de calcul de Thornthwaite grâce à l'algorithme développé au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Liège.

Les tableaux 9 et 10 présentent, à partir des valeurs moyennes mensuelles de la P, ETP, ETR, les taux d'infiltration mensuels pour différentes valeurs de « stock d'eau » pour la station de Kaolack. Les résultats mettent en évidence que la recharge se produit plus au mois d'Août et de Septembre avec des valeurs moyennes de 43 à 80 mm/an pour la période 1960 – 1971 et de 14 à 24 mm/an pour la période 1971 – 1981.

Durant la période 1981-2012 l'infiltration se produit d'Août à Octobre dans les deux stations ; elle est plus important à Nioro où elle varie de 78 à 130.3 mm/an, à Kaolack elle est comprise entre 19.4 et 47.7 mm/an (tableau 11).

Tableau 9 : Résultats du calcul (moyennes mensuelles) par la méthode de Penman pour la période 1960-1971 à la station de Kaolack

	Pluie utile	ETP	ETR	stock=103 Infiltration	stock=125 Infiltration	stock=145 Infiltration	stock=167 Infiltration	stock=177 Infiltration
Janvier	0.3	186.8	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Février	0.1	197.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mars	0	252.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Avril	0	255.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mai	0	251.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Juin	60	205.8	60.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Juillet	137.6	167.4	111.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0
Août	229.6	145.4	145.0	42.9	35.5	30.5	26.7	25.2
Septembre	171.3	140.0	139.0	33.4	27	22	16.2	14.6
Octobre	62.5	149.8	102.0	3.7	3.3	3.3	3.3	3.3
Novembre	7.5	147.8	31.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Décembre	0.2	164.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Moyennes Annuelles	669.2	2264.6	597.0	80.5	65.8	55.8	46.2	43.1

Tableau 10 : Résultats du calcul (moyennes mensuelles) par la méthode de Penman pour la période 1971-1980 à la station de Kaolack

	Pluie utile	ETP	ETR	stock=103 Infiltration	stock=125 Infiltration	stock=145 Infiltration	stock=167 Infiltration	stock=177 Infiltration
Janvier	2.0	181.7	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Février	0.0	194.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mars	0.0	239	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Avril	0.0	242.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mai	5.0	231	4.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Juin	25.0	195.6	25.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Juillet	119	169	108.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Août	193	151	142.1	19.9	12.6	10.5	10.3	9.4
Septembre	135	139.5	127.9	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7
Octobre	22.0	155.6	79.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Novembre	4.0	142.2	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Décembre	1.0	152.5	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Moyennes Annuelles	509	2194.5	491.6	24.6	17.3	15.2	15	14.1

Tableau 11: Résultats du calcul (moyennes mensuelles) par la méthode de Penman pour la période 1981-2012 aux stations de Kaolack et de Nioro

Moyennes Annuelles								
				stock=103	stock=125	stock=145	stock=167	stock=177
	Pluie utile	ETP	ETR	Infiltration	Infiltration	Infiltration	Infiltration	Infiltration
Kaolack	568.8	2198	525.2	47.7	35.7	29.8	22.2	19.4
Nioro	701.1	1863	579.5	130.3	110.3	99.1	83.8	78.0

IV-4-4 Comparaison et analyse critique des résultats obtenues par les méthodes de Thornthwaite et de Penman

L'application de ces deux méthodes, dans la zone d'étude a fourni des résultats différents. Les ETP maximales, minimales et moyennes sont respectivement de 2400 mm, 2022 mm et 2198 mm à Kaolack et 2114 mm, 1688 mm et 1863 mm à Nioro par la méthode de Penman (ETPp) alors qu'elles sont 1.5 à 2 fois moins élevées avec la formule de Thornthwaite (ETPth) (Figure 71 et tableau 12).

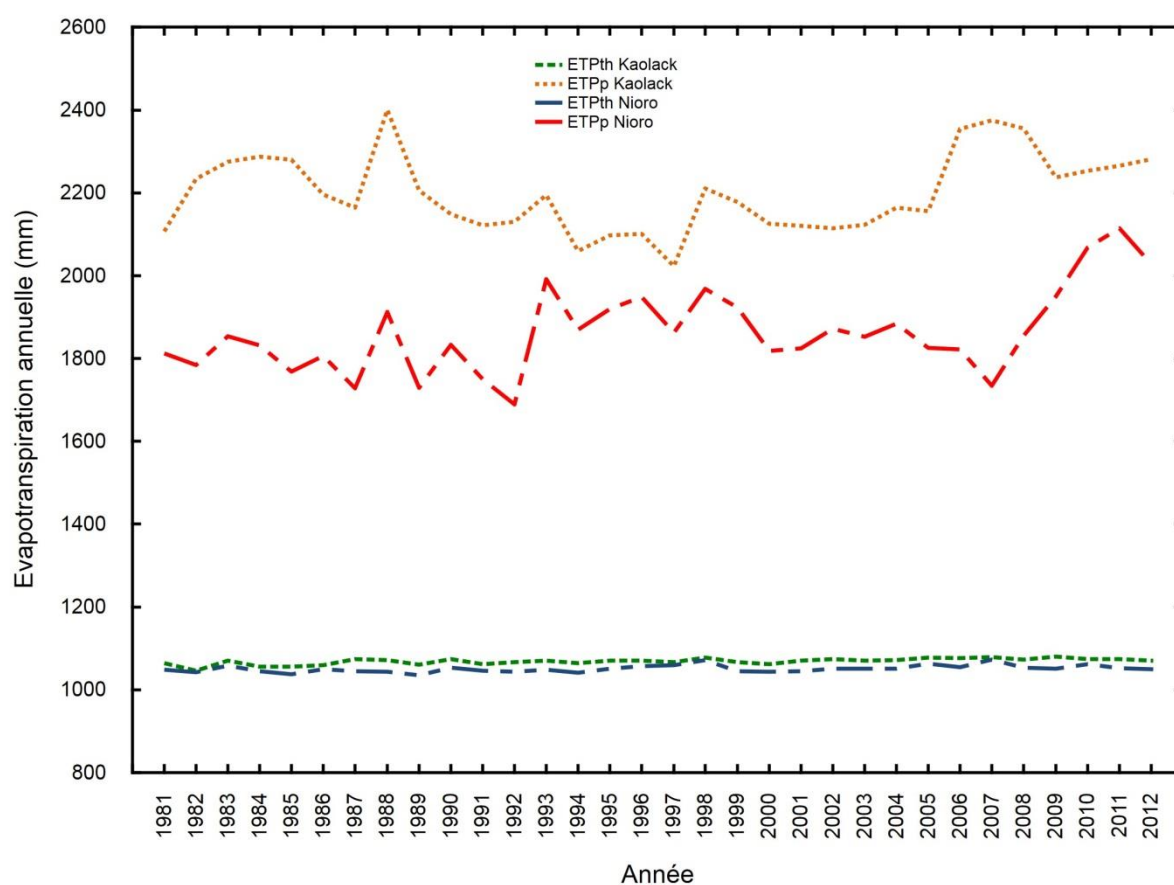


Figure 71 : Evolution annuelle de l'évapotranspiration potentielle selon les méthodes de Penman (ETPp) et Thornthwaite (ETPth) de 1981 à 2012 aux stations de Kaolack et Nioro

Tableau 12 : Paramètres statistiques de l'évapotranspiration potentielle de Thornthwaite (ETPth) et de Penman (ETPp) à Kaolack et à Nioro

	Station de Kaolack			Station de Nioro		
Statistiques	ETPth (mm)	ETPp (mm)	Rapport	ETPth (mm)	ETPp (mm)	Rapport
Maximum	1080.6	2400.8	≈ 2.2	1073.2	2114.2	≈ 2.0
Minimum	1046.6	2022.5	≈ 1.9	1035.7	1688.8	≈ 1.6
Moyenne	1068.9	2198.1	≈ 2.1	1050.9	1863.4	≈ 1.8
Écart Type (Std)	7.6	94.9		8.7	99.9	

Pour les deux méthodes, les valeurs minimales d'ETP sont observées durant la saison des pluies (Août et Septembre) et les valeurs maximales en saison sèche (Mars/Avril) quand la

température, la durée d'insolation, la vitesse des vents sont proches de leur maximum (Figure 72).

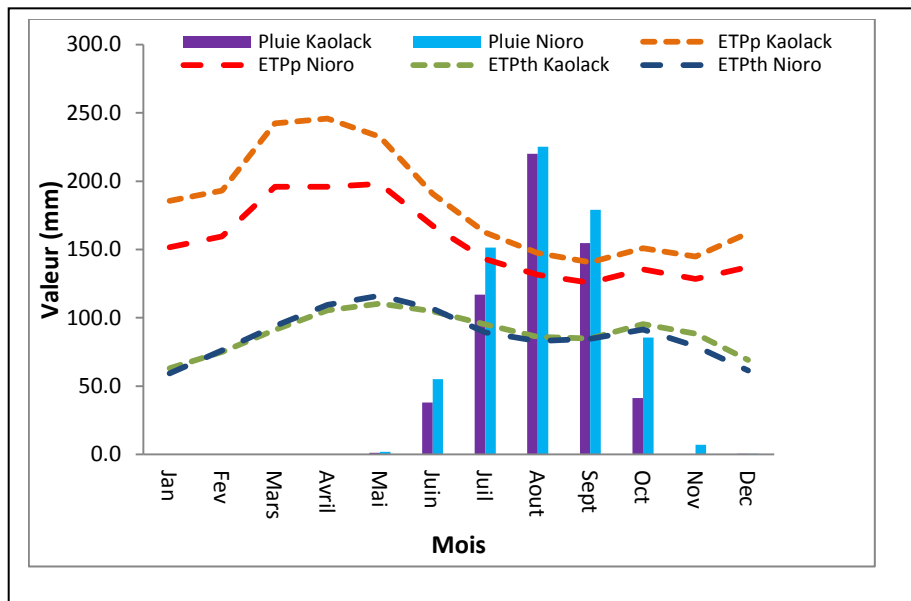


Figure 72 : Evolution mensuelle moyenne de l'évapotranspiration potentielle moyenne selon les méthodes de de Penman (ETPp) et Thornthwaite (ETPth) comparée aux précipitations de 1981 à 2012 aux stations de kaolack et de Nioro

Les différences entre les valeurs d'ETP obtenues avec ces deux méthodes résultent des paramètres physiques, et plus précisément du flux de chaleur du sol (fournit par le rayonnement solaire) qui est l'un des principaux facteurs qui conditionnent l'évapotranspiration (Courault et *al.*, 2005) et qui interviennent dans leur formulation. La formule de Thornthwaite ne considère que la température comme variable, avec quelques corrections dépendant de la latitude géographique de la région, alors que celle-ci varie légèrement selon les saisons. Ceci pourrait expliquer le fait que les écarts soient peu marqués. Cependant, la formule de Penman intègre en plus d'autres paramètres telles que la durée d'insolation journalière, la pression réelle de vapeur d'eau, la vitesse du vent.

Ces remarques pourraient également expliquer qu'à l'échelle mensuelle les différences de valeurs d'ETP calculées à partir des deux méthodes sont moins significatives en saison des pluies (57 mm) qu'en saison sèche de Novembre à Mai (106 mm) (période où le rayonnement est plus élevé) (Krishna et *al.*, 2007) (figure 72). Le même constat a été fait dans les travaux réalisés par Lecarpentier, (1975), les études effectuées dans la partie Ouest de la Côte d'Ivoire (Kouamé, 1999), dans la région aride de Tafilalet au Sud-est du Maroc (Bouhlassa et Paré,

2006) et dans la vallée du fleuve Sénégal (Diaw, 2008), dans le horst de Diass au Sénégal (Madioune, 2012), dans la plaine alluviale du bassin du Kou au Burkina Faso (Sauret, 2012).

Ces différences vont toutefois induire des valeurs de recharge significativement différentes. En effet, la comparaison des résultats au niveau des stations de Kaolack et de Nioro montre que les valeurs d'infiltration calculées à partir de la méthode de Thornthwaite sont plus élevées (2 à 4 fois) que celles calculées par la méthode de Penman pour toutes les périodes considérées (tableau 13 et 14).

Tableau 13 : Comparaison des résultats obtenus par les méthodes de Thornthwaite et de Penman pour la période 1960-1971 et 1971-1980 à la station de Kaolack

Période		PU	ETP	ETR	Stock 103 Infiltration	Stock 125 Infiltration	Stock 145 Infiltration	Stock 167 Infiltration	Stock 177 Infiltration
1960-1971	Thornthwaite	669.2	1048.2	471.6	206	186.5	166.5	148.8	142.1
	Penman	669.2	2264	597	80.5	65.8	55.8	46.2	43.1
	Rapport	1.0	≈2.2	≈1.3	≈2.6	≈2.8	≈3.0	≈3.2	≈3.3
1971-1980	Thornthwaite	506	1054.3	399.5	106.2	72.6	68.5	57.6	54
	Penman	506	2264	597	24.6	17.3	15.2	15	14.1
	Rapport	≈1.0	≈2.1	≈1.2	≈4.3	≈4.2	≈4.5	≈3.9	≈3.8

Tableau 14 : Comparaison des résultats obtenus par les méthodes de Thornthwaite et de Penman pour la période 1981-2012 à la station de Kaolack et de Nioro

Stations		PU	ETP	ETR	Stock 103 Infiltration	Stock 125 Infiltration	Stock 145 Infiltration	Stock 167 Infiltration	Stock 177 Infiltration
Kaolack	Thornthwaite	568.8	1068.6	434.5	139.9	110	103.3	85.9	81.3
	Penman	568.8	2198	525.5	47.7	35.7	29.7	22.2	19.4
	Rapport	1.0	≈2.1	≈1.2	≈2.9	≈3.0	≈3.5	≈3.9	≈4.2
Nioro	Thornthwaite	701.1	1050.6	458.6	246.4	215.5	206	184.4	176.3
	Penman	701.1	1863	579.5	130.3	110.3	99.1	83.8	78
	Rapport	≈1.0	≈1.8	≈1.3	≈1.9	≈2	≈2.2	≈2.2	≈2.3

Il apparaît au vu de ces résultats que l'estimation de l'infiltration reste difficile à appréhender avec précision. En effet, les paramètres utilisés pour son estimation sont souvent mal connus et les différents processus qui se déroulent lors du transit de l'eau dans la zone non saturée vers la nappe sont complexes. Les imprécisions sur les données d'entrée, les

mesures ou l'estimation des autres termes du bilan hydrologique entraînent également des incertitudes sur les résultats.

Le calcul des valeurs d'infiltration avec la méthode du bilan hydrologique utilisant les formules de Thornthwaite et de Penman fournit des valeurs d'infiltration relativement différentes. Malgré ces limites, l'ETP estimée avec la méthode de Penman peut constituer une valeur guide, pour le calage des autres méthodes car étant probablement plus proche de la réalité (Lecarpentier, 1975). En effet, les valeurs de recharge (comprises entre de 17 et 100 mm/an) obtenues par la méthode du bilan de chlorures sont relativement dans le même ordre de grandeur que celle obtenues par la méthode de Penman (comprises entre 19 et 130 mm/an). Ces valeurs de recharge bien que présentant des incertitudes pourront toutefois servir comme données d'entrée du modèle. Ces valeurs doivent être spatialisées au niveau des mailles ; par conséquent, nous allons dans le paragraphe suivant identifier et classer les zones de recharge potentielle en fonction de la lithologie et des caractéristiques de surface.

IV-5 Répartition spatiale des zones de recharge potentielle

Dans les chapitres précédents, les méthodes utilisées qu'elles soient par le bilan des chlorures ou les bilans de Thornthwaite et Penman ne peuvent fournir que des valeurs très ponctuelles et leur spatialisation dans la zone d'étude contribuerait très certainement à une plus grande incertitude dans l'évaluation globale des potentialités de la nappe du CT. Concernant les valeurs directes calculées, des incertitudes subsistent même du fait des données d'entrée sur le modèle du CMB mais surtout du pas de temps utilisés par le calcul des bilans de Thornthwaite et de Penman. Pour approcher une représentation spatiale de la recharge à l'échelle du bassin et permettre une distribution de ce paramètre comme donnée d'entrée dans le modèle, nous avons utilisé les outils de télédétection et de SIG avec une paramétrisation des états de surface pour identifier les zones potentielles de recharge.

Cette technique d'identification et d'évaluation des zones potentielles de recharge a fait l'objet de plusieurs applications dans différents contextes géologiques. En zone de socle, elle a été utilisée pour une évaluation des potentialités et une identification des sites d'implantation d'ouvrage de captage dans la région de Korhogo, au Nord de la Côte d'Ivoire (Jourda et *al.*, 2006), au Botswana (Brunner et *al.*, 2007), dans la péninsule du Sinai en Egypte (Al Saud, 2010 ; Hossam et *al.*, 2011), en Inde (Saraf et *al.*, 1997 et 1998 ; Prasad, et *al.*, 2008) et au Niger (Mama Sani, 2012). Elle a également permis une évaluation des potentialités dans les systèmes karstiques au Liban (Shaban et *al.*, 2006), au Vietnam (Tam et

Batelaan, 2010) et en Taiwan (Yeh et *al.*, 2008), dans les aquifères alluviaux en Inde (Jasrotia et *al.*, 2007 ; Chowdhury et *al.*, 2009),

Au niveau du Sénégal, Kaba (2009) et Madioune (2012) ont respectivement identifié les zones potentielles d'infiltration dans les sables Quaternaire de Dakar et dans le Horst de Ndiass en combinant l'Outil télédétection et les SIG.

IV-5-1 Méthodologie

La méthodologie adoptée pour la cartographie et l'identification des zones de recharge potentielle des aquifères est présentée à la figure 73.

IV-5-1-1 Principe

Le principe de la méthode consiste à combiner les informations spatiales relatives à différents paramètres susceptibles d'influencer l'infiltration. Ces paramètres (occupation du sol, couvert végétal, type de sol, pente, réseau de drainage, épaisseur et lithologie de la ZNS, humidité du sol) influencent diversement l'infiltration et sont interdépendants. C'est pour cette raison qu'ils doivent être définis, classifiés et affectés d'un poids suivant leur importance dans le processus de recharge mais également leur interdépendance.

IV-5-1-2 Données de base et paramètres extraits

❖ La densité du réseau de drainage

Le réseau de drainage est obtenu à partir du modèle numérique de terrain. La carte obtenue a permis de calculer la densité de drainage qui correspond à la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface :

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n Li}{A} \quad (15)$$

Avec

D_d = Densité de drainage [km/km²]

$\sum_{i=1}^n Li$ = Longueur totale du réseau hydrographique [km]

A = Surface considérée [km²]

Dans la zone d'étude, les valeurs de la densité de drainage sont comprises entre 0.1 et 6.4 segment/ km². La densité de drainage dépend entre autres des caractéristiques topographiques. Les valeurs les plus élevées sont observées dans les dépressions à substrat argileux de faible perméabilité et les faibles valeurs dans les milieux sableux à perméabilité élevée. Par conséquent, les zones à haute densité correspondent aux zones les moins infiltrantes et vice versa (figure 76).

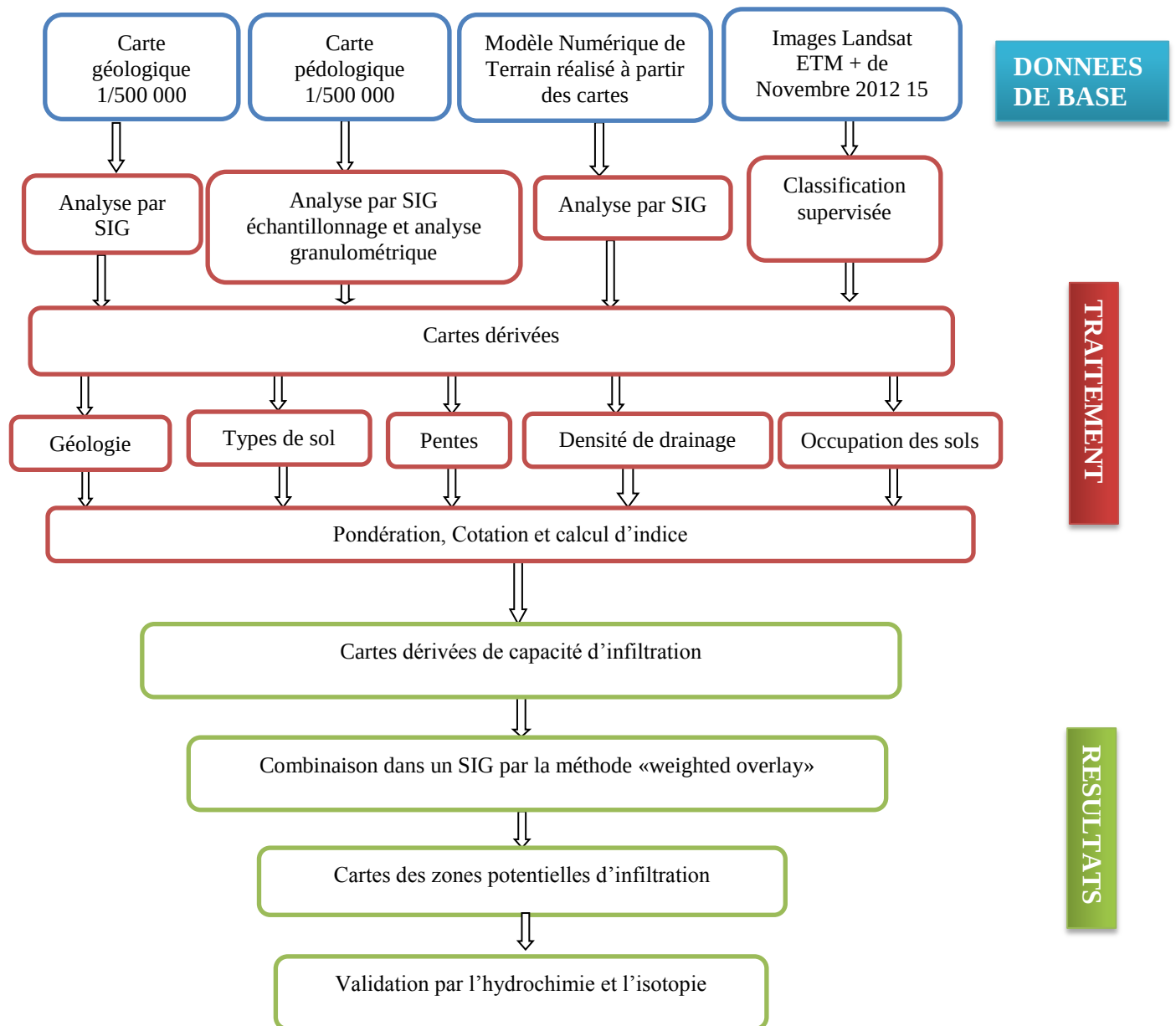


Figure 73 : Organigramme synthétique de la méthode d'élaboration et de cartographie des zones de recharge potentielle de la nappe du CT de la zone étudiée

❖ **Lithologie de la ZNS**

La lithologie de la zone d'étude est tirée de la carte géologique au 1/500 000 (Roger et *al.* 2009) des formations superficielles qui constituent la nappe du Quaternaire. Ces dernières sont essentiellement sablo-argileux parfois latéritiques, à l'exception des vases et de sables marins récents rencontrés aux alentours du fleuve Saloum et au niveau du littoral. La lithologie influe significativement l'infiltration en contrôlant la percolation des flux d'eau. Ainsi les zones sablo-argileux latéritiques sont considérées comme plus infiltrantes que celles constituées de vases et sables marins (figure 75).

❖ **Occupation du sol**

La carte d'occupation du sol présentée au chapitre I a été aussi traduite en carte de capacité d'infiltration (figure 75) en classant les différents types d'occupation du sol (cultures pluviales, végétation naturelle, habitations, mangroves, tannes et plan d'eau) du plus infiltrant au moins infiltrant. La zone d'étude étant essentiellement une zone rurale avec un habitat épars, les éléments majeurs qui ont guidé la cotation des paramètres sont la couverture végétale et les sols nus. La végétation a été classée à partir du NDVI ou «Normalised Difference Vegetation Index» des images Landsat (Dieng et *al.*, 2014). Les zones à NDVI élevée correspondent aux zones à fortes densité de végétation donc à évapotranspiration élevée et à infiltration faible. Les zones de cultures pluviales ont été considérées plus infiltrantes que celles de la végétation naturelles du fait du remaniement fréquent des sols. Par contre, dans les zones de mangroves tannes et plan d'eau leur capacité de rétention est liée au contenu en argiles du substrat.

❖ **Types de sol**

La carte des types de sol présentée au chapitre I a été traduite en carte de capacité d'infiltration (figure 75) sur base des proportions relatives en pourcentage de fractions grossières (sable, gravier), fines (argiles, silt) contenus dans chaque sol. Les analyses granulométriques ont permis de regrouper les types de sol en fonction de leurs caractéristiques. Ainsi sept principales classes de sols sont définies et cotées du plus infiltrantes au moins infiltrantes suivant leur contenu croissant en argiles

❖ **Pente du terrain**

La pente est obtenue à partir du Modèle Numérique de Terrain avec des valeurs comprises entre 0° et 6°. Les zones à pentes élevées, essentiellement, localisées au Sud-Ouest de la zone favorise le ruissellement au dépend de l'infiltration, tandis que celle à faible pente favorise l'infiltration. Par conséquent, les fortes pentes correspondent aux zones les moins infiltrantes et les faibles pentes aux zones les plus infiltrantes (figure 75).

IV-5-1-3 Pondération, cotation et calcul des indices des paramètres extraits

La détermination des facteurs de pondération repose sur l'analyse des relations entre paramètres (figure 74). Le poids de 1 est attribué à un paramètre lorsqu'il présente une interdépendance majeure avec un autre paramètre tandis que pour une interdépendance mineure le poids de 0.5 lui est assigné. Ainsi, le poids final de chaque paramètre correspond à la somme des poids déterminés sur la base des interdépendances (Shaban et *al.*, 2006 ; Yeh. et *al.*, 2008) (tableau 15).

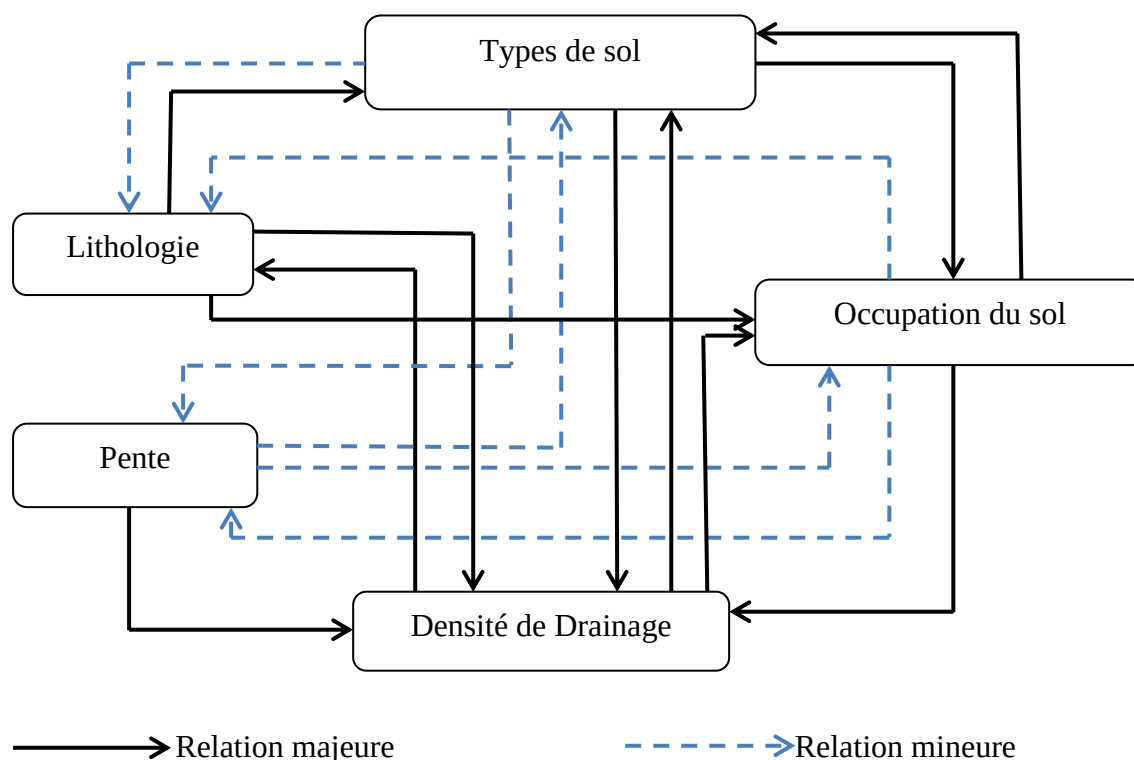


Figure 74 : Relation d'interdépendance entre les différents paramètres influençant l'infiltration (modifié de Shaban et *al.*, 2006)

Tableau 15 : Processus de calcul de la pondération des paramètres influençant l'infiltration

Paramètres	Processus de calcul	Poids
Drainage	3 majeurs = $3 \times 1 = 3$	3
Lithologie	3 majeurs = $3 \times 1 = 3$	3
Occupation du sol	2 majeurs et 2 mineurs = $(2 \times 1) + (2 \times 0.5) = 3$	3
Types de sol	2 majeurs et 2 mineurs = $(2 \times 1) + (2 \times 0.5) = 3$	3
Pente	1 majeur et 2 mineurs = $(1 \times 1) + (2 \times 0.5) = 2$	2

De plus, sur base de ses caractéristiques intrinsèques, chaque paramètre est subdivisé en classe et affecté d'une cotation, variant du degré très faible (1) au degré très élevé (10). L'importance de chaque classe varie en fonction de son influence sur l'infiltration des eaux.

L'intégration des cinq cartes indicielles (figure 75) a été réalisée dans le logiciel ArcGIS en utilisant la méthode «Weighted overlay». Cette méthode permet d'effectuer une analyse intégrée par croisement de paramètres multiples où le pourcentage d'influence de chaque paramètre est pris en compte. Les valeurs d'indice calculées (tableau 16) sont également reclassifiées en une échelle de valeur (1 à 7) correspondant à des potentiels graduels d'infiltration allant de très faible à très élevé.

Tableau 16 : Caractéristiques (cotation et indice) des paramètres influençant l'infiltration

Paramètres	Caractéristiques	Processus de calcul	% influence sur l'infiltration
Drainage	0.1 - 1.5 (segment/Km2)	8 x 3 = 24	25.6
	1.5 - 2	6.5 x 3 = 19.5	
	2 - 2.5	5 x 3 = 15	
	2.5 - 3	3.5 x 3 = 10.5	
	3 - 6.4	2 x 3 = 6	
		75	
Lithologie	Sables argileux latéritiques	5 x 3 = 15	7.2
	Vases et sables marins	2 x 3 = 6	
		21	
Occupation du sol	Cultures pluviales	8 x 3 = 24	18
	Végétation naturelles	6.5 x 3 = 19.5	
	Habitations	2 x 3 = 6	
	Mangroves/Tannes/Plan d'eau	1 x 3 = 3	
		52.5	
Type de sol	Sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés plus ou moins bien drainés	10 x 3 = 30	36.9
	Sols ferrugineux tropicaux lessivés plus ou moins remaniés	8 x 3 = 24	
	Sols ferrugineux tropicaux tronqués et remaniés	6.5 x 3 = 19.5	
	Sols ferrugineux tropicaux parfois hydromorphes	5 x 3 = 15	
	Sols hydromorphes vertiques	3.5 x 3 = 10.5	
	Sols hydromorphes sur matériau sableux	2 x 3 = 6	
	Sols hydromorphes et halomorphes sur matériau argileux	1 x 3 = 3	
		108	
Pente	0 - 2°	8 x 2 = 16	12.3
	2 - 4°	6.5 x 2 = 13	
	4 - 6.9°	3.5 x 2 = 7	
		36	
		Σ 292.5	Σ100

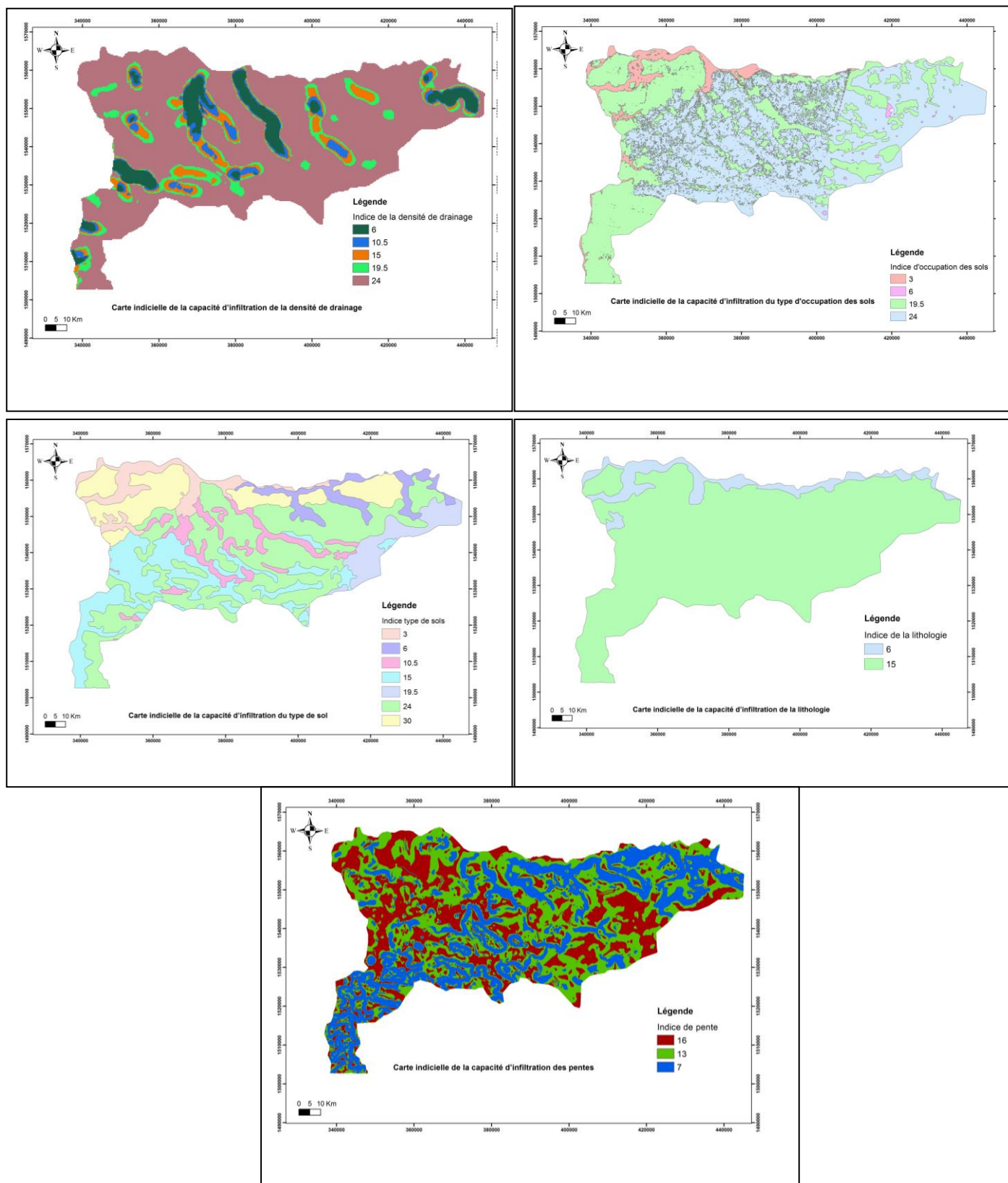


Figure 75 : Cartes indicielles de la capacité d'infiltration des cinq paramètres considérés pour l'identification des zones de recharges potentielles

IV-5-2 Résultats et discussions.

La carte finale des zones de recharge potentielle établie (figure 76) montre 5 classes de zones potentielles graduelles de recharge : faible, faible à modérée, modérée, modérée à élevée et élevée.

Les types de sols, la densité de drainage et l'occupation des sols influencent le plus les résultats à cause de leur poids plus important. Les zones à potentiel de recharge élevé représentent 47 % de la superficie totale de la zone. Elles sont localisées autour de Djilor, Tiawandou, Keur Goumba Gueye, Ndoffane, Keur Madiabel, Sokone, Néma Ba. Cela est lié à la nature sableuse des sols dépourvus de cuirasse latéritique et à la présence des zones de cultures pluviales à forte capacité d'infiltration.

Une partie de la zone Ouest et Est présentent un potentiel infiltrant élevé à modéré (31 %) lié aux sols de nature sablo-argileux (25 à 40 % d'argiles) et la présence en profondeur d'une cuirasse latéritique. Les zones présentant un potentiel infiltrant modéré (15 %) sont observées dans partie Centre-Ouest en amont des dépressions. Les zones à potentiel infiltrant modéré à faible et faible (au total 7 %) sont notées au Nord et au Nord-Ouest (le long du fleuve Saloum) et sont liées à la présence des vasières, du substrat argileux et des sols hydromorphes qui réduisent l'infiltration.

La distribution des teneurs en Chlorure de la nappe (compris entre 2 et 24 m/g/l) mesurés dans des ouvrages non contaminée ni par l'intrusion saline, ni par la pollution anthropique montre une bonne superposition aux classes de recharge modérée à élevé et élevé (figure 77). Ceci suggère une recharge de la nappe par les eaux de pluie et pourrait constituer un élément de validation de la carte des zones de recharge potentielle. Par ailleurs, la précision de cette carte dépendant largement de celle des différents paramètres utilisés. Pour diminuer les erreurs de positionnement géographique et pour une intégration correcte, l'ensemble des cartes utilisées ont été calées et géoréférenciées à partir des points issus du nivellement avec un GPS différentiel.

Toutefois, cette approche reste une proposition d'analyse spatiale qui devrait être confirmée par des mesures de terrain. Une validation plus rigoureuse impliquerait des mesures en différents points et une quantification de l'effet des paramètres. Une validation plus rigoureuse impliquerait des mesures en différents points et une quantification de l'effet des paramètres. La validation pourrait aussi conduire à définir de nouveaux critères ou à en modifier les pondérations affectées.

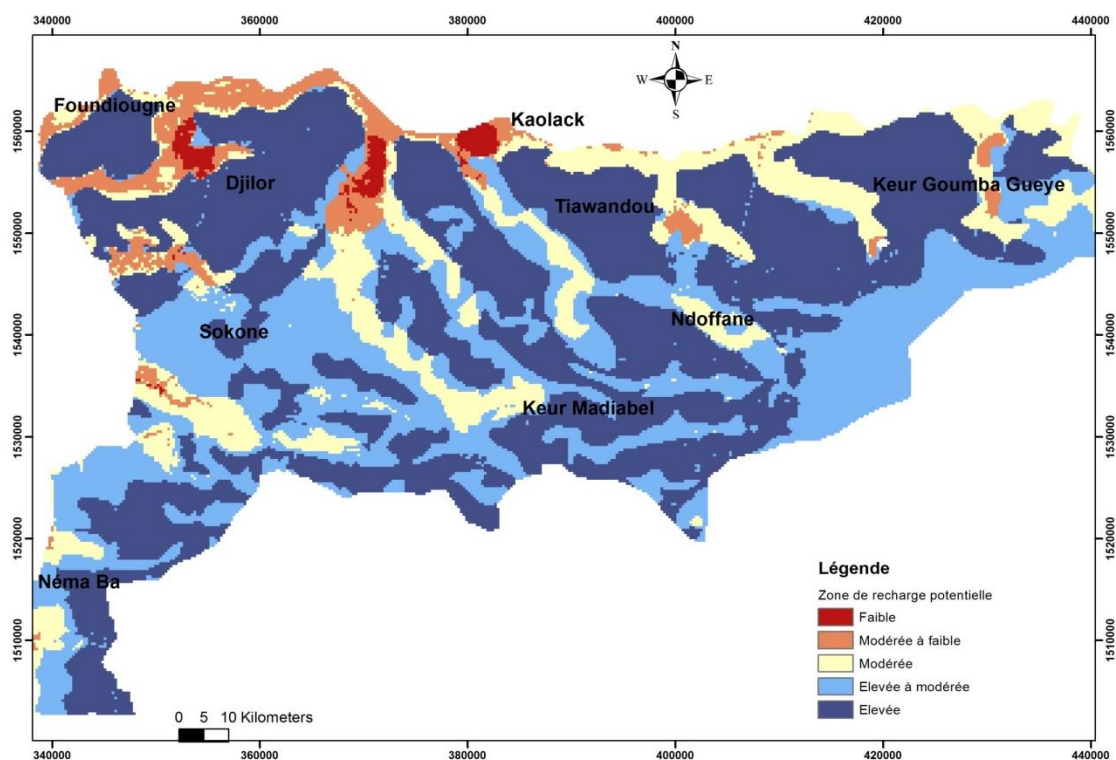


Figure 76 : Carte des zones de recharge potentielle de la nappe du CT de la zone d'étude

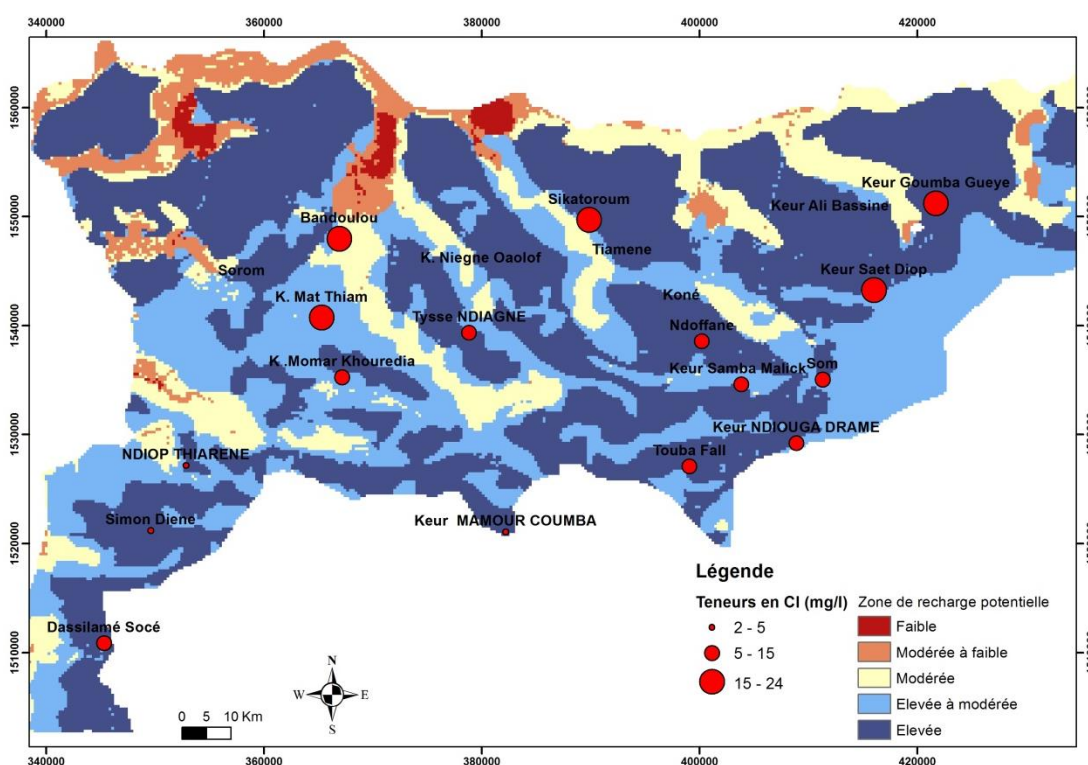


Figure 77 : Distribution des teneurs en Chlorures de Novembre 2012 des ouvrages non contaminés sur les zones de recharge potentielle de la nappe du CT

Chapitre V : CARACTÉRISATION HYDROGÉOCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES

V-1 Introduction

L'objectif général de ce chapitre est de réactualiser l'état des connaissances sur la qualité des eaux de la nappe et de contribuer à une meilleure compréhension du fonctionnement du système et plus particulièrement de la relation eau de surface/nappe, en utilisant la géochimie et l'isotopie. Une comparaison avec les données antérieures est également effectuée afin d'évaluer l'évolution de la qualité de la nappe. Ce chapitre a déjà fait l'objet d'un article intitulé «Temporal changes in groundwater quality of the Saloum coastal aquifer» publié dans *Journal of Hydrology: Regional studies* (Annexe 9). Dans ce qui suit, nous présentons essentiellement la méthodologie utilisée et les principaux résultats relatifs au comportement hydrogéochimique de la nappe où sont traités les aspects relatifs aux types d'eau, faciès chimiques, processus géochimiques et l'évolution spatio - temporelle de la minéralisation des eaux souterraines.

V -2 Matériels et méthodes d'investigation

Dans cette partie, sont présentées les campagnes de mesure et d'échantillonnage, les méthodes analytiques et la méthodologie adoptée pour analyser et interpréter les données hydrogéochimiques.

V -2-1 campagnes de mesure, échantillonnage et méthodes analytiques

Des travaux ont été effectués sur le terrain et au laboratoire pour la collecte de l'ensemble des données nécessaires pour la réalisation de cette étude.

V -2-1-1 Réseau de mesure et campagne d'échantillonnage

Le réseau de mesure et d'échantillonnage des eaux souterraines a été défini, après une campagne de reconnaissance des ouvrages fonctionnels, dans la zone d'étude. Ainsi, le réseau retenu est constitué de 44 ouvrages (5 forages, 4 piézomètres et 35 puits) répartis sur l'ensemble de l'aquifère de façon à avoir une représentativité spatiale de la nappe (figure 78). La position de chaque ouvrage échantillonné a été relevée par GPS. La collecte de données

des eaux de surface a été réalisée sur 3 sites (Foundiougne, Lindiane et Kaolack), situés d'aval en amont sur le fleuve. Ces sites ont été choisis en fonction de l'accessibilité au fleuve. Deux campagnes de mesures et d'échantillonnage ont été effectuées respectivement en fin de saison sèche (Mai 2012) et en fin de saison des pluies (Novembre 2012). Au cours de chaque campagne, l'échantillonnage a été précédé d'une mesure de la profondeur de l'eau, puis d'un pompage (15 à 30 minutes) (forages et piézomètres) pour évacuer la colonne d'eau stagnante permettant d'avoir l'eau représentative de la nappe. Ces échantillons ont été prélevés puis filtrés et conservés dans des bouteilles en polyéthylène de 125 (analyses chimiques) et 500 ml (isotopie).

Des mesures *in situ* de certains paramètres physico-chimiques tels que la conductivité électrique (CE), le pH, la Température (T) ont été effectuées à l'aide d'un appareil multiparamètre.

Des eaux de pluie de la saison 2012 ont été également collectées pour des analyses chimiques au niveau de sept stations Kaolack (K), Nioro (N), Wakh Ngouna (W), Foundiougne (F), Djilor (D), Sokone (S) et Toubacouta (T).

La localisation de l'ensemble des points échantillonnés des deux campagnes de mesure est présentée à la figure 78.

V -2-1-2 Méthodes analytiques et précision des données

Les analyses des ions majeurs et mineurs ont été effectuées au laboratoire d'hydrogéologie de l'Université de Liège. Les cations majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) et la silice sont déterminés par absorption atomique de flamme. L'analyse des nitrates (NO_3^-) et des chlorures (Cl^-) a été réalisée par titration potentiométrique directe, alors que les ions carbonatés et les bicarbonatés ont été obtenus par calcul après la détermination du pH et du titre alcalimétrique complet (TAC).

Les teneurs en isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) ont été mesurées sur quelques échantillons d'eau de nappe et du fleuve Saloum par spectrométrie de masse (Coplen, 1988) au centre de recherche GSF en Allemagne. Les teneurs en oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) ont été mesurées par équilibration avec du CO_2 à 25°C, méthode décrite par Epstein et Mayeda (1953) et celles du deutérium ($\delta^2\text{H}$) après réduction du Zinc à haute température suivant la méthode décrite par Coleman et *al.*, (1982). Les résultats sont exprimés sous la forme de delta (δ) pour mille qui traduit leur déviation par rapport au standard international V-SMOW (Vienna-Standard Mean Oceanic Water) (Craig, 1961). Les incertitudes sur les mesures isotopiques sont de $\pm 0.1\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\pm 1\text{‰}$ pour $\delta^2\text{H}$.

Une vérification de chaque analyse a été réalisée en se basant sur la balance ionique (équation 15) qui ne dépasse pas 5% en valeur absolu.

$$Balance\ ionique = \frac{\sum cations - \sum anions}{\sum cations + \sum anions} * 100 \quad (15)$$

Une comparaison de la conductivité calculée au laboratoire et celle mesurée sur le terrain a également été effectuée (figure 79) dans le but de vérifier une éventuelle évolution de la minéralisation des eaux entre le prélèvement et les analyses. Les valeurs sont bien corrélées avec des écarts en général très faibles.

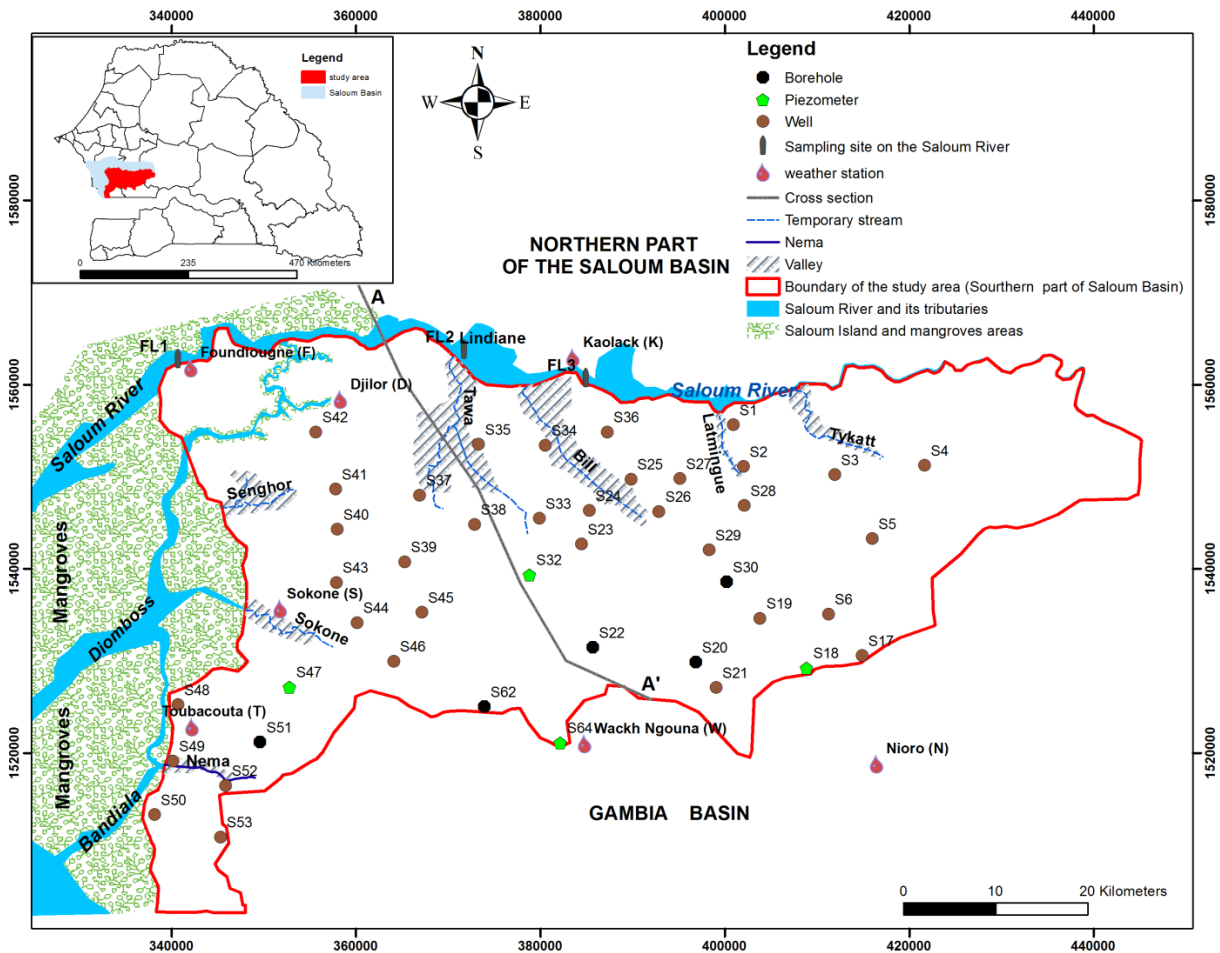


Figure 78 : Localisation des points d'eau échantillonnés et des stations pluviométriques

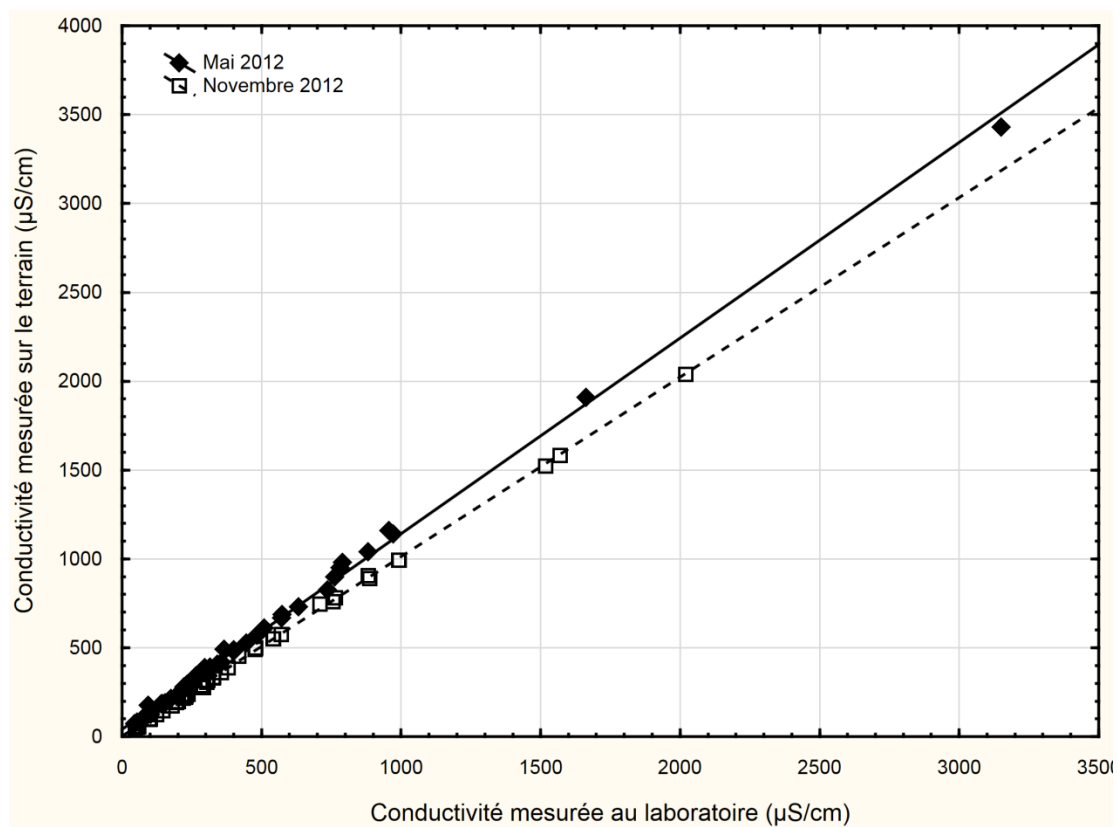


Figure 79 : Corrélation entre les valeurs de CE mesurées sur le terrain et au laboratoire

V -2-2 Traitements et analyses des données

Les méthodes conventionnelles telles que le diagramme de Piper, les diagrammes binaires et les Indices de Saturation (IS) ont été utilisées pour identifier les faciès chimiques et les processus géochimiques qui régissent la minéralisation des eaux. Une analyse statistique multivariée basée sur l'algorithme des «Self Organising Map» (SOM) a permis de mettre en évidence la relation entre les paramètres chimiques et de déterminer les différents types d'eaux de la nappe.

V -2-2-1 Diagrammes de Piper et diagrammes binaires

- Le diagramme de Piper (Piper, 1944), fréquemment utilisé dans les études hydrochimiques, est une méthode classique pour comparer les compositions chimiques des eaux naturelles. Il permet de représenter les cations et les anions sur deux triangles spécifiques dont les côtés expriment les teneurs relatives en chacun des ions majeurs par rapport au total de ces ions. Il précise ainsi en premier lieu la dominance cationique et anionique en fonction de la position relative du résultat analytique sur chacun de ces triangles. Ces derniers sont associés à un losange sur lequel est reportée

l'intersection des deux lignes issues des points identifiés sur chacun des triangles. Ce point d'intersection représente l'analyse globale de l'échantillon et sa position permet de définir le faciès chimique de l'eau dans un aquifère donné, mais également de mettre en évidence l'évolution chimique ainsi que les mélanges d'eaux de minéralisations différentes (Appelo et Postma, 2005).

- Les diagrammes binaires permettent d'estimer la prépondérance d'un processus par rapport à un autre grâce à la corrélation entre différents ions. Ces corrélations linéaires entre certains éléments chimiques permettent également de rechercher l'origine de la minéralisation en évaluant les degrés de dépendance entre les différents paramètres concernés.

V -2-2-2 Indice de saturation

L'indice de saturation permet d'évaluer le degré de saturation des eaux vis-à-vis des minéraux présents ou ceux susceptibles de se précipiter dans l'aquifère. Il est exprimé par le logarithme du rapport d'activité ionique (PAI) sur le produit de solubilité (Ks) (équation 16) (Appelo et Postma, 2005) et est calculé grâce au module PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999) :

$$I_s = \log \left(\frac{PAI}{K_s} \right) \quad (16)$$

Lorsque $I_s > 0$, la solution est dite sursaturée à l'égard du minéral considéré qui a tendance à se précipiter. Si $I_s < 0$ la solution est sous-saturée et une dissolution du minéral est possible jusqu'à ce que PAI soit égale à Ks et dans ce cas $I_s = 0$ et la solution est considérée comme saturée vis-à-vis du minéral.

V -2-2-3 Méthode statistique multivariée : algorithme des «Self Organizing Map» (SOM)

L'application des méthodes statistiques d'analyse multivariées sont des moyens efficaces de manipulation, de représentation globale et d'interprétation d'une masse importante de données. Elles sont de plus en plus utilisées dans les études de processus géochimiques et viennent en appui aux méthodes classiques (Mudry, 1991 ; Güler ; et *al.* 2002 ; Belkhiri et *al.* 2012 ; Gamble and Babbar-Sebens, 2012 ; Montcoudiolet et *al.* 2014 ; Ghesquière et *al.*, 2015 ; Ibrahima et *al.*, 2015). Elles permettent de mettre en évidence les relations entre les différents paramètres dans un système hydrogéologique où l'évolution de la composition chimique de l'eau dépend de plusieurs processus qui peuvent ou non interférer entre eux et de mieux caractériser la qualité des eaux souterraines (Gamble et Babbar-Sebens, 2012).

Contrairement aux diagrammes de Piper, ces méthodes permettent l'analyse d'un grand nombre de données incluant les paramètres physico-chimiques, les concentrations en ions majeurs, mineurs, éléments traces.

La méthode statistique multivariée appliquée dans le cadre cette étude utilise l'algorithme «Self-Organizing Map» ou «SOM» développé par Kohonen (1982). Cet algorithme de classification bâtit sur le modèle d'un réseau neuronal artificiel (ANN) non-linéaire et non-hiérarchique (Gamble et Babbar-Sebens, 2012 ; Hong et Rosen, 2001 ; Kohonen, 1995 ; Peeters et *al.*, 2007 Kamagate et *al.*, 2010) fonctionne par le biais de cellules connectées entre elles. Il permet d'analyser des ensembles de données multidimensionnelles par un regroupement de données (clusters) basé sur leur similarité et de les visualiser sur une grille en deux dimensions constitué de neurones, appelées cartes auto-organisatrices. Ainsi, il est possible d'identifier des groupes d'eau de caractéristiques physico-chimique semblables afin de pouvoir analyser les corrélations entre les différents paramètres. Chaque grille ou matrice composante correspond à la distribution d'un paramètre, pour l'ensemble du jeu de données, dont les valeurs sont représentées par un code de couleur. Les valeurs élevées sont de couleur rouge tandis que la couleur bleue caractérise les valeurs les plus basses. Par comparaison visuelle des grilles, les paramètres présentant des distributions similaires peuvent être mis en évidence, ainsi, il est possible de trouver des relations non linéaires entre les paramètres (Peeters et *al.*, 2007).

V -2-2-4 Les isotopes de la molécule de l'eau

La molécule d'eau (H_2O) constituée de deux éléments (oxygène et hydrogène) présente trois isotopes stables d'oxygène (^{16}O , ^{17}O et ^{18}O), deux isotopes stables d'hydrogène (1H , 2H) et un isotope radioactif nommé tritium (3H). L'oxygène 18 (^{18}O) et le deutérium (2H) qui présentent une abondance relative respective de 0.20 % et 0.01 % (Clarck & Fritz, 1999) sont les isotopes stables les plus couramment utilisés dans l'hydrologie isotopique.

L'occurrence, la complexité et l'ampleur de l'impact des pollutions des ressources en eau font que les isotopes stables sont de plus en plus utilisés. Dans les eaux souterraines, ils reflètent la composition isotopique initiale de l'eau de recharge (Vengosh et Rosenthal, 1994) et leur distribution varie essentiellement en fonction des variations de la composition isotopique des eaux météoriques et des processus d'évaporation. Par opposé, les interactions entre les matériaux organiques et les formations géologiques et les isotopes stables de l'eau ont des effets négligeables sur le rapport de ces isotopes dans la molécule de l'eau (Sidle, 1998). Les principaux processus contrôlant la variation de la composition isotopique de l'eau sont

essentiellement la variation naturelle de la composition isotopique des eaux de précipitation (Mook, 2000), le mélange d'eaux de compositions isotopiques différentes (Darling et Bath, 1988 ; Taylor et *al.*, 1989 ; Negrel et *al.*, 2003), les échanges isotopiques avec les minéraux (Faure, 1998), l'évaporation (Gonfiantini, 1986 ; Kendall et McDonnell, 1998 ; Sidle, 1998).

En hydrogéologie, l'application des isotopes stables de l'eau a permis entre autre d'étudier: 1) l'origine des eaux souterraines (Petelet-Giraud et *al.*, 2007), le mélange des eaux souterraines et l'écoulement des eaux naturelles (Leontiadis and Nikolaou, 1999 ; Wilcox et *al.*, 2005) ; 2) la dynamique de l'infiltration de l'eau dans la ZNS (Barnes and Allison, 1988) ; 3) les interactions eau de surface - eau souterraine (McCarty et *al.*, 1992) ; 4) les processus de recharge des aquifères (Girard et *al.*, 1997 ; Chilton et *al.*, 1998 ; Mahlknecht et *al.*, 2004 ; Kumar et *al.*, 2009) ; 5) le processus d'évaporation (Allison and Barnes, 1985 ; Fontes et *al.*, 1986 ; Ma et *al.*, 2007).

Plusieurs études ont été menées à travers le monde, pour déterminer l'origine de la salinisation des eaux souterraines, particulièrement dans le contexte des aquifères côtiers (Araguas, 2003 ; Paul, 2004 ; de Montety et *al.*, 2008 ; Langman and Ellis, 2010 ; Lucas et *al.*, 2010 ; Gassama et *al.*, 2011).

Les études isotopiques antérieures réalisées dans la zone d'étude (Faye et *al.*, 2004 et 2010) ont montré que les eaux dans la frange salée (le long du fleuve Saloum) résultent d'un mélange à trois composantes (eau du fleuve, eau de nappe et eau de recharge). Elles ont également permis de déterminer que les eaux de la nappe du CT sont récentes et dateraient de moins de 20 ans. Dans le cadre de ce travail, nous avons effectué en complément des données chimiques quelques analyses portant sur les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). Ces données concernent les eaux du fleuve Saloum et de la nappe ; elles sont combinées à celles recueillies lors des précédentes études afin de compléter et préciser les résultats obtenus avec l'hydrochimie pour mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère.

V -3 Résultats et interprétations

Le Tableau 17 présente les valeurs statistiques des paramètres physico-chimiques (pH, CE et T) et des éléments chimiques majeurs des eaux de la nappe du CT et du fleuve Saloum prélevées lors les deux campagnes d'échantillonnage et des eaux de pluie et de mer de la zone d'étude. Les données complètes ainsi que les résultats des analyses chimiques sont reportées en annexe 10.

Afin de déterminer l'homogénéité ou l'hétérogénéité des eaux au sein de l'aquifère du CT, les valeurs du coefficient de variation (CV) ont été calculées pour chaque variable. En effet, ce coefficient qui représente le rapport de l'écart-type (σ) à la moyenne (m) permet de mesurer la dispersion des données autour de la moyenne (m). Par convention, on estime que la série est homogène lorsque $CV < 50\%$ (Dakouré, 2003). Pour la nappe du CT, à l'exception du pH et de la température, les valeurs du coefficient de variation des autres paramètres sont supérieures à 50%, caractérisant ainsi l'hétérogénéité des eaux.

Tableau 17 : Valeurs statistiques des paramètres physico-chimiques et des éléments chimiques majeurs des eaux de la nappe du CT, du fleuve Saloum, de pluie et de mer de la zone d'étude.

Variables		pH	T	CE	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃
Unités			°C	μS/cm	mg/l							
Eaux souterraines	Minimum	3.7	26.4	47	1.51	0.15	3.81	0.21	2.61	0.11	0.1	1.91
	Maximum	8.8	33.5	3430	260	52	324	58.7	870	582	327	333
	Moyenne	6.5	29.5	577	43.6	6	35	3.8	66.6	14.4	45	80.6
	C.V	15	3.3	102	71	83	76	103	95	158	96	83
Eaux du Fleuve Saloum	Minimum	7.7	27.2	50800	10.8	0.6	6.3	0	3.0	0.1	0	43.8
	Maximum	8.5	29.2	91700	1161	4130	33231	1195	62434	8848	0	155.7
	Moyenne	7.7	28	70270	673	2149	17876	606	31641	4503	0	161.7
Eaux de pluie (Moyenne Pondérée)	Kaolack	6.6		105	3.5	0.4	2.7	1	6.7	2.3	5.1	19
	Nioro	6.7		44	2.7	0.4	0.7	0.2	2.3	2.8	3.1	14.0
	Foundiougne	5.2		17	0.7	0.1	0.7	0.3	1.7	2.3	0.8	2.2
	Djilor	5.3		27.2	1.1	0.2	0.6	1.1	1.6	4.9	1.2	2.9
	Sokone	5		39.8	2.3	0.3	0.8	5	1.5	5.9	2.7	3.7
	Toubacouta	6.2		24.6	2.6	0.1	0.4	0.3	1.3	2.2	1.2	8.2
	Wakh Ngouna	6.7		34.4	0.7	0.2	0.5	1.8	1	0.7	0.9	19
Eau de mer	Saloum	7.7		39250.0	338.3	952.0	7998.9	356.2	13014.0	1911.7		149.1

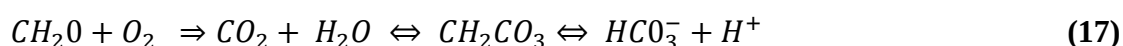
V-3-1 Paramètres physico-chimiques

Les paramètres physico – chimiques mesurés sur le terrain concernent la température (T), le pH et la conductivité Électrique (CE).

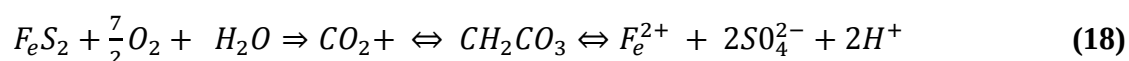
V-3-1-1 pH

Dans la zone d'étude, les valeurs de pH de la nappe indiquent une relative variabilité spatiale. Elles sont comprises entre 3.7 et 8.8 avec une valeur moyenne de 6.5. Les gammes de valeurs montrent que les eaux sont majoritairement acides à neutres et parfois légèrement basiques avec une augmentation du pH pendant la saison humide (figure 80). En saison sèche,

les valeurs de pH sont comprises entre 3.7 et 7 avec une moyenne de 5.6 indiquant une faible acidité des eaux. Par contre en saison humide, les valeurs de pH 7.5, indiquent un caractère neutre à faiblement basique. Cette augmentation du pH en saison humide pourrait s'expliquer par une consommation du CO₂ durant la dissolution des carbonates avec l'infiltration des eaux de pluie. Toutefois, la zone d'étude étant essentiellement une région à culture pluviale, l'intensité de l'activité végétale et donc du CO₂, grâce à l'oxydation de la matière organique (équation 17), durant la saison pluvieuse pourrait également expliquer l'augmentation du pH favorisant ainsi l'augmentation de l'alcalinité des eaux de certains ouvrages à la fin de cette période (figure 3).



De nombreux facteurs peuvent concourir à l'acidification des eaux souterraines dans les aquifères. Parmi, ces facteurs, nous notons la recharge par des eaux acides, la contribution des acides inorganiques, l'oxydation de la pyrite et/ou de la tourbe, la remontée du niveau des nappes dans les aquifères pauvres en carbonate et l'oxydation de polluants organiques et inorganiques (Ford et *al.*, 1992). Dans le cas de notre étude, cette acidification des eaux souterraines particulièrement remarquable au niveau de l'ouvrage S49 situé sur le littoral à proximité de la mangrove) (figure 80) pourrait s'expliquer par l'oxydation de la pyrite (équation 18) qui est caractéristique des sols de mangroves dans la zone (cf. paragraphe I-3).



V-3-1-2 Température

Les valeurs de températures mesurées dans la nappe au cours des deux campagnes varient entre 26.4 et 33.5°C, avec une moyenne de 29.5°C. Les valeurs inférieures à 30° C représentent le plus souvent les eaux des ouvrages échantillonnés en début de matinée et dans des puits ; tandis que celles supérieures à 30°C représentent les eaux échantillonnées en milieu de journée. Ces valeurs reflètent celles des températures atmosphériques moyennes observées dans la zone montrant ainsi le caractère libre de la nappe.

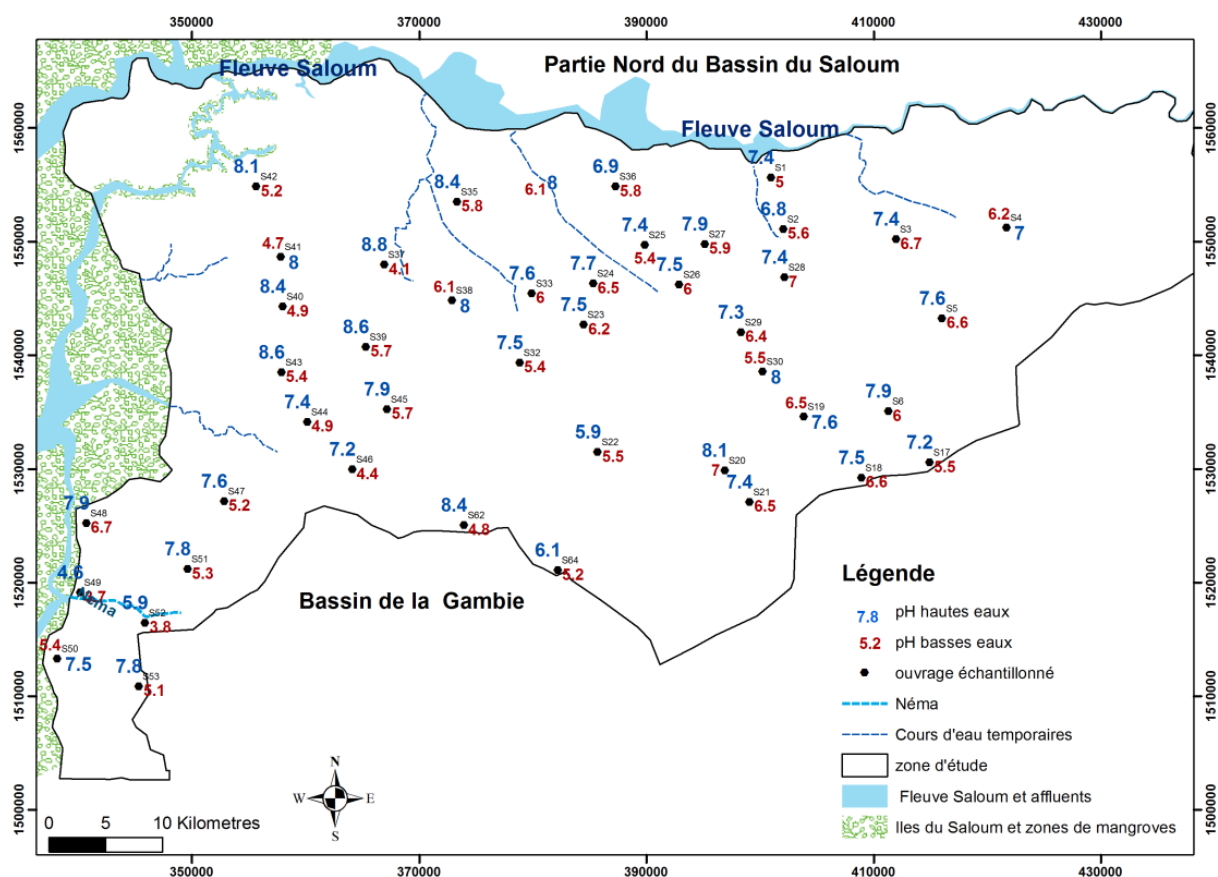


Figure 80 : Distribution des valeurs de pH en saison sèche et humide 2012

V-3-1-3 Conductivité électrique

La conductivité électrique (CE) exprimée en $\mu\text{S}/\text{cm}$ traduit la minéralisation des eaux échantillonnées. Les valeurs mesurées dans les eaux souterraines varient entre 47 et 3430 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec une moyenne de 577 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (tableau 17). Cette large gamme de valeurs (ainsi que le coefficient de variation égale à 102) montre l'hétérogénéité dans la distribution de la charge minérale des eaux souterraines, qui suggère que le contexte côtier, le contact de la nappe avec différentes masses d'eau salée dans le littoral et le fleuve Saloum, les pollutions anthropiques ponctuelles et les échanges avec la matrice peuvent être mis en cause dans l'acquisition de cette minéralisation.

Selon les normes de l'OMS (2008) nous distinguons 2 types d'eau dans la nappe du CT : les eaux considérées douces ($\text{CE} < 900 \mu\text{S}/\text{cm}$) et les eaux considérées salées ($\text{CE} > 900 \mu\text{S}/\text{cm}$). Les eaux douces sont essentiellement localisées au niveau des dômes piézométriques (exemple à S36 (Tiawandou) et S41 (Djilor)) et dans la partie Est de la zone, avec des valeurs de CE inférieures à 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (figure 81). Ces valeurs augmentent, soit par contamination par l'eau salée du fleuve Saloum ou de la mer, soit par acquisition de la minéralisation

localement par pollution anthropique. En effet, certains puits d'eaux salées, ont des teneurs anormalement élevées en éléments indésirables dont les nitrates et les sulfates (cf. paragraphe suivant).

L'étude comparative de la conductivité, relevée lors des campagnes de Mai (saison sèche) et Novembre 2012 (saison humide) montre en général une minéralisation des eaux plus importante en Mai (figure 82). Cependant, on note une évolution qui diffère selon l'ouvrage considéré (figure 83). Une baisse de CE est observée en général dans certains ouvrages tandis que dans d'autres la minéralisation de l'eau de la nappe augmente. Ces tendances sont très probablement dues à la variation de la teneur en éléments chimiques induite par des processus de dilution, de concentration et de pollution anthropique.

Les eaux du fleuve Saloum ont des valeurs de CE comprises entre 50800 et 91700 $\mu\text{S}/\text{cm}$; ces valeurs sont supérieures à celle de l'eau de mer qui est de 39250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dans la région (tableau 17). Vu son caractère d'estuaire inverse, les valeurs de CE montrent un gradient de salinité vers l'amont. Cependant, on observe une diminution à Kaolack qui peut s'expliquer par l'apport d'eau douce à partir du dôme piézométrique localisée à Tiawandou (S36) (cf. Chapitre 2).

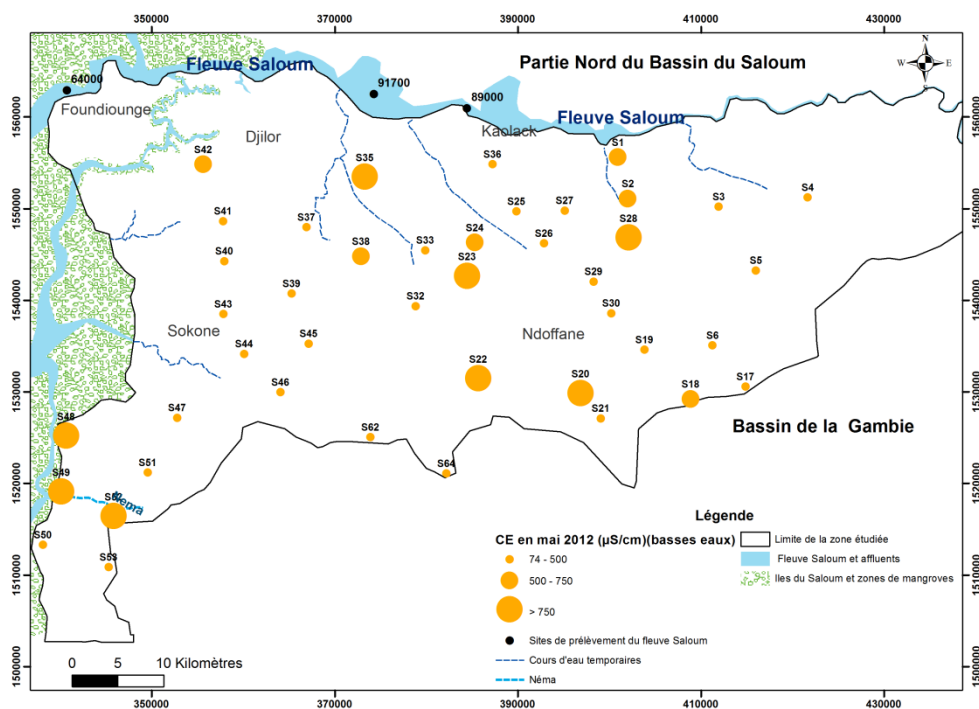


Figure 81 : Distribution spatiale des valeurs de CE dans la nappe du CT et dans le fleuve Saloum en Mai 2012 (Basses eaux)

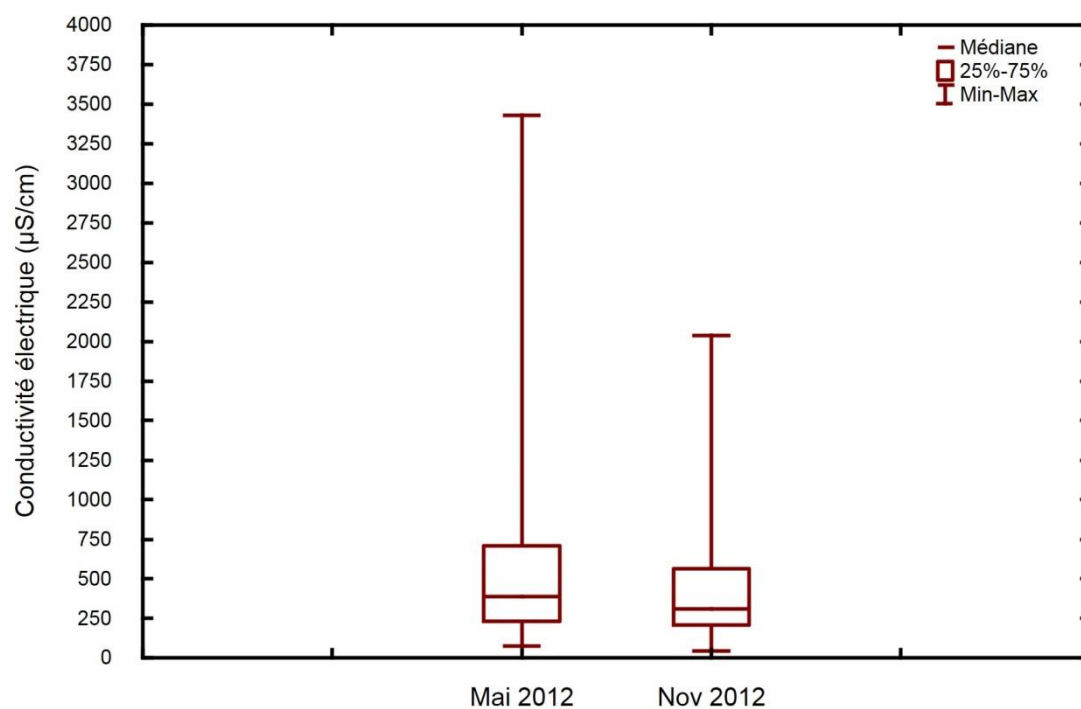


Figure 82 : Variation saisonnière globale de la CE en saison sèche (BE) et humide (HE) de l'année 2012

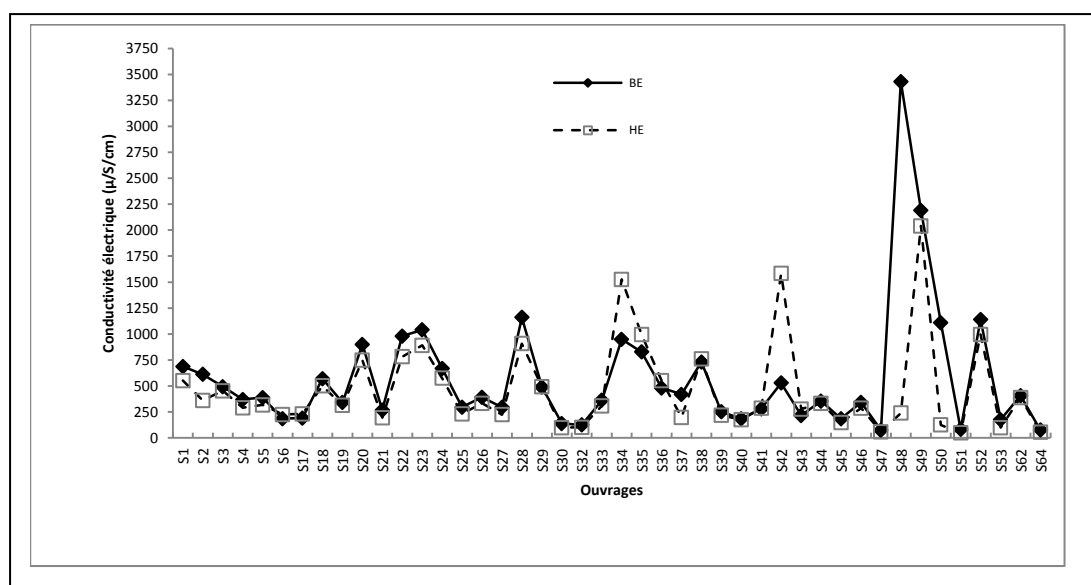


Figure 83 : Variation saisonnière de la CE dans chaque ouvrage en saison sèche (basses eaux: BE) et humide (hautes eaux: HE) de l'année 2012

V-3-2 Caractérisation hydrogéochimique

L'étude du chimisme des éléments majeurs de l'eau constitue un outil important pour déceler l'origine des ions dans la nappe. Elle a également permis l'évaluation de la variation de la qualité des eaux.

V-3-2-1 Statistique des éléments majeurs

L'analyse statistique des ions majeurs (tableau 17 et figure 84) montre une abondance des cations dans l'ordre $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ et pour les anions $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$. Cette séquence est en rapport avec la nature sablo-argileux de l'aquifère constitué essentiellement de grains de quartz, d'argiles et de calcite (Lappartient, 1985). En raison de son adsorption sélective par les argiles, le potassium (K^+) reste le cation le moins important dans toutes les analyses d'eaux souterraines (Schoëller, 1962). L'ion sulfate (SO_4^{2-}) est aussi présent à des concentrations relativement faibles avec une teneur généralement similaire à celle rencontrée dans les eaux de pluie (Hem, 1985). Cependant, malgré sa concentration moyenne dans les eaux de la nappe du CT, on note une valeur de coefficient de variation (158) très élevée. Ceci démontre l'étendue importante de la variabilité de ses teneurs par rapport à la moyenne (Tableau 17 et figure 84). Cette variabilité des teneurs ($\text{CV} = 96$) est également observée pour les ions NO_3^- . Les teneurs de ces deux ions dépassent largement les normes de potabilité acceptées par l'OMS et qui sont respectivement égales à 50 et 250 mg/L pour les NO_3 et les SO_4 .

Le nitrate est naturellement présent dans certains milieux, mais à des teneurs modérées (en moyenne inférieure à 10 mg/L) ; par conséquent, les concentrations élevées dans la plupart des aquifères peu profonds montrent que ceux-ci contiennent une part importante d'eau actuelle et/ou récente (Foster et *al.*, 1982 in Wakida et Lerner, 2005 ; Curell et *al.*, 2010). Du fait de sa grande solubilité et l'absence de réaction avec les minéraux du sol, le nitrate qui n'est pas repris par les plantes ou qui n'a pas subi de processus biologique (réduction) est généralement facilement lessivé par les eaux d'infiltration et atteint la nappe. Les teneurs en nitrate dans la nappe du CT sont très variables d'un point à un autre ; elles sont comprises entre 0.1 et 296.7 mg/L et 0.3 et 327 mg/L respectivement en saison sèche et en saison humide. Leur distribution spatiale (figure 85) montre des valeurs élevées, supérieures à 50mg/L essentiellement dans les ouvrages localisés sur le littoral et le long du fleuve Saloum où la profondeur de la nappe dépassent rarement 10 m. Leurs teneurs, maximale en période humide, pour la plupart des ouvrages, illustrent bien l'apport de cet ion par les eaux d'infiltration. Cependant, elles pourraient également provenir d'une pollution ponctuelle

induit par les moyens d'exhaure utilisés au niveau de certains puits villageois. Compte tenu de leur origine anthropique, les teneurs en NO_3^- ne seront pas considérés dans l'identification des faciès chimiques réalisées dans le diagramme de Piper.

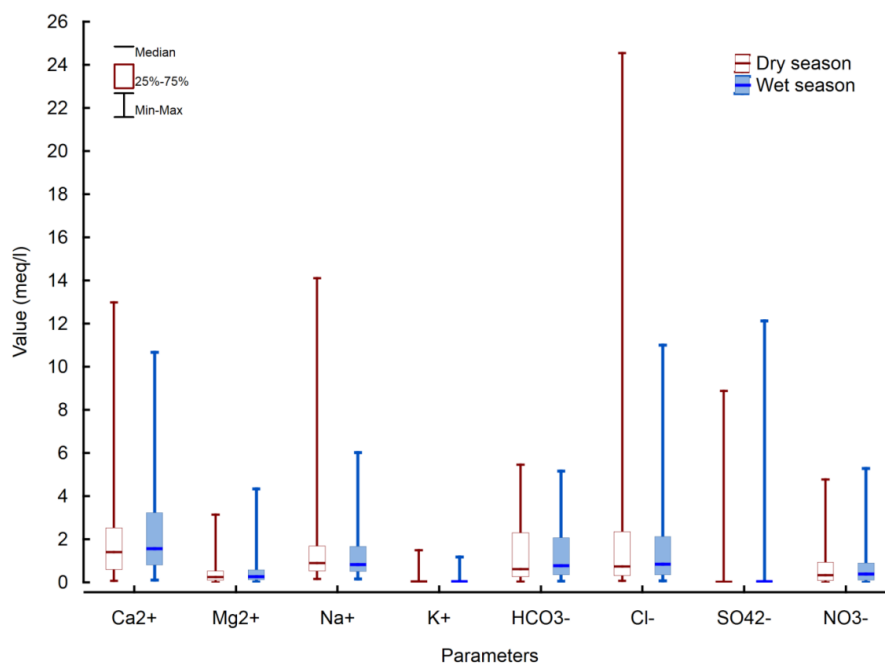


Figure 84 : Box diagramme des teneurs en ions majeurs en 2012

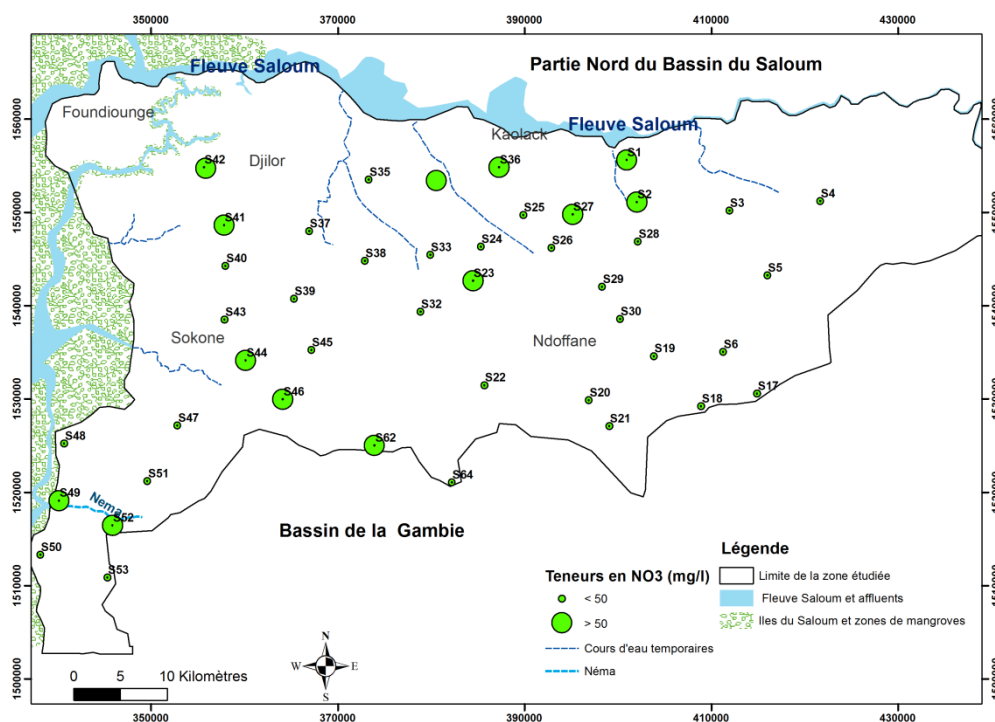


Figure 85 : Distribution spatiale des teneurs en nitrates

V-3-2-3 Apport de l'analyse des «Self Organizing Map»

V-3-2-3-1 Relation entre les différents paramètres chimiques

La figure 86a représente les matrices des composantes, issues de la technique des SOM appliquée aux données hydrochimiques de la saison sèche de 2012 sur 11 paramètres qui sont : CE, pH, Ca, Mg, Na, K, Cl, SO₄, NO₃, HCO₃ et pCO₂ (la pression de CO₂). L'analyse a permis de mettre en évidence, visuellement, la corrélation entre les différents paramètres. On observe une nette corrélation entre la CE et Cl, Na, Ca, Mg qui suggère que les variations des charges ioniques dissoutes sont entièrement ou en partie liées aux variations des teneurs de ces différents ions. Elle indique également que ces paramètres ont tendance à évoluer concomitamment et aurait une origine commune. Dans une moindre mesure, les ions Na et Cl sont corrélés avec les ions Ca, K et SO₄. Le pH est bien corrélé avec l'ion HCO₃ mais antecorrélé avec la pCO₂ ; ceci traduit un épuisement progressif du stock de CO₂ quand la production de HCO₃ augmente ou inversement. En effet, le HCO₃ provient en majorité de l'hydrolyse, mais aussi de la diffusion et de la dissolution du CO₂ de l'atmosphère et du sous-sol (Appelo et Postma, 2005). Dans une moindre mesure l'ion Ca est corrélé avec les ions SO₄ et HCO₃ montrant une probable origine naturelle de ces éléments.

V-3-2-3-2 Identification des types d'eau et des faciès chimiques

En fonction de l'importance ou non des paramètres chimiques dans les eaux, la méthode des SOM a permis de classer les ouvrages échantillonnés en 3 groupes ou types d'eau (figure 86b). L'analyse statistique de ces 3 groupes pour les saisons sèche et humide a été effectuée et présentée dans le tableau 2.

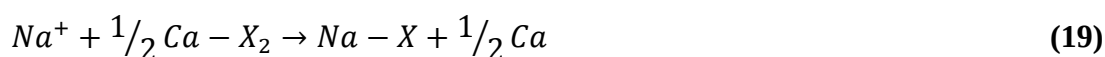
De plus, la distribution de ces groupes dans le diagramme de Piper (figure 87), l'analyse des diagrammes binaires (figure 89 a et b) et des valeurs des indices de saturation (SI) (figure 88c) ont été effectuées pour mieux comprendre et évaluer les différents processus géochimiques qui contrôlent la composition chimique de ces 3 types d'eau souterraine.

- **Groupe 1**

Le groupe 1 constitué par les échantillons S1, S2, S22, S23, S34, S35, S36, S37, S38, S42, S49, S52 et S62 est caractérisé par une valeur de CE moyenne égale à 872 et 948.2 µS/cm respectivement en saison sèche et en saison humide (tableau 18). Les eaux qui le caractérisent, présentent de fortes teneurs en Cl⁻, Na⁺, NO₃⁻ et SO₄⁻ et de faibles teneurs en HCO₃⁻. La minéralisation de ce groupe, localisé essentiellement le long du fleuve Saloum et près du littoral (figure 88), est marquée par l'intrusion d'eau salée provenant de la mer et/ou

du fleuve Saloum et par la pollution anthropique. Ces eaux salées (S22, S28, S35 et S42) de valeurs de CE > 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$, présentent des teneurs en Cl très souvent supérieures à 100 mg/L par rapport aux eaux polluées (S23, S34, S49 et S52) où les teneurs en NO_3 et en SO_4 supérieures aux normes de l'OMS sont respectivement de 50 et 250 mg/L. Ceci suggère une contamination récente de la nappe par les eaux d'infiltration (Currell et al. 2010).

La distribution des échantillons de ce groupe dans le diagramme de Piper (figure 87) montre que les eaux sont essentiellement de l'intrusion d'eau salée provenant de la mer et/ou du fleuve Saloum et par la pollution anthropique. Les eaux salées présentent le même faciès (Na-Cl) que les eaux marines et fluviatiles (figure 87) et ont un rapport ionique (Na/Cl) proche de celui de l'eau de mer (0.86) (figure 89a). Ceci confirme l'origine marine de ces ions (Jones et al. 1999 ; Vengosh et al. 1999 ; Faye et al. 2001, 2004, 2004 ; Vengosh, 2013). Toutefois, la diminution des ions Na^+ par rapport aux ions Cl^- (figure 89a) dans certains ouvrages suggère des échanges inverses de base. En effet dans les aquifères côtiers, ces processus d'échanges inverses sont particulièrement marqués dans les zones de contact eau douce eau de mer et jouent un rôle important dans l'évolution de la composition chimique des eaux souterraines. Ainsi lors de la progression de l'intrusion des eaux salées (marine et/ou fluviatile) dans la nappe, il se produit un échange inverse entre l'eau et la matrice argileuse suivant la réaction (19) (Appelo et Postma, 2005) :



avec X : sites négatifs à la surface des minéraux argileux

Dans ce cas, l'ion Na est fixé au niveau des minéraux argileux tandis que l'ion Ca est libéré. D'où l'augmentation des ions Ca^{2+} et la diminution des teneurs en ions Na^+ par rapport au Cl^- qui se traduit dans le diagramme de Piper par une évolution du faciès Na-Cl au Ca-Cl (figure 87) (Mercado, 1985 ; Magaritz and Luzier (1985) ; Appelo and Postma, 2005). Ceci est mis en évidence dans le diagramme $[(\text{Ca}+\text{Mg})-(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)]$ versus $[(\text{Na}-\text{Cl})-(\text{Cl}+\text{NO}_3)]$ (figure 89b). En effet, la relation linéaire de pente -1 entre ces deux paramètres et l'exclusion de toute dissolution de halite, calcite et dolomite par ce diagramme indique l'existence des processus d'échanges ioniques et le rôle prépondérant qu'ils jouent dans la composition chimique des eaux (Jankowski et al. 1998 ; Garcia et al. 2001 ; Abid et al. 2011).

Au niveau des eaux fortement minéralisées (de type Ca- SO_4) de l'ouvrage S49, en plus des réactions précédentes, la corrélation entre Ca^{2+} et SO_4^{2-} (figure. 86a) et la valeur de l'IS du gypse (-0.97) (figure 89c) suggère une dissolution du gypse (équation 20). De plus, compte tenu du faible pH (3 à 5), l'enrichissement en SO_4^{2-} pourrait également résulter de l'oxydation

de la pyrite (équation 21), mise en évidence lors de la formation des tannes par dégradation de la mangrove. (Lebigre, 1984 ; Kristensen et *al.*, 1991) (cf. Chapitre I).

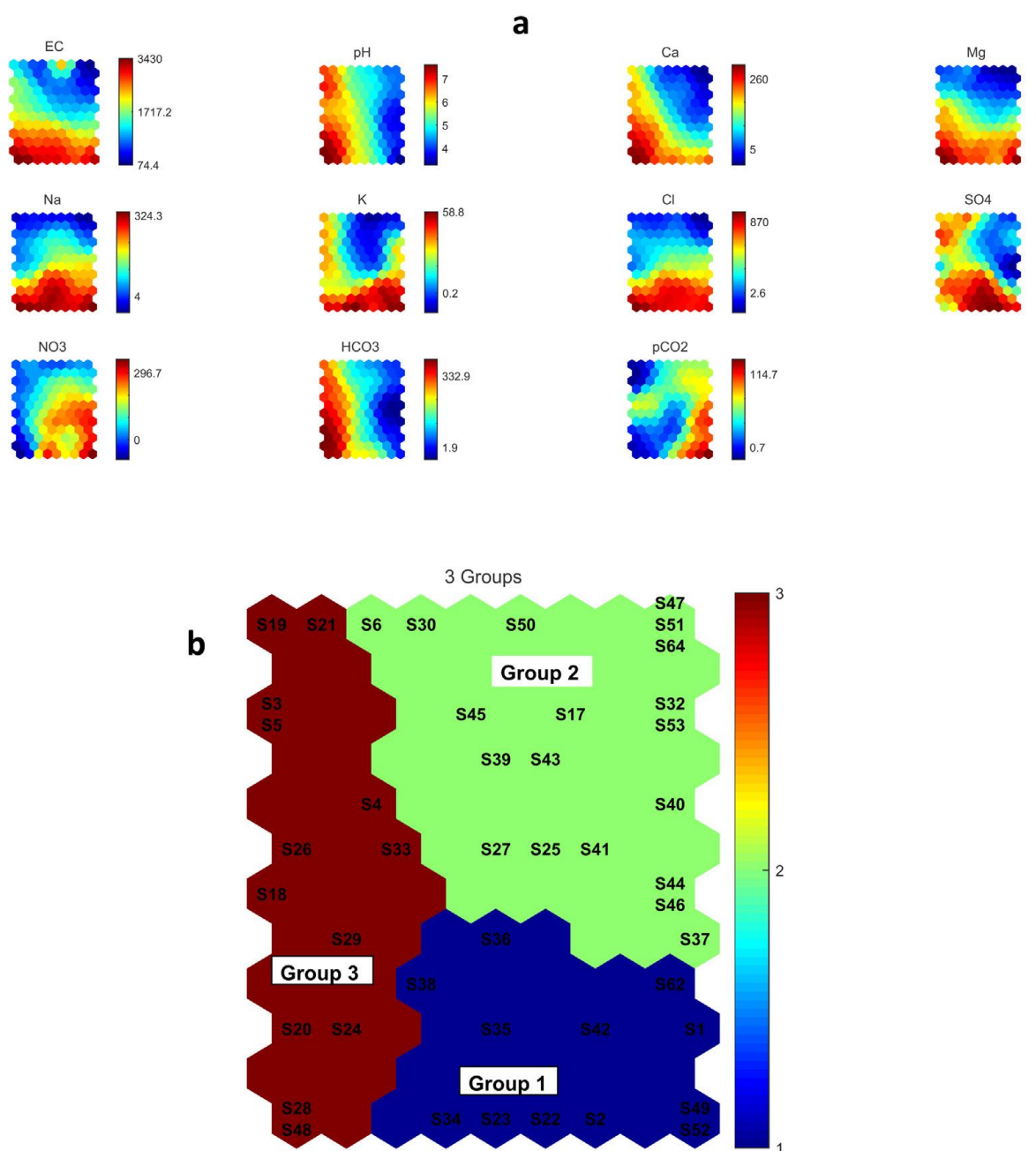
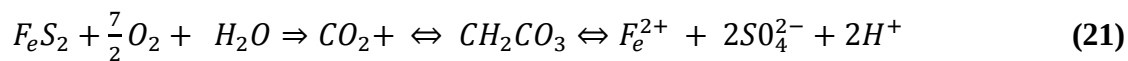


Figure 86 : a)Matrice composant et b) délimitation des groupes définis sur base de la ressemblance géochimique des échantillons

Tableau 18: Valeurs des paramètres physico-chimiques et des ions majeurs pour les principaux groupes issus de la technique des SOM

Paramètres			CE	T	pH	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃
			μS/cm)	°C		mg/l							
Groupe 1	BE	min	419	28.2	3.7	19	3	25	0.6	1.9	32.7	0.8	5
		max	2191	30.3	6.2	124	14	98.1	58.7	161.9	187.3	426	296.7
		moy	872.0	29.1	5.5	50.8	9.7	62.1	8.6	48.0	110.7	39.5	100.7
	HE	min	388	26.4	4.6	31.9	4.3	28.5	9	6.5	33.9	1.5	6.9
		max	2040	30	8.4	213.7	52.8	138.5	45.8	169.2	390.1	582.1	314
		moy	948.2	29.0	7.0	79.3	14.8	74.3	10.0	65.7	157.8	50.9	113.7
Groupe 2	BE	min	268.0	27.7	6.2	39.1	0.9	5.2	0.7	100	5.7	0.1	0.1
		max	3430.0	30	7	116.4	38.2	324.3	9.3	332.9	870	34	24
		moy	756.2	29.4	6.5	77.5	8.0	41.3	2.6	195.3	103.9	4.4	6.7
	HE	min	194.0	29.2	7.0	43.5	0.7	7.6	0.6	81.1	8.1	0.5	3.1
		max	748.0	30.8	8.1	108.7	9.2	30.7	5.0	314.9	72.2	5.3	29.0
		moy	395.6	30.2	7.6	59.3	4.4	15.8	2.2	179.7	26.7	2.3	10.7
Groupe 3	BE	min	74.4	28	4.4	3.2	0.2	3.9	0.1	3.8	2.9	0.1	0.3
		max	342.0	30.9	5.9	19.3	3.2	34.9	6.1	58.5	31.6	9.5	72.0
		moy	197.0	29.5	5.3	10.0	1.5	15.6	0.9	24.3	16.7	1.0	25.9
	HE	min	47.0	28.3	6.2	5.0	0.3	3.8	0.1	9.7	3.5	0.6	3.4
		max	332.0	31.1	8.8	30.8	3.3	35.5	7.3	59.7	46.2	5.3	22.3
		moy	180.2	30.2	7.8	14.2	1.8	17.0	1.0	27.5	21.3	1.4	30.7

• Groupe 2

Le groupe 2 est caractérisé par des valeurs de CE moyennes de 756 et 395 μS/cm respectivement durant la saison sèche et la saison humide (tableau 18). Il est représenté par les échantillons S3, S4, S5, S18, S19, S20, S21, S24, S26, S28, S29, S33 et S48. Tous sont localisés à l'Est de la zone d'étude, excepté S48 qui est situé sur le littoral à l'Ouest (figure 88) Ce groupe s'individualise par des teneurs élevées en HCO₃⁻ comprises entre 101 et 332.9 mg/L et 81.1 et 314.9 mg/L respectivement en saison sèche et en saison humide.

Les eaux de ce groupe sont essentiellement de type Ca-HCO₃, à l'exception de l'échantillon S48 qui montre un faciès Na-Cl (figure 87). Ce groupe est constitué d'eaux douces moyennement minéralisées à l'exception de S48. Ce dernier est caractérisé par des eaux, salées en saison sèche, avec des concentrations en Cl et Na respectivement égales à 333 et 870 mg/L et une CE égale à 3430 μS/cm. Toutefois, au niveau de ce point, durant la saison humide, la CE diminue pour atteindre 239 μS/cm. Vu sa localisation (sur le littoral) (figure 88), ceci suggère que ce point se trouve à l'interface nappe-eau de mer et subirait l'influence du biseau salé avec l'avancée de l'eau salée en saison sèche et son retrait en saison humide (repoussée par les eaux douces de la nappe).

Ce groupe met en évidence les interactions eau-roche et plus particulièrement la dissolution de la calcite. En effet, les valeurs des IS de la calcite (comprises entre -1.7 et 0.7) et de la dolomite (comprises entre - 4 et 0.6) (figure 89c), du rapport molaire Ca/HCO₃ (1), combinées à la présence de calcite (mise en évidence par Lappartient (1985)) suggère la dissolution des minéraux carbonatés (équation 22 et 23). Ces réactions en plus des échanges ioniques (figure 89b) constituent le principal processus d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines de ce groupe.



• groupe 3

Le groupe 3, caractérisé par une faible minéralisation, est représenté par les échantillons S6, S17, S25, S27, S30, S32, S39, S40, S41, S43, S44, S45, S46, S47, S50, S51, S53 et S64. Les valeurs moyennes de CE sont respectivement égales à 74.4 et 342 µS/cm en période sèche et haute. Plus de 70 % des points ont une CE inférieure à 250 µS/cm et de faibles concentrations en Ca (5.8 - 28 mg/L), Na (4 - 20.7 mg/L), K (0.2 - 6.1 mg/L), Mg (0.2 - 3.2 mg/L), HCO₃ (7.4 - 58.5 mg/L), Cl (2.1 - 30.9 mg/L), NO₃ (0.4 - 28.2 mg/L) et SO₄ (0.2 - 9.6 mg/L).

Les facies chimiques observés dans ce groupe sont de type Na-HCO₃ (33 %), Na-Cl (33 %), Ca-HCO₃ (22 %) et Ca-Cl (12 %) (figure 87). Les eaux douces à facies Ca-Cl avec de faibles valeurs de CE indiquent des zones de recharge privilégiées de la nappe. Celles à facies Na-HCO₃, enrichies en Na par rapport au Ca, pourraient traduire un apport d'eau douce. En effet, les caractéristiques de ces eaux et leur position près du pôle eau de pluie (figure 89a) suggère une provenance d'eaux de pluie récemment infiltrées et accompagnées des processus tels que les échanges cationiques (Na⁺ et Ca²⁺) et anioniques (Cl⁻ et HCO₃⁻) dans la matrice argileuse de l'aquifère et la dissolution de la calcite. Cela expliquerait l'évolution des eaux de types Ca-Cl et Na-HCO₃ faiblement minéralisé du pôle Na-Cl, Ca-HCO₃ vers le pôle Ca-Cl et Na-Cl indiquant des changements le long des chemins d'écoulement des eaux souterraines (Mercado, 1985 Et Hidalgo et *al.*, 1995). En effet sur la figure 89a, les eaux douces sont positionnées près du pôle « eau de pluie » qui est la principale source de recharge de la nappe.

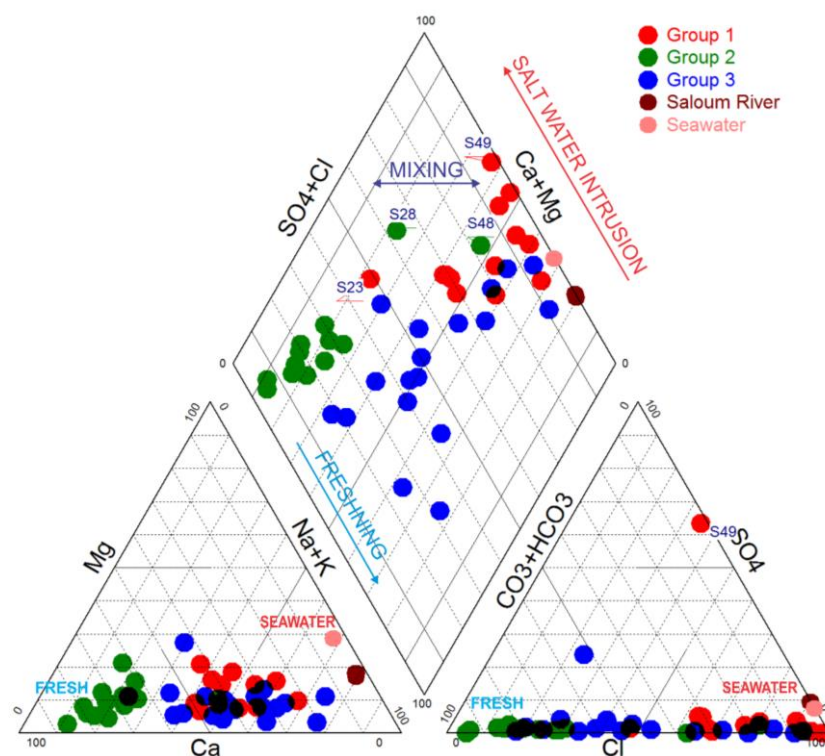


Figure 87 : Distribution des groupes issus des SOM dans le diagramme de Piper

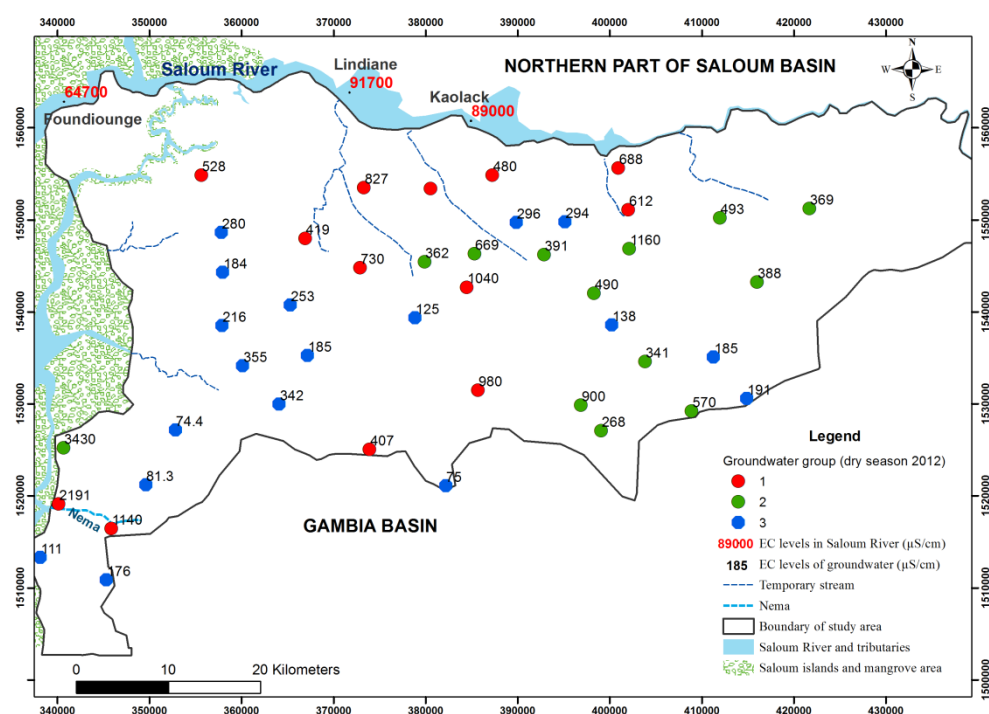


Figure 88 : Répartition spatiale des différents groupes d'eaux définis par les SOM

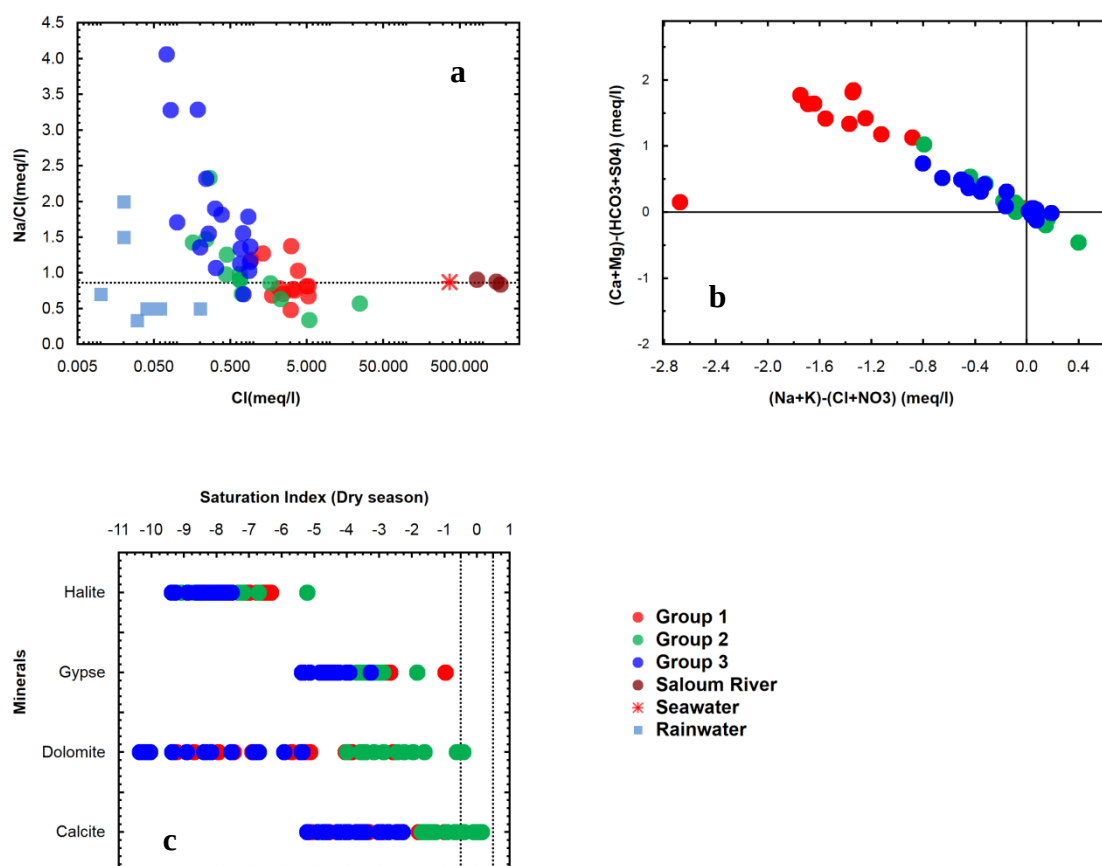


Figure 89 : Position des groupes sur le diagramme de corrélation entre a) Na/Cl vs Cl, b) $[(Ca+Mg)-(SO_4+HCO_3)]$ vs $[(Na+Cl)-(Cl+NO_3)]$ et c) valeur de l'indice de saturation des échantillons

V-3-2-5 Évolution temporelle de l'hydrogéochimie

L'évolution temporelle de la qualité (salinité) de la nappe du CT a été effectuée en prenant en compte les données de Novembre 2003 (Faye et *al.*, 2004) et celles de Novembre 2012 (notre étude) sur les mêmes ouvrages pour identifier les changements hydrogéochimiques liés à la pollution anthropique et/ou naturelle (intrusion saline).

On note une diminution de la minéralisation des eaux du fleuve Saloum (figure 90) où, les valeurs de CE supérieures à celle de l'eau de mer (39950 $\mu S/cm$) et comprises entre 78 300 et 90 100 $\mu S/cm$ en Novembre 2003 sont passées à 50 800 – 60 400 $\mu S/cm$ en Novembre 2012. Ces changements très probablement sont liés au régime pluviométrique qui passe de 535 mm en 2003 à 847 mm en 2012. Par rapport à la moyenne 1960-1990 considérée comme référence dans le Sahel, les précipitations de 2003 et 2012 présentent respectivement une baisse de 12 % et une augmentation de 38 %. Cette observation a été également notée au niveau de la

minéralisation (figure 91) moyenne de la nappe qui est de 817 $\mu\text{S/cm}$ en 2003 et de 520 $\mu\text{S/cm}$ en 2012. Par ailleurs, l'analyse de l'évolution des différents groupes issus des SOM révèle que :

- pour les puits (S1, S2, S27, S34, S35 et S38) à eaux salées du groupe 1 localisés généralement le long du fleuve Saloum, l'évolution des CE montre une tendance à la baisse de 2 099 $\mu\text{S/cm}$ en 2003 à 1 250 $\mu\text{S/cm}$ en 2012. Dans le diagramme de Piper (figure 92), ces eaux évoluent du faciès Na-Cl (2003) vers les faciès Ca-Cl ou Ca- HCO_3 (2012) confirmant l'adoucissement par dilution avec l'infiltration des eaux de pluie et du fleuve Saloum (moins minéralisées) et l'augmentation des teneurs en Ca par rapport en Na.
- dans les puits S3, S19, S21, S22, S23 et S62, du groupe 2 situés principalement dans les zones centrale et orientale, les valeurs de CE ont augmenté entre 2003 (valeur moyenne de 353 $\mu\text{S/cm}$) et 2012 (moyenne d'environ 587 $\mu\text{S/cm}$). En effet, ces eaux passent du faciès Ca- HCO_3 en 2003 au faciès Na-Cl ou au faciès Ca-Cl en 2012 (figure 92). L'enrichissement en HCO_3^- , Cl^- et/ou NO_3^- dans certains puits indique vraisemblablement des eaux pluviales récemment infiltrées. Ces dernières atteignent la nappe accompagnées à la fois de la dissolution de la calcite et de l'infiltration des polluants provenant de la contamination anthropique.
- pour les ouvrages localisés près de la rivière Néma, aucune tendance ne peut être distinguée. On note à la fois une diminution de la CE dans certains puits (p. Ex., S40, S41, S48 et S50) (de 1750 à environ 200 $\mu\text{S/cm}$) et une augmentation dans d'autres (p. Ex. S42, S49 et S52) (de 974 à environ 1539 $\mu\text{S/cm}$). En effet, dans cette région, l'évolution chimique des eaux souterraines est due à une combinaison entre l'augmentation de l'intrusion marine due aux pompages et la dilution par la recharge.

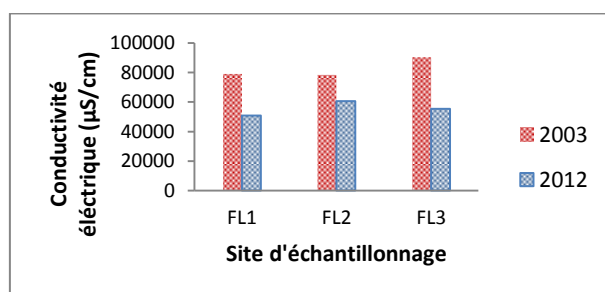


Figure 90 : Valeur de la conductivité électrique des eaux du fleuve Saloum en Novembre 2003 et Novembre 2012

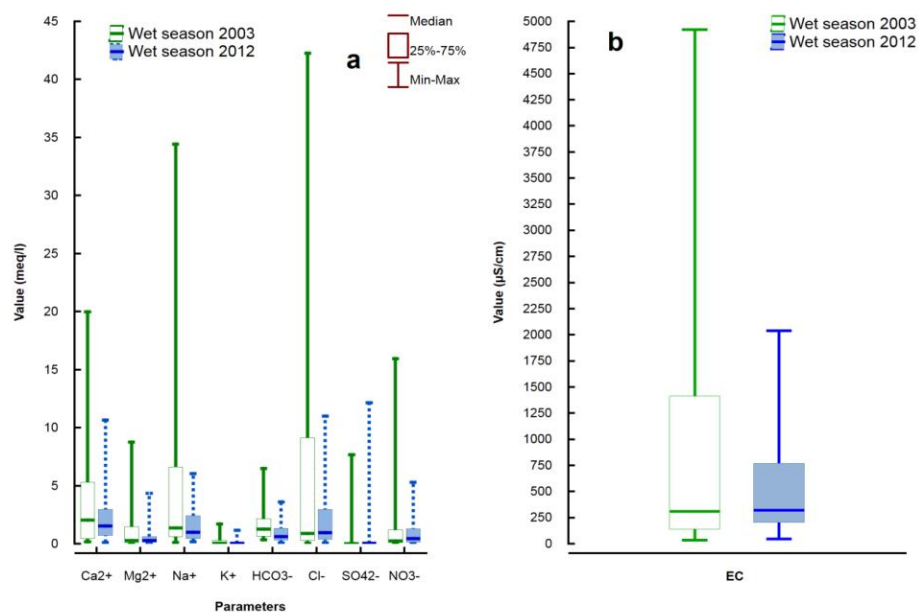


Figure 91 : Box diagramme des teneurs a) des ions majeurs et b) de la conductivité électrique dans la nappe du CT en fin de saison sèche des années 2003 et 2012

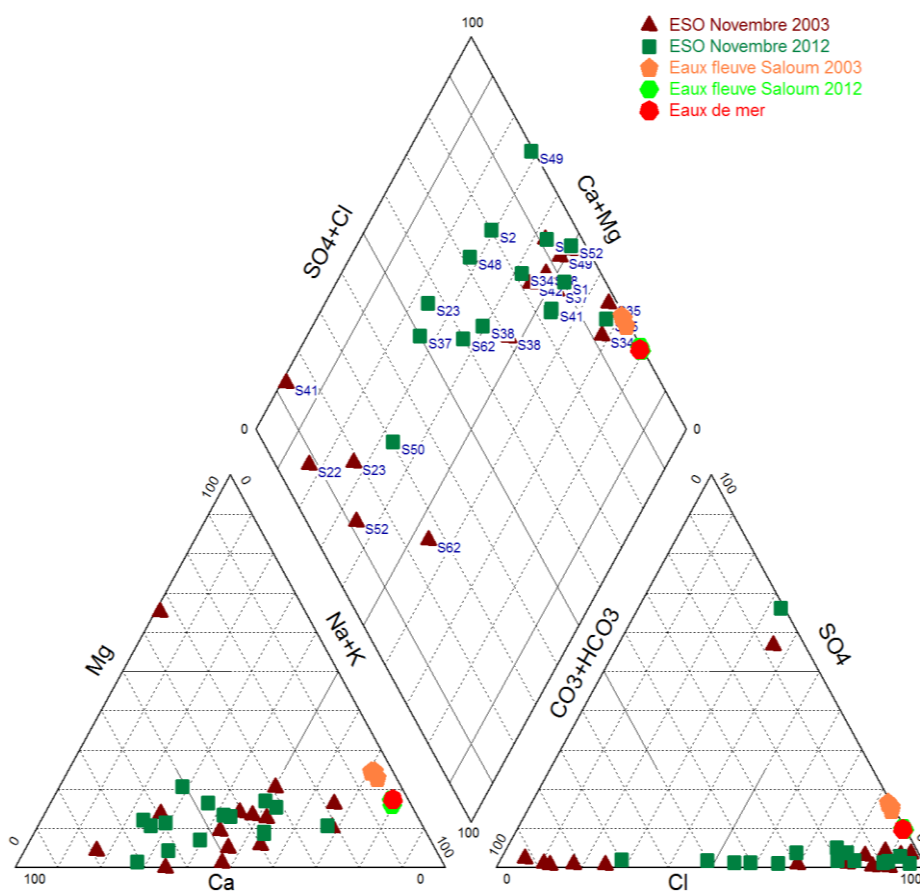


Figure 92 : Distribution des échantillons d'eau de la nappe du CT de 2003 et 2012 dans le diagramme de Piper

V-3-3 Isotopie des eaux du Saloum

V-3-3-1 Composition isotopique des eaux de pluie

Dans le cadre de cette étude, aucune mesure isotopique des eaux de pluie n'a été effectuée pour définir le signal d'entrée dans le système. Par conséquent, nous avons fait appel aux résultats de Travi et *al*, (1987). Les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et en $\delta^2\text{H}$ des échantillons de pluie mensuelle pondérée de différentes stations indiquent que la Droite Météorique Locale (DML), s'inscrit sur une droite linéaire d'équation : $\delta^2\text{H} = 7.93 \delta^{18}\text{O} + 10.09$ (Travi et *al*., 1987) statistiquement très proche à la DMM définie par Craig (1961) (figure 94a). Ceci confirme que les précipitations qui tombent sur le Sénégal ne subissent pas d'évaporation au cours de leur chute ; cette particularité des pluies permet de vérifier si l'eau de recharge a subi un quelconque séjour en surface.

V-3-3-2 Teneurs en isotopes stables des eaux du fleuve Saloum

Les analyses réalisées sur les trois échantillons collectés le long du fleuve Saloum à Foundiougne, Lindiane et Kaolack en saison humide de l'année 2012 montrent que les eaux sont nettement enrichies avec des valeurs variant de - 0.11 à + 0.32 ‰ avec une valeur moyenne de + 0.17 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de -5.4 à -3.2 ‰ avec une valeur moyenne de - 4.6 ‰ pour $\delta^2\text{H}$ (figure 93 et 94). Ces teneurs s'écartent considérablement des celles de l'eau de mer (qui sont prises comme référence zéro). Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (figure 94a), les eaux du fleuve Saloum se placent, par rapport aux eaux de pluie (DMM et DML) et de mer, sur une droite d'évaporation caractéristique à pente faible, montrant un enrichissement en ^{18}O plus élevé que ^2H . Ces résultats confirment les processus d'évaporation importants qui affectent les eaux peu profondes et stagnantes du fleuve, évoqués dans les chapitres précédents et qui contribuent à l'augmentation de la salinité des eaux.

V-3-3-3 Teneurs en isotopes stables des eaux souterraines

Les analyses isotopiques ont été effectuées uniquement sur un ensemble de 19 échantillons (3 piézomètres, 4 forages et 12 puits) collectés en novembre 2012. Les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ varient de - 5.4‰ à - 4.1‰ et celles en $\delta^2\text{H}$ -36 ‰ à - 31 ‰ (figure 93) avec des moyennes respectives de - 4.9 ‰ et - 33 ‰. En reportant les données analytiques dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (figure 93a), on note une dispersion de tous les points en dessous de la DMM sur une droite d'équation : $\delta^2\text{H} = 3.9 \delta^{18}\text{O} - 14.3$ (avec $r^2 = 0,83$ et $n = 19$). Cette déviation par rapport à la **DMM** suivant une droite de pente 3.9 indique un enrichissement des eaux de la nappe en isotopes lourds et suggèrent qu'elles ont été soumises à des processus d'évaporation. En effet,

dans la zone d'étude, où les températures (moyenne de 28.5°C) ainsi que l'évapotranspiration (2030 mm/an), sont élevées, il est probable que l'eau de recharge des précipitations soit affectée par l'évaporation avant ou après l'infiltration. Ce phénomène d'évaporation est typique en zones arides et semi-arides où il provoque un fractionnement isotopique induisant un enrichissement des eaux résiduelles en deutérium et en oxygène-18 (Fontes et *al.*, 1991 ; Clark et Fritz, 1997). Cela a été démontré par Gaye (1990) grâce à l'étude des profils isotopiques de la zone non saturée de l'aquifère du CT dans la zone d'étude et à Louga, au Nord du pays.

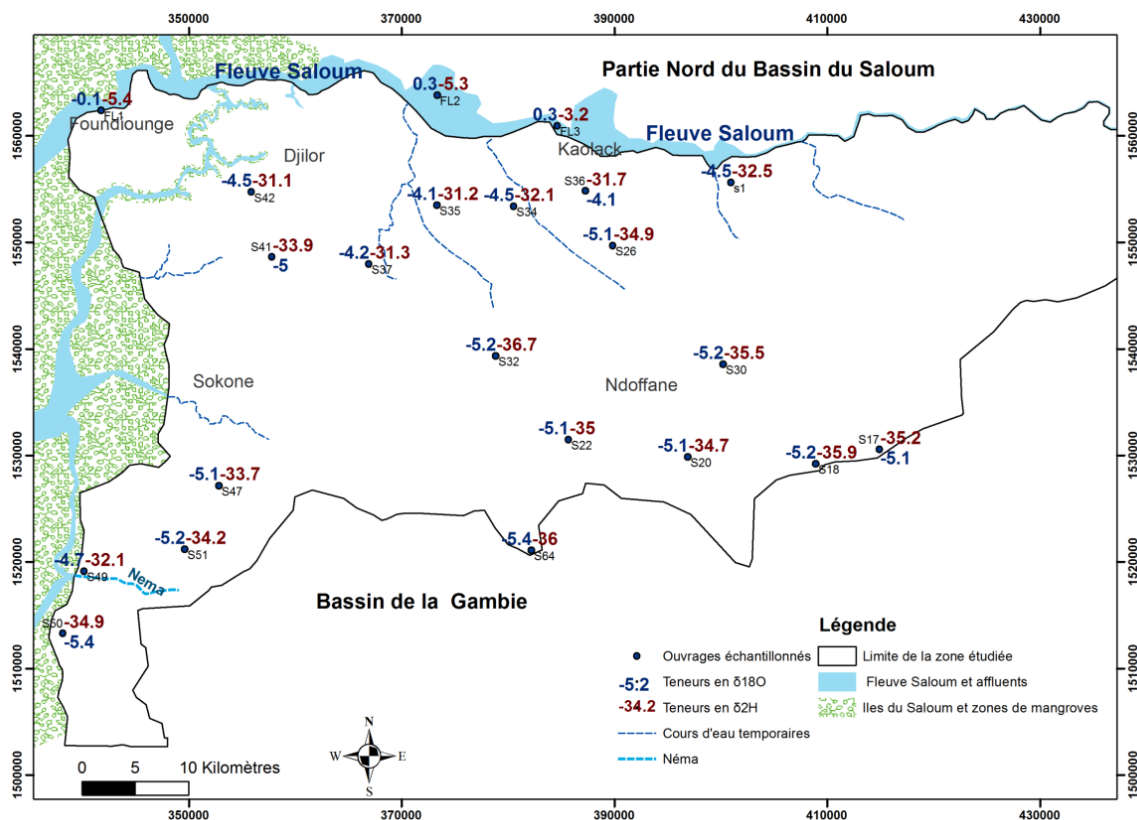


Figure 93 : Distribution des teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux du fleuve Saloum et de la nappe du CT en 2012

La distribution des points au niveau du diagramme permet de différencier deux groupes d'eau (figure 94a). Dans le groupe A, les teneurs en isotopes stables vont de - 5 à - 4.1‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de - 35 à - 31 ‰ pour $\delta^2\text{H}$. Ce groupe correspond aux échantillons du groupe 1, situés le long du littoral et du fleuve Saloum. Par contre, le groupe B est caractérisé des eaux moins enrichies en isotopes stables avec des teneurs comprises entre - 5.4 et - 5.1 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et - 36 et - 34 ‰ pour $\delta^2\text{H}$. Les eaux du groupe A semblent être plus affectées par l'évaporation ou sont davantage influencées par l'intrusion d'eau de surface évaporée. Toutefois, en considérant la faible profondeur (< 10 m) de ces eaux à signature isotopique

plus importante, l'enrichissement par processus physique d'évaporation des eaux de la nappe doit être pris en compte.

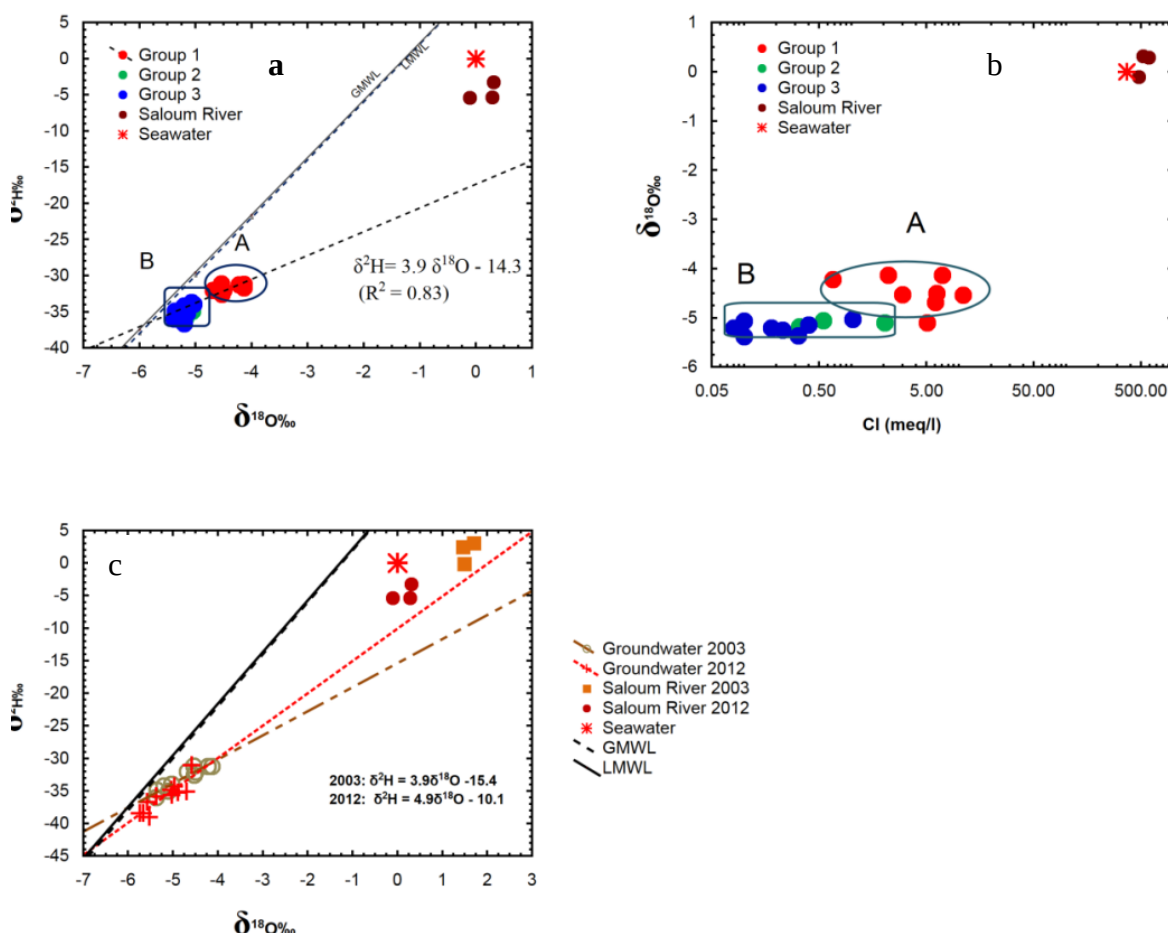


Figure 94 : Corrélation des teneurs en a) $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$, b) $\delta^{18}\text{O}$ et Cl^- dans la nappe du CT en période humide et en c) $\delta^2\text{H}$ et de la nappe en saison humide de 2003 et 2012

La comparaison entre les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et Cl^- (figure 94b), confirme l'existence de ces deux groupes d'eau. Dans ce diagramme, les échantillons du groupe A se trouvent sur la droite de mélange qui relie ceux du groupe B (qui représente l'eau douce) et les eaux salées du fleuve Saloum et de la mer. Ceci confirme que la salinisation des échantillons du groupe A est causée par le mélange entre les eaux côtières de la nappe et celles hypersalées du Saloum.

Ces résultats suggèrent que dans la zone d'étude, la nappe se recharge essentiellement par infiltration des eaux de pluie et se mélange également avec les eaux salées du Saloum également affectées par l'évaporation. Cependant la relation Cl^- versus $\delta^{18}\text{O}$ révèle également que les eaux salées résultent du mélange (eau douce/eau salée) où on note une tendance à une augmentation de la salinité sans enrichissement isotopique. Selon Faye et *al.*, 2004, cinq

processus peuvent être la cause et leurs effets conjugués peuvent expliquer l'allure de la dispersion des points d'eau salée dans le modèle de mélange :

- 1) Des processus de mélange selon les voies d'écoulement combinées avec l'évaporation de la nappe peu profonde (< 5 m) peuvent homogénéiser les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et augmenter en même temps la salinité globale ;
- 2) Les teneurs isotopiques des eaux de précipitation (recharge) du fleuve Saloum peuvent présenter de larges variations, et ainsi l'homogénéisation des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ peut se produire lors du mélange dans les zones non saturée et saturée de l'aquifère ;
- 3) La transpiration de la couverture végétale (dense durant la période d'échantillonnage 2012) est connue pour son rôle dans l'absorption de l'eau sans qu'un fractionnement isotopique se produise (Gat, 1981) ;
- 4) La dissolution de sels minéraux peut conduire aussi bien à un changement hydrochimique des eaux du fleuve qu'à celles de la zone non saturée, augmentant ainsi la salinité ;
- 5) Dans une moindre mesure, le rôle des plantes halophytes de la mangrove dans la sécrétion des sels a un effet sur l'augmentation de la salinité sans qu'un fractionnement isotopique se produise.

La comparaison entre les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de la nappe en 2012 et celles de 2003 (figure 94c) montre que les signatures isotopiques des eaux souterraines font toujours apparaître les deux groupes précédemment décrits à savoir les eaux contaminées par l'intrusion salée, plus enrichies et les eaux douces appauvries. Toutefois, La droite d'évaporation des échantillons de 2003 s'écarte plus (pente 3.9) de la DML que celle des échantillons de 2012 (pente 4.9) (figure 94c).

Ces résultats corroborent ceux de l'hydrogéochimie qui montrent une dilution des eaux du fleuve grâce à l'apport d'eau douce par les précipitations plus importantes en 2012. Cette dilution et cet apport d'eau douce se sont traduits par un adoucissement des eaux de la nappe aux alentours du fleuve Saloum.

Conclusion partielle

L'aquifère du CT représente une importante ressource en eaux souterraines au Sénégal et particulièrement dans la région du Saloum, où elle est la principale source pour l'AEP de la population locale. Par conséquent, la réévaluation des processus responsables de la minéralisation, de la dégradation et/ou des changements de la qualité des eaux souterraines est

d'une grande importance. L'analyse hydrogéochimique et isotopique montre une certaine cohérence avec le schéma de fonctionnement hydrodynamique établie pour la nappe et une grande variabilité spatiale de la minéralisation des eaux.

L'analyse statistique des données géochimiques montre la variabilité spatiale des caractéristiques chimiques des eaux souterraines et permet de distinguer trois groupes d'eaux souterraines. Le premier groupe (1), localisé le long du littoral et du fleuve Saloum, est affecté par une contamination issue de l'intrusion d'eau salée et/ou une pollution anthropique, et avec comme principaux faciès Na-Cl ou Ca-Cl. Le deuxième groupe (2), principalement situé dans les parties centrale et orientale de la zone d'étude, est caractérisé par une minéralisation moins importante avec des faciès Ca-HCO₃ résultant de la dissolution de la calcite. Dans le troisième groupe intermédiaire (3), la chimie de certains échantillons indique des processus d'adoucissement susceptibles de représenter l'effet de l'infiltration des pluies récentes. Ces trois groupes et leurs caractéristiques chimiques sont généralement observés pour les deux saisons sèche et humide, avec une diminution de la minéralisation observée pendant la saison humide.

L'étude comparative des caractéristiques de la qualité des eaux souterraines en termes de salinisation entre 2003 et 2012 indique d'importants changements. Dans les puits situés près du fleuve Saloum, on observe une diminution des concentrations de Na et de Cl et des valeurs de la CE. Les faciès évoluent généralement de Na-Cl à Ca-Cl ou à Ca-HCO₃, ce qui indique la dilution des eaux souterraines. Cet adoucissement est dû à une augmentation des précipitations ainsi qu'à une intrusion d'eau moins minéralisée ces dernières années du à la diminution de salinité des eaux du fleuve. Tandis qu'une augmentation de la minéralisation est observée dans certains puits situés dans les zones centrale et orientale de la zone d'étude. Les types d'eau souterraine évoluent du faciès Ca-HCO₃ au Na-Cl ou au Ca-Cl et indiquent une infiltration récente des eaux de pluies et des polluants provenant de la contamination anthropique, combinée à la dissolution de la calcite. Cependant, aucune tendance ne peut être distinguée concernant les points situés près du littoral et de la rivière Néma où l'évolution chimique de l'eau souterraine est due à une combinaison entre la pollution par l'intrusion d'eau de mer et la dilution par la recharge.

En résumé, ces résultats hydrogéochimiques ont permis de valider le modèle de fonctionnement hydrodynamique de la nappe du CT qui sera utilisé lors de la modélisation présentée dans le chapitre suivant.

Chapitre VI : MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE

Introduction

Un modèle est un outil physique ou numérique qui permet de simuler la réalité en la simplifiant, c'est donc une représentation simplifiée de la réalité. Cependant, cette représentation doit être la plus conforme possible du point de vue des processus et des mécanismes simulés (Dassargues, 1994). Les modèles tiennent compte de la géométrie, des flux d'entrées et de sorties du système, des lois de formalisation des processus, de l'état initial et des conditions aux limites du système (Singh, 1995). Les modèles varient en degré de complexité ; allant d'une simple représentation des systèmes aux modèles les plus élaborés donc représentant de façon détaillée les processus principaux et les propriétés d'un système.

Ces trente dernières années ont vu des avancées technologiques majeures dans les études hydrogéologiques notamment dans le développement et l'utilisation des modèles numériques de simulation (Konikow, 1996). En effet, ces modèles numériques sont largement utilisés en hydrogéologie (Bradley, 1996 ; Barone, 2000). Ils permettent de comprendre et de caractériser les écoulements souterrains, les transports de solutés, ou encore les bilans hydrologiques des systèmes souterrains (Bradley, 2002 ; McKenzie *et al.*, 2002 ; Triganon *et al.*, 2003 ; Weng *et al.*, 2003 ; Zhang and Mitsch, 2005). Les modèles sont souvent utilisés comme outil de prédiction de l'évolution d'un système, pour identifier les paramètres prédominants d'un hydrosystème, pour améliorer la compréhension du fonctionnement du système, ou pour étudier sa sensibilité et/ou sa vulnérabilité.

Ainsi, dans l'optique d'une compréhension globale des processus de salinisation de la nappe du CT dans la partie Sud du bassin du Saloum, une approche par modélisation numérique est proposée dans ce dernier chapitre. Ceci se justifie bien dans ce contexte de nappe côtière en continuité avec le système estuarien inverse du fleuve Saloum où l'impact et l'ampleur des salinisations seront évalués.

La géométrie de l'aquifère, ses limites, ainsi que les différents processus hydrogéologiques qui ont lieu dans l'aquifère ont été détaillés dans les chapitres précédents. Cette caractérisation de l'aquifère et la compréhension du fonctionnement de la nappe ont permis la construction du modèle conceptuel du système. Dans ce qui suit, nous allons successivement présenter les équations d'écoulement, le code GMS utilisé, le modèle conceptuel, son implémentation et les résultats obtenus.

VI-1 Ecoulement en milieux poreux

VI-1-1 Equation générale de l'écoulement des eaux souterraines

La dynamique de l'écoulement en milieu poreux saturé est représentée par la loi de la conservation de la masse (définie par l'équation de continuité) d'eau. Les équations mathématiques décrivant ces processus sont obtenues en combinant la loi de Darcy et l'équation de continuité. On aboutit à l'équation générale de diffusivité qui admet une solution continue dans l'espace et dans le temps (Freeze et Cherry, 1979 ; de Marsily, 1981 ; Dassargues, 1994). Elle s'écrit dans les deux (2D) ou trois dimensions (3D) de l'espace en régime permanent ou transitoire.

En régime permanent, l'équation d'écoulement 2D sous forme indicelle s'écrit comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) - q_i = 0 \quad (24)$$

K_{ij} = tenseur des conductivités hydrauliques (m/s) ;

h = charge hydraulique (m) ;

q_i = débit de sollicitation extérieure (pompage ou infiltration) (m³/s).

En régime transitoire, les équations 2D s'écrivent pour une nappe libre comme suit:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_{xx}(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_{yy}(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) - q_i = n_e \frac{\partial h}{\partial t} \quad (25)$$

T = transmissivité (m²/s)

n_e = porosité efficace

h = charge hydraulique (m)

q_i = débit de sollicitation extérieure par m² de surface (pompage ou infiltration) (m/s)

VI-1-2 Solution numérique de l'équation d'écoulement: le code Modflow

Les équations d'écoulement sont des équations différentielles de second ordre qui n'admettent généralement pas de solution analytique exacte et leur résolution n'est donc possible, dans la plupart des cas, que par des méthodes numériques (Freeze et Cherry, 1979). L'application des méthodes numériques permet de remplacer un ou un ensemble d'équations aux dérivées partielles, par un ou un ensemble de systèmes d'équations algébriques. La résolution de l'équation originelle se résume alors à la résolution du système d'équations obtenues par application de ces méthodes. Pour ce faire, plusieurs méthodes numériques efficaces existent, et diffèrent principalement par la manière avec laquelle sont résolus les

systèmes d'équations algébriques équivalents et parfois aussi de l'approche du problème. Une revue des différentes méthodes est disponible dans bon nombre de livres de base tels que ceux de Bear et Verruijt (1987), Kinzelbach (1986), De Marsily (1986), et dans d'autres travaux spécialisés tels que ceux de Celia et *al.*, (1990) et Dassargues (1994).

Parmi ces méthodes, on distingue entre autres la méthode des éléments finis (EF) et celles des différences finies (DF), couramment utilisées. Dans le cas de la méthode des EF, les équations sont discrétisées par des polygones sur le domaine maillé. En pratique ces polygones sont des triangles ou quadrilatères dans des problèmes à deux dimensions et des tétraèdres ou parallélépipèdes quelconques pour des problèmes à trois dimensions et les paramètres sont introduits par valeur moyenne équivalente représentative de tout l'élément. Cette méthode de EF est très adaptée pour traiter les problèmes aux frontières géométriquement compliquée ou mobiles d'un aquifère, les hétérogénéités et les directions d'anisotropie (Dassargues, 1994).

Dans le cas de la méthode des DF, l'aquifère est discrétisé en cellules rectangulaires dont la taille dépend de la précision souhaitée. La méthode ne se prête pas bien à des domaines à géométrie très complexe et nécessite un maillage régulier du domaine (mailles rectangulaires dans le cas des problèmes à deux dimensions en hydrogéologie). La dimension des cellules est choisie en fonction de la résolution voulue et de la nature des données disponibles (nombre, distribution, qualité). A l'intérieur de chaque cellule, le milieu est supposé homogène et représenté par une valeur moyenne équivalente des paramètres (Dassargues, 1994). La valeur de la hauteur piézométrique calculée au centre de chaque cellule tient compte des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique, porosité efficace), des conditions aux limites (potentiel ou flux imposé, des possibles relations avec un réseau hydrographique, etc...), des apports par recharge et des sorties par évapotranspiration, par pompages.

Dans ce travail, la technique des différences finies est utilisée telle qu'elle est implémentée dans le logiciel GMS (Groundwater Modeling System), à travers le module Modflow (McDonald and Harbaugh, 1988) développé par l'USGS. GMS couple les outils Modflow, Modpath, MT3DMS, RT3D et PEST. Ce dernier est un outil de calibration automatique. Le code Modflow est basé sur l'équation de l'écoulement de l'eau en milieu poreux saturé ; dans le cas d'une nappe libre, la recharge doit être imposée. Les conditions réelles d'infiltration dans la zone non saturée (Bradley, 1996) ne sont pas simulées. Le logiciel offre plusieurs possibilités de simulations d'aquifères (monocouche ou multicouche, captif ou libre) soumis à des sollicitations telles que pompage, infiltration, échange avec des eaux de surface

(Fetter, 1994 ; Anderson et *al.*, 2015). De même, le logiciel est simple, modulaire, d'une utilisation très générale et dispose d'une interface de communication sophistiquée avec les applications SIG (ArcGIS).

VI-2 Modélisation de l'écoulement de la nappe

VI-2-1 Objectifs

L'objectif principal vise une meilleure compréhension du fonctionnement de l'aquifère et la relation dynamique nappe/eau de surface entre le fleuve Saloum et l'aquifère du CT. Les objectifs spécifiques de ce chapitre consistent en:

- une synthèse et une intégration des données existantes pour mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère ;
- une évaluation de la dynamique de salinisation de la nappe par une étude bilantaire des échanges de masses d'eau entre l'aquifère et ses limites (océan et fleuve) entre 1974 (début des pompages) et 2012 ;
- une évaluation de l'impact des prélèvements supplémentaires prévus pour satisfaire la demande dans les îles du Saloum ;
- une évaluation de l'impact des changements climatiques sur la nappe ;
- une détermination de la dynamique fleuve/nappe à long terme selon différents scénarii (pompages, changements climatiques).

VI-2-2 Modèle conceptuel

Le traitement et l'analyse des données ont permis de dégager le modèle conceptuel du fonctionnement de l'aquifère tel que présenté ci-dessous. Il convient de rappeler que seule la partie Sud du bassin du Saloum est considérée pour la modélisation du fait de l'intérêt de l'étude porté essentiellement sur la dynamique de la salinisation.

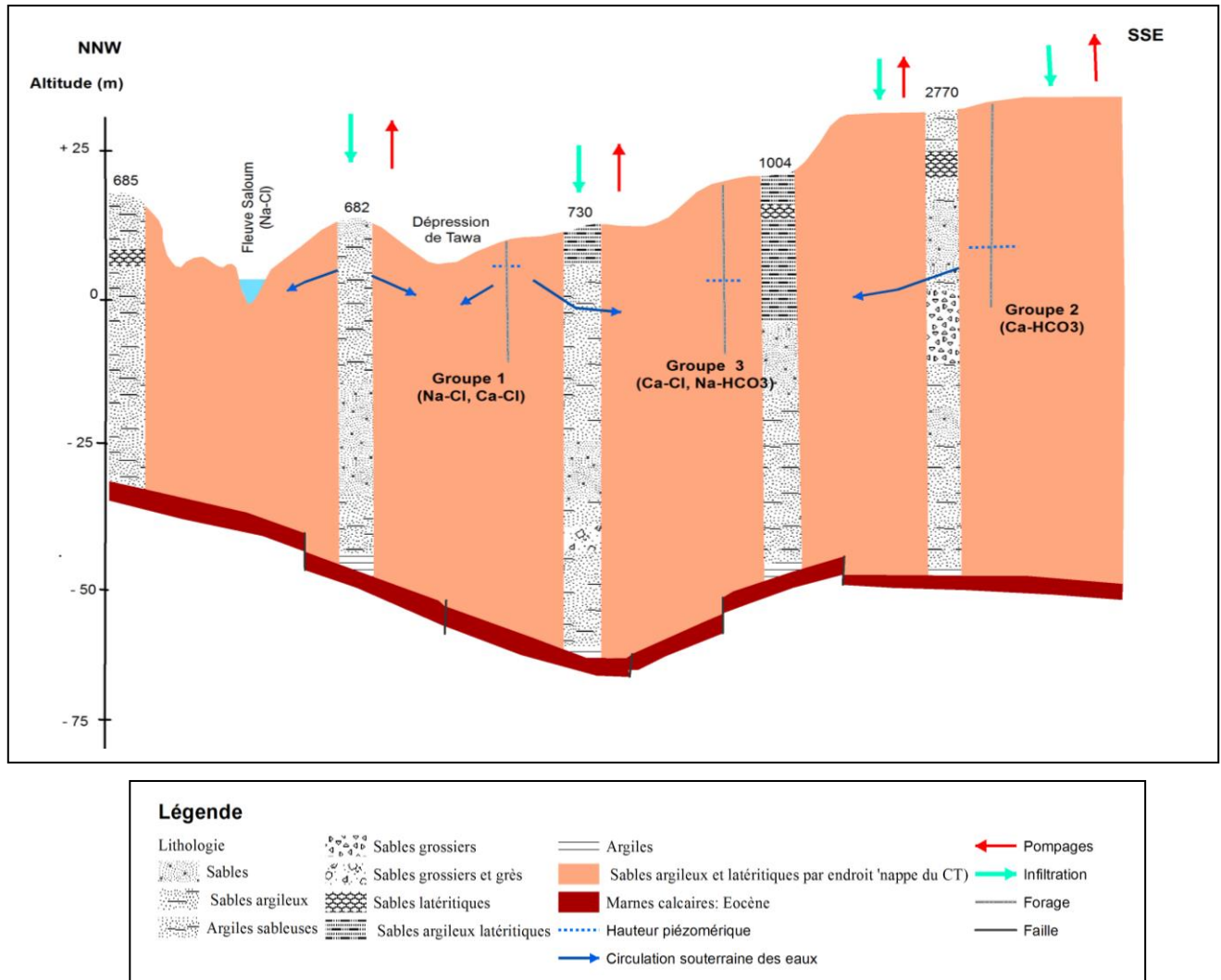


Figure 95 : Schéma conceptuel 2D suivant une coupe NNW- SSE du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère du CT dans la partie Sud du bassin du Saloum

VI-2-2-1 Dimensions du modèle, type de nappe et de modèle 2D

Les dimensions du modèle ont été choisies à partir des informations tirées des investigations géophysiques, lithologiques et hydrodynamiques qui ont fait l'objet du chapitre 3.

Pour les besoins du modèle où nous ne considérons que la partie Sud du bassin du Saloum, le domaine à modéliser s'étend sur une superficie de 3450 km² et est limité au Nord par le fleuve Saloum, à l'Ouest par la mangrove, au Sud et à l'Est par la limite hydrologique des bassins du Saloum et de la Gambie (figure 96). Cette dernière qui ne constitue pas une limite naturelle hydrogéologique a pu être repoussée vers le Sud pour mieux prendre en compte la configuration réelle de l'écoulement du système.

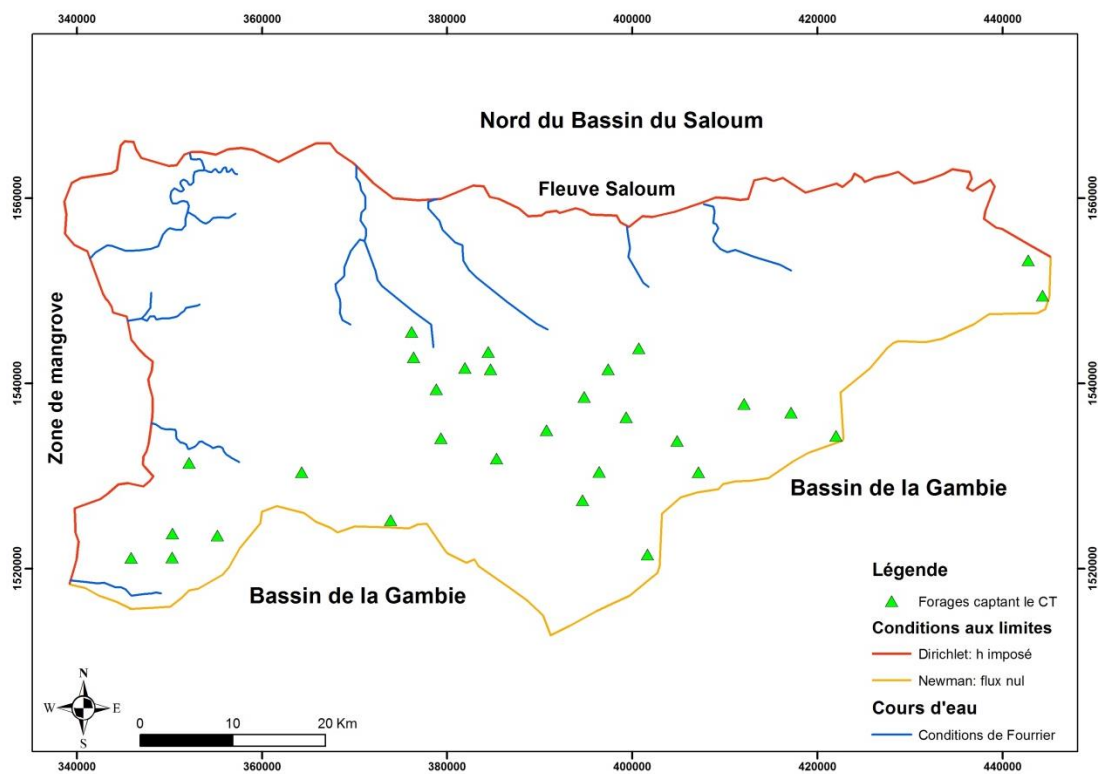


Figure 96 : Extension et conditions aux limites de la zone modélisée

L'aquifère du CT fonctionne comme un réservoir monocouche libre sans drainance verticale à travers le substratum. Par conséquent, Il a été décidé de le décrire par un modèle 2D horizontal monocouche de nappe libre. L'extension verticale est définie par la surface du sol comme toit de l'aquifère et par le sommet des argiles et marnes de l'Eocène comme mur de l'aquifère. Ces caractéristiques géométriques ont été respectivement obtenues à partir du MNT et des informations géophysiques et lithologiques des sondages électriques et des forages. Elles ont été distribuées sur toute la zone du modèle par extrapolation selon les besoins du maillage (figure 97).

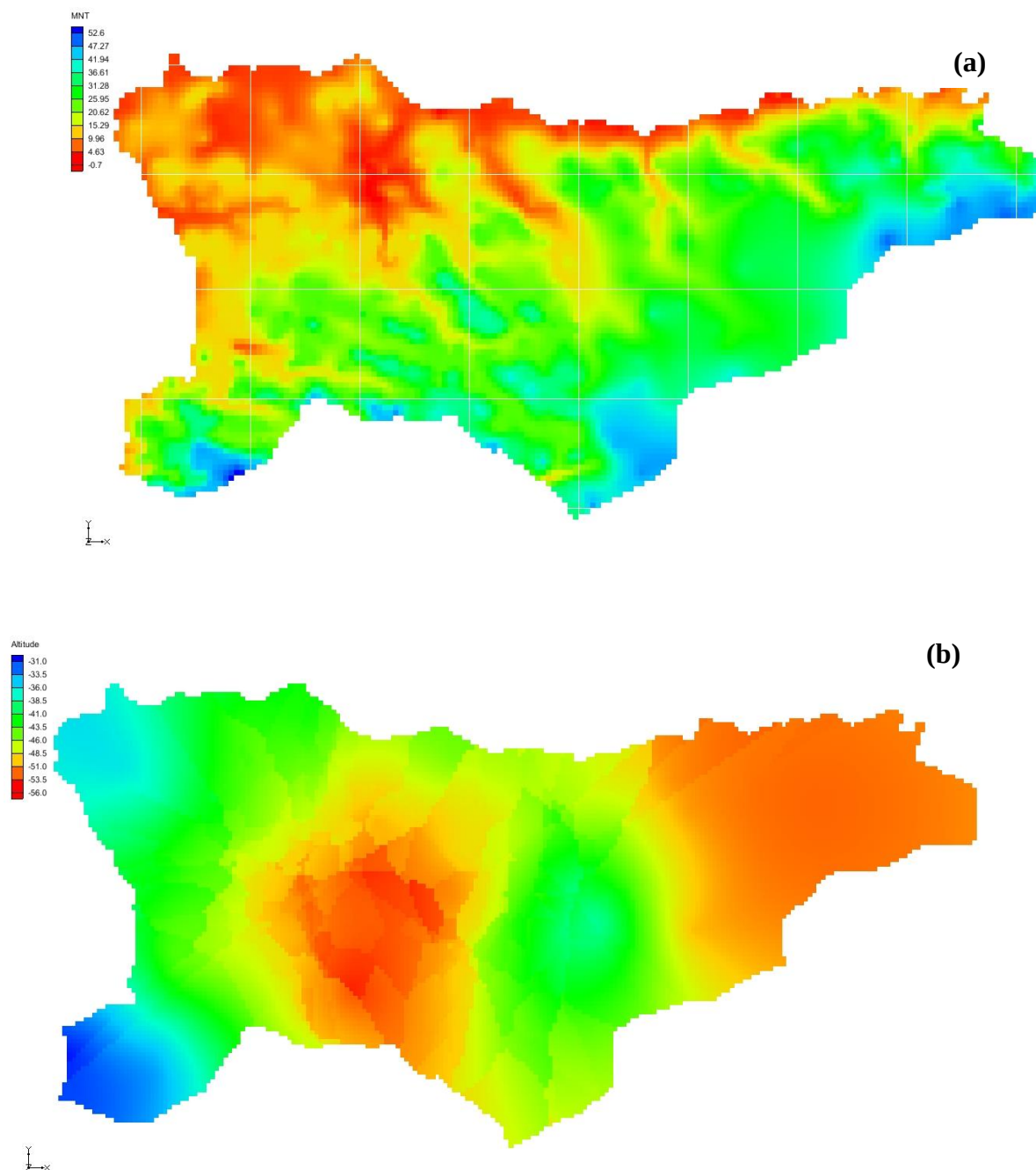


Figure 97 : Discretisation de la zone modélisée : (a) Morphologie du toit de l'aquifère interpolée à partir du MNT et (b) morphologie de la base interpolée à partir des coupes de forages et sondages électriques

VI-2-2-2 Conditions aux limites

De façon générale, les conditions aux frontières définissant les relations entre le domaine à modéliser et son environnement peuvent être de trois types:

- la condition de Dirichlet (condition de premier ordre) ou condition de potentiel imposé, qui est constant en régime permanent et qui peut être variable d'un pas de temps à un autre en régime transitoire.
- la condition de Neumann (condition de deuxième ordre ou de flux imposé) permet, dans le cas où les flux échangés sont connus, de les fixer. Cette condition peut être une condition de flux nul dans le cas d'une frontière imperméable.
- la condition mixte (condition de 3ème ordre ou de Fourier ou de Cauchy ou de flux dépendant de la hauteur piézométrique) où le flux échangé à la limite du domaine dépend du gradient de charge hydraulique. Elle permet par exemple de simuler les relations existantes entre les eaux souterraines et les eaux de surface ou les interactions entre les aquifères.

Dans notre cas, les conditions aux frontières sont les suivantes (figure 96):

- à l'Ouest, une condition de charge imposée du niveau de la mer est adoptée ;
- au Nord-Ouest et au Nord, les niveaux d'eau mesurés sur le fleuve Saloum ont été imposés comme condition de charge imposée ;

Ces choix se justifient du fait de la communication hydraulique directe entre les eaux de surface et l'aquifère où l'intrusion saline s'est manifestée contaminant la nappe sur une bonne distance (Dieng et *al.*, 2017). Il faut préciser que pour ces limites correspondant à des hauteurs piézométriques d'eaux salées, une hauteur piézométrique d'équivalent d'eau douce a été considérée.

- les limites Sud et Sud-Ouest sont considérées comme des conditions de flux nul car correspondant au tracé de la ligne de partage des eaux entre les bassins du Saloum et de la Gambie ;
- les limites Est et Sud-Est sont également prises comme conditions de flux nul en considérant l'écoulement général et les lignes de courant sont essentiellement parallèles à la limite.

Au delà de ces conditions aux frontières, des conditions intérieures existent dans le domaine d'étude. Il s'agit:

- de la rivière Néma qui draine la nappe avec un débit moyen annuel de 1400 m³/j dans la partie amont (Ngom, 2000). Cette caractéristique de conditions intérieures est prise

en compte dans le code par le module de drainage avec une condition aux limites de Fourier. Une condition correspondant à un drain est imposée en introduisant pour chaque maille une altitude de référence (côte de débordement) qui permet le drainage par la rivière si la charge calculée dans l'aquifère est supérieure à la valeur imposée. Ces altitudes ont été calculées à partir des côtes topographiques des cours d'eau et des altitudes moyennes affectées à chaque maille.

- des conditions de flux imposés entrants pour représenter la distribution de la recharge ;
- des conditions de flux imposés sortants pour représenter les débits de prélèvement au niveau des forages.

VI-2-2-3 Discrétisation du domaine

La stabilité et la précision des résultats d'un modèle peuvent être étroitement liées à la discrétisation. Cette dernière tient compte des dimensions spatiales et temporelles issues du modèle conceptuel.

a) Discrétisation spatiale

Pour la méthode par différence finie adoptée dans le code Modflow utilisé, une discrétisation du domaine d'étude en mailles carrées de 250 m de côté a été effectuée. Ce choix se justifie pour une représentation suffisamment détaillée de la géométrie de l'aquifère, des paramètres d'entrée du modèle mais également pour réduire les erreurs numériques. Au total, le domaine d'étude est représenté par 55200 mailles issues de 218 lignes et 409 colonnes.

b) Discrétisation temporelle

Le modèle de fonctionnement de la nappe du CT élaboré dans le chapitre précédant décrit le système en régime transitoire depuis les années 70. Au début des années 70, le système fonctionnait en régime d'équilibre moyen où les prélèvements étaient très faibles et s'effectuaient uniquement par les puits villageois. Par contre, depuis cette période, le système subit deux types de sollicitations importantes (figure 98) :

- une exploitation en augmentation graduelle par forage suite à l'étude des potentialités (Noel, 1975) où un important potentiel exploitable a été révélé ;
- des contraintes climatiques relatives affectant la variabilité saisonnière de la pluviométrie dans la zone.

Ainsi pour une meilleure représentativité de la dimension temporelle, nous avons opté pour un pas de temps mensuel dans l'optique de mieux comprendre la dynamique saisonnière influencée surtout par la recharge.

Pour les besoins du modèle, la période 1970-1973 est simulée en régime permanent avec des valeurs moyennes et celle de 1974 – 2012 en régime transitoire avec un pas de temps mensuel.

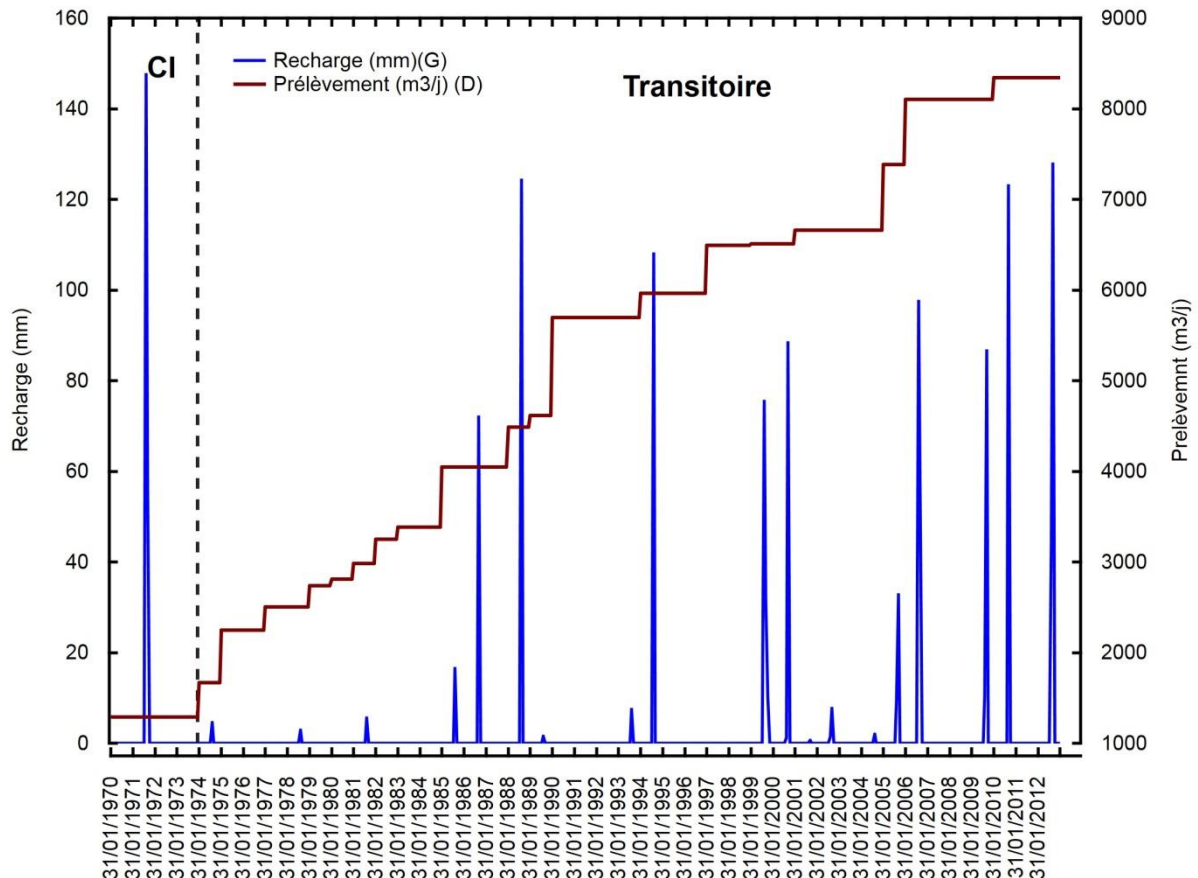


Figure 98 : Interprétation de l'évolution temporelle de 1970 à 2012 en terme de régime d'écoulement de la nappe (CI : Conditions Initiales (1970-1973) de la période transitoire (1974-2012))

VI-2-3 Données d'entrée

VI-2-3-1 Estimation des pompages

Sur une trentaine de forages présents dans le domaine modélisé et pour chaque forage, le relevé des volumes extraits sur une période de 4 mois a été considéré pour déduire un débit pompé moyen journalier. Ainsi, les débits extraits qui dépendent de la taille de la population des localités desservies se situent entre 40 et 700 m³/j. Pour les puits villageois, les débits

prélevés ont été estimés sur la base de la taille des populations et d'un besoin de 35 litres par personne (cf chapitre II). Il faut préciser que pour la période avant 1974, les débits des forages sont considérés comme nuls.

VI-2-3-2 Paramétrisation de la recharge

La recharge constitue un paramètre d'entrée important dans le bilan de flux d'un modèle. Dans l'implémentation du modèle, les valeurs de recharge calculées par la méthode de Penman, jugées plus représentatives, sont considérées. Elles prennent en compte un grand nombre de paramètres climatiques influençant la recharge, mais elles sont également dans le même ordre de grandeur que celles obtenues par la méthode du bilan de chlorures. La recharge est imposée au modèle comme un terme source constant par zone. Les valeurs ont été spatialisées sur les zones de recharge potentielle (cf chapitre IV).

VI-2-3-3 Détermination des paramètres hydrodynamiques

Les valeurs de conductivité hydraulique considérées dans le modèle, peu nombreuses, ont été présentées au chapitre III. La plupart des essais de pompage ne sollicitent qu'une partie de l'aquifère, ces valeurs (comprises entre 5.10^{-5} et 8.610^{-4} m/s) ne sont donc pas représentatives de la totalité de l'aquifère et peuvent être sous ou surestimées par rapport à la réalité. La nature sablo-argileuse des faciès et les structures lenticulaires avec des variations latérales de faciès importantes rendent difficiles une régionalisation de ces valeurs ponctuelles. Ainsi du fait de ces difficultés de régionalisation des valeurs de perméabilité, nous avons opté tester une valeur moyenne de 1.10^{-4} m/s, cette valeur a été ajustée lors de la calibration.

En plus de la conductivité hydraulique, la simulation en régime transitoire nécessite l'introduction des paramètres de stockage de l'aquifère, que sont le coefficient d'emmagasinement spécifique (S_s *Specific Storage*) et la porosité de drainage (S_y *Specific Yield*).

Puisque l'aquifère du CT est libre, le coefficient d'emmagasinement est assimilé à la porosité efficace de drainage du milieu ("*specific yield*") et le coefficient d'emmagasinement spécifique est négligeable. Les rares valeurs de ce paramètre pour cet aquifère sont généralement comprises entre 0.5 et 21 %. Une valeur de 10 % a été retenue et appliquée à l'ensemble de la couche : elle a été ajustée au cours de la calibration.

VI-2-3-4 Données piézométriques

La nappe du CT dans la zone modélisée n'a pas fait l'objet de nombreuses études ni de suivi régulier. Les données piézométriques proviennent des études de Diluca, (1976) (Novembre 1973) et Faye, (2005) (Novembre 2003). Ces données ont été complétées dans le cadre de cette étude par un suivi sur deux années (2011 et 2012) en période de basses eaux (Mai 2012), de saison des pluies (Octobre 2011) et de hautes eaux (Novembre 2012). Les données ont été obtenues sur 29 ouvrages constitués de piézomètres et de puits. Un nivellement précis avec une précision centimétrique de ces ouvrages a été effectué. Ces nouvelles mesures issues de ce nivellement ont permis de corriger les hauteurs piézométriques établies dans les travaux antérieurs. Pour lever les incertitudes liées au positionnement géographique, les coordonnées planimétriques de l'ensemble des ouvrages utilisés dans le cadre de ce travail ont été déterminées au GPS.

Les données de Novembre 1973 obtenues sur 19 ouvrages ont été utilisées pour le calage des conditions initiales. Pour le calage du régime transitoire les données de 2003 (obtenues sur 13 ouvrages), 2011 et 2012 ont été introduites dans le modèle.

VI-2-4 Limitation du modèle

Comme dans tous les modèles hydrogéologiques, le manque de données et l'incertitude des paramètres hydrauliques ainsi que de la recharge ajoutés aux erreurs de calcul numériques dues à la spatialisation, linéarisation) font que les résultats peuvent parfois être biaisés et que la calibration n'est pas unique.

Dans le cadre de notre étude, la reconstitution par simulation de la dépression piézométrique a été une contrainte majeure. Ce type de nappes en creux étudié par plusieurs auteurs (Dieng et *al.*, 1990 ; Favreau, 2000 ; Massuel, 2001 ; Leblanc, 2002 ; Guéro, 2003 ; Gaultier, 2004) est le plus souvent interprété comme des zones de faibles perméabilités à forte évapotranspiration. Dans le cas de notre étude, nous avons simulé ces flux sortant par évapotranspiration comme des pompages fictifs (en moyenne $180000 \text{ m}^3/\text{j}$) centrés sur la zone dépressionnaire pour reproduire celle-ci lors du calage en régime permanent et par une diminution jusqu'à 60 % des valeurs mensuelles de recharge, au droit de ces zones dépressionnaires, pour la période transitoire.

L'ensemble de ces incertitudes constituent donc les principales limitations de cette modélisation et peuvent induire des erreurs non négligeables sur les valeurs de hauteurs

piézométriques calculées. Ainsi, une différence entre les valeurs calculées et observées de ± 2 m paraît réaliste pour le calage du modèle.

VI-2-4 Calibration et validation du modèle

L'objectif de la calibration est de reproduire au mieux la piézométrie de la nappe en ajustant les paramètres dans une gamme de valeurs réalistes. Dans le cadre de cette étude, la calibration pour la restitution de la piézométrie a été effectuée de manière manuelle jusqu'à ce que les hauteurs calculées soient proches de celles observées. Toutefois, la calibration en régime permanent des conditions initiales du modèle transitoire a été optimisée avec le logiciel PEST dont le principe est de minimiser l'erreur entre valeurs observées et calculées. PEST recherche alors itérativement les valeurs optimales pour les paramètres en minimisant cette erreur.

L'évaluation de la qualité de la calibration peut se faire en évaluant le degré de concordance entre les résultats du modèle et ceux de la réalité, par l'utilisation de critères de performance ou fonctions objectives (Refsgaard & Henriksen, 2004). Ceux utilisés dans cette étude sont:

- le Residual Mean ou Erreur moyenne (EM) qui représente la moyenne des différences entre hauteurs piézométriques observées et celles calculées est exprimée par :

$$EM = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n (h_i^{obs} - h_i^{cal}) \quad (26)$$

n = nombre de points de mesure

h_i^{obs} = hauteur piézométrique mesurée sur le terrain

h_i^{cal} = hauteur piézométrique calculée par le modèle

- le Absolute Residual Mean ou Erreur Moyenne Absolue (EMA) qui représente la moyenne des valeurs absolues de la différence entre hauteurs piézométriques observées et calculées et est exprimée par:

$$EMA = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n |h_i^{obs} - h_i^{cal}| \quad (27)$$

- le Root Mean Squared Error (RMSE) ou erreur quadratique moyenne qui est la racine carrée de la moyenne du carré des écarts (m) entre les hauteurs piézométriques observées et calculées est exprimée par :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n (h_i^{obs} - h_i^{cal})^2} \quad (28)$$

VI-2-5 Simulation des conditions initiales de la nappe du CT

Sur base du modèle conceptuel défini ci-dessus, le modèle est exécuté dans un premier temps pour établir l'état initial du système entre 1970 et 1973. Le choix de cette période de référence découle de l'analyse des pompages (qui ont débuté après 1973) et de la disponibilité des données. Vingt points d'observation ont servi à calibrer le modèle: 19 ouvrages mesurés lors d'une campagne en Novembre 1973 et un point de contrôle reconstitué. En effet, ce point est rajouté dans la zone du dôme piézométrique au Sud-Ouest, où il n'y a pas de donnée précise. Le niveau piézométrique au niveau de ce point a été estimé à partir de l'altitude donnée par le MNT et à laquelle 15 m ont été soustrait (correspondant à la moyenne des profondeurs d'eau mesurées sur les points d'observation, que nous connaissons grâce à la campagne de terrain.

La calibration en régime permanent du modèle a consisté à ajuster les valeurs de conductivités hydrauliques jusqu'à ce que les hauteurs piézométriques calculées par le modèle se rapprochent au mieux des valeurs observées en Novembre 73 (cf chapitre III). Les valeurs des sollicitations (pompage et recharge) sont supposées constantes afin notamment de représenter la dépression piézométrique.

Les valeurs de conductivité hydraulique initialement introduites ont donc été optimisées afin de restituer au mieux la piézométrie de 1973 considérée comme initiale pour le modèle transitoire. L'ajustement est d'abord réalisé manuellement par essais successifs. Il est ensuite affiné par une optimisation automatique utilisant PEST. Les valeurs de conductivité hydraulique sont optimisées dans une gamme de variation déterminée au préalable en minimisant la fonction objective (erreur quadratique moyenne de la piézométrie sur les points de contrôle).

Les valeurs calibrées obtenus varient de 5.10^{-6} et 6.10^{-3} m/s. 80% des différences entre hauteurs piézométriques observées et calculées sont inférieure à ± 2 m (points verts de la figure 99). La comparaison des niveaux piézométriques observés et calculés par le modèle au niveau des ouvrages (figure 100) pour le calage de la piézométrie de référence montre une corrélation (R^2) de 0,98. Les paramètres statistiques consignés dans le tableau 19 restent également inférieurs à l'incertitude de ± 2 m considérée sur les données, par conséquent le calage est supposé acceptable. La figure 101 illustre la piézométrie calculée en régime permanent de 1970-1973. Cette piézométrie est utilisées comme condition initiale pour le modèle transitoire. La comparaison avec les valeurs observées montre que le modèle reproduit bien les principales directions d'écoulement de la nappe qui se fait des dômes piézométriques,

(localisés respectivement au Sud-Ouest, Nord-Ouest et Nord) en direction particulièrement de la dépression et des exutoires naturels (l'océan et le fleuve Saloum). Ces directions d'écoulement sont conformes au schéma hydrodynamique de la nappe du CT établi au chapitre 2.

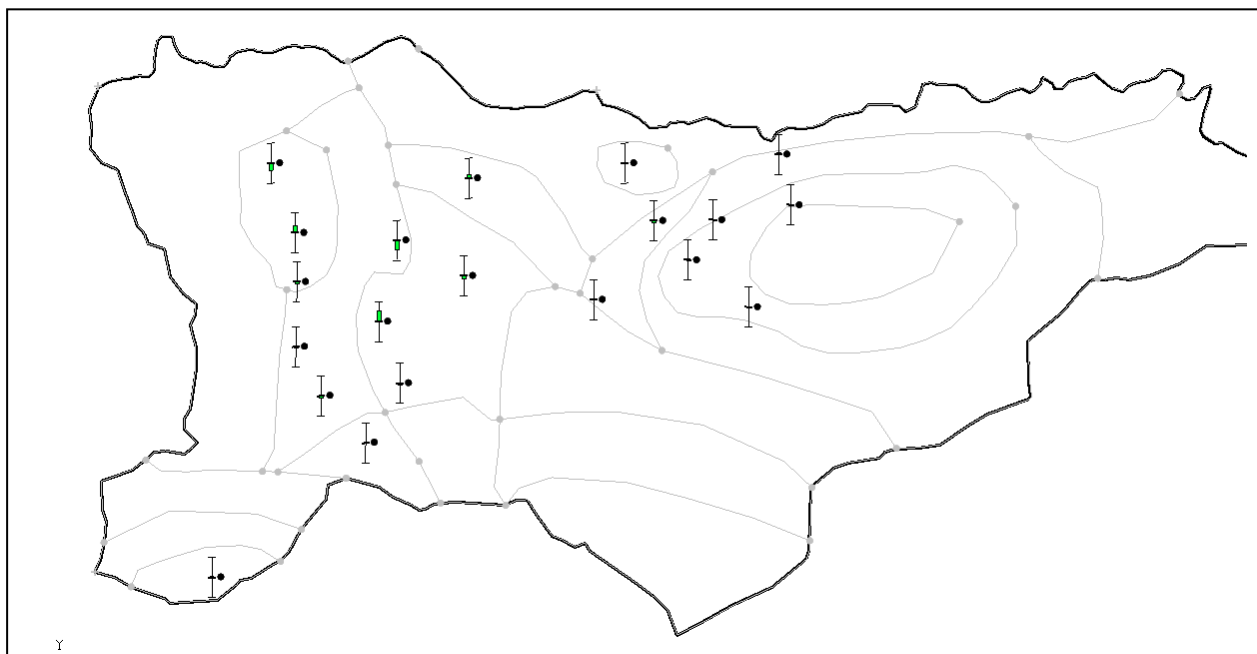


Figure 99 : Distribution des points de calage du modèle en conditions initiales pour la nappe du CT

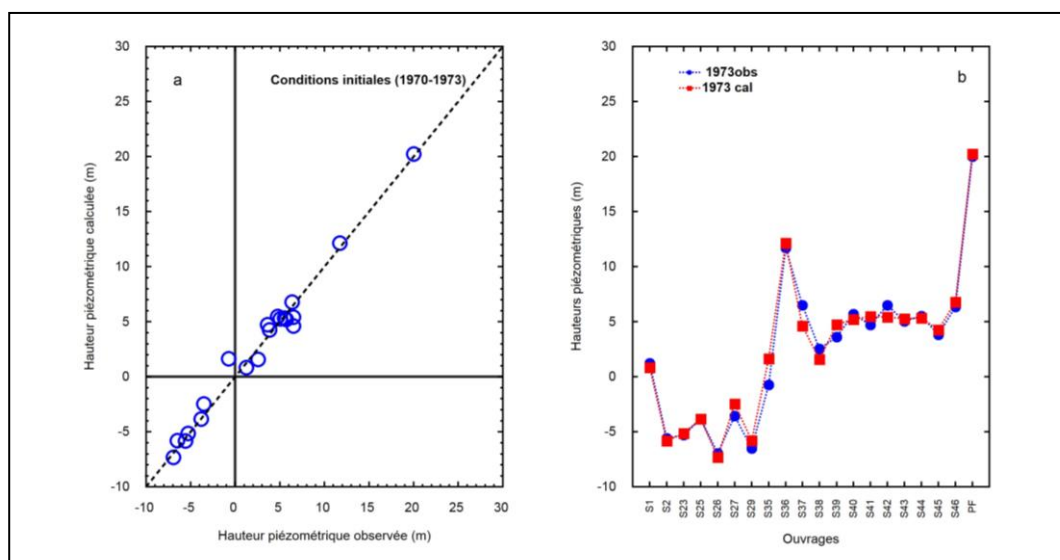


Figure 100 : Comparaison des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT pour la période considérée en régime permanent de 1970-1973 (Ces valeurs serviront de conditions initiales pour le modèle transitoire)

Tableau 19 : Paramètres statistiques calculés pour la calibration en régime permanent sur la période 1970-1973

Paramètres statistiques	Valeurs (m)
Erreur moyenne (EM)	-0.1
Erreur moyenne absolue (EMA)	0.6
Erreur quadratique moyenne (RMSE)	0.8

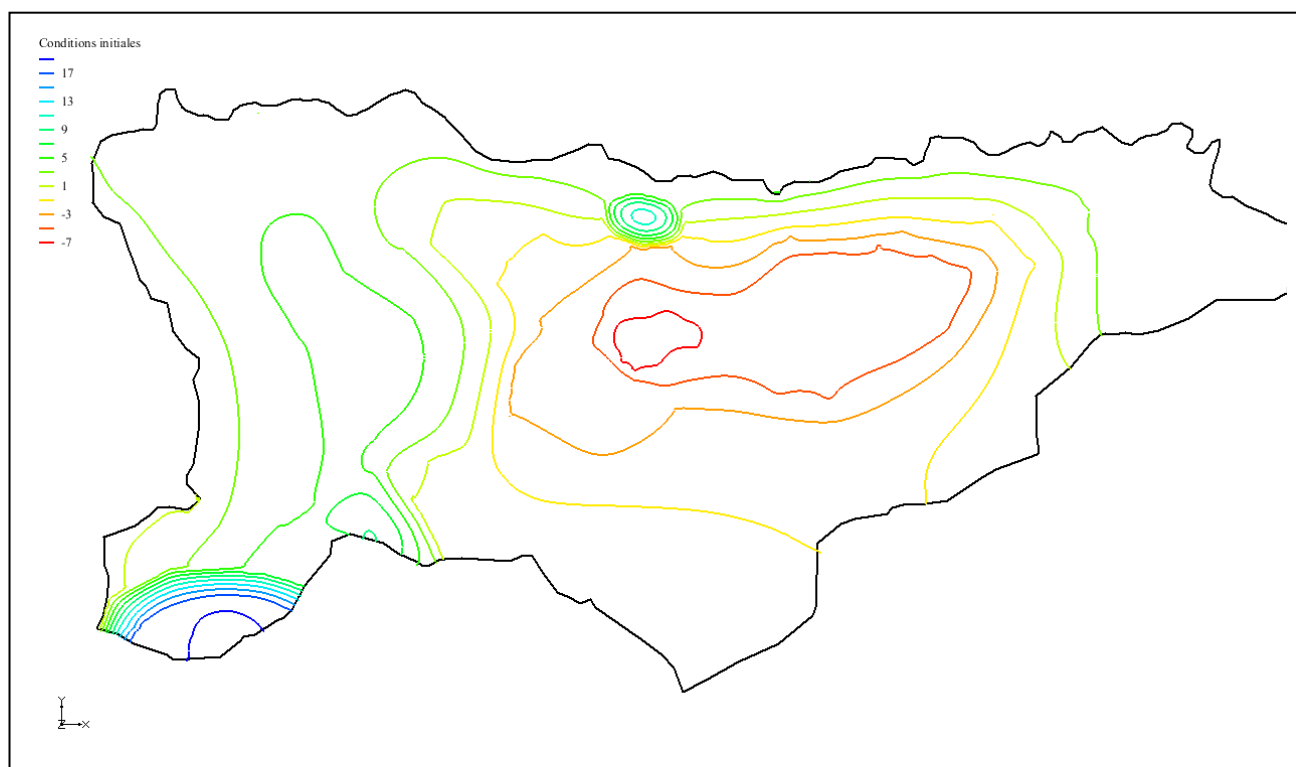


Figure 101 : Carte de la piézométrie calculée de la nappe du CT pour les conditions de 1970 à 1973 servant de conditions initiales pour le modèle

VI-2-6 Simulation en régime transitoire du modèle de la nappe du CT

L'objectif de la simulation en régime transitoire consiste à reconstituer l'évolution générale de la nappe du CT sous l'effet des pompages et de la variabilité de la recharge, mais également de déterminer les échanges entre la nappe et ses limites particulièrement le fleuve Saloum.

Tenant compte de cet objectif et pour mieux évaluer l'effet des précipitations, un pas de temps mensuel a été considéré pour les calculs.

Les conditions initiales correspondent donc aux hauteurs piézométriques calculées en régime permanent sur la période 1970-1973. Les conditions aux limites de charges imposées, ou de flux nul en bordure et celles à l'intérieur (condition de Fourier pour les cours d'eau) de la zone à modéliser sont les mêmes que celles utilisées en régime permanent. Au niveau des limites Ouest, Nord-Ouest et Nord, il est toujours supposé que le niveau de la nappe est en équilibre avec le niveau de l'océan et du fleuve Saloum. Ces limites restent ainsi à charge imposée du niveau de l'océan (Ouest) et du fleuve (Nord et Nord-Ouest). Pour les mêmes raisons évoquées précédemment et sur base des observations faites lors de notre étude, les limites Sud, Sud-Ouest, Est et Sud-Est restent à flux nul et les limites intérieures constituées par les cours d'eau en condition de Fourier. Les enquêtes effectuées sur le terrain montrent que malgré les pompages de la nappe par les forages pour l'AEP, les puits villageois restent toujours fonctionnels et utilisés par les populations pour diverses tâches et surtout pour le bétail. Par conséquent, les prélèvements estimés au niveau de ces puits en régime permanent restent également inchangés et constant lors de la simulation. En revanche, l'exploitation de la nappe par les forages de l'hydraulique rurale débute durant cette période et les débits extraits augmentent progressivement. En ce qui concerne la recharge, des valeurs variables dans le temps et liée à l'intensité des précipitations mensuelles ont été implémentées dans le modèle puis ajustées lors de la simulation.

Pour le calage, les valeurs de recharge, de conductivité hydraulique de même que celles de la porosité de drainage ont été ajustées. Les sorties d'eau du système pour reconstituer la dépression piézométrique, la distribution spatiale des aires homogènes et les gammes de conductivité hydraulique déterminées pour les conditions initiales ne sont pas conservées. Elles sont réajustées au cours du calage en même temps que la porosité de drainage et les recharges.

Vu l'insuffisance des données d'observation qui se limitent aux valeurs obtenues durant notre étude (Octobre 2011 et Mai et Novembre 2012) et celle de Faye (2005) (Novembre 2003), une optimisation automatique par PEST n'a pas pu être utilisée. La calibration est effectuée par essai-erreur en ajustant les paramètres manuellement jusqu'à l'obtention d'une

correspondance entre les hauteurs piézométriques observées et mesurées jugées arbitrairement acceptables avec une différence ponctuelle de ± 2 m (paragraphe V-2-3).

VI-2-6-1 Valeurs de conductivité hydraulique et de porosité de drainage issues de la calibration

Les valeurs de conductivité hydraulique et de porosité de drainage obtenues après calibration varient respectivement de 1.10^{-6} à 9.10^{-4} m/s et de 5 % à 20 %. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles mesurées pour l'aquifère.

Par ailleurs, une superposition des valeurs moyennes de résistivité électrique apparente de la partie saturée de l'aquifère et de conductivités hydrauliques issues de la calibration (figure 102) montre que ces dernières reflètent la nature sablo argileuse de l'aquifère. En effet, les valeurs de résistivités électriques comprises entre 32 et 1200 ohms sont très variables et traduisent la variabilité des facies au droit des points de mesure. Cependant, elles dépendent aussi bien de la nature des facies traversés que de la minéralisation de l'eau de la nappe.

Ces valeurs montrent une diminution graduelle des valeurs de résistivité électrique vers le Nord indiquant une présence de plus en plus importante d'argiles dans la matrice et/ou d'eau de plus en plus minéralisées (salées). Les deux fortes valeurs supérieures à 1000 ohms indiquent un milieu faiblement conducteur et peuvent être interprétées comme des sables francs (avec une très faible teneur en argiles) imbibés d'une eau faiblement minéralisée. Les valeurs oscillant entre 200 et 500 ohms et mesurées au niveau de points localisés loin des sources d'intrusion saline indiquent ainsi un réservoir sablo argileux à eau de faible minéralisation. Les faibles valeurs, inférieures à 100 ohms, indiquent soit un horizon argilo-sableux à eau douce, soit un horizon sablo-argileux à eau très minéralisée (salée).

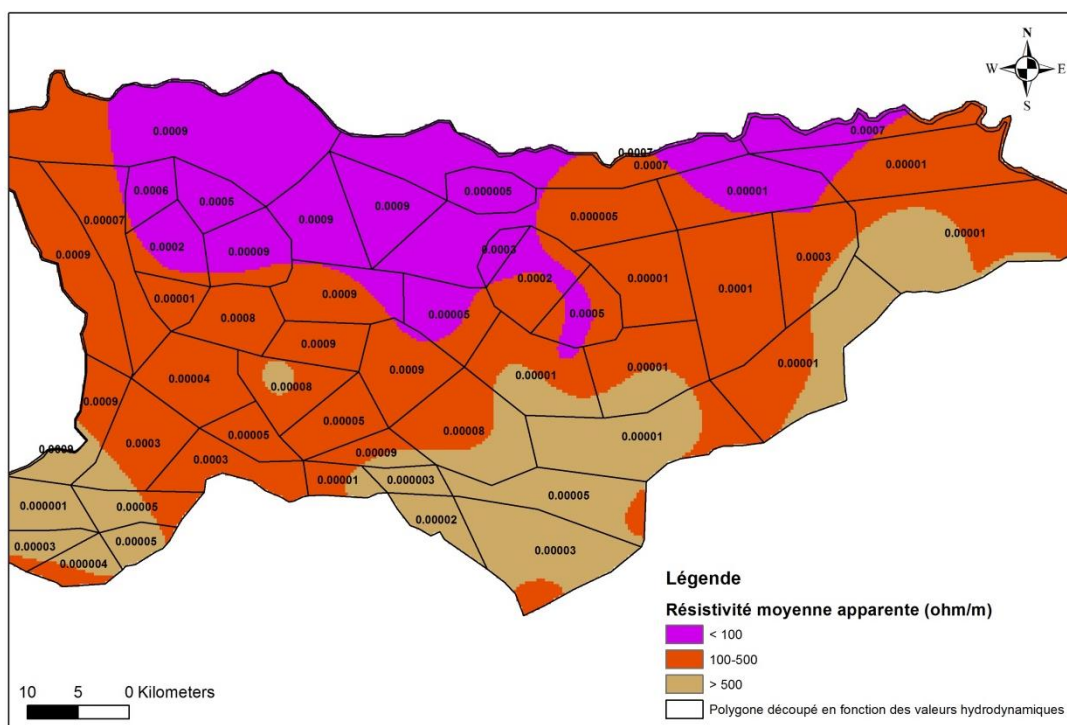


Figure 102 : Distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique et de résistivité apparente de l'aquifère

VI-2-6-2 Résultats de la calibration en régime transitoire

VI-2-6-2-1 Estimation de l'erreur de calage et évaluation de la qualité de la calibration

La comparaison des niveaux piézométriques observés et calculés pour la calibration sur base des données de Novembre 2003, Octobre 2011, Mai 2012 et Novembre 2012 (figure 103) montre une bonne corrélation des données avec un coefficient (R^2) respectivement égal à 0.86, 0.90, 0.92 et 0.96. Pour chacune des périodes de référence, la majorité des points présente des écarts inférieurs aux incertitudes sur les valeurs observées. Toutefois, des écarts supérieurs à ± 2 m sont observés au niveau de certains ouvrages. La superposition des données observées et calculées (figure 104) met en évidence la capacité du modèle à reproduire le fonctionnement hydrogéologique général de l'aquifère du CT. Au-delà de la reproductibilité des valeurs observées, les processus hydrodynamiques décrits au cours de l'étude hydrogéologique (cf. chapitre II) ayant permis d'établir le modèle conceptuel (cf. paragraphe 1) sont bien simulés dans notre modèle.

Afin de déterminer si le modèle en régime transitoire, et en particulier les valeurs de porosité de drainage, ont également été bien ajustées, une comparaison de la variation temporelle entre les niveaux piézométriques observés et calculés est également nécessaire. Les figures 105 et 106 représentent respectivement l'évolution temporelle des hauteurs

piézométriques observées et calculées au niveau de 13 points entre 2003 et 2012 et 16 points entre 2011 et 2012. Ces comparaisons montrent la capacité du modèle à représenter qualitativement le comportement hydrodynamique dans chaque ouvrage, bien sûr avec certains écarts, mais en respectant la tendance générale entre les saisons sèche et humide. La variabilité saisonnière observée localement sur les points influencés par la recharge est bien représentée par les simulations. Les différences entre valeurs observées et calculées sont de deux types :

- les ouvrages pour lesquels les valeurs calculées sont supérieures aux valeurs observées et qui sont essentiellement localisés aux alentours ou dans la zone de la dépression piézométrique. Les différents travaux de modélisation réalisés sur les nappes en creux (Dieng *et al.*, 1990 ; Favreau, 2000 ; Massuel, 2001 ; Leblanc, 2002 ; Guéro, 2003 ; Gaultier, 2004) montrent que la dépression est une contrainte pour le calage des modèles du fait de la convergence des flux latéraux vers une zone centrale. Toutefois, la plupart de ces ouvrages se situent à proximité de zones de pompage. Par conséquent, une sous-estimation des prélèvements peut également expliquer le fait que les valeurs calculées soient plus élevées que celles observées.
- les ouvrages pour lesquels les valeurs calculées sont inférieures aux valeurs observées sont situés au niveau des dômes piézométriques localisés essentiellement dans des zones potentielles de recharge élevée. Par conséquent une sous-estimation de la recharge peut être à l'origine de la sous-estimation des valeurs calculées.

Ces écarts entre les valeurs observées sur le terrain et celles calculées par le modèle peuvent également provenir d'erreurs liées :

- à la résolution numérique du modèle où les valeurs observées sont comparées avec les valeurs calculées aux centres des cellules concernées. Deux valeurs observées au niveau de deux ouvrages sont parfois comparées à une seule valeur calculée si la cellule est grande ;
- à la sous-estimation ou la surestimation de la piézométrie initiale de la période 1970-1973 considérée comme situations initiale pour la simulation en régime transitoire
- aux hypothèses émises pour la conceptualisation du modèle, comme celles utilisées notamment pour fixer les conditions aux frontières ;

Toutefois, ces écarts ne mettent pas en cause la validité globale du modèle. Les critères de performance sont présentés au paragraphe V-2-4, et consignés dans le tableau 20. Au regard de ces valeurs inférieures à l'erreur de calage fixée à ± 2 m pour les périodes calibrées excepté Novembre 2003, la restitution de la piézométrie par le modèle est jugée satisfaisante.

Tableau 20: Paramètres statistiques calculés pour la validation de la calibration en régime transitoire de la nappe du CT

	Erreur moyenne (EM)	Erreur moyenne absolue (EMA)	Erreur quadratique moyenne (RMSE)
Novembre 2003	-1.7	2.5	2.8
Octobre 2011	0.2	1.4	1.6
Mai 2012	-0.6	1.4	1.6
Novembre 2012	-0.2	1.1	1.2

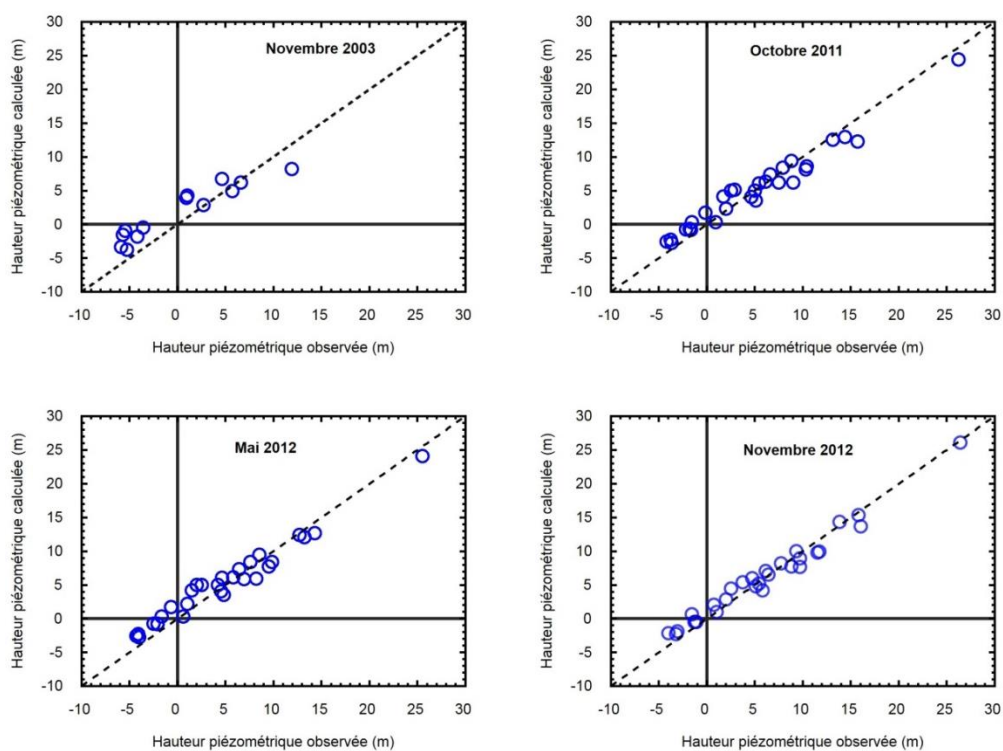


Figure 103 : Corrélation des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT pour la période de Novembre 2003, Octobre 2011, Mai 2012 et Novembre 2012

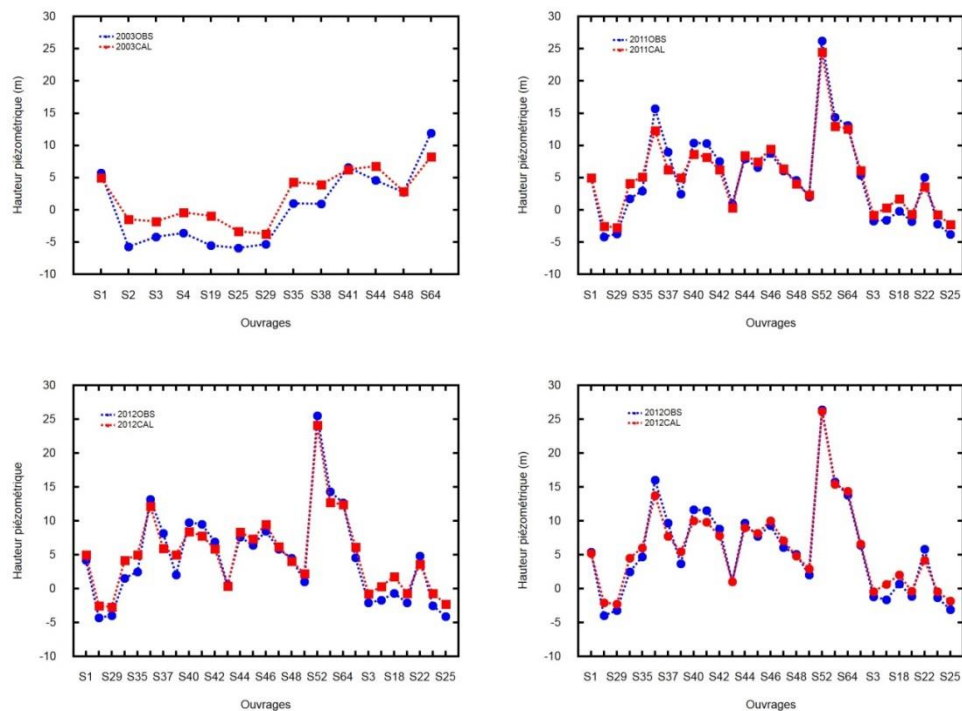


Figure 104 : Comparaison des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT pour la période de Novembre 2003, Octobre 2011, Mai 2012 et Novembre 2012

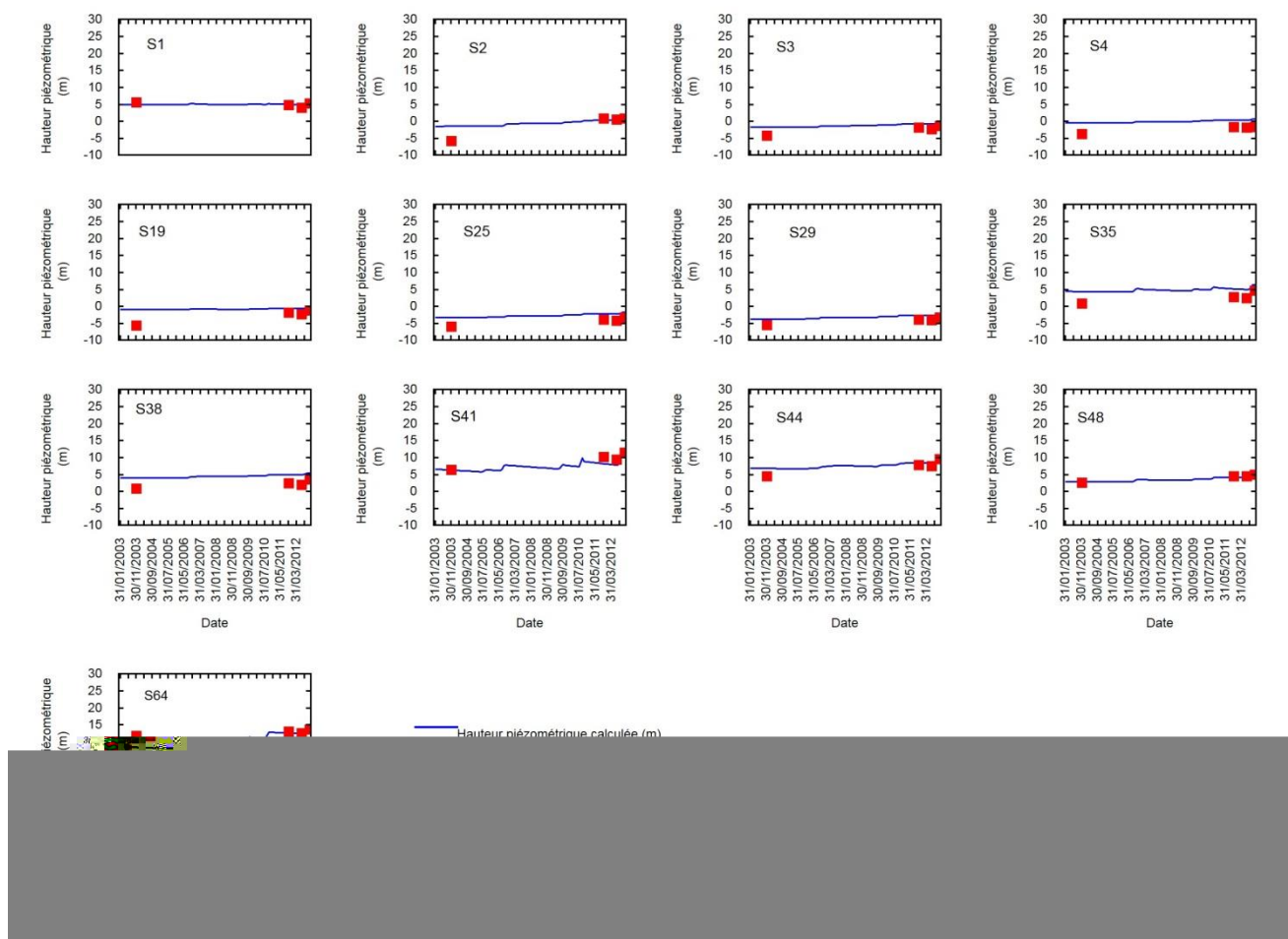


Figure 105 : Comparaison des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT au niveau de 13 ouvrages du domaine modélisé pour la période de régime transitoire 2003-2012

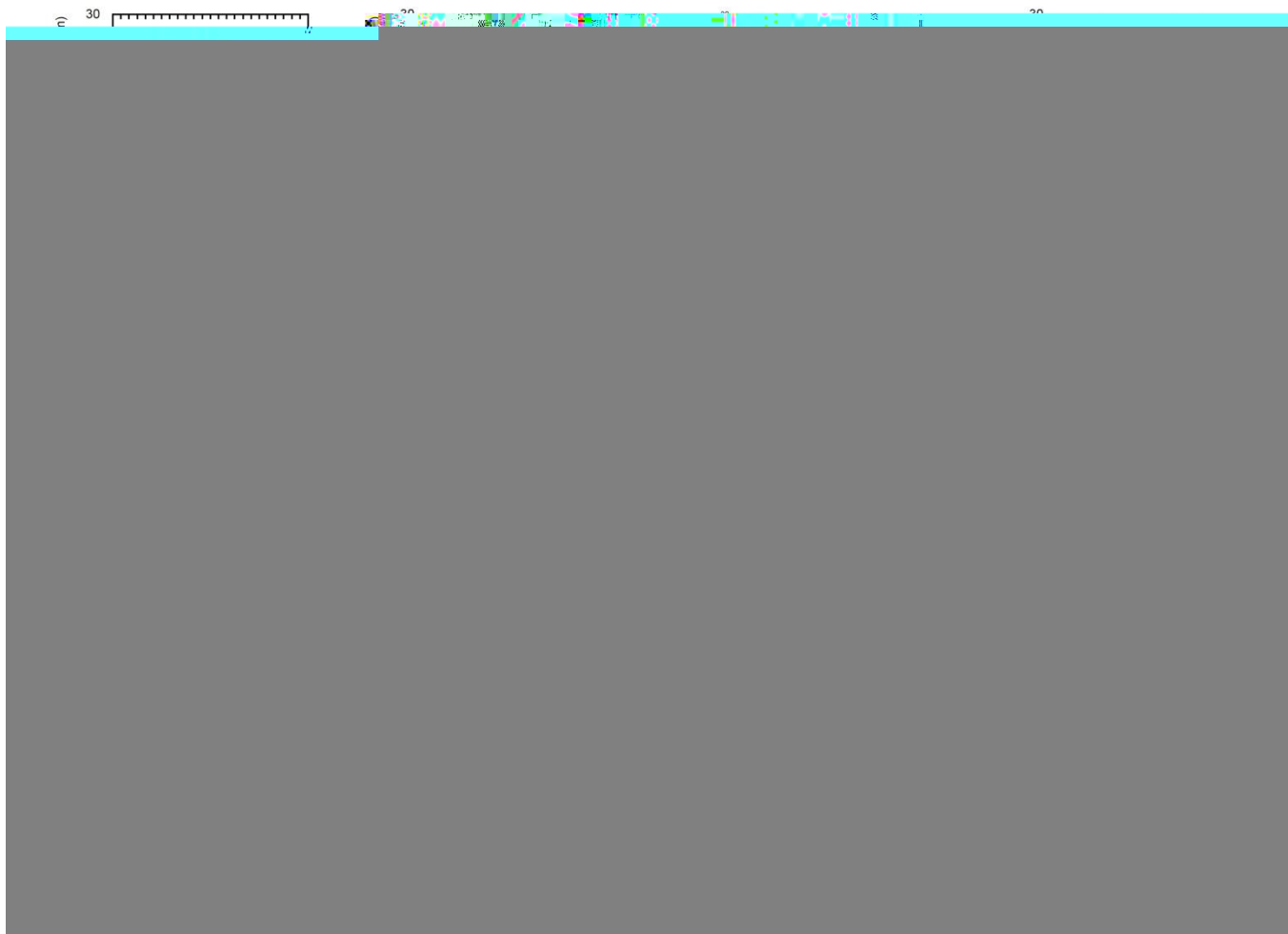


Figure 106 : Comparaison des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT au niveau de 16 ouvrages du domaine modélisé pour la période de régime transitoire 2011-2012

VI-2-6-2-2 Simulation de l'évolution générale du niveau piézométrique de la nappe du CT

Des hauteurs piézométriques moyennes annuelles sont considérées dans un premier temps parce qu'elles rendent mieux compte de l'évolution générale du niveau piézométrique de la nappe. La figure 107 présente la chronique, durant la période transitoire (1974 et 2012) des hauteurs piézométriques moyennes annuelles calculées par le modèle, du cumul pluviométrique annuel, de la recharge moyenne annuelle et du prélèvement moyen annuel sur la nappe. Le modèle reproduit globalement deux tendances du niveau piézométrique de la nappe du CT.

Entre 1974 et 1984, période coïncidant avec la sécheresse subsaharienne durant laquelle la recharge de la nappe était faible, on note une légère baisse du niveau piézométrique au niveau de la plupart des ouvrages. Cette période correspond également au début de l'exploitation de la nappe par les forages avec un débit qui passe de 370 m³/j en 1974 à 2750 m³/j en 1985.

Depuis 1986, avec des conditions climatiques plus favorables, correspondant à une hausse de la pluviométrie, et par conséquent de la recharge de la nappe, on note une tendance générale à la remontée du niveau piézométrique malgré une évolution des volumes pompés qui atteignent plus de 8500 m³/j en 2012.

La variabilité interannuelle influencée par la recharge est également bien représentée. Durant cette période, le modèle semble faire apparaître deux dynamiques de remontée : une remontée globale constante dans le temps et une remontée variable à l'échelle intersaisonnière. La figure 106 montre une meilleure représentation de la seconde dynamique avec les fluctuations saisonnières de la piézométrie et la relation entre les valeurs calculées et celles observées entre 2011 et 2012.

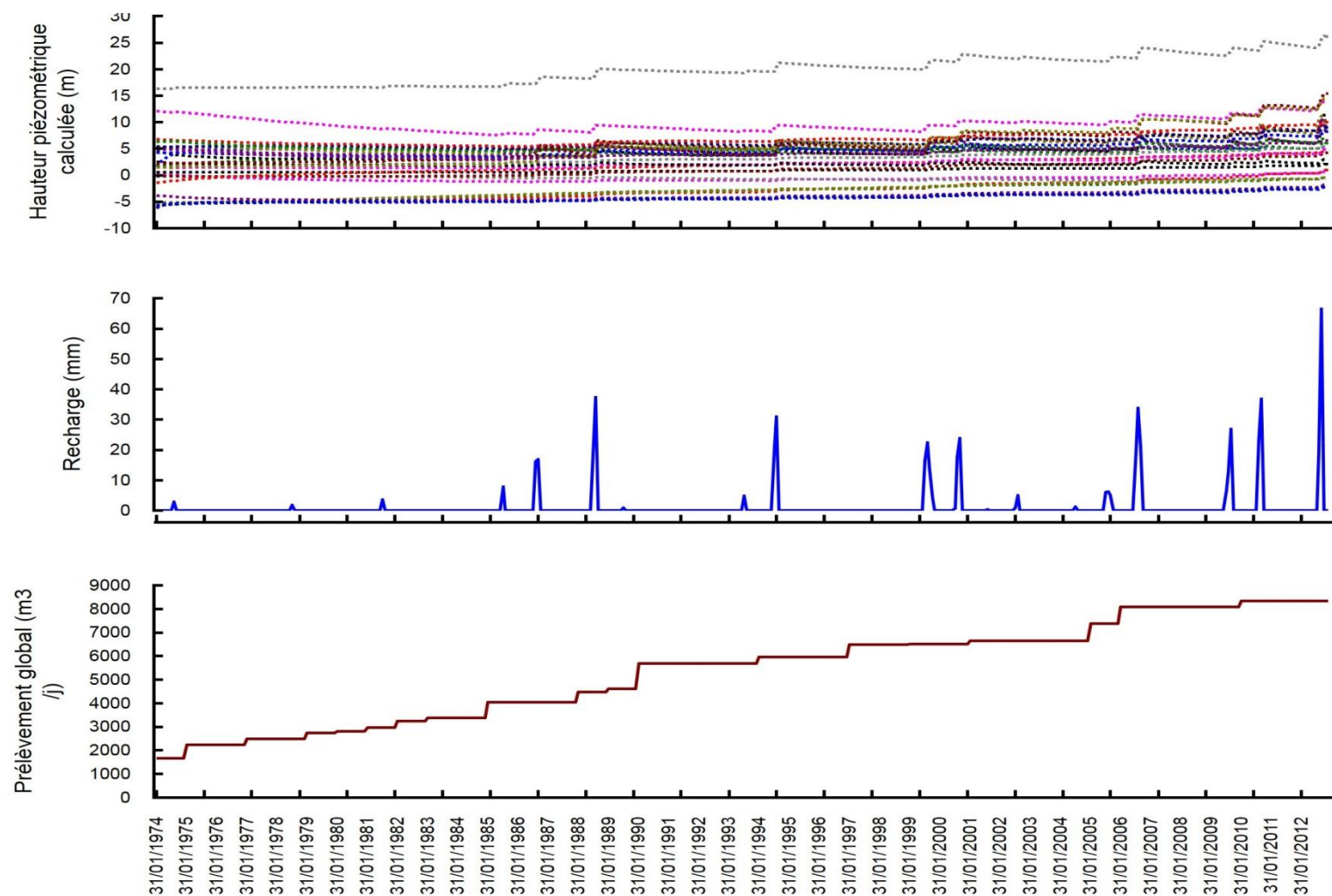


Figure 107 : Évolution générale de la piézométrie de la nappe du CT calculée au niveau des points d'observation (les différentes couleurs correspondent aux différents points considérés), de la recharge et des pompages pour la période de régime transitoire 1974-2012

VI-2-6-2-3 Bilan des flux

L'examen du bilan des flux d'eau échangé tels que calculés par le modèle en régime transitoire (1974-2012), met en avant plusieurs caractéristiques du système. Les résultats montrent que la recharge et l'intrusion saline en provenance du fleuve Saloum et de la mer constituent les principaux apports en eau de la nappe du CT. Quant aux flux d'eau sortant du système, ils sont constitués par les pompages au niveau des puits villageois et des forages de l'hydraulique rurale et la décharge de la nappe vers les cours d'eau, la mer et le fleuve Saloum (tableau 21 et figure 108).

L'évolution des flux globaux durant cette période reflète une tendance à la remontée générale du niveau piézométrique et les deux dynamiques exposées dans le paragraphe précédent. On observe une augmentation du stock d'eau souterraine qui est de $0.15 \text{ m}^3/\text{s}$ sur la période 1974-1984 et à $1.29 \text{ m}^3/\text{s}$ sur la période 1985-2012 (tableau 22).

Durant la première période (1974 -1984) le bilan interannuel est relativement stable. Malgré la diminution des précipitations et l'augmentation des pompages, les apports ($0.48 \text{ m}^3/\text{s}$) sont supérieurs aux sorties ($0.32 \text{ m}^3/\text{s}$) et correspondent à l'intrusion d'eau salée à partir du fleuve Saloum (47.6 %) et de la mer (38.7 %) et la recharge (13.7 %). On observe également que l'intrusion marine reste constante malgré la rareté de la recharge. Quant au flux sortant, 87.3 % se décharge à la mer, 9 % sont extraits par les pompages et 3 % participent à alimenter le fleuve Saloum et 0.6 % sont drainés par la Néma.

Cependant, pour la seconde période (1985-2012), on observe une grande variabilité interannuelle des flux et des tendances générales qui se traduisent différemment selon que la recharge est importante ou pas. En effet, l'intrusion d'eau salée en provenance du fleuve et de la mer est dépendante de la recharge. En effet, les années (1986, 1988, 1994, 1999, 2000, 2005, 2006 2009 et 2012) où la recharge est importante, l'eau douce de la nappe repousse les eaux fluviales entraînant ainsi une diminution de l'intrusion saline fluviale. Cependant, l'intrusion des eaux salées peut également augmenter en même temps que les précipitations en raison du caractère inverse de l'estuaire du Saloum (chapitre I paragraphe I-3-2-3). L'augmentation de la recharge entraîne par la même occasion celle de la décharge de la nappe vers l'océan, le fleuve Saloum et également vers les cours d'eau. Toutefois, les apports deviennent plus importants que les flux sortant entraînant ainsi une augmentation temporaire du stock de la nappe (figure 109). L'absence de recharge (durant les années 1989, 1990, 1991, 1995, 1996, 1997, 1998, 2001, 2002, 2003, 2004, 2007, 2008 et 2011) et donc la baisse du niveau de la nappe entraînent ainsi une augmentation de l'intrusion saline fluviale, mais une

diminution de l'intrusion marine, des flux drainés par les cours d'eau et du stock des eaux souterraines.

Les résultats montrent également une tendance générale de la diminution de l'intrusion des eaux salées du fleuve Saloum dans l'aquifère du CT due à des conditions pluviométrique plus favorable. Dans le même temps, l'intrusion à partir de la mer augmente progressivement du fait de l'augmentation progressive des pompages, surtout dans la région Sud-Ouest de la zone. Les données hydrochimiques de certains ouvrages situés dans cette région corroborent cette constatation indépendamment de la saison pluvieuse ou sèche (cf. chapitre IV). Ce secteur constituerait donc une zone menacée par l'intrusion saline du fait de la multiplication continue des pompages.

En définitive, il ressort de l'étude bilantaire que :

- malgré, l'augmentation des pompages dont les volumes sont très certainement sous-estimés, les flux sortants vers les limites augmentent car ils dépendent essentiellement de la recharge qui a augmenté durant les années considérées ;
- les flux sortants vers les drains confirment l'écoulement pérenne de la Néma provenant totalement du drainage de la nappe ;
- les précipitations et leurs variations saisonnières ont ainsi un impact capital sur les échanges d'eau entre la nappe et ses limites.

Tableau 21 : Moyenne annuelle des débits d'eau entre la nappe et ses limites, calculés en m³/s durant les périodes 1974-1984 et 1985-2012

Période	Recharge m ³ /s	Intrusion marine m ³ /s	Intrusion fleuve m ³ /s	Pompage m ³ /s	Drains m ³ /s	Décharge Océan m ³ /s	Décharge Fleuve m ³ /s
1974-1984	0.07	0.18	0.23	-0.03	-0.002	-0.29	-0.01
1985-2012	1.71	0.18	0.03	-0.09	-0.01	-0.42	-0.11

Tableau 22 : Résultats de l'étude bilantaire de la nappe du CT, flux calculés en m³/s par le modèle durant les périodes 1974-1984 et 1985-2012

Période	Flux entrant (m ³ /s)	Flux sortant (m ³ /s)	Stockage
1974-1984	0.5	-0.3	0.2
1985-2012	1.9	-0.6	1.3

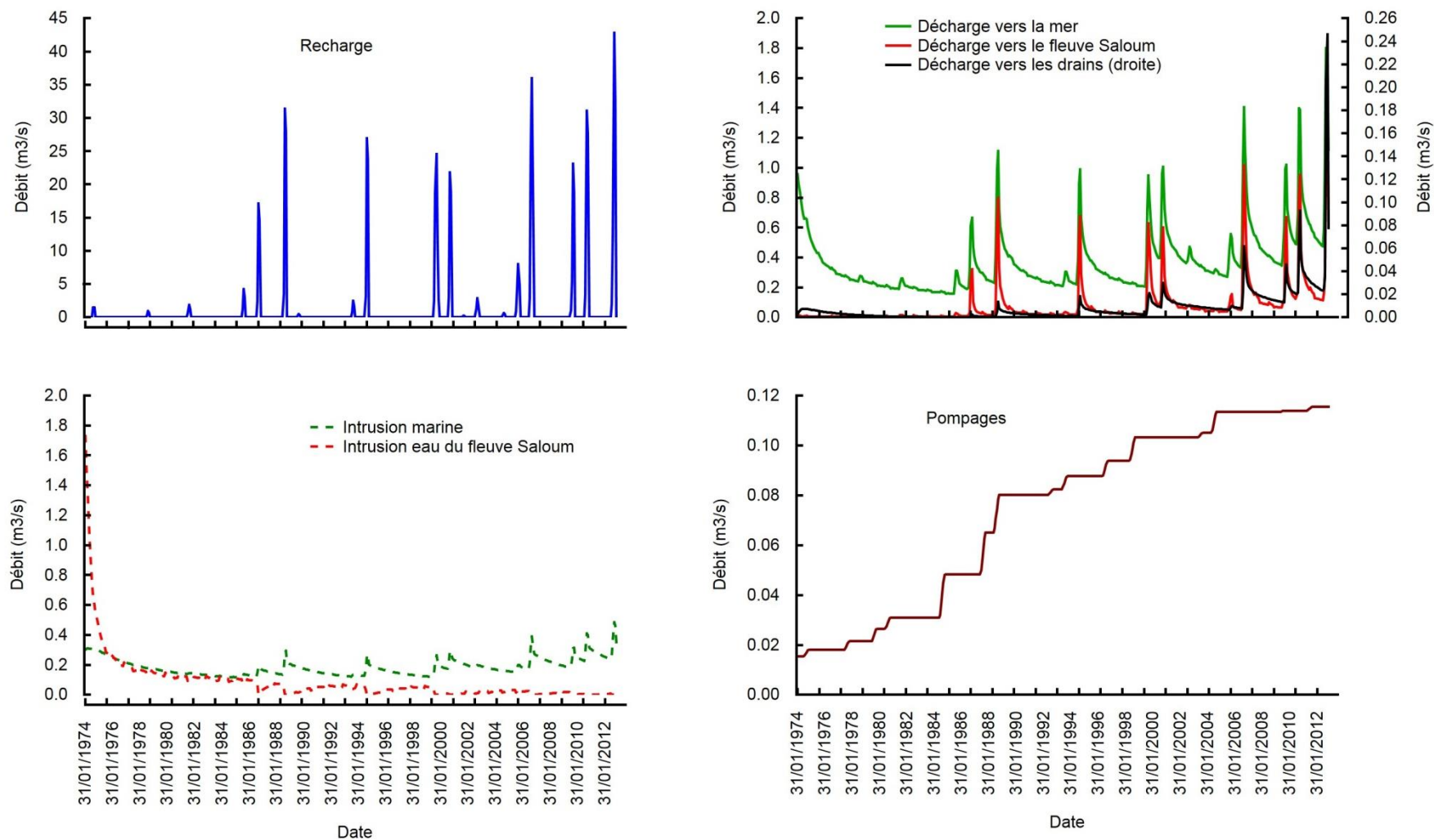


Figure 108 : Évolution de la valeur moyenne des apports (recharge, intrusion d'eau salée marine et fluviale) et des sorties (décharge vers la mer, le fleuve, les cours d'eau et les pompages) de l'aquifère du CT calculés sur la période 1974-2012

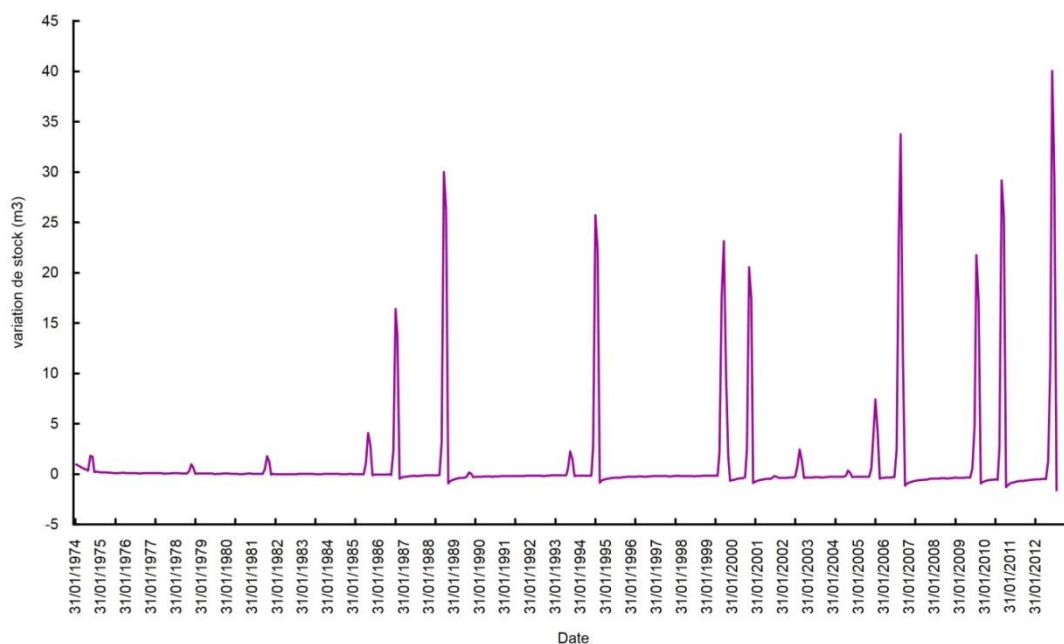


Figure 109 : Évolution de la variation de réserve de l'aquifère calculé sur la période
1974-2012

VI-2-6-3 Étude de sensibilité du modèle en régime transitoire

L'étude de la sensibilité du modèle consiste à tester l'influence d'un changement de valeurs des paramètres sur les résultats et permet ainsi d'analyser la précision relative des résultats. Elle permet entre autres de déterminer la plage de variation optimum pour un paramètre et son influence sur les résultats simulés. Les conclusions de l'étude de sensibilité peuvent ainsi diriger les prospections et mesure ultérieures vers des endroits considérés comme particulièrement importants pour la précision du modèle (Dassargues et Monjoie, 1991).

Dans le cadre de nos travaux, cette étude de sensibilité est faite sur la recharge pour déterminer la plage de variation de ce paramètre dont l'estimation comporte beaucoup d'incertitudes. Cette recharge a été calculée en fonction du type de sol en appliquant une valeur de stock d'humidité différente pour chacun. Par exemple, les valeurs de stock d'humidité du sol utilisées pour ce calcul (103 et 177 mm) ont été diminuées de 25 % (78 à 132 mm), entraînant ainsi une augmentation de la recharge. De même, nous avons également augmenté les valeurs de stock de 25 % (129 à 221 mm) pour percevoir la sensibilité des résultats à une baisse de la recharge.

Les résultats montrent qu'une diminution de 25 % du stock d'humidité du sol (donc correspondant à une augmentation de la recharge) entraîne logiquement une augmentation du niveau piézométrique moyen par rapport à la piézométrie simulée de +0.2 à +4 m.

Par contre une augmentation du stock du sol de 25 % (donc une diminution de la recharge) conduit à une baisse du niveau piézométrique moyen par rapport à la piézométrie simulée de - 0.1 et - 2.1 m. Les flux échangés diminuent avec la baisse de la recharge et vice versa.

Lors de cette étude les différences les plus et les moins importantes dues respectivement à l'augmentation et à la diminution de la recharge sont observées dans la zone de dépression.

Cette situation corrobore les résultats des études sur l'origine des nappes en creux et montre que ce phénomène est dû essentiellement à l'évapotranspiration ou un déficit de recharge par rapport aux autres zones de l'aquifère.

VI-2-7 Simulations prédictives

Dans ce paragraphe, la description des scénarios sur l'évolution des pompages et des changements climatiques utilisés pour les simulations prédictives durant la période 2013-2050 est présentée. Les simulations prédictives de la piézométrie ont été réalisées à partir du calage de 2012 en considérant différents scénarios.

L'objectif de ces simulations est d'analyser l'impact des changements climatiques potentiels sur base de l'approche de l'Intergouvernemental Panel on Climate Change (IPPC) en termes de scénarios, couplée à une augmentation des pompages de la nappe.

VI-2-7-1 Description des simulations

VI-2-7-1-1 Augmentation des pompages

Dans le cadre du programme AEP des îles du Saloum, la mise en œuvre du champ captant (6 forages) de Simon Diène est en cours afin d'assurer la distribution en eau potable dans les îles. Le site d'exploitation est situé dans la partie Sud-Ouest de la zone, au niveau du dôme piézométrique (figure 110). Par ailleurs, dans le cadre du projet du Programme Eau Potable Assainissement du Millénaire (PEPAM) de la Banque Africaine de Développement (BAD) 2 forages ont été réalisés en 2016 à Keur Moussa Ndiaye et Keur Madiabel dans le but toujours de renforcer l'AEP dans la zone d'étude et les environs.

Le débit d'exploitation prévu pour ces forages est compris entre 40 m³/h (du champ captant de Simon Diène) et 200 m³/h (pour les 2 autres). Ces données ont été intégrées au modèle numérique par palier avec 3, 6 et 8 forages exploités respectivement entre 2018 et 2020, 2020 et 2030 et 2030 et 2050. À terme (en 2050), le scénario d'évolution future des pompages prévoit une augmentation moyenne annuelle de l'ordre de 50 % des prélèvements actuels sur la nappe du CT dans la zone d'étude.

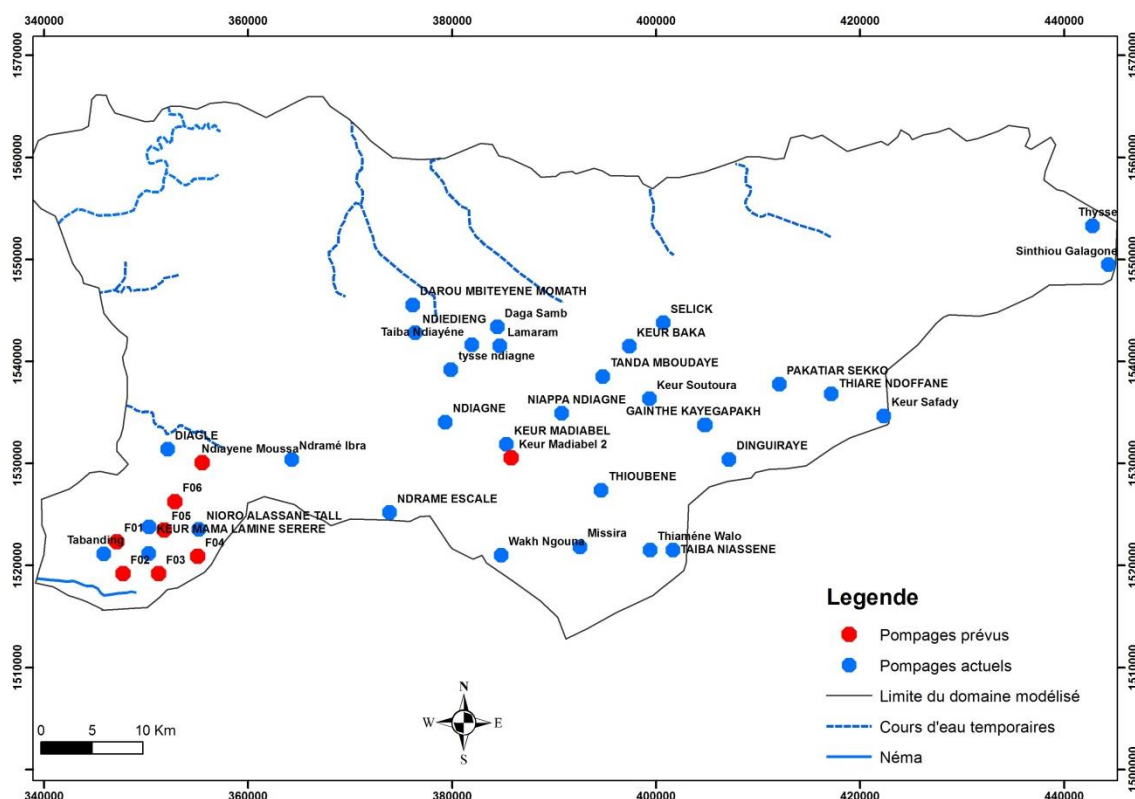


Figure 110 : Localisation des forages de la zone utilisés pour les simulations.

VI-2-7-1-2 Scénarios climatiques

Le cinquième rapport du GIEC (IPCC, 2013, 2014, 2015) confirme la nature des impacts futurs dus aux changements climatiques, avec notamment une augmentation de la température moyenne du globe de 1.5 °C à la fin du siècle. Des changements non uniformes au niveau du cycle mondial de l'eau, avec une tendance générale à l'augmentation au niveau des variations des précipitations et l'augmentation du niveau de la mer sont inévitables.

La plupart des modèles climatiques, downscalés sur le Sénégal, simulent une diminution des précipitations (Diallo et *al.*, 2012 ; Sarr et *al.*, 2015), donc des écoulements de surface et par conséquent, une réduction des ressources en eau de surface du pays et de la recharge des aquifères. A cela s'ajoute l'effet combiné de l'élévation du niveau marin et de l'augmentation de l'évapotranspiration. Dans le contexte particulier d'estuaire inverse hypersalin du Saloum, et au regard des échanges entre le fleuve Saloum et la nappe, la salinisation et la dégradation irréversible des eaux souterraines seraient augmentées alors qu'elles constituent les seules ressources disponibles pour l'EAP dans la zone.

Par conséquent, pour mieux appréhender l'impact de ces changements climatiques sur le comportement de l'aquifère du CT et sur ses échanges avec le fleuve Saloum, des contraintes

sont imposées au modèle numérique basées sur des scénarios d'IPCC, tenant compte des variations de la recharge de la nappe. Ces scénarios ont été intégralement fournis par le Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Simeon-Fongang LPAOSF (LPA) de l'Université Cheikh Anta Diop.

En Afrique de l'Ouest, les connaissances sur l'évolution du climat sont encore balbutiantes et contradictoires. Il existe des divergences entre les différents modèles climatiques : certains projetant une sécheresse significative, d'autres un retour progressif de l'humidité avec une extension de la végétation dans le Sahara (IPCC, 2007). En raison de sa faible capacité d'adaptation, les changements climatiques prévus peuvent entraîner de graves répercussions sur de nombreux secteurs vitaux particulièrement la disponibilité de l'eau. Pour ces raisons, et le manque général de projections climatiques basées sur les outils régionaux de réduction du climat, l'Afrique a été choisie comme première région cible pour le Programme mondial de recherche climatique CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) (Giorgi et al., 2009).

Trois scénarios à savoir CanESM2, CERFACS et NorESMI sont respectivement élaborés par le Centre Canadien de la modélisation et de l'analyse du climat (CCCma), le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) de la France et le Norwigean Climat Centre (NCC). Ces scénarios sont considérés, pour l'évaluation de l'impact des variations de la température et des précipitations, en terme de recharge à l'horizon 2050. Ils font partie des nouvelles générations de scénarios d'émissions élaborés pour la recherche sur le changement climatique et basées sur les profils représentatifs d'évolution de concentration ou RCP («Representative Concentration Pathway») qui précisent les changements des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre et d'aérosols au cours du siècle (Arora et al., 2011). Ces modèles simulent les changements climatiques en se fondant sur le forçage historique. Ils ont été utilisés pour produire des simulations pour chacun des trois RCP (RCP 2.6, RCP 4.5 et RCP 8.5). Les chiffres indiquent le forçage radiatif en W/m^2 à la fin du siècle). Le scénario RCP 8.5 est un scénario sévère de forte augmentation des gaz à effet de serre. Le scénario le plus « optimiste » (RCP 2.6) correspond à des comportements très sobres en émission de gaz à effet de serre. RCP 4.5 est un scénario intermédiaire.

Les scénarios utilisés dans le cadre de notre étude correspondent aux résultats du RCP 4.5 intermédiaire. Vu le décalage entre des valeurs du modèle NorESMI et celles observées (enregistrées dans la zone) durant la période 1951 – 2012 (figure 111), seuls, les scénarios CanESM2 et CERFACS ont été utilisés dans le cadre des simulations prédictives de la nappe du CT. Les hypothèses adoptées pour simuler les scénarios concernent essentiellement la

recharge et la période de simulation entre 2013 et 2050 en prenant également en compte les prélèvements actuels et futurs.

Le scénario CanESM2, correspond à une diminution des précipitations de 20 et 8 % respectivement par rapport aux périodes 1951-2012 et 1970 - 2012. Tandis que CERFACS montre une diminution de 2 et 6% respectivement par rapport aux périodes 1951-2012 et 1970 – 2012. Pour la période transitoire (1974 – 2012), ces deux scénarios montrent une même tendance avec, dans une moindre mesure, des pluviométries plus importantes pour CERFACS.

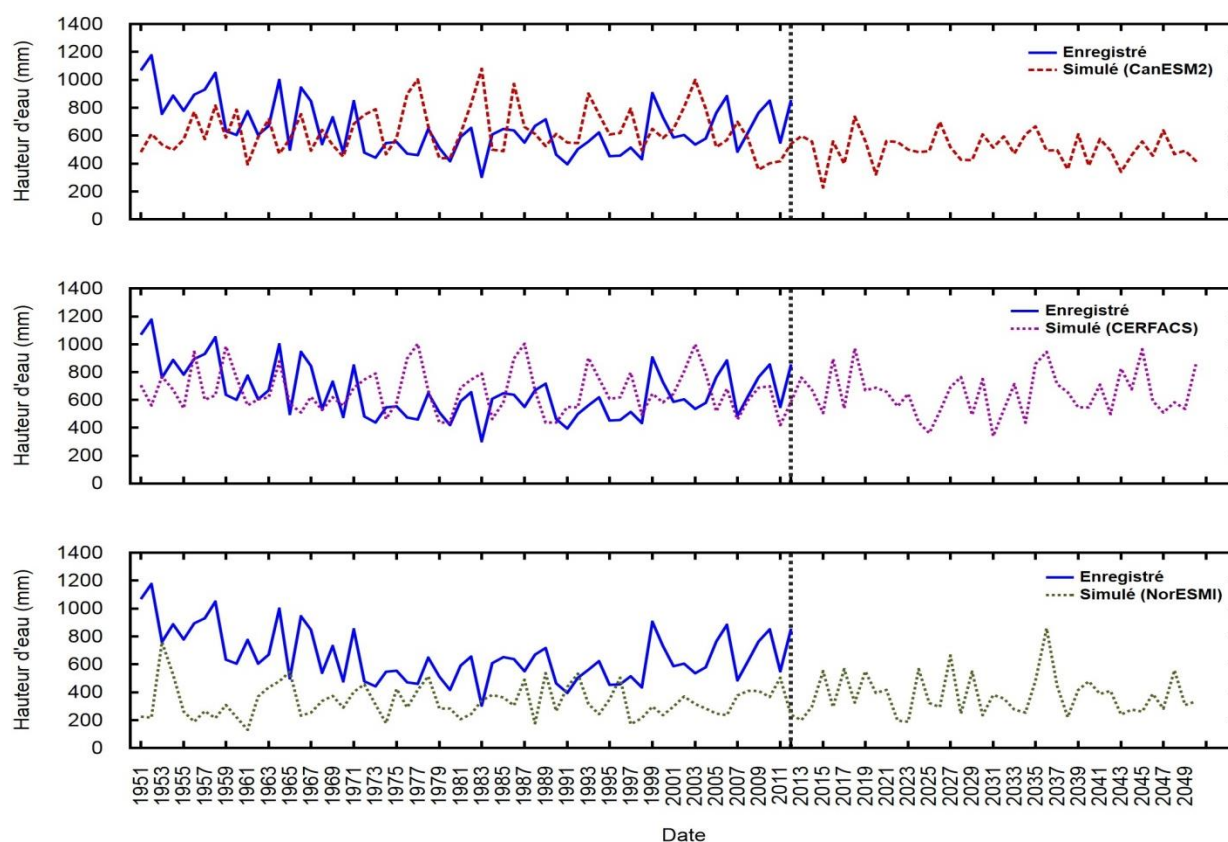


Figure 111 : Variations interannuelles de la pluviométrie enregistrée (1951 – 2012) et simulée (1951 – 2050) à la station de Kaolack

VI-2-7-2 Résultats des simulations prédictives

En plus de l'augmentation des pompages, les scénarios climatiques sont introduits via uniquement la modification de la recharge de la nappe.

Tout d'abord, pour mieux évaluer l'impact séparé de l'augmentation des pompages, une première simulation a été effectuée sur la période 2002-2012 à partir du calage de 2001. Les

valeurs de recharge sont inchangées, seuls les pompages ont augmenté passant de 8800 à 13 000 m³/jour, soit une augmentation de plus de 45 %.

Ensuite, à partir du calage de 2012, une seconde simulation prévisionnelle est réalisée pour la période 2013-2050 où les impacts des changements climatiques couplés à une augmentation des pompages sont évalués sur la période 2013-2050. Les résultats obtenus sont présentés, discutés et comparés avec les valeurs historiques (1974-2012). L'analyse portera sur l'évolution des niveaux piézométriques, du bilan hydrique et des échanges de flux entre la nappe et ses limites et particulièrement le fleuve Saloum.

VI-2-7-2-1 Impact de l'augmentation des pompages

La comparaison entre le niveau piézométrique moyen de la nappe calculé par le modèle pour la période 2002-2012 (pompages inchangés) et la prévision (2002-2012) avec l'augmentation des pompages (en gardant les mêmes conditions de recharge) inchangés montre une baisse généralisée du niveau de la nappe avec des baisses de 0.03 à 2 m à proximité des zones de captage.

Le bilan global de la simulation se présente comme suit (tableau 23) :

- une augmentation de l'intrusion d'eau salée marine et fluviatile avec des débits plus importants pour les eaux marines. Comme observée sur les simulations de la période 2002 – 2012, l'effet combiné des précipitations et des pompages localisés dans la partie Sud-Ouest de la région (figure 110) favorise l'intrusion d'eau marine. L'installation des nouveaux captages dans cette zone serait à l'origine de cette augmentation vu que la recharge est restée constante. Cette région constitue donc une zone particulièrement vulnérable à l'intrusion saline. L'augmentation des pompages pourrait à terme provoquer la dégradation irréversible des eaux souterraines.
- une diminution du débit drainé par les cours d'eau, en l'occurrence la Néma seule cours d'eau pérenne dans la zone et également localisée dans la zone Sud-Ouest (figure 110). Cette diminution serait également liée aux pompages.

Tableau 23 : Moyenne annuelle des débits d'eau entre la nappe et ses limites, calculés en m³/s durant le période 2002 -2012 en régime transitoire et avec une augmentation des pompages

Période	Recharge m ³ /s	Intrusion marine m ³ /s	Intrusion fleuve m ³ /s	Pompage m ³ /s	Drains m ³ /s	Décharge Océan m ³ /s	Décharge Fleuve m ³ /s
2002-2012 (pompages augmentés)	2.31	0.23	2.55	0.15	0.020	0.47	0.17
2002-2012 (pompages inchangés)	2.31	0.22	2.54	0.11	0.021	0.52	0.17

VI-2-7-2-2 Impact des changements climatiques couplés à une augmentation des pompages

La figure 112 présente l'évolution interannuelle du niveau piézométrique de la nappe calculé par le modèle pour la période 2013-2050 pour les scénarios de changements climatiques (CanESM2 et CERFACS) et d'augmentation des pompages. Selon, la localisation des ouvrages, la réponse du modèle à ces scénarios se traduit essentiellement par une :

- une baisse de la hauteur piézométrique dans les ouvrages situés au Nord, Nord-Ouest et Sud-Ouest. L'amplitude de cette baisse varie entre 0.2 et 4.6 m et 0.2 et 4 m respectivement pour CanESM2 et CERFACS. Les valeurs les plus élevées (> 2 m) sont observées au niveau des ouvrages (S22, S47, S52) localisés à proximité des nouveaux forages et des dômes piézométriques actuels. On constate également au niveau des ouvrages une augmentation temporaire du niveau piézométrique liée à celle de la recharge lors des années les plus humides. Cependant ceci, ne suffit pas à empêcher la baisse généralisée en lien avec l'augmentation progressive des pompages, la diminution globale de la recharge et l'écoulement continu de la nappe vers les exutoires.

- une légère hausse de la hauteur piézométrique (compris entre 0.1 et 2 m et 0.1 et 2.7m respectivement pour CanESM2 et CERFACS) dans les ouvrages (S2, S3, S4, S18, S19, S22, S23, S25, S27, S29) situés dans la zone centrale de la dépression piézométrique. Les variations les plus importantes (> 1 m), sont observées dans les ouvrages localisés au centre de la dépression piézométrique. La convergence des eaux vers la dépression lors des simulations pourrait expliquer l'augmentation du niveau dans les ouvrages dans cette zone.

Cette dualité pourrait également s'expliquer par les erreurs de calage plus importantes observées au niveau de la zone de dépression lors des simulations en régime transitoire.

L'effet combiné de l'évolution du climat et des prélèvements entraînerait une diminution des niveaux piézométriques pouvant aller à certains endroits jusqu'à 12 m par rapport au niveau actuel simulé en période de sollicitation, avec une dispersion de 2 à de 5 m autour de la moyenne multi-modèle.

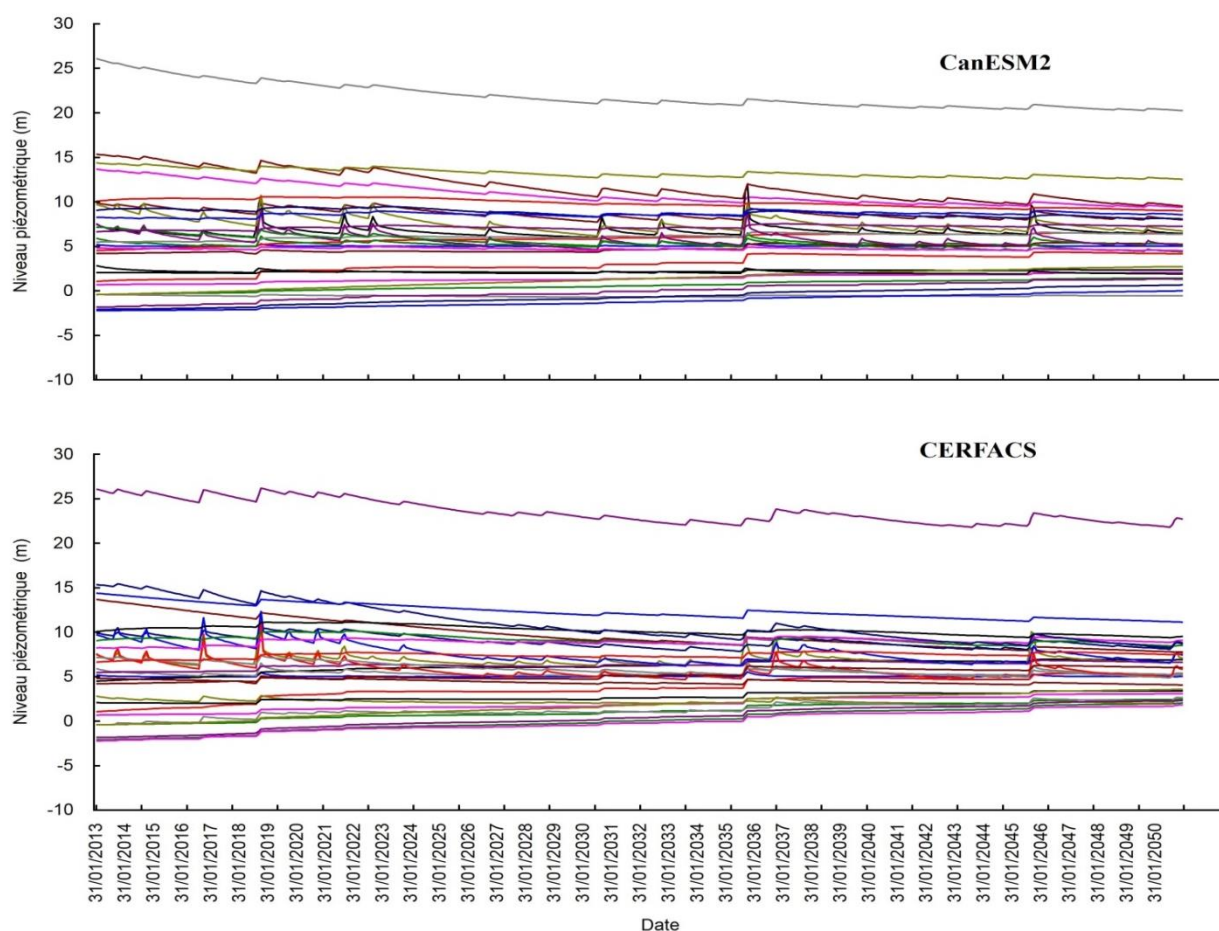


Figure 112 : Évolution générale de la piézométrie de la nappe du CT calculée au niveau des points d'observation pour les scénarios CanESM2 et CERFACS couplés à une augmentation des pompages

VI-2-7-2-3 Impact sur le bilan des flux

Le bilan global moyen des deux simulations prédictives basées sur les scénarios climatiques (CERFACS et CanESM2) combinés à l'augmentation des pompages présente une augmentation de l'intrusion saline marine et fluviale avec des débits plus importants pour les eaux marines. L'intrusion d'eau fluviale est moins marquée et reste même relativement constante pour les 2 scénarios. On note également une diminution de la décharge de la nappe vers les cours d'eau. Comme indiqué dans les paragraphes précédents, ces observations étaient déjà induites par l'augmentation des pompages seules (figure 113 et 114, tableau 24).

Les effets constatés au niveau des scénarios étudiés montrent une baisse continue de la nappe dans les ouvrages localisés dans les champs captants et cela malgré les hausses périodiques observées lors de chaque épisode pluvieux. Cependant, la nappe ne serait pas en condition de surexploitation. La variation de stock moyenne, bien que inférieure à celle de la période 1974 - 2012 reste positive et dépend essentiellement de la recharge (figure 115).

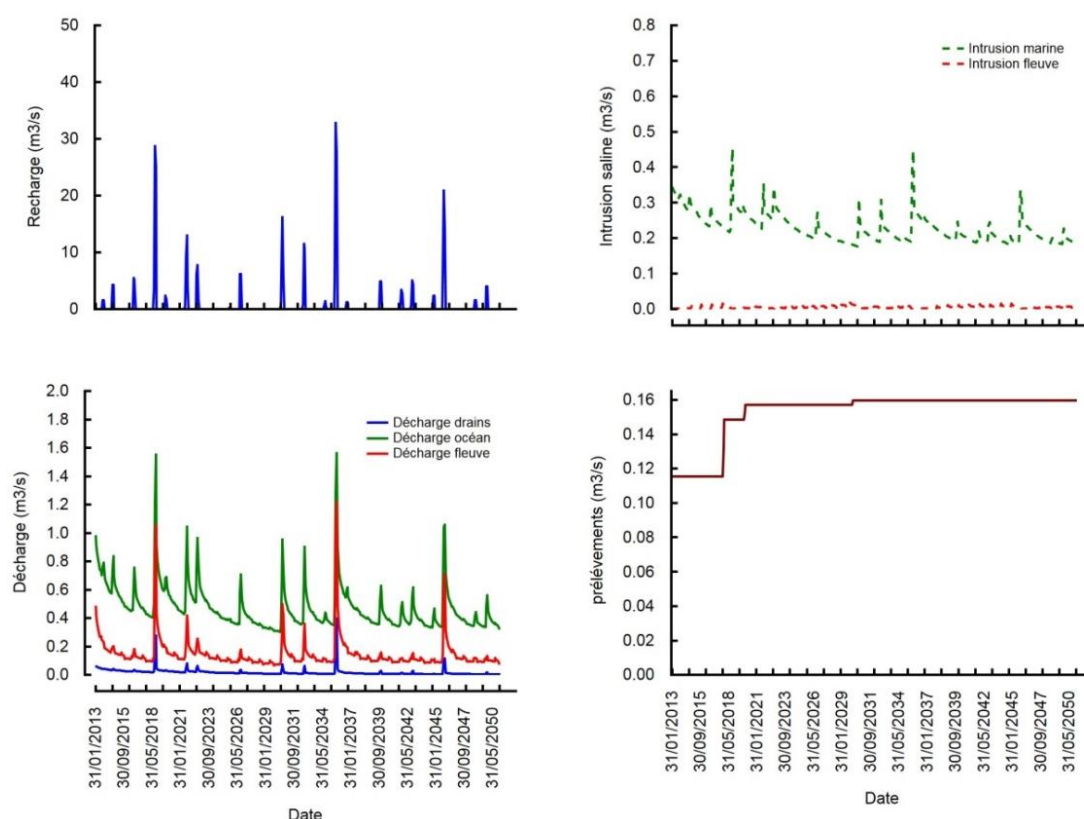


Figure 113 : Évolution de la valeur moyenne des apports (recharge, intrusion d'eau salée marine et fluviale) et des sorties (décharge vers la mer, le fleuve, les cours d'eau et les pompages) de l'aquifère du CT calculés pour la simulation prédictive du scénario CanESM2

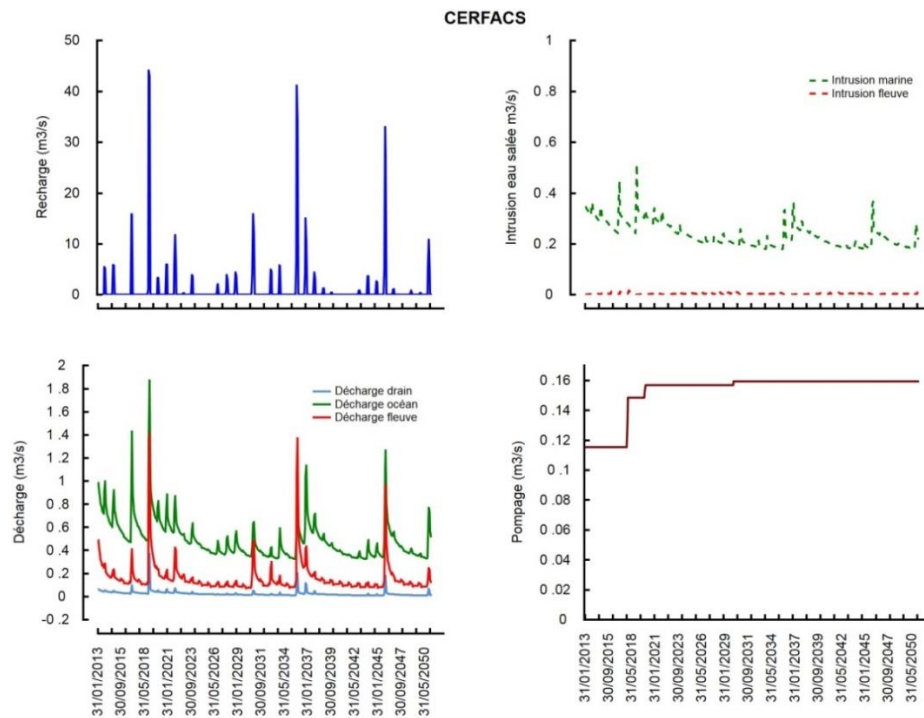


Figure 114 : Évolution de la valeur moyenne des apports (recharge, intrusion d'eau salée marine et fluviale) et des sorties (décharge vers la mer, le fleuve, les cours d'eau et les pompages) de l'aquifère du CT calculés pour la simulation prédictive du scénario CERFACS

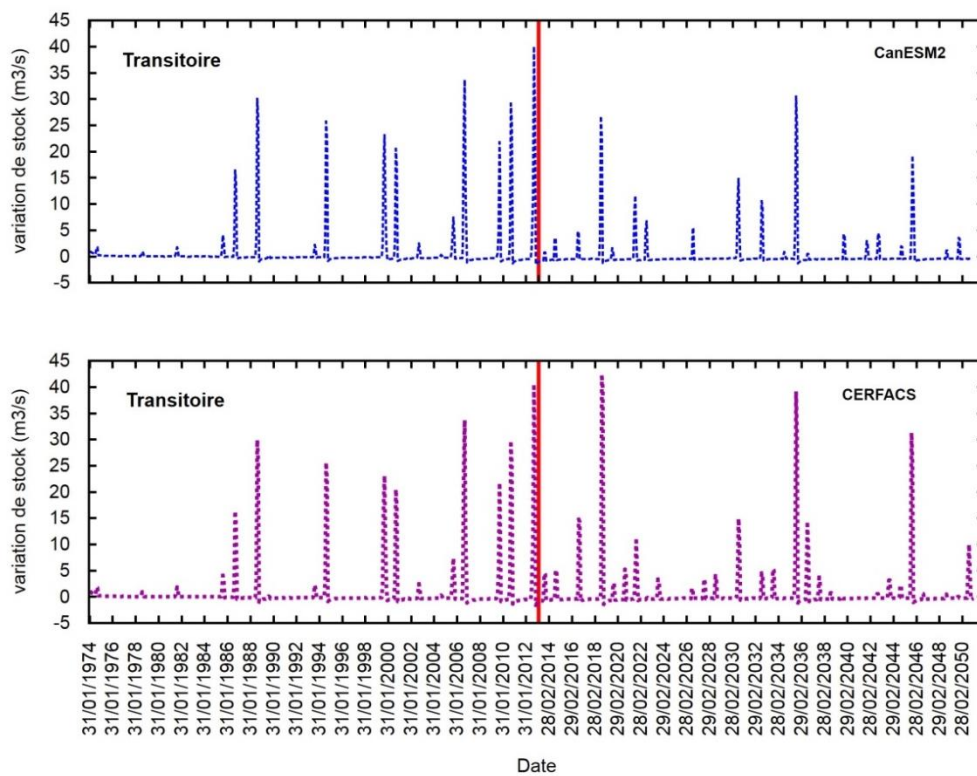


Figure 115 : Évolution de la variation de réserve de l'aquifère calculé sur les périodes transitoires (1974-2012) et prédictives (2013-2050)

Tableau 24 : Moyenne annuelle des débits d'eau entre la nappe et ses limites, calculés en m³/s par le modèle durant les simulations prédictives

Simulation	Recharge	Intrusion marine	Intrusion fleuve	Pompage	Drains	Décharge Ocean	Décharge Fleuve	Variation de stock
Transitoire 2012	1.2	0.18	0.08	-0.07	-0.008	-0.37	-0.18	0.83
horizon 2050 (CERFACS)	1.01	0.21	0.09	-0.15	-0.003	-0.28	-0.14	0.76
horizon 2050 (CanESM2)	0.7	0.22	0.09	-0.15	-0.002	-0.27	-0.14	0.74

Conclusion Partielle

Le modèle numérique utilise le logiciel MODFLOW/GMS pour la simulation de l'hydrodynamisme de la nappe du CT et pour simuler l'impact des scénarios de l'IPCC en cours de changements climatiques conjugués à l'augmentation des pompages. Il a permis de comprendre le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère, en estimant les échanges latéraux de l'aquifère avec la mer et le fleuve Saloum. La calibration a été jugée satisfaisante au vu des données disponibles. Toutefois, des écarts sont observés au niveau des ouvrages situés dans la dépression piézométrique. Le calage du modèle en régime permanent (période 1970-1973) a permis de reproduire les conditions initiales du modèle transitoire pour la période 1974-2012 malgré la contrainte de la dépression piézométrique. Les conductivités hydrauliques et les porosités de drainage sont déduites à partir du calage du modèle en régime transitoire. Elles sont respectivement comprises entre 1.10^{-6} et 9.10^{-4} m/s et 5 % et 20 %. Le bilan issu de ce calage a permis de quantifier les entrées d'eau de mer et du fleuve Saloum et la décharge de la nappe vers ses deux limites et son drainage par la Néma.

Les simulations ont montré que l'impact d'une augmentation des pompages combinée aux changements climatiques (baisse de la recharge) varie en fonction des zones. Les valeurs maximales ont été constatées à proximité et dans les zones de captage de la nappe où les prélèvements sont les plus importants. Toutefois, l'augmentation des prélèvements dans le but de satisfaire l'alimentation en eau des populations, combinées à des conditions climatiques défavorables pour une bonne recharge de la nappe, peuvent contribuer à des rabattements moyens d'environ 4 m et une dégradation de la qualité des eaux due à l'intrusion saline.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Dans le Saloum, le déficit d'écoulement du système fluvial, combiné à une forte évaporation et à une pente très faible ont favorisé une pénétration des eaux marines conduisant ainsi à un état d'hypersalinisation des eaux de surface et un caractère inverse de l'estuaire. Les quelques études hydrogéologiques qui ont été menées dans la zone ont montré la contamination par ces eaux de surface hypersalées de la nappe du Continental Terminal (CT). Cette dernière assure pour l'essentiel l'AEP des populations dans la région et constitue également la seule ressource exploitable dans la zone pour résoudre la demande en eau sans cesse croissante dans les îles du Saloum et localités avoisinantes. Dans l'optique d'une préservation des ressources en eau souterraine, il est apparu donc nécessaire de mieux comprendre le fonctionnement de ce système. C'est dans ce contexte que s'inscrit cette thèse dont l'objectif global consiste à améliorer nos connaissances sur les interactions eaux de surface – eau souterraine dans ce contexte de salinisation de l'estuaire du Saloum. Cet objectif principal est soutenu par des objectifs spécifiques qui consistent à: 1) comprendre le fonctionnement hydrogéologique de la nappe du CT en relation avec les eaux du fleuve Saloum ; 2) caractériser la salinisation de la nappe du CT ; 3) élaborer un modèle hydrogéologique simulant les écoulements d'eau pour une étude bilantaire intégrant l'ensemble des connaissances sur cet aquifère et 4) simuler les réponses de ce système pour différents scénarios d'exploitation et de changements climatiques.

1-Aspects méthodologiques

Pour atteindre ces objectifs, l'étude a été menée en développant une approche méthodologique multidisciplinaire. Les outils de télédétection et de SIG ont permis de caractériser les états de surface et d'identifier les zones de recharge potentielle de la nappe. Les méthodes du bilan des chlorures et du bilan hydrique ont été utilisées pour une estimation des valeurs de recharge. Une approche hydrogéochimique et isotopique basée sur l'identification des types d'eau et des processus géochimiques responsables de la minéralisation a également été utilisée. L'ensemble des informations apportées par ces différentes approches a été intégré pour développer un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique du système qui a été traduit en modèle numérique. Ce modèle a permis de reproduire les grandes tendances de l'écoulement et les flux entre la nappe et ses limites. La mise en œuvre de cette méthodologie

a été précédée d'une réactualisation des données hydrogéologiques antérieures à partir des données collectées sur le terrain.

2-Connaissances acquises

Un certain nombre de connaissances ont été acquises à l'issue de cette étude et ont permis de mieux comprendre le fonctionnement du système aquifère du CT. Ces connaissances peuvent se classer en deux catégories à savoir celles qui sont réactualisées et celles qui concernent les résultats assez marquants obtenus.

2-1 Connaissances réactualisées

Une synthèse bibliographique et des investigations hydrogéologiques supplémentaires ont été menées dans l'optique de réactualiser les données existantes. La réactualisation des données des ouvrages hydrauliques, le Modèle Numérique de Terrain et la prise en compte des sondages géophysiques effectués dans le cadre d'un projet du Ministère de l'Hydraulique (MH) ont permis de définir la géométrie de l'aquifère suivant des coupes géoélectriques et géologiques et, d'établir la carte du mur de l'aquifère.

La réactualisation par le nivellement précis des ouvrages et la correction des données antérieures et celles nouvellement acquises dans le cadre de ce travail ont permis de dresser une carte piézométrique précise reflétant le régime d'écoulement de la nappe. Les données mettent en évidence une tendance générale à une hausse du niveau de la nappe (pour la période 2003-2012) dont l'amplitude dépend essentiellement des précipitations et des pompages. Les directions principales d'écoulement se font globalement à partir des dômes piézométriques (Sud-Ouest, Nord-Ouest et Nord) vers toutes les directions suivant un gradient hydraulique variable. On note également une dépression piézométrique caractéristique « des nappes en creux » et due aux caractéristiques hydrauliques du système dans cette zone et plus particulièrement à une reprise évaporatoire. Elle est localisée dans la zone centrale suivant une direction Ouest-Est.

2-2 Connaissances nouvelles

L'estimation quantitative et qualitative de la recharge

L'estimation quantitative de la recharge de la nappe a été effectuée en utilisant la méthode du bilan des chlorures et celle du bilan hydrique avec les formules empiriques de Thornthwaite et de Penman. Les valeurs de recharge ponctuelle (comprises entre de 17 et 100 mm/an) obtenues par la méthode du bilan des chlorures sont dans le même ordre de grandeur que celles obtenues par la formule de Penman (comprises entre 19 et 130 mm/an). Ces dernières

bien que différentes de celles fournies par la formule de Thornthwaite (comprises entre 81 et 246 mm/an), montrent les mêmes tendances d'évolution en fonction de la pluviométrie avec un déficit observé durant la grande sécheresse des années 1970.

L'approche cartographique consistant à établir des cartes synthétiques sur la base d'une analyse multicritère en utilisant des outils de télédétection et de SIG a permis d'effectuer une estimation qualitative de la recharge avec la détermination des zones de recharge potentielle. Le choix des critères a été réalisé en fonction de leur signification physique mais aussi en fonction de la disponibilité des données. Les résultats montrent que presque 50 % de la zone d'étude présente un potentiel de recharge élevée lié à la nature sableuse des sols dépourvus de cuirasse latéritique et à la présence des zones de cultures pluviales à forte capacité d'infiltration. Cependant, l'estimation de la recharge pourtant essentielle à une bonne gestion des ressources en eau souterraines exploitables reste difficile à appréhender avec précision. Cette difficulté vient du fait que les paramètres utilisés pour son estimation sont souvent mal connus et les imprécisions sur les données d'entrée entraînent également des incertitudes sur les résultats. De plus, les différents processus qui se déroulent lors du transit de l'eau dans la zone non saturée vers la nappe sont complexes. La spatialisation de cette recharge est également fortement dépendante des paramètres utilisés et de la méthodologie adoptée en l'occurrence l'analyse multiparamètre. De plus, cette approche reste une proposition d'analyse spatiale qui devrait être vérifiée par des mesures de terrain. La principale difficulté reste la validation des résultats obtenus ; celle-ci pourrait aussi conduire à définir de nouveaux critères ou à modifier les pondérations affectées.

La géochimie et l'isotopie

Concernant la géochimie des éléments majeurs dans les eaux, les outils classiques (diagrammes de Piper et binaires et les indices de saturation) et l'analyse statistique donnent une idée claire des différents types et de l'origine de la minéralisation des eaux du CT du Saloum. L'étude basée sur la caractérisation hydrogéochimique par approche statistique avec la méthode des SOM's intégrant à la fois les éléments majeurs ainsi que les paramètres physico-chimique a montré toute sa pertinence dans la discrimination des types d'eau et l'origine de leur minéralisation. Elle a montré la variabilité spatiale des caractéristiques chimiques des eaux souterraines et a permis de distinguer trois groupes sur base des sources principales de la minéralisation (Dieng et *al.*, 2017) Le premier groupe (1), localisé le long du littoral et du fleuve Saloum, est affecté par une contamination issue de l'intrusion d'eau salée et/ou une pollution anthropique, et avec comme principaux facies Na-Cl ou Ca-Cl.

La gradation du faciès Na-Cl en Ca-Cl révèle les réactions d'échange inverse de bases comme processus dominants qui accompagnent l'intrusion saline. Le deuxième groupe (2), principalement situé dans les parties centrale et orientale de la zone d'étude, est caractérisé par une minéralisation moins importante. Le faciès Ca-HCO₃ et plus particulièrement les indices de saturation et les rapports ioniques Ca/HCO₃ révèlent la dissolution de la calcite, minéral qui a été identifié dans cette zone par Lappartient (1985). Dans le troisième groupe intermédiaire (3), la chimie de certains échantillons indique des processus d'adoucissement susceptibles de représenter l'effet de l'infiltration des pluies récentes. En effet, dans les eaux douces de ce groupe le faciès Ca-Cl dominant caractérise les zones de recharge à l'ouest de la région. Suivant l'écoulement dans ce secteur, il a été mis en évidence une gradation du faciès Ca-Cl évoluant vers Na-Cl. Les réactions d'échange de bases où l'ion Ca remplace graduellement Na au niveau des charges négatives des minéraux argileux sont les processus responsables. Ces trois groupes et leurs caractéristiques chimiques sont généralement observés pour les deux saisons sèche et humide, avec une diminution de la minéralisation observée pendant la saison humide.

L'étude comparative des caractéristiques de la qualité des eaux souterraines en termes de salinisation entre 2003 et 2012 indique d'importants changements. Dans les puits situés près du fleuve Saloum, on observe une diminution des concentrations de Na et de Cl et des valeurs de la CE. Ceci indique une dilution et un adoucissement des eaux souterraines dû à une augmentation des précipitations ainsi qu'à une intrusion d'eau du fleuve moins minéralisée. Par ailleurs, on observe une augmentation de la minéralisation dans certains puits situés dans les zones centrale et orientale de la zone d'étude. Les types d'eau souterraine évoluent du faciès Ca-HCO₃ au Na-Cl ou au Ca-Cl et indiquent une infiltration récente des eaux de pluies et des polluants provenant de la contamination anthropique, combinée à la dissolution de la calcite. Cependant, aucune tendance n'est observée au niveau des ouvrages situés près du littoral et de la rivière Néma où l'évolution chimique de l'eau souterraine est due à l'effet combiné de l'intrusion d'eau de mer et de l'infiltration des eaux de pluies.

Dans cette étude, nous ne disposons pas de séries temporelles, pour l'étude isotopique. Toutefois, le caractère enrichi par processus d'évaporation, les phénomènes de recharge, d'écoulement de la nappe et du mélange d'eau sont bien perçus à partir de la signature isotopique. De plus, les variations des teneurs en isotopes stables et le diagramme Cl *versus* δ¹⁸O ont mis en évidence la typologie des eaux souterraines corroborant ainsi les résultats géochimiques. Ceci a permis également de suggérer que les eaux salées de la nappe résultent d'un mélange à trois composantes (eau salée du fleuve ou de la mer, eau de nappe et eau de

recharge).

Globalement, l'analyse hydrogéochimique et isotopique nous a permis de bien comprendre les différents processus impliqués dans la minéralisation des eaux du CT. Elle a montré une certaine cohérence avec le schéma de fonctionnement hydrodynamique établi pour la nappe. Elle a permis ainsi de valider le modèle de fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère du CT qui a été utilisé lors de la modélisation.

La modélisation hydrogéologique

Le comportement hydrodynamique de la nappe et les conséquences de futures contraintes (changements climatiques et pompages) sur son fonctionnement ont été étudiés grâce au modèle hydrogéologique. Ce dernier a été élaboré dans MODFLOW/GMS grâce à un schéma conceptuel de fonctionnement du système aquifère correspondant à un système monocouche. Ce schéma a été traduit en modèle numérique 2D constitué de 55200 mailles carrées de 250 m de côté. Il a été calibré en régime permanent de 1970 à 1973 pour les conditions initiales du régime transitoire lui-même simulé de 1974 à 2012. La phase de calage s'est effectuée en tenant compte des valeurs ponctuelles mesurées et surtout de la morphologie de la piézométrie qui donne une indication qualitative de l'écoulement du système. Une calibration jugée acceptable et des résultats cohérents avec le schéma conceptuel établi ont été obtenus. Ce travail de modélisation à l'échelle régionale a permis de reproduire les grandes tendances de l'écoulement dans le système et les grands traits qui caractérisent la dynamique globale du système. En effet, malgré les pompages, le modèle montre une hausse progressive du niveau de la nappe ; cette hausse est essentiellement reliée aux lames d'eau précipitées durant la période considérée. L'analyse du bilan a mis en évidence les flux d'échanges entre la nappe et la mer et le fleuve Saloum et son drainage par la Néma. Ces flux d'échanges simulés entre la nappe et ses limites, ont permis d'évaluer l'impact du fleuve Saloum sur la nappe. Il apparaît que la contribution de l'eau salée du fleuve Saloum est relativement faible par rapport à celle de l'eau de mer.

Les simulations prédictives de 2013 à 2050 ont montré que l'effet combiné de l'augmentation des pompages et de la baisse de la recharge varie en fonction des zones. Les impacts les plus forts ont été constatés à proximité et dans les zones de captage de la nappe où les prélèvements sont les plus importants. Toutefois, l'augmentation des prélèvements, dans le but de satisfaire l'alimentation en eau des populations, combinée à des conditions climatiques défavorables pour une bonne recharge de la nappe, peuvent contribuer à des rabattements ponctuels de 4 m près des captages et une dégradation de la qualité des eaux due à l'intrusion

saline. Toutefois, malgré une conceptualisation détaillée et rigoureuse du fonctionnement de l'aquifère du CT dans la zone étudiée, les hypothèses émises lors des simulations (conditions initiales) associées aux erreurs sur les mesures et les calculs numériques sont autant de facteurs qui entraînent des incertitudes sur les résultats du modèle.

3-Constata, perspectives et recommandations

L'hydrodynamique, la géochimie, l'isotopie et la modélisation ont permis d'apporter des éléments nouveaux pour une meilleure connaissance et compréhension du fonctionnement du système aquifère côtier du CT par rapport à ses limites, particulièrement le fleuve Saloum et aux facteurs climatiques. Malgré la salinité des eaux de surface qui constitue une contrainte majeure pour l'aquifère, celui-ci reçoit une recharge actuelle plus importante qu'à des époques antérieures et qui tend à repousser le front salé au Nord (le long du fleuve Saloum) ce qui se traduit par conséquent par un adoucissement des eaux. Cependant, à l'Ouest, l'intrusion marine constitue toujours une menace. Par conséquent, il s'avère nécessaire de bien contrôler les rabattements de la nappe dans le secteur Sud-Ouest (champ captant pour les transferts vers les îles du Saloum) où leurs amplitudes ont une incidence directe sur une éventuelle contamination de la nappe par l'intrusion marine.

Cependant, comme il a été évoqué dans le chapitre modélisation, un compromis a dû être trouvé entre l'utilisation d'un nombre limité de données et de paramètres à estimer en vue d'une représentation suffisamment satisfaisante du comportement du système. Ces données ont permis de confronter les observations ponctuelles aux résultats simulés, mais ces derniers se heurtent surtout à une validation qui est la difficulté majeure des modèles.

Pour assurer une meilleure gestion de ce système à long terme, il serait intéressant d'améliorer la fiabilité des résultats et de mieux affiner le travail de modélisation et ainsi permettre l'évaluation du comportement de la zone de contact eau douce/eau salée par simulation de transfert de solutés. Cette approche apportera des précisions sur la relation entre l'aquifère et ses limites et la salinisation de la nappe induite par l'intrusion des eaux du fleuve. De plus, une étude isotopique plus poussée permettrait de dater les eaux souterraines et de mieux identifier ou valider les zones de recharge potentielle déjà définies dans cette étude. Pour finir, l'extension de l'étude sur tout le bassin du Saloum, en intégrant la partie Nord, serait nécessaire pour renforcer l'état de la connaissance dans ce système aquifère qui participerait à répondre aux besoins croissants en eau des populations.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abid, K., Zouari, K., Dulinski, M., Chkir, N., Abidi, B. (2011) Hydrologic and geologic factors controlling groundwater geochemistry in the Turonian aquifer (Southern Tunisia). *Hydrogeology Journal*, 19:415–427.
- Adar, E., Gev, I., Lipp, J., Yakiv, D., Gat, J., Cohen, Y. (1995) Utilization of oxygen-18 and Deuterium in stem flow for the identification of transpiration sources: soil water versus groundwater in sand dune terrain. *IAHS Publication*, 232:329–338.
- Ali, A., Lebel, T., Amani, A. (2008) Signification et usage de l'indice pluviométrique au Sahel. *Sécheresse*, 19:227 – 235.
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D. (1998) Crop Evapotranspiration – Guidelines for Computing Crop Water Requirements – FAO Irrigation and Drainage Paper 56.
- Allison, G.B., Gee, G.W., Tyler, S.W. (1994) Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semi-arid regions. *Soil Science Society of America Journal* 58:6-14.
- Anderson, M.P., and Woessner, W.W. and Hunt R.J. (2015) Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport. Academic Press, New York, 564 p.
- ANDS - Agence Nationale de la Statistique et de la Démographie (2013) Rapport général de la population et de l'habitat, de l'agriculture et de l'élevage. UNFPA, USAID 19 p.
- Appelo, C.A.J., Postma, D. (2005) Geochemistry, Groundwater and Pollution. Second Ed, Balkema, Rotterdam, 656p
- Araguas Araguas, L.J. (2003) Identification of the mechanisms and origin of salinization of groundwater in coastal aquifers by isotope techniques, *In: IGME (Ed.), Tecnologia de la intrusion de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos*, Alicante, Spain, pp, 365–371
- Aranyossy, J.F., Guere A., Sidorio, M., (1989) Étude par les isotopes de l'environnement des dépressions piézométriques ; premières données sur des exemples au Mali, *Hydrogéologie*, 3:151-158.
- Aranyossy, J.F., and Gaye, C. (1992) La recherche du pic de tritium thermonucléaire en zone non saturée profonde sous climat semi-aride pour la mesure de la recharge des nappes: première application au Sahel. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 315 :637-643.
- Archambault, J. (1960) Les eaux souterraines d'Afrique Occidentale. Berger Levrault, Nancy, 139 p.

- Arora, V.K., Scinoca, J.F., Boer, G.J., Christian, J.R., Denman, K.L., Flato, G.M., Kharin, V.V., Lee, W.G. Merryfield, W.J. (2011) Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, 38.
- Barnes, C.J., Allison, G.B. (1988) Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Journal of hydrology*, 100:143–176.
- Barnes, C.J., Allison, G.B. (1983) The distribution of Deuterium and ^{18}O in dry soils, 1, theory. *Journal of hydrology*, 60:41–156.
- Barone, V.C. (2000) Modeling the impacts of land use activities on the subsurface flow regime of the upper Roanoke river watershed. Master of Science in Biological Systems Engineering, Faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia 184p.
- Barusseau, J.P., Diop, E.H.S., Saos, J.L. (1985) Evidence of Dynamics Reversal in Tropical Estuaries, Geomorphological and Sedimentological Consequences (Saloum and Casamance Rivers, Senegal). *Sedimentology*, 32:543–552.
- Bastiaanssen, W.G.M., Molden, D.J., Makin, I.W. (2000) Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. *Agriculture Water Management* 46:137-155.
- Batelaan, O. (2010) A multi-analysis remote-sensing approach for mapping groundwater resources in the karstic Meo Vac Valley, Vietnam, *Hydrogeology Journal*, 19, 275–287,
- Bear, J., and Verruijt, A. (1987) Modeling groundwater flow and pollution, Dordrecht (NL), Kluwer Academic, 408p.
- Belkhiri, L., Mouni, L., Boudoukha, A. (2012) Geochemical evolution of groundwater in an alluvial aquifer: Case of El Eulma aquifer, East Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 66:46–55.
- 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'état es Science Université Avignon et des Pays de Vaucluse 296p.
- Bouhlassa, S., Paré, S. (2006) Évapotranspiration de référence dans la région aride de Tafilalet au Sud-Est du Maroc. *AJEAM-RAGEE* 11:1-16.
- Bradley, C. (2002) Simulation of the annual water table dynamics of a floodplain wetland, Narborough Bog, UK. *Journal of Hydrology*, 261:150-172.
- Bradley, C., (1996) Transient modelling of water-table variation in a floodplain wetland, Narborough Bog, Leicestershire. *Journal of Hydrology*, 185:87-114.

- Brunner, P., Franssen, H.J.H., Kgotlhang, L., Bauer-Gottwein, P., and Kinzelbach W. (2007) How can remote sensing contribute in groundwater modeling. *Hydrogeology Journal*, 15: 5–18.
- Carrão, H., Araújo, A., And Caetano, M. (2008) Land Cover Classification in Portugal with Intra-Annual Time Series of MERIS Images. *In Proceedings of the 2nd MERIS / AATSR User Workshop*, Frascati, Italy 22-26.
- Castelain, J., Jardin, S., et Monciardini, C. (1965) Excursions géologiques dans le Sénégal occidental. *In Proceedings Colloque Internationale de Micropaleontologie*, Paris, Mémoire BRGM, 32:357-365.
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T., Zarba, E.L.A. (1990) General Mass-Conservative Numerical Solution for the Unsaturated Flow Equation. *Water Resources*, 26:1483-1496.
- Chilton, P.J., Stuart, M.E, Darling, W.G. (1998) Use of stable isotopes in the investigation of the effects of wastewater reuse on groundwater in Mexico. *In Application of isotope techniques to investigate groundwater pollution*, IAEA, 209p.
- Chowdhury, A., Jha, M.K., Chowdary, V.M., Mal, B.C. (2009) Integrated remote sensing and GIS-based approach for assessing ground- water potential in West Mednipur district, West Bengal, India. *International Journal of Remote Sensing* 30:231–250.
- Clark, I., and Fritz, P. (1997) *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, Boca Raton, 328p.
- Congalton, R.G. (1991) A review of assessing the accuracy of classifications of remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, 37:35–46.
- Conrad, G., and Lappartient, J.R. (1987) The Continental terminal ; its position within the Cenozoic geodynamic evolution of the Senegalo-mauritanian basin. *Journal of African Earth Sciences*, 6:45-60.
- Conrad, C., Fritsch, S., Zeidler, J., Rücker, G., Dech, S. (2010) PerField Irrigated Crop Classification in Arid Central Asia Using SPOT and ASTER Data. *Remote Sensing* 2:1035- 1056.
- Cooper, H.H., Jacob, C.E. (1946) A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 27:526-534.
- Coplen, T.B., (1988) Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology*, 72:293–7.

- Coppin, P.I., Jonckheere K., Nackaerts, B.M., and Lambin, E. (2004) Digital change detection methods in ecosystem monitoring: a review. *International Journal of Remote Sensing* 25:1565–1596.
- Coudrain-ribstein, A., Pratx, B., Talbi, A., Jusserand, C. (1998) L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol. *C.R. Académies des Sciences de Paris*, 326:159–165.
- Coudrain-ribstein, A., Pratx, B., Jusserand, C., Quintanilla, J., Cahuaya D. (1997) Bilan et évaporation d'un aquifère en zone aride, Altiplano central bolivien. *Hydrochemistry Proceedings of the Rabat Symposium, IAHS Publication*, 244:53-61.
- Cowi (2000) Caractéristiques des systèmes aquifères du Sénégal. Rapport technique, Service de gestion et de planification des ressources en eau Ministère de l'Hydraulique, (Non publié), 4:58.
- Craig, H. (1961) Isotopic variations in meteoric. *Water Sciences*, 133:1702-1703.
- Currell, M.J., Cartwright, I., Bradley, D.C., Han, D. (2010) Recharge history and controls On groundwater quality in the Yuncheng Basin, North China. *Journal of Hydrology* 385:216–229.
- Dakouré, D. (2003) Étude hydrogéologique et géochimique de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudéni (Burkina Faso - Mali) - Essai de modélisation. Thèse de doctorat. Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, 256 p.
- Darling, W.G., Bath, A.H. (1988) A stable isotope study of recharge processes in the English chalk. *Journal of hydrology*, 101:31-46.
- Dassargues, A. (2010) Cours d'Hydrogéologie Générale.
- Dassargues, A. (1994) Paramétrisation et simulation des réservoirs souterrains, discrétisation du domaine, couplages et non linéarités des paramètres. Thèse docteur en Sciences Appliquées. de l'Université de Liège collection des publications de la Faculté des Sciences Appliquées, 134:150p.
- Dassargues, A., Monjoie, A. (1991) Modèle hydrogéologique en zone aride ou semi-aride Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride. Ed. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotext, Paris 17-22.
- Dassi, L. (2010) Use of chloride mass balance and tritium data for estimation of groundwater recharge and renewal rate in an unconfined aquifer from North Africa: a case study from Tunisia. *Environmental Earth Sciences*, 60:861–871.
- Datta, D. and Deb, S. (2012) Analysis of coastal land use/land cover changes in the Indian Sunderbans using remotely sensed data. *Geo-spatial Information Science*, 15:241-250.

- Daoud, D., (1995) Caractérisation géochimique et isotopique des eaux souterraines et estimation du taux d'évaporation, dans le bassin du Chott Chergui (zone semi-aride), Algérie. Thèse Docteur à l'Université de Paris-sud, Orsay, 256p.
- de Marsily, G. (1981) Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la terre, Masson, Paris, 215p.
- de Marsily, G. (1986) Quantitative hydrogeology, San Diego, California. Academic, 464 p
- de Montety, V., Radakovitch, O., Vallet-Coulomb, C., Blavoux, B., Hermitte, D., Valles, V. (2008) Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhone delta (Southern France). *Applied Geochemistry*, 23: 2337- 2349.
- De Vries, J.J., Simmers, I. (2002) Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10:5–17.
- Diedhiou, M. (2011) Approche multitraceur géochimique et isotopique à l'identification des sources de la pollution nitrée et des processus de nitrification et dénitrification dans la nappe de Thiaroye. Thèse de doctorat de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 210p.
- Degallier, R. et Joseph, C. (1970) Évaluation des ressources des nappes peu profondes au moyen d'un indice de sensibilité aux pluies. Colloque bilan hydrique mondial, AIHS Publication, 92 :84-99.
- Degallier, R. (1962) Hydrogéologie du Ferlo septentrional (Sénégal). Mémoire BRGM, 19: 44.
- Diallo, I., Sylla, M., Giorgi, F., Gaye, A.T., Camara, M. (2012) Multimodel GCM-RCM Ensemble-Based Projections of Temperature and Precipitation over West Africa for the Early 21st Century. *International Journal of Geophysics*, 1:19
- Dieng, M., (1965) Contribution a l'étude géologique du Continental terminal du Sénégal. Rapport technique BRGM, Dakar, 181p.
- Dieng, B., Ledoux, E., de Marsily, G., (1990) Palaeohydrogeology of the Senegal sedimentary basin: a tentative explanation of the piezometric depressions. *Journal of Hydrology*, 118:357-371.
- Dieng, B., (1987) Paléohydrogéologie et hydrogéologie quantitatives du bassin sédimentaire du Sénégal, Essai d'explication des anomalies piézométriques observées. Thèse École Nationale Supérieure de mine Paris, 172p.
- Dieng, N.M., Orban, Ph., Otten, J., Stumpp, C., Faye, S., Dassargues, A. (2016) Effects of seasonal and climate changes on groundwater quality in the Saloum coastal aquifer (Senegal). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 9:163 – 182.

- Dieng, N.M., Faye, S., Dinis, J., Gonçalves, M., Caetano, M. (2014) Combined uses of supervised classification and Normalized Difference Vegetation Index techniques to monitor land degradation in the Saloum saline estuary system. *In The Land/Ocean Interactions in the Coastal Zone of West and Central Africa. Estuaries of the World.* Springer International Publishing, 49-63.
- Dieng, N.M. (2009) Analyse des risques hydrologiques avec l'imagerie satellitaire optique : cas des inondations dans la région de Dakar. Mémoire DEA, Département de géologie, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 108p.
- Diluca, C. (1976) Hydrogeology of the Continental terminal aquifer between the Sine and the Gambia. Technical report BRGM Dakar, 33p.
- Diop, E.S. (1986) Tropical holocene estuaries, Comparative study of the physical geography features of the rivers from the South of Saloum to the Mellcorée (Guinea Republic). PhD, Thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 379p.
- Diouf, O.C. (2012) Apport des outils cartographiques et géochimiques à la validation des paramètres d'entrée du modèle hydrogéologique de la nappe des sables quaternaires de Dakar : implication sur les inondations en zone péri-urbaine, Thèse de doctorat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 236p.
- Diouf, K.G. (2006) Influence de la salinité sur les déplacements et la croissance des Juvéniles d'un poisson ubiquiste *Sorotheodon melenotheron* (*Teleosteen Cichlidea*) dans les estuaires Ouest africains. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 137p.
- Diouf, P.S. (1996) Les peuplements de poissons des milieux estuariens de l'Afrique de l'Ouest : l'exemple de l'estuaire hypersalin du Sine Saloum. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 177p.
- Dupuy, N. and Dreyfus, B. (1992) *Bradyrhizobium* populations occur in deep soil under the leguminous tree *Acacia albida*. Applied and Environmental Microbiology 58:2415-2419.
- Edmunds, W.M., Gaye, C.B. (1994) Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. Journal of Hydrology 156:47–59.
- Elouard, P. (1962) Étude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Cuebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. Rapport technique, Mémoire BRGM N°7, 250p.
- Epstein, S., Mayeda, T. (1953) Variation of O^{18} content of waters from natural sources. Geochimica and Cosmochimica Acta 4:213–224.
- Faye, S., Evans, D., Cissé Faye, S. (2001) Origin and distribution of saline groundwater in the Saloum (Senegal) coastal aquifer. *In proceeding, Second International Conference on*

- Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers, Mérida, Yucatán, México.pp 23-25.
- Faye, S., Cissé Faye, S., Ndoeye, S., Faye, A. (2004) Hydrogeochemistry of the Saloum (Senegal) superficial coastal aquifer. *Environmental Geology*, 44:127-136.
- Faye, S., Maloszewski, P., Stichler, W., Trimborn, P., Cissé Faye, S., Gaye, C.B. (2004) Groundwater salinization in the Saloum (Senegal) delta aquifer: Minor elements and isotopic indicators. *Journal of Sciences Total Environment*, 343:243-259.
- Faye, S., Diaw, M., Ndoeye, S., Malou, R., Faye, A. (2009) Impacts of climate change on groundwater recharge and salinization of groundwater resources in Senegal. In *Proceeding, Groundwater and Climate in Africa*, Kampala, IAHS Publication, 334:163-173.
- Faye, S., Ba, M.S., Diaw, M., Ndoeye, S. (2010) The groundwater geochemistry of the Saloum delta aquifer: Importance of silicate weathering, recharge and mixing processes. *Journal of African Environmental Science Technique* 4:815-830.
- Fayer, M.J, Gee, G.W., Rockhold, M.L., Freshley, M.D., and Walters, T.B. (1996) Estimating recharge rates for a groundwater model using a GIS. *Journal of Environmental Quality*, 25:510-518.
- Faure, G., (1998): *Principles and Applications of geochemistry*. Prentice Hall, 600p.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Guéro, A. (2002) Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (Sud-Ouest du Niger). *Comptes Rendus Geoscience* 334:395–401.
- Favreau, G. (2000) Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (Sud-Ouest du Niger). Thèse Sciences de la Terre, Université de Paris XI, Orsay, France, 348p.
- Fetter, C.W. (1994) *Applied hydrogeology*, Third ed. New York: Macmillan College Publishing Company. New York.
- Filippi, C., Milville, F., Thiery, D. (1990) Évaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano-sahélien par modélisation hydrologique globale: application à dix sites au Burkina-Faso. *Hydrological sciences journal*, 35:29-48.
- Fofonoff, N.P., and Millard, R.C. (1983) Algorithms for Computation of Fundamental Properties of Seawater. *Unesco Technical Papers in Marine Science*, Division of Marine Sciences 44, 58p.
- Fontes, J.C., Andrews, J.N., Edmunds, W.M., Guerre, A., Travi, Y. (1991) Palaeorecharge by the Niger River (Mali) deduced from groundwater geochemistry. *Water Resources Research*, 27:199-214.

- Fontes, J.C. and Edmund, W.M. (1989) The use of environmental isotopes techniques in arid zone hydrology. A critical review UNESCO, IHP Project 5, 75p.
- Fontes, J.C., Yousfi, M., Allison, G.B. (1986) Estimation of long-term diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. *Journal of hydrology*, 86:315-327.
- Foody, G.M. (2004a) Thematic map comparison: evaluating the statistical significance of differences in classification accuracy. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 70:627–633.
- Ford, M., Tellam, J.H., Hughes, M (1992) Pollution-related acidification in the urban aquifer, Birmingham, UK. *Journal of Hydrology* 140:297-312.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A. (1979) *Groundwater*. Prentice-Hall Inc, Englewood Cliffs, 604 p.
- Fritz, P. and Fontes, J. C. (1980) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Elsevier Scientific Publishing Company, 545p.
- Gamble, A., 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. *Environment Monitoring Assess*, 184: 845–875.
- Garcia, M.G., Hidalgo, M., Blesa, M.A. (2001) Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province, Argentina. *Hydrogeology Journal* 9:597–610.
- Garcia, L.A., and Shigidi, A. (2006) Using neural networks for parameter estimation in groundwater. *Journal of Hydrology*, 318:215–231.
- Gassama, N., Dia, A. and Violette, S. (2011) Origin of salinity in a multilayered aquifer with high salinization vulnerability *Hydrological Processes*, 26:168-188.
- Gat, J.R. (1996) Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Revue of Earth and Planetary Sciences*, 24:225-262.
- Gat, J.R. (1981) *Groundwater In: Stable Isotope Hydrology*, Technical Reports serie IAEA, Vienna 223-240.
- Gaye, C.B. (1990), Étude isotopique et géochimique du mode de recharge par les pluies et de décharge évapotranspiratoire des aquifères libres sous climat semi-aride au Nord du Sénégal. Thèse d'État de Docteur-es-sciences Université Cheikh Anta Diop de Dakar 280 p + annexes.

- Gaultier, G. (2004) Recharge et paléorecharge d'une nappe libre en milieu sahélien (Niger oriental): approches géochimique et hydrodynamique. Thèse d'État de Docteur-es-sciences, Université de Paris XI, Orsay.
- Gee, G.W., Fayer, M.J., Rockhold, M.L. and Campbell, M.D. (1992) Variations in recharge at the Hanford Site. *Northwest Sciences*, 66:237-250.
- George, R.J., Nulsen, R.A., Ferdowsian, R., Raper, G.P. (1999) Interactions between trees and ground waters in recharge and discharge areas, a survey of western australian sites. *Agriculture Water Management*, 39:91-113.
- Ghesquière, O., Walter, J., Chesnaux, R., Rouleau, A. (2015) Scenarios of groundwater chemical evolution in a region of the Canadian Shield based on multivariate statistical Analysis. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4(B):246-266.
- Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G. (2009) Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin* 58:175–183.
- Girard, P., Hillaire-Marcel, C., Oga, M.S. (1997) Determining the recharge mode of Sahelian aquifers using water isotopes. *Journal of hydrology*, 197:189-202.
- Gning, A.A. (2015) Etude et Modélisation Hydrogéologique des Interactions Eaux de Surface-Eaux Souterraines dans un contexte d'agriculture Irriguée. Thèse de Doctorat Université de Liège - Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 285p.
- Goderniaux, P. (2010) Impacts of climate change on Groundwater Reserves. PhD Thesis, University of Liege, Faculty of Applied Sciences, 190p.
- Gonfiantini R. (1986) Environmental isotope in lake studies. *In* Fritz P, Fontes JC (1980), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier Scientific Publishing Company, The Netherlands: 113-168.
- Guero, A. (2003) Étude des relations hydrauliques entre les différentes nappes du complexe sédimentaire de la bordure Sud-Ouest du bassin des Iullemeden (Niger) – Approches géochimiques et hydrodynamiques. Thèse d'État de Docteur-es-sciences, Université de Paris XI, Orsay, France, 238p.
- Güler, C., Thyne, G.D., McCray, J.E., Turner, A.K. (2002) Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal* 10:455–474.
- Gupta, V.K., Waymire, E., Wang, C.Y. (1980) A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research*, 16:855-862.

- Haase, P., Pugnaire, F.I., Fernández, E.M., Puigdefábregas, J., Clark, S.C., Incoll, L.D. (1996) An investigation of rooting depth of the semiarid shrub *Retama sphaerocarpa* (L.) Boiss, by labelling of ground water with a chemical tracer. *Journal of Hydrology* 177:23–31.
- Hastie, T., Tibshirani, R. and Friedman, J. (2009) *The Elements of Statistical Learning: Data Mining, and Prediction*, Springer Series in Statistics, Springer, pp 9-41.
- Healy, R.W., Cook, P.G. (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10:91-109.
- Hébrard, L. et Elouard, P. (1976) Notice explicative de la carte géologique de la presqu'île du Cap-Vert 1/20,000. Laboratoire de géologie. Université Cheikh Anta Diop Dakar, feuille Thiaroye 35p.
- Hidalgo, M.C., Cruz-Sanjulián, J., Sanroma, A. (1995) Geochemical Evolution of underground waters in a sedimentary river basin (water-bearing of Baza-Caniles, Granada, Spain). *Tierra y Technologica*, 20:39–48.
- Hong, S., Kim, H., Kumar, N., Kim, J., Park, N. (2004) Experimental Investigations on Groundwater Flow in Coastal Aquifers. *Groundwater and saline intrusion*, 15:21p.
- Hong, Y.S., Rosen, M.R. (2001) Intelligent characterization and diagnosis of the effect of storm water infiltration on ground water quality in a fractured rock aquifer using artificial neural network. *Urban Water*, 3:193-204.
- Hossam, H., Elewa, A., Quaddah, A. (2011) Groundwater potentiality mapping in the Sinai Peninsula, Egypt, using remote sensing and GIS-watershed-based modelling. *Hydrogeology Journal*, 19:613-628.
- Houmed-Gaba, A. (2009) *Hydrogéologie des milieux volcaniques sous climat aride, Caractérisation sur site expérimental et modélisation numérique de l'aquifère basaltique de Djibouti (corne de l'Afrique)*. Thèse de Doctorat, Université de Poitiers, 215p.
- Ibrahima, M., Moctar, D., Maguette, D., N., Diakher, M.H., Malick, N.P., Serigne, F. (2015) Evaluation of Water Resources Quality in Sabodala Gold Mining Region and Its Surrounding Area (Senegal). *Journal of Water Resource and Protection* ,7:247-263.
- IPCC, (2007) *Synthesis Report. Contribution of working group I, II and III to the fourth assessment report of the intergouvernemental panel on climate change*. Geneva, Switzerland, 104p.
- Jalludin, M., RAZACK, M. (1997) *Modélisation d'un aquifère en milieu volcanique fracturé sous climat aride (République de Djibouti)*. IAHS Publication 241:91-101.
- Jankowski, J., Acworth, R.I. (1997) Impact of debris-flow deposits on hydrogeochemical

- processes and the development of dry land salinity in the Yass River Catchment, New South Wales, Australia. *Hydrogeology Journal* 5:71–88.
- Jasrotia, A.S., Kumar, R., Saraf, A.K. (2007) Delineation of groundwater recharge sites using integrated RS and GIS in Jammu district, India. *International Journal of Remote Sensing* 28:5019–5036.
- Jensen, J.R. (1996) *Introductory digital image processing*, New Jersey, USA: Prentice Hall,
- Jenson, S.K., Dominique, J.O. (1988) Extracting topographic structure from digital elevation data for Geographic Information System analysis. *Photogrammetric Engineering And Remote Sensing* 11:1593-1600.
- Jones, B.F., Vengosh, A., Rosenthal, E., Yechieli, Y. (1999) Geochemical investigations, In: *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers-Concepts, Methods and Practices*, Springer Netherlands, 14 :51–71.
- Jourda, J.P., Saley, M.B., Djagoua, E.V., Kouame, J.K., Biemi, J., Razack, M. (2006) Utilisation des données ETM+ de Landsat et d'un SIG pour l'évaluation du potentiel en eau souterraine dans le milieu fissuré précambrien de la région de Korhogo (Nord de la Côte d'Ivoire): approche par analyse multicritère et test de validation. *Télédétection*, 5:339-357.
- Kaba, M. (2009) Évaluation des zones potentielles de recharge de la nappe de Thiaroye: approche cartographique par télédétection et systèmes d'informations géographiques, Mémoire DEA Université Cheikh Anta Diop de Dakar 128p + annexes.
- Kendall, C., McDonnel, J.J. (1998) Fundamentals of isotope geochemistry. *In* *Isotope tracers in catchment hydrology*, pp 51-86.
- Kilian, C. (1931) Des principaux complexes continentaux du Sahara. *Comptes Rendus Sommaire de la Société Géologique de la France*, 5:109-111,
- Kim, Y., Lee, K.S., Koh, D.C., Lee, D.H., Lee, S.G., Park, W.B., Koh, G.W., Woo, N.C. (2003) Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island. *Journal of Hydrology*, 270:282-294.
- Kinzelbach, W., Aeschbac, W., Alberich, C., Goni, I.B., Beyerle, U., Brunner, P., Chiang, WH, Rueedi, J., Zoellmann, K. (2002) A survey of methods for groundwater recharge in and semiarid regions. *Early Warning and Assessment Report Series*, UNEP/DEWA/RS,02–2, United Nations Environment Program, Nairobi, Kenya, 107p
- Krishna, K.K., Kumar, K.R. and Rakhecha, P.R. (2007) Comparison of Penman and Thornthwaite Methods of Estimating Potential Evapotranspiration for Indian Conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 38:140-146.

- Kristensen, E., Holmer, M., Bussarawit, N. (1991) Benthic metabolism and sulfate reduction in a South-East Asian mangrove swamp. *Marine Ecology Progress*, 73:93– 103.
- Kohonen, T. (1982) Self-organized formation of topologically correct feature maps. *Biological Cybernetics* 43:59–69.
- Kohonen, T. (2001) An Overview of SOM Literature In *Self-Organizing Maps* Springer Berlin Heidelberg, 30:347-371.
- Konikow, L.F. (1996) Use of Numerical Models to Simulate Groundwater Flow and Transport. US Geological Survey, Reston, Virginia, USA
- Kouame, K.F. (1999) Hydrogéologie des aquifères discontinus de la région semi-montagneuse de Man-Danané (Ouest de la Côte d'Ivoire) : apport des données des images satellitales et des méthodes statistique et fractale à l'élaboration d'un système d'information hydrogéologique à référence spatiale. Thèse 3ème cycle, Université de Cocody, 194p
- Koussoubé, Y. (2010) Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) - Burkina Faso / Mali. Thèse de Doctorat, Université Paris VI – Pierre et Marie Curie, 285p.
- Kumar, U.S., Sharma, S., Navada, S.V., Deodhar, A.S. (2009) Environmental isotopes investigations on recharge processes and hydrodynamics of the coastal sedimentary aquifers of Tiruvadanai, Tamilnadu State, India. *Journal of Hydrology*, 364:23-39.
- Langman, J.B., Ellis, A.S. (2010) A multi-isotope (dD , $d^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $d^{11}B$) approach for identifying saltwater intrusion and resolving groundwater evolution along the Western Caprock Escarpment of the Southern High plains, New Mexico. *Applied Geochemistry* 25:159–174.
- Lappartient, J.R. (1985) The Continental terminal and the early Pleistocene of the Senegalo-mauritanian basin, Stratigraphy, sedimentology, diagenesis, alterations, paleoshore reconstitutions from the ferrallitic formations. Thèse de Doctorat, Université. Marseille, France, 294p.
- Landis, J.R., Koch, G. (1977) The measurement of observer agreement for categorical data *Biometrics* 33 :159-174.
- Le Priol, J., Dieng, B. (1985) Synthèse hydrogéologique du Sénégal (1984-1985): étude géologique structurale par photo-interprétation. Géométrie et limites des aquifères souterrains. Rapport Ministère de l'Hydraulique Dakar, Sénégal.
- Lebigre, J. M., Marius, C. (1984) Étude d'une séquence mangrove-tanne en milieu équatorial, baie de la Mondah (Gabon). *Géomorphologie Générale Travaux et Documents de*

- Géographie Tropicale, 132-134.
- Leblanc, M. (2002) The Use of Remote Sensing and GIS for Water Resources Management of Large Semi-Arid Regions: a Case Study of the Lake Chad Basin, Africa. Thèse d'état es- Sciences, Université de Glamorgan - UK et Université de Poitiers -France,
- Lecarpentier, C. (1975) L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. *In Annales de Géographie* 464:385-414.
- Leduc, C., Taupin, J.D., Le Gal La Salle C. (1996) Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental terminal (Niamey, Niger) à partir des teneurs en tritium, *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris*, 315:599-605.
- Leontiadis, I.L., Nikolaou, E. (1999) Environmental isotopes in determining groundwater flow systems, northern part of Epirus, Greece. *Hydrogeology Journal*, 7:219 – 226.
- Lerner, D.N. (1997) Groundwater recharge. *In: Saether OM, de Caritat P (eds) Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments* AA Balkema, Rotterdam, pp 109–150.
- Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I. (1990) Groundwater recharge, a guide to understanding and estimating natural recharge. *International Association of Hydrogeologists, Kenilworth, Report 8*, 345 p,
- Leroux, M. (1983) Le climat de l'Afrique tropicale. Thèse Doctorat d'État. Ed. Slatkine, Champion, 633p.
- Lin, W.T., Chou, W.C., Lin, C.Y., Huang, P.H., Tsai, J.S. (2006) Automated suitable Drainage network extraction from digital elevation models in Taiwan's upstream watersheds *Hydrological Process*, 20:289–306.
- Lu, D., Mausel, P., Brondizio, E. and Moran, E. (2003) Change detection techniques. *International Journal of Remote Sensing* 25:2365–2407.
- Lucas, Y., Schmitt, A.D., Chabaux, F., Clément, A., Fritz, B., Elsass, P., et al (2010) Geochemical tracing and hydrogeochemical modelling of water–rock interactions during salinization of alluvial groundwater (Upper Rhine Valley, France). *Applied Geochemistry* 25:1644-1663.
- Ly, A., et Aglanda, R. (1991) Le bassin sénégal-mauritanien dans l'évolution des marges périalantique au Tertiaire. *Cahier de Micropaléontologie*, 6, 47p.
- Ma, F., Yang, Y.S., Yuan, R., Cai, Z., Pan, S. (2007) Study of shallow groundwater quality evolution under saline intrusion with environmental isotopes and geochemistry. *Environmental Geology*, 51:1009-1017.
- Madioune, D.H. (2012) Étude 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 Université de Liège - Université Cheikh Anta Diop de Dakar 311p.
- Mahlknecht, J., Schneider, J.F., Merkel, B.J., DeLeon, I.N., Bernasconi, S.M. (2004) Groundwater recharge in a sedimentary basin in semi-arid Mexico. *Hydrogeology Journal*, 12:511-530.
- Magaritz, M., Nadler, A., Koyumdjiski, H., Dan, J. (1981) The Use of Na/Cl Ratios to Trace Solute Sources in a Semiarid Zone. *Water Resources, Research*, 17:602-608.
- Mahe, G., Olivry, J.C., Servat, E. (2005) Sensibilité des cours d'eau ouest-africains aux changements climatiques et environnementaux: extrêmes et paradoxes. *IAHS Publ.*, 296:169-177.
- Malou, R. (1992) Études des aquifères superficiels en Basse Casamance: un modèle de bilan hydrique. Thèse de 3e cycle Université Cheikh Anta Diop 112p.
- Maman, S.A.B. (2012) Évaluation des ressources en eau souterraine dans le bassin de Dargol (Liptako – Niger). Thèse de Doctorat en Sciences de l'Ingénieur Université de Liège (ULG) 244p
- Mashaël, A.S. (2010) Mapping potential areas for groundwater storage in Wadi Aurnah Basin, western Arabian Peninsula, using remote sensing and geographic information system techniques. *Hydrogeology Journal* 18:1481–1495.
- Massuel, S. (2001) Modélisation hydrodynamique de la nappe phréatique quaternaire du bassin du lac Tchad. Mémoire de DEA, Université de Montpellier – Université d'Avignon et des pays du Vaucluse, France, 77p.
- McCarthy, K.A., McFarland, W.D., Wilkinson, J.M., White, L.D. (1992) The dynamic relationship between groundwater and the Columbia River using deuterium and oxygen-18 as tracers. *Journal of hydrology*, 135:1-12.
- McDonald, M.G., and Harbaugh, A.W. (1988) A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. *US Geological Survey Techniques of Water Resources Inventory*, book 6, chapter A1.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., and Kleist, J. (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scale. 8th Conference on Applied Climatology: Anaheim CA, 179-184.
- McKenzie, J.M., Siegel, D.I., Shotyk, W., Steinmann, P. and Pfunder, G. (2002) Heuristic numerical and analytical models of the hydrologic controls over vertical solute transport in a domed peat bog, Jura Mountains, Switzerland. *Hydrological Processes*, 16:1047-1064.
- Mercado, A. (1985) The use of hydrogeochemical patterns in carbonate sand and sandstone

- aquifers to identify intrusion and flushing of saline water. *Groundwater* 23:635–645.
- Michel, P. (1973) Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, Étude géomorphologique, Mémoire, ORSTOM-Paris, 63, 752p
- Mikhailov, V.N., Isupova, M.V. (2008) Hypersalinization of river estuaries in West Africa. *Water Resources*, 35 :367–385.
- Monciardini, C. (1966) La sédimentation éocène du Sénégal. Mémoire BRGM, Paris, N°43 65p.
- Montcoudiol, N., Molson, J., Lemieux, J.M. (2014) Groundwater geochemistry of the Outaouais Region (Québec, Canada): a regional-scale study. *Hydrogeology Journal*, 23:377-396.
- Mook, W.G. (2000) Introduction—Theory, methods, review. In *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications*. Technical Documents in Hydrology 39, 291p
- Mudry, J. (1991) Discriminant analysis an efficient means for the validation geohydrological Hypothesis. *Revue des Scences de l'Eau/ Journal of Water Science* 4:19-37.
- Ndiaye, D. (2008) description et évaluation de la réalimentation des aquifères de la région de bobo dioulasso par les précipitations météorologiques. Mémoire d'ingénieur Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, 83p.
- Ndiaye, B., Aranyossy, J.F., Faye, A. (1993) Le rôle de l'évaporation dans la formation des dépressions piézométriques en Afrique Sahélienne ; hypothèses et modélisation. *In Les ressources en eau au Sahel, études hydrogéologiques et hydrologiques en Afrique de l'Ouest par les techniques isotopiques*, IAEA-TECDOC, 721:53-63.
- Ndoye, S. (2003) Comportement hydrodynamique et hydrochimique de la nappe côtière du Continental terminal du Saloum. Thèse 3eme cycle, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 152p.
- Negrel, P., Petelet-Giraud, E., Barbier, J., Gautier, E. (2003) Surface water – groundwater interactions in an alluvial plain: chemical and isotopic systematics. *Journal of Hydrology*, 277:248-267.
- Nellis, M.D., Price, K.P., Rundquist, D. (2009) Remote Sensing of Cropland Agriculture. *In* Warner, T., Nellis, M., Foody, G.M. (Eds.). *The SAGE Handbook of Remote Sensing*, SAGE Publications Ltd: London, pp, 368-383.
- Ngom, F.D. (2000) Caractérisation des transferts hydriques dans le bassin de la Nema au Sine Saloum. Thèse 3^{eme} cycle, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 130p.
- Nicolini, E., Rogers, K., Rakowski, D. (2016) Baseline geochemical characterisation of a

- vulnerable tropical karstic aquifer ; Lifou, New Caledonia. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 5:114-130
- Ngounou Ngatcha, B., Mudry, J., Aranyossy, J.F., Naah, E., Reynault, S.J. (2007) Apport de la géologie, de l'hydrogéologie et des isotopes de l'environnement à la connaissance des "nappes en creux" du Grand Yaéré (Nord Caméroun). *Revue des Sciences de l'Eau* 20: 29-43.
- Noël, Y. (1975) Étude hydrogéologique du Continental Terminal de Sine Gambie. Première phase et rapport de synthèse, BRGM Dakar 30p.
- O'Callaghan, JF, Mark, DM (1984) The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing* 28:323–344.
- Osman, A.E.A. (2008) Groundwater discharge mechanism in semi-arid regions and the role of evapotranspiration, *Hydrology Process*, 22:2993–3009.
- Page, J. and Citeau, J. (1990) Rainfall and salinity of a Sahelian estuary between 1927 and 1987. *Journal of Hydrology*, 113:325–341.
- Panfili, J., Thior, D., Ecoutin, J. M., Ndiaye, P and Albaret, J. J. (2006) Influence of salinity on the size at maturity for fish species reproducing in contrasting West African estuaries, *Journal of Fish Biology*, 69:95-113.
- Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J. (1999) User's guide to PHREEQC (version 2). US Geological Survey Water Resources Inventory Report, 99-4259, 312p
- Paul, M. (2004) Étude hydrogéologique et géochimique des aquifères de Camargue. Mémoire de DEA, Université d'Aix-Marseille III.
- Peeters, L., Baçao, F., Lobo, V., 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. *Hydrology Earth System Science* 11:1309-1321
- Petelet-Giraud, E., Négrel, Ph., Gourcy, L., Schmidt, C., Schirmer, M. (2007) Geochemical and isotopic constraints on groundwater-surface water interactions in a highly anthropized site, TheWolfen/Bitterfeld megasite (Mulde subcatchment, Germany). *Environmental Pollution*, 148:707- 717.
- Petropoulos, G., Partsinevelos, P and Mitraka, Z. (2013) Change detection of surface mining activity and reclamation based on a machine learning approach of multi-temporal Landsat TM imagery. *Geocarto International*, 28:323-342.

- Perez, L.P. (1994) Genèse du ruissellement sur les sols cultivés du Sud Saloum du diagnostic à l'aménagement de parcelle. Thèse es Sciences, École Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier, 250p,
- Piper, A.M. (1944) A graphical procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Transactions American Geophysical Union, 25:914–923.
- Pirard, E. (2006) Cours d'Analyse Spatiale des Données Géo-Environnementales (GES).
- Post, V.E.A. Kooi, H., and Simmons, C.T. (2007) Using hydraulic head measurements in variable-density ground water flow analyses. Groundwater, 45:664–671.
- Prasad, R.K., Modal, N.C., Banerjee, P., Nandakumar, M.V., Singh, VS (2008) Diciphering potential groundwater zone in hard rock through the application of GIS. Environmental Geology 55:467–475.
- Pritchard, D.W. (1967) What is an Estuary: Physical Viewpoint. In Lauff, G.H. (Ed.) Estuaries, American Assessment Advanced Sciences Publication, 83:3-5.
- Pu, R., Gong, P., Tian, Y., Miao, X., Raymond, I.R., Carruthers, G.L. and Anderson, G.L. (2008) Using classification and NDVI differencing methods for monitoring sparse vegetation coverage: a case study of saltcedar in Nevada, USA. International Journal of Remote Sensing, 29:14:3987-4011.
- Refsgaard, J.C., Henriksen, H.J. (2004) Modelling guidelines-terminology and guiding principles. Advances in Water Resources: 27:71-82
- Ridd, P.V., and Stieglitz, T. (2002) Dry season salinity changes in arid estuaries fringed by mangroves and salt flats. Estuarine Coastal and Shelf, Science 54 :1039-1049.
- Roger, J., Barusseau, J.P., Castaigne, P., Duvail, C., Noël, B.J., Nehlig, P., Serrano, O., Banton, O., Comte, J.C., Travi, Y., Sarr, R., Dabo, B., Diagne, E., Sagna, R. (2009) Notice explicative des cartes géologiques à 1/200 000 du Bassin sédimentaire sénégalais. Programme d'Appui au Secteur minier, Projet de Cartographie du bassin sédimentaire Direction des Mines et de la Géologie.
- Rushton, K.R. (1988) Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semi-arid zones. In Simmers I (ed.) Estimation of natural groundwater recharge, NATO ASI Series C 222, Reidel, Dordrecht, pp 223–238
- Shaban, A., Khawlie, M., Abdallah, C. (2006) Use of remote sensing and GIS to determine recharge potential zones: the case of occidental Lebanon. Hydrogeology Journal 14:433–443.
- Saraf, A.K. and Choudhury, P.R. (1997) Integrated application of remote sensing and GIS for groundwater exploration in hard rock terrain In Proceedings of the Symposium on

- Emerging Trends in Hydrology, 25–27 September, Department of Hydrology, Roorkee, India, 435–442.
- Saraf, A.K. and Choudhury, P.R. (1997) Integrated remote sensing and GIS for groundwater exploration and identification of artificial recharge sites. *International Journal of Remote Sensing*, 19:1825–1841.
- Sarr, A.B., Camara, M., and Diba, I. (2015) Spatial Distribution of Cordex Regional Climate Models Biases over West Africa. *International Journal of Geosciences*, 6:1018-1031.
- Sarr, R. (1995) Étude biostratigraphique et paléoenvironnementale des séries d'âge Crétacé Terminal à Éocène moyen du Sénégal occidental, Systématique et migration des ostracodes. Thèse d'État, Université Cheikh Anta Diop Dakar, 335p.
- Sauret, E.S.G. (2012) Étude des potentialités hydrogéologiques d'une plaine alluviale en relation avec les eaux souterraines et de surface dans un contexte d'agriculture irriguée (Burkina Faso). Thèse de Doctorat en Sciences de l'Ingénieur Université de Liège (ULG) 215p
- Savenije, H., Pagès, J. (1992) Hypersalinity: a dramatic change in the hydrology of Sahelian Estuaries. *Journal of Hydrology* 135:157–174.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G. (2002) Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10:18–39.
- Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Michael, W.E., Simmers, I. (2006) Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological processes*, 20:3335–3370.
- Sener, E., Davraz, A., Ozcelik, M. (2005) An integration of GIS and remote sensing in groundwater investigations: a case study in Burdur, Turkey. *Hydrogeology Journal*, 13: 826–834.
- Shaban, A, Khawlie, M., Abdallah, C. (2006) Use of remote sensing and GIS to determine recharge potential zone: the case of Occidental Lebanon. *Hydrogeology Journal*, 14: 433–443.
- Shahid, S., Nath, S.K., Roy, J. (2000) Groundwater potential modeling in a soft rock area using a GIS. *International Journal of Remote Sensing* 9:1919-1924.
- Shahul, H.A., Resmi, T.R., Suraj, S., Unnikrishnan W.C., Sudheesh, M., Deshpande, R.D. (2015) Isotopic characterization and mass balance reveals groundwater recharge pattern in Chaliyar River basin, Kerala, India. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4: 48-58.
- Sharma, M.L. and Hughes, M.W. (1985) Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen-18 profiles in the deep coastal sands of Western Australia.

- Journal of Hydrology, 81:93-109.
- Sidle, W.C. (1998) Environmental isotopes for resolution of hydrology problems. *Environmental Monitoring and Assessment*, 52:389-410.
- Silva, J., Bacao, F., Dieng, M., G.M., Foody and Caetano, M. (2017) Improving specific class mapping from remotely sensed data by cost-sensitive learning. *International Journal of Remote Sensing*, 38:3294-3316.
- Singh, V.P. (1995) Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 1130 p.
- Smith, A.J. Turner, JV (2001) Density-dependent surface water-groundwater interaction and nutrient discharge in the Swan - Canning estuary. *Hydrology Process*, 15:2595–2616.
- 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, 80-94.
- Streiner, D.L., Norman, G..R (2001), *Health Measurement Scales: A Practical Guide to Their Development and Use*. 3rd ed, Oxford University Press, USA, New York.
- Tam, V.T., and Batelaan, O. (2011) A multi-analysis remote-sensing approach for mapping groundwater resources in the karstic Meo Vac Valley, Vietnam Tam. *Hydrogeology Journal*, 19:275-287.
- Tandia, A.A. (1990) Revue critique des méthodes d'évaluation de la recharge des nappes, Contribution de l'approche géochimique et isotopique, Louga - Nord Sénégal. Thèse 3e cycle, Université Cheikh Anta Diop Dakar, 138p.
- Taylor, C.B., Wilson, D.D., Brown, L.J., Stewart, M.K., Burden, R.J., Brailsford, G.W. (1989) Sources and flow of North Canterbury plains groundwater, New Zealand. *Journal of Hydrology*, 106:311-340.
- Tessier F., Flicoteaux R., Lappartient J.R., Nahon D., Triat J.M. (1975) Réforme du concept du Continental Terminal dans les bassins sédimentaires de l'ouest africain. *Actes 9^{eme} Congrès Internationale de Sédimentologie*, Nice, 1:207-211.
- Tessier, F. (1950) Contribution à la stratigraphie et à la Paléontologie de la partie Ouest du Sénégal (Crétacé et Tertiaire). Thèse Doctorat es Sciences, Université Marseille – Tome 1 570 pages + Planches.
- Thatcher, L.L., Janzer, V.J., Edwards, R.W. (1977) Methods for determination of radioactive substances in water and fluvial sediments, In: *Techniques of Water Resources Investigations of the US Geological Survey*. US Government Printing Office, Washington, DC, chapter A5:79-81.

- Theis, C.V. (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Transactions American Geophysical Union, 519-524.
- Tijani, M.N., Loehnert, E.P., Umo K.O. (1996) Origin of the saline groundwater in the Ogoja area, Lower Benue Trough, Nigeria. Journal of African Earth Sciences, 23:237-252.
- Thornthwaite, CW (1954) The measurement of potential evapotranspiration, John P, Mather Ed., Seabrook, New Jersey, 225p.
- Travi, Y. (1988) Hydrogéochemie et hydrogéologie des aquifères fluorés du bassin du Sénégal. Origine et conditions de transport du fluor dans les eaux souterraines, Thesis Science, Université Paris Sud (Orsay), 190p,
- Travi, Y., Gac, J.Y., Fontes, J.C., Fritz, B. (1987) Chemical and isotopic survey of rain waters in Senegal. Geodynamique, 2:43-53.
- Triganon, A., Dzikowski, M., Novel, J.P., Dray, M., Zuppi, G.M. and Parriaux, A. (2003) Échanges nappe-rivière en vallée alpine: quantification et modélisation (Vallée d'Aoste, Italie). Canadian Journal of Earth Sciences, 40 :775-786.
- USAID (1986) Cartographie et télédétection des ressources de la République du Sénégal. Etude de la géologie, de l'hydrologie, des sols, de la végétation et des potentiels d'utilisation des sols. SDSU-RSI-86-01 Direction de l'Aménagement du Territoire-Agency for International Development - Remote Sensing Institute. 653p+annexes.
- Vengosh, A., (2013) Salinization and Saline Environments. In Environmental geochemistry, Treatise in Geochemistry, Second Ed. 11:325-378.
- Vengosh A., Spivack, A.J., Artzi, Y., Ayalon A. (1999) Geochemical and boron, strontium, and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean coast of Israel. Water Resources, Research 3:1877-1894.
- Vengosh A., Rosenthal, E. (1994) Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country. Journal of hydrology, 156:389-430
- Wakida, F.T., Lerner, D.N. (2005) Non-agricultural sources of groundwater nitrate: a review and case study. Water research, 39:3-16.
- Weng, P., Giraud, F, Fleury, P., and Chevallier, C. (2003) Characterizing and modelling groundwater discharge in an agricultural wetland on the French Atlantic coast. Hydrology and Earth System Sciences, 7:33-42.
- Werner, A.D., Lockington, D.A. (2004) Dynamic groundwater and salt transport near a tidal, partially penetrating estuary. In Miller, C,T,, Pinder, G,F (Eds.), Computational methods in water resources, 55:1535-1547.

- World Health Organization WHO (2008) Guidelines for Drinking-Water Quality, Third Ed. Recommendations, Geneva, Switzerland, 515pp.
- Wilcox, J.D., Bradbury, K.R., Thomas, C.L., Bahr, J.M. (2005) Assessing background groundwater chemistry beneath a new unsewered subdivision. *Groundwater*, 43:787- 795.
- Wolanski, E. (1986) An evaporation-driven salinity maximum zone in Australian tropical Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 22:415–424.
- Yeh, H.F., Lee, C.H., Hsu, K.C., Chang, P.H. (2008) GIS for the assessment of the groundwater recharge potential zone. *Environmental Geology*, 58:185-195.
- Zagana, E., Obeidat, M., Kuells, Ch., Udluft, P. (2007) Chloride, hydrochemical and isotope methods of groundwater recharge estimation in eastern Mediterranean areas: a case study in Jordan. *Hydrological Process*, 21:2112-2123.
- Zhang, L., and Mitsch, W.J. (2005) Modelling hydrological processes in created freshwater wetlands: an integrated system approach. *Environmental Modelling and Software*, 20:935-946.

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Localisation de la zone d'étude correspondant à la partie Sud bassin versant du fleuve Saloum.....	6
Figure 2 : Les régions climatiques du Sénégal (Leroux, 1983)	8
Figure 3 : Variations interannuelles de la pluviométrie aux stations de Kaolack (continentale Nord), Toubacouta (côtière Sud) et Nioro (continentale Sud) entre 1960 et 2012	8
Figure 4 : Moyenne mensuelle de la pluviométrie aux stations de	9
Figure 5 : Valeurs de l'Indice Pluviométrique Standardisé calculées pour les 3 stations (Kaolack, Nioro et Toubacouta) sur la période de 1931 à 2012.....	10
Figure 6 : Moyenne mensuelle de la température au sol de 1981 à 2012 mesurée aux stations de Kaolack et Nioro.....	11
Figure 7 : Moyenne mensuelle de l'humidité relative de 1981 à 2012	11
Figure 8 : Moyenne mensuelle de la durée d'insolation de 1981 à 2012.....	12
Figure 9 : Moyenne mensuelle de la vitesse du vent de 1981 à 2012 mesurée aux stations de Kaolack et Nioro	13
Figure 10 : Organigramme de la démarche méthodologique pour la réalisation du modèle numérique de terrain à partir des cartes topographiques et l'extraction des paramètres dérivés (pente, réseau de drainage et bassins versants)	14
Figure 11 : Modèle numérique de terrain (avec une précision de +/- 4 m) de la zone d'étude obtenu par interprétation des cartes topographiques à l'échelle du 1/50 000	15
Figure 12 : Comparaison entre les altitudes extraites du MNT et de celles acquises par nivellement des ouvrages de la zone	16
Figure 13 : Distribution des valeurs de pente de la zone d'étude extraites à partir du MNT... ..	18
Figure 14 : Réseau de drainage et leur bassin versant correspondant de la zone d'étude extraits à partir du MNT.....	18
Figure 15 : Variation interannuelle de la salinité et de la pluviométrie à la station de kaolack entre 1927 et 1985 (Pages et Citeau, 1990).....	20
Figure 16 : Variation saisonnière de la salinité des eaux du fleuve Saloum à la station de kaolack en 1943, 1950, 1977 et 1983 (Pages et Citeau, 1990).....	21
Figure 17 : Gradient de salinité (g/L) le long des estuaires du Sine Saloum (□) et de la Gambie (o). Les valeurs des salinités sont des moyennes ± les écart-types dans différentes stations depuis l'embouchure) (Panfili et al, 2006).	21
Figure 18 : Variation spatiale et saisonnière du taux de Salinité (g/l) des eaux du Saloum	22
Figure 19 : Méthodologie générale utilisée pour la classification supervisée de l'image Landsat pour la réalisation d'une carte d'occupation des sols	24
Figure 20 : Les différents types d'occupation des sols de la zone d'étude extraits par classification supervisée d'une mosaïque d'images Landsat 7 ETM+ de Novembre 2012.....	25
Figure 21 : Proportion des différents types d'occupation des sols dans la zone d'étude déterminés par classification supervisée d'images Landsat d'une mosaïque d'image Landsat 7 ETM de Novembre 2012	26
Figure 22 : Distribution des différents types de sols de la zone étudiée (USAID, 1986 modifiée)	28

Figure 23 : Carte géologique simplifiée du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien et de ses abords (Bellion, 1987).....	31
Figure 24 : Coupe schématique du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien au parallèle de Dakar (Spengler et al., 1966).....	32
Figure 25 : Carte structurale et géologique au 1/500000 de la partie Sud du Bassin du Saloum (USAID, 1989 modifiée).....	34
Figure 26 : Corrélation géologique Nord – Sud de forages à travers la zone étudiée.....	39
Figure 27 : Corrélation géologique Nord – Sud de forages à travers la zone étudiée.....	40
Figure 28 : Corrélation géologique Ouest – Est de forages à travers la zone étudiée.....	41
Figure 29 : Corrélation géologique Ouest – Est de forages à travers la zone étudiée.....	42
Figure 30 : Corrélation géologique NW-SE de forages à travers la zone étudiée.....	43
Figure 31 : Corrélation géologique NW-SE de forages à travers la zone étudiée.....	44
Figure 32 : Carte hydrogéologique schématique du Sénégal (DGPPE)	45
Figure 33 : Valeurs de conductivité hydraulique de l'aquifère du CT obtenues au niveau de quelques ouvrages	50
Figure 34 : Carte piézométrique de la nappe du CT en Juillet 1976 (Diluca, 1976).....	51
Figure 35 : Dispositif de mesures de sondage électrique	54
Figure 36 : Localisation des Sondages Électriques réalisés dans la zone du Saloum dans le cadre du projet PEPAM BAD	55
Figure 37 : Exemple de modèles de résistivités obtenu dans la zone d'étude.....	56
Figure 38 : Coupe géoélectrique AA Nord-Sud issue des sondages électriques.....	57
Figure 39 : Coupe géoélectrique BB Nord-Sud issue des sondages électriques.....	58
Figure 40 : Coupe géoélectrique CC Nord-Sud issue des sondages électriques	58
Figure 41 : Carte d'isorésistivité moyenne de la zone saturée	59
Figure 42 : Corrélation géologique 1 issue des sondages électriques	60
Figure 43 : Correlation géologique 2 issue des sondages électriques	61
Figure 44 : Distribution de l'épaisseur de l'aquifère.....	61
Figure 45 : Localisation des points d'eau nivelés dans la zone d'étude	62
Figure 46 : Distribution des ouvrages ayant servis à établir les cartes piézométriques de la nappe du CT dans la zone d'étude.....	64
Figure 47 : Distribution du niveau statique de la nappe mesuré en Novembre 2016.....	65
Figure 48 : Carte piézométrique de la nappe du CT dans la zone d'étude en Mai 2012	67
Figure 49 : Carte piézométrique de la nappe du CT dans la zone d'étude en Novembre 2012.....	67
Figure 50 : Carte piézométrique de la nappe du CT en Novembre 2012 (hautes eaux) a) dans la zone d'étude et b) entre les bassins du Saloum et de la Gambie.....	68
Figure 51 : Carte piézométrique de la nappe du CT dans la zone d'étude en Novembre 1973 (hautes eaux) avant l'implantation des forages (Diluca, 1976).....	69
Figure 52 : Localisation des principales dépressions piézométriques, en zone sahéenne (d'après Ndiaye et al., 1993). Zones climatiques : ha : hyper-aride, a : aride, sa : semi-aride, sh : sub-humide. Dépressions piézométriques : 1-nappe du Trarza, 2-nappe du Ferlo	69
Figure 53 : Fluctuations du niveau piézométrique entre Mai 2012 et Novembre 2012 basses eaux dans la nappe du CT de la zone d'étude	71
Figure 54 : Différence du niveau piézométrique en périodes de hautes eaux, avant (Novembre 1973) et durant (2012) l'exploitation de la nappe par les forages dans la zone d'étude	71

Figure 55 : Distribution des forages captant la nappe du CT avec les débits moyens d'exploitation journalier.....	73
Figure 56 : Bilan des prélèvements dans la nappe	73
Figure 57 : Mécanismes de recharge des eaux souterraines dans un milieu semi-aride (Lerner, (1997)	76
Figure 58 : Allure théorique d'un profil de teneur en sels de l'eau interstitielle de la zone non saturé due à l'évaporation (Fonte et Edmunds, 1989)	83
Figure 59 : Cartes des sols et localisation des profils de zone non saturés réalisés pour le calcul de la recharge de la nappe du CT par la méthode du bilan des chlorures.....	90
Figure 60 : Localisation des profils et aires d'influences (obtenues grace à la méthode des polygones de Thiessen) des stations pluviométriques utilisées dans la méthode du bilan des chlorures	91
Figure 61 : Méthodes d'analyse granulométrique.....	92
Figure 62 : Echantillon de sol pour lixiviation.....	94
Figure 63 : Évolution de la concentration des chlorures et du pourcentage de l'humidité pondérale du sol en fonction de la profondeur au niveau des profils utilisées pour le calcul de la recharge	97
Figure 64 : Évolution de la concentration des chlorures et du pourcentage de l'humidité pondérale du sol en fonction de la profondeur au niveau des profils utilisées pour le calcul de la recharge	98
Figure 65 : Évolution de la concentration des chlorures et du pourcentage de l'humidité pondérale du sol en fonction de la profondeur au niveau des profils considérés contaminés..	99
Figure 66 : Evolution mensuelle de la « pluie utile », de l'ETR et de l'infiltration moyenne calculée sur base des ETP de Thornthwaite de 1960 à 2012 à la station de Kaolack avec un stock de 143 mm	103
Figure 67 : Comparaison de la « pluie utile » mensuelle et de l'infiltration moyenne mensuelle calculée avec la méthode de Thornthwaite sur l'ensemble de la zone d'étude à la station de Kaolack et de Nioro de 1981 à 2012.....	105
Figure 68 : Moyennes mensuelles (période 1981-2012) de PU, de l'infiltration, du « stock en eau », de l'ETP et de l'ETR calculées avec la méthode de Thornthwaite sur l'ensemble de la zone	105
Figure 69 : Moyennes mensuelles de l'évapotranspiration potentielle selon la méthode de Penman de 1981 à 2012 aux stations de Kaolack et Nioro	106
Figure 70 : Evolution annuelle de l'évapotranspiration potentielle selon la méthode de Penman de 1981 à 2012 aux stations de Kaolack et Nioro	106
Figure 71 : Evolution annuelle de l'évapotranspiration potentielle selon les méthodes de Penman (ETPp) et Thornthwaite (ETPth) de 1981 à 2012 aux stations de Kaolack et Nioro	109
Figure 72 : Evolution mensuelle moyenne de l'évapotranspiration potentielle moyenne selon les méthodes de de Penman (ETPp) et Thornthwaite (ETPth) comparée aux précipitations de 1981 à 2012 aux stations de kaolack et de Nioro	110
Figure 73 : Organigramme synthétique de la méthode d'élaboration et de cartographie des zones de recharge potentielle de la nappe du CT de la zone étudiée	114

Figure 74 : Relation d'interdépendance entre les différents paramètres influençant l'infiltration (modifié de Shaban et al., 2006)	116
Figure 75 : Cartes indicielles de la capacité d'infiltration des cinq paramètres considérés pour l'identification des zones de recharges potentielles	118
Figure 76 : Carte des zones de recharge potentielle de la nappe du CT de la zone d'étude ..	120
Figure 77 : Distribution des teneurs en Chlorures de Novembre 2012 des ouvrages non contaminés sur les zones de recharge potentielle de la nappe du CT.....	120
Figure 78 : Localisation des points d'eau échantillonnés et des stations pluviométriques	123
Figure 79 : Corrélation entre les valeurs de CE mesurées sur le terrain et au laboratoire ...	124
Figure 80 : Distribution des valeurs de pH en saison sèche et humide 2012	130
Figure 81 : Distribution spatiale des valeurs de CE dans la nappe du CT et dans le fleuve Saloum en Mai 2012 (Basses eaux)	131
Figure 82 : Variation saisonnière globale de la CE en saison sèche (BE) et humide (HE) de l'année 2012	132
Figure 83 : Variation saisonnière de la CE dans chaque ouvrage en saison sèche (basses eaux: BE) et humide (hautes eaux: HE) de l'année 2012	132
Figure 84 : Box diagramme des teneurs en ions majeurs en 2012	134
Figure 85 : Distribution spatiale des teneurs en nitrates	134
Figure 86 : a)Matrice composant et b) délimitation des groupes définis sur base de la ressemblance géochimique des échantillons	137
Figure 87 : Distribution des groupes issus des SOM dans le diagramme de Piper.....	140
Figure 88 : Répartition spatiale des différents groupes d'eaux définis par les SOM.....	140
Figure 89 : Position des groupes sur le diagramme de corrélation entre a) Na/Cl vs Cl, b) [(Ca+Mg)-(SO ₄ + HCO ₃)] vs [(Na+Cl)-(Cl+NO ₃)] et c) valeur de l'indice de saturation des échantillons.....	141
Figure 90 : Valeur de la conductivité électrique des eaux du fleuve Saloum en Novembre 2003 et Novembre 2012	142
Figure 91 : Box diagramme des teneurs a) des ions majeurs et b) de la conductivité électrique dans la nappe du CT en fin de saison sèche des années 2003 et 2012	143
Figure 92 : Distribution des échantillons d'eau de la nappe du CT de 2003 et 2012 dans le diagramme de Piper.....	143
Figure 93 : Distribution des teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux du fleuve Saloum et de la nappe du CT en 2012	145
Figure 94 : Corrélation des teneurs en a) $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$, b) $\delta^{18}\text{O}$ et Cl dans la nappe du CT en période humide et en c) $\delta^2\text{H}$ et de la nappe en saison humide de 2003 et 2012	146
Figure 95 : Schéma conceptuel 2D suivant une coupe NNW- SSE du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère du CT dans la partie Sud du bassin du Saloum.....	153
Figure 96 : Extension et conditions aux limites de la zone modélisée.....	154
Figure 97 : Discrétisation de la zone modélisée : (a) Morphologie du toit de l'aquifère interpolée à partir du MNT et (b) morphologie de la base interpolée à partir des coupes de forages et sondages électriques	155
Figure 98 : Interprétation de l'évolution temporelle de 1970 à 2012 en terme de régime d'écoulement de la nappe (CI : Conditions Initiales (1970-1973) de la période transitoire (1974-2012))......	158

Figure 99 : Distribution des points de calage du modèle en conditions initiales pour la nappe du CT	163
Figure 100 : Comparaison des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT pour la période considérée en régime permanent de 1970-1973 (Ces valeurs serviront de conditions initiales pour le modèle transitoire)	163
Figure 101 : Carte de la piézométrie calculée de la nappe du CT pour les conditions de 1970 à 1973 servants de conditions initiales pour le modèle.....	164
Figure 102 : Distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique et de résistivité apparente de l'aquifère	167
Figure 103 : Corrélation des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT pour la période de Novembre 2003, Octobre 2011, Mai 2012 et Novembre 2012.....	169
Figure 104 : Comparaison des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT pour la période de Novembre 2003, Octobre 2011, Mai 2012 et Novembre 2012.....	170
Figure 105 : Comparaison des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT au niveau de 13 ouvrages du domaine modélisé pour la période de régime transitoire 2003-2012.....	171
Figure 106 : Comparaison des hauteurs piézométriques observées et calculées dans la nappe du CT au niveau de 16 ouvrages du domaine modélisé pour la période de régime transitoire 2011-2012.....	172
Figure 107 : Évolution générale de la piézométrie de la nappe du CT calculée au niveau des points d'observation (les différentes couleurs correspondent aux différents points considérés), de la recharge et des pompages pour la période de régime transitoire 1974-2012	174
Figure 108 : Évolution de la valeur moyenne des apports (recharge, intrusion d'eau salée marine et fluviale) et des sorties (décharge vers la mer, le fleuve, les cours d'eau et les pompages) de l'aquifère du CT calculés sur la période 1974-2012.....	177
Figure 109 : Évolution de la variation de réserve de l'aquifère calculé sur la période.....	178
Figure 110 : Localisation des forages de la zone utilisés pour les simulations.....	180
Figure 111 : Variations interannuelles de la pluviométrie enregistrée (1951 – 2012) et simulée (1951 – 2050) à la station de Kaolack.....	182
Figure 112 : Évolution générale de la piézométrie de la nappe du CT calculée au niveau des points d'observation pour les scénarios CanESM2 et CERFACS couplés à une augmentation des pompages	185
Figure 113 : Évolution de la valeur moyenne des apports (recharge, intrusion d'eau salée marine et fluviale) et des sorties (décharge vers la mer, le fleuve, les cours d'eau et les pompages) de l'aquifère du CT calculés pour la simulation prédictive du scénario CanESM2	186
Figure 114 : Évolution de la valeur moyenne des apports (recharge, intrusion d'eau salée marine et fluviale) et des sorties (décharge vers la mer, le fleuve, les cours d'eau et les pompages) de l'aquifère du CT calculés pour la simulation prédictive du scénario CERFACS	187
Figure 115 : Évolution de la variation de réserve de l'aquifère calculé sur les périodes transitoires (1974-2012) et prédictives (2013-2050).....	187

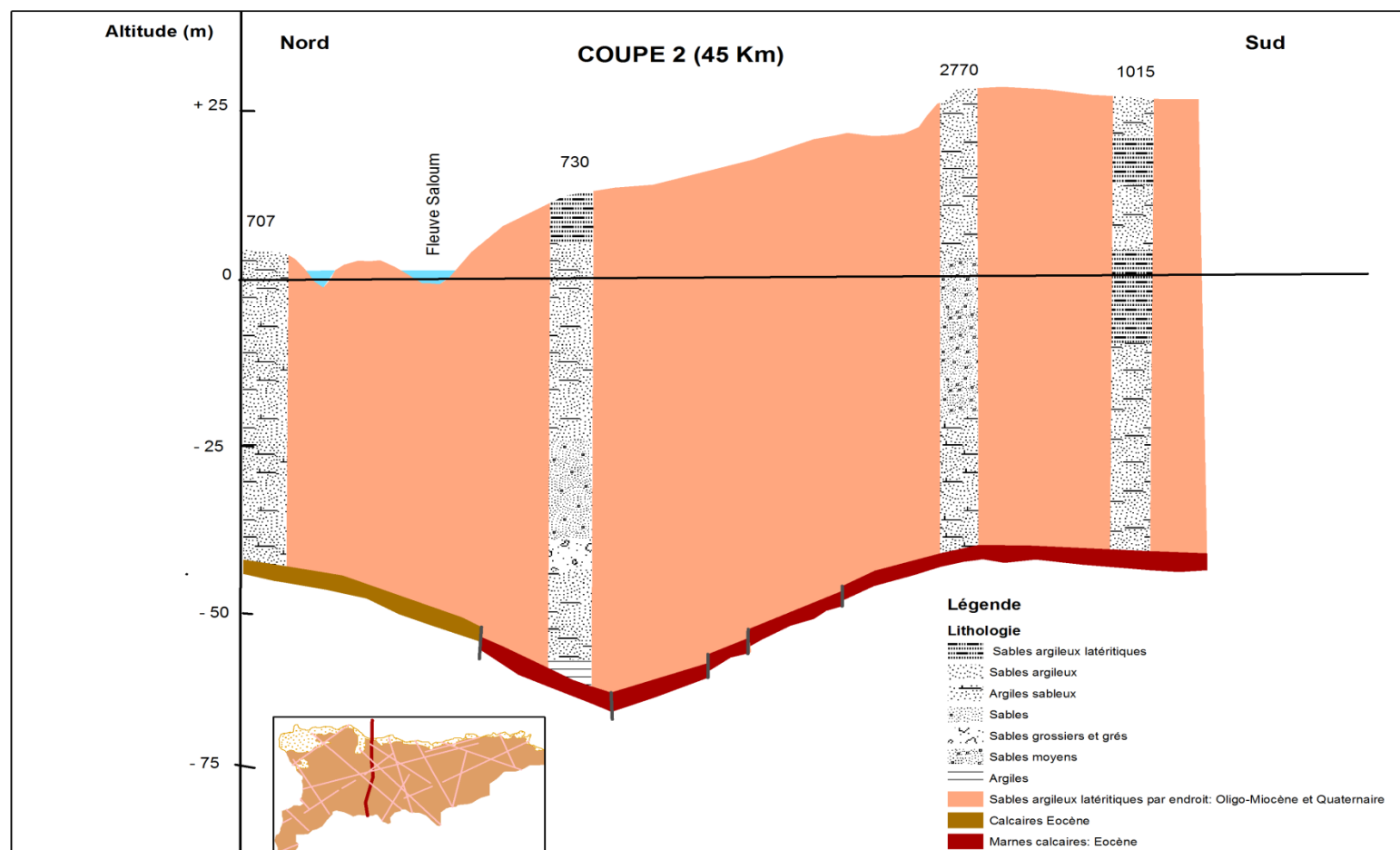
ISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Population estimée en 2013 dans les différentes communautés rurales constituant la zone d'étude (ANDS, 2013).....	7
Tableau 2 : Moyenne annuelle de la hauteur des précipitations (mm) dans les stations de Kaolack (Nord), Nioro (Sud) et Toubacouta (Ouest).....	9
Tableau 3 : Paramètres statistiques issus de la comparaison entre les altitudes extraites du MNT et celles mesurées sur le terrain par nivellement au GPS différentiel.	16
Tableau 4 : Valeurs calculées de l'équivalent d'eau douce à partir de la conductivité électrique et de la densité de l'eau du fleuve Saloum et des ouvrages dont les eaux sont considérées salées ($CE > 900 \mu S/cm$).....	64
Tableau 5: Distribution des teneurs en chlorures de Novembre 2012 des ouvrages non contaminés sur les zones de recharge potentielle de la nappe du CT.....	96
Tableau 6 : Résultats du calcul du bilan par la méthode de Thornthwaite pour la période 1960-1971 à la station de Kaolack	102
Tableau 7 : Résultats du calcul du bilan par la méthode de Thornthwaite pour la période 1971-1980 à la station de Kaolack	102
Tableau 8 : Résultats du calcul par la méthode de Thornthwaite pour la période 1981-2012 aux stations de Kaolack et de Nioro.....	103
Tableau 9 : Résultats du calcul (moyennes mensuelles) par la méthode de Penman pour la période 1960-1971 à la station de Kaolack	107
Tableau 10 : Résultats du calcul (moyennes mensuelles) par la méthode de Penman pour la période 1971-1980 à la station de Kaolack	108
Tableau 11: Résultats du calcul (moyennes mensuelles) par la méthode de Penman pour la période 1981-2012 aux stations de Kaolack et de Nioro.....	108
Tableau 12 : Paramètres statistiques de l'évapotranspiration potentielle de Thornthwaite (ETP _{th}) et de Penman (ETP _p) à Kaolack et à Nioro.....	109
Tableau 13 : Comparaison des résultats obtenus par les méthodes de Thornthwaite et de Penman pour la période 1960-1971 et 1971-1980 à la station de Kaolack.....	111
Tableau 14 : Comparaison des résultats obtenus par les méthodes de Thornthwaite et de Penman pour la période 1981-2012 à la station de Kaolack et de Nioro	111
Tableau 15 : Processus de calcul de la pondération des paramètres influençant l'infiltration	116
Tableau 16 : Caractéristiques (cotation et indice) des paramètres influençant l'infiltration .	117
Tableau 17 : Valeurs statistiques des paramètres physico-chimiques et des éléments chimiques majeurs des eaux de la nappe du CT, du fleuve Saloum, de pluie et de mer de la zone d'étude.	128
Tableau 18: Valeurs des paramètres physico-chimiques et des ions majeurs pour les principaux groupes issus de la technique des SOM	138
Tableau 19 : Paramètres statistiques calculés pour la calibration en régime permanent sur la période 1970-1973.....	164
Tableau 20: Paramètres statistiques calculés pour la validation de la calibration en régime transitoire de la nappe du CT	169

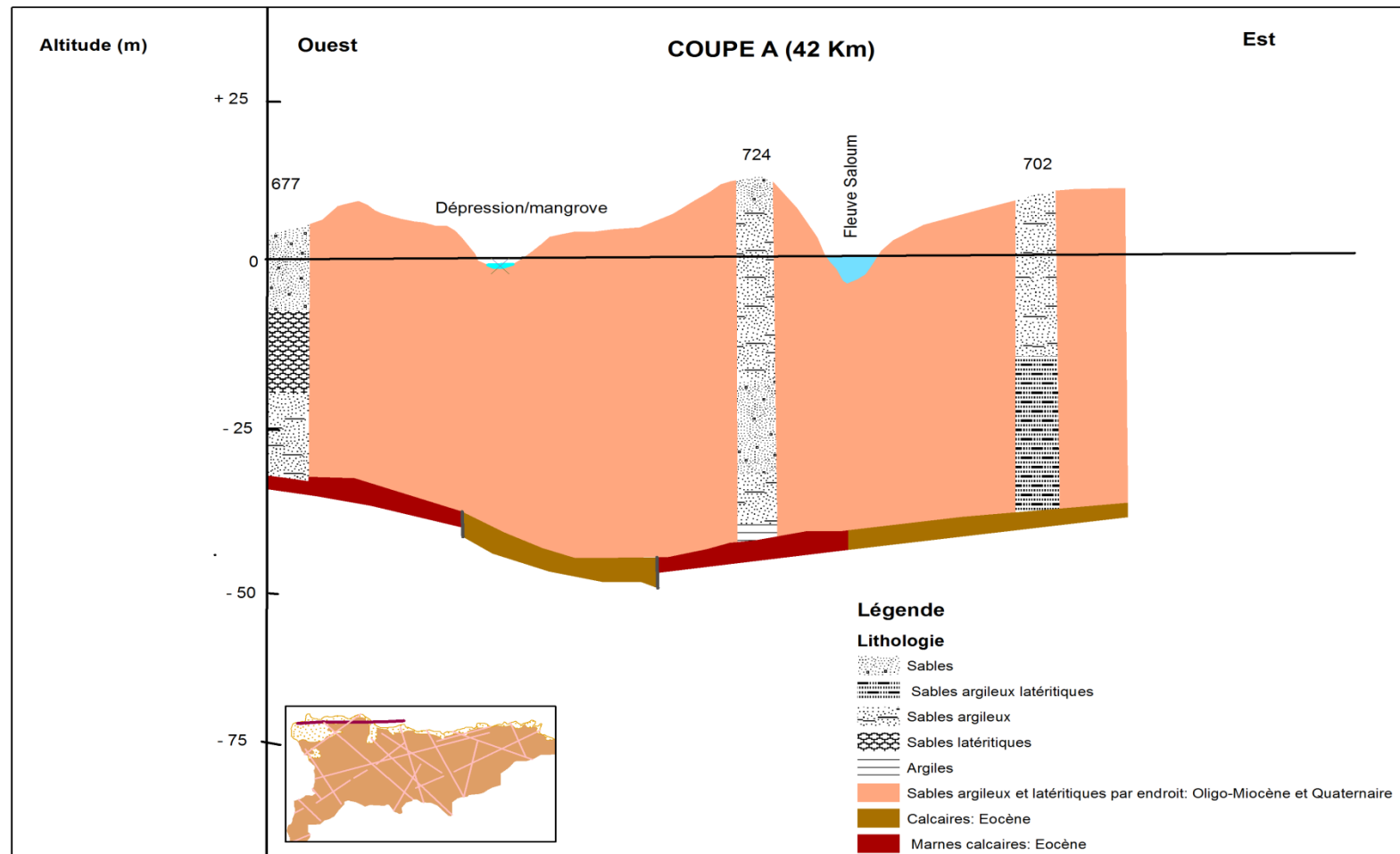
Tableau 21 : Moyenne annuelle des débits d'eau entre la nappe et ses limites, calculés en m ³ /s durant les périodes 1974-1984 et 1985-2012	176
Tableau 22 : Résultats de l'étude bilantaire de la nappe du CT, flux calculés en m ³ /s par le modèle durant les périodes 1974-1984 et 1985-2012	176
Tableau 23 : Moyenne annuelle des débits d'eau entre la nappe et ses limites, calculés en m ³ /s durant le période 2002 -2012 en régime transitoire et avec une augmentation des pompages	184
Tableau 24 : Moyenne annuelle des débits d'eau entre la nappe et ses limites, calculés en m ³ /s par le modèle durant les simulations prédictives	188

ANNEXES

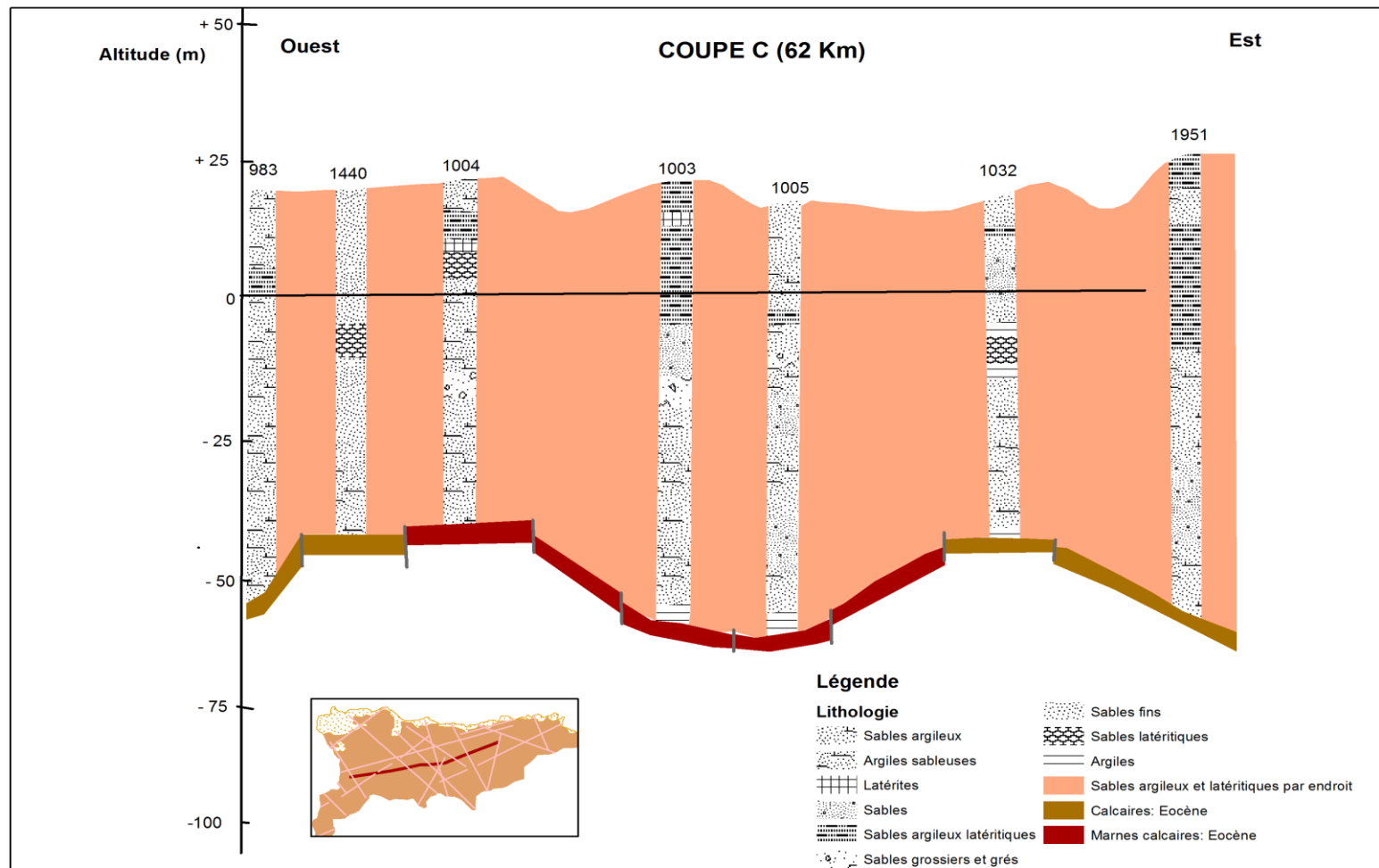
Annexe 1 : Corrélation géologique Nord – Sud à travers la zone étudiée



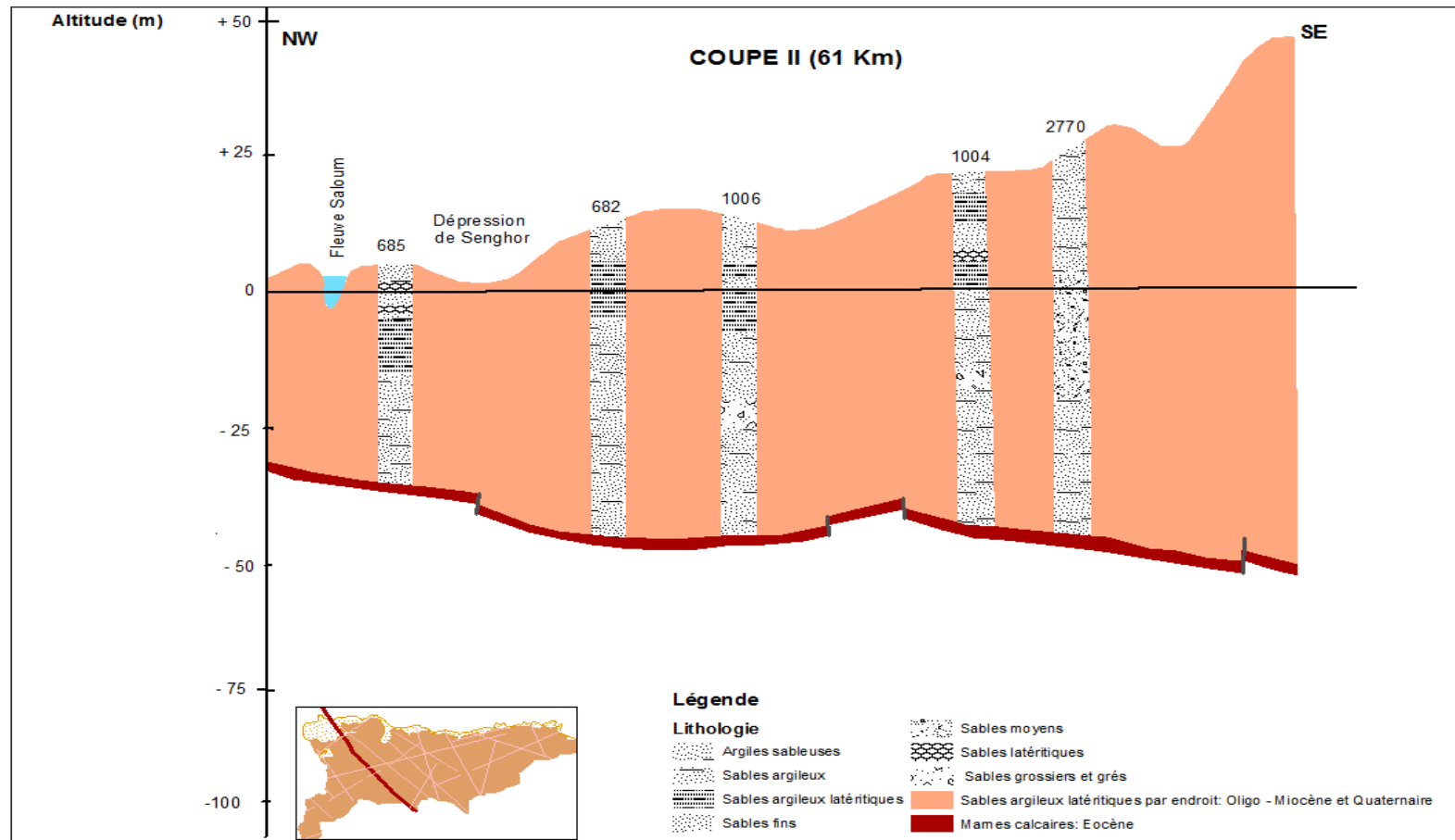
Annexe 2 : Corrélation géologique Ouest – Est à travers la zone étudiée



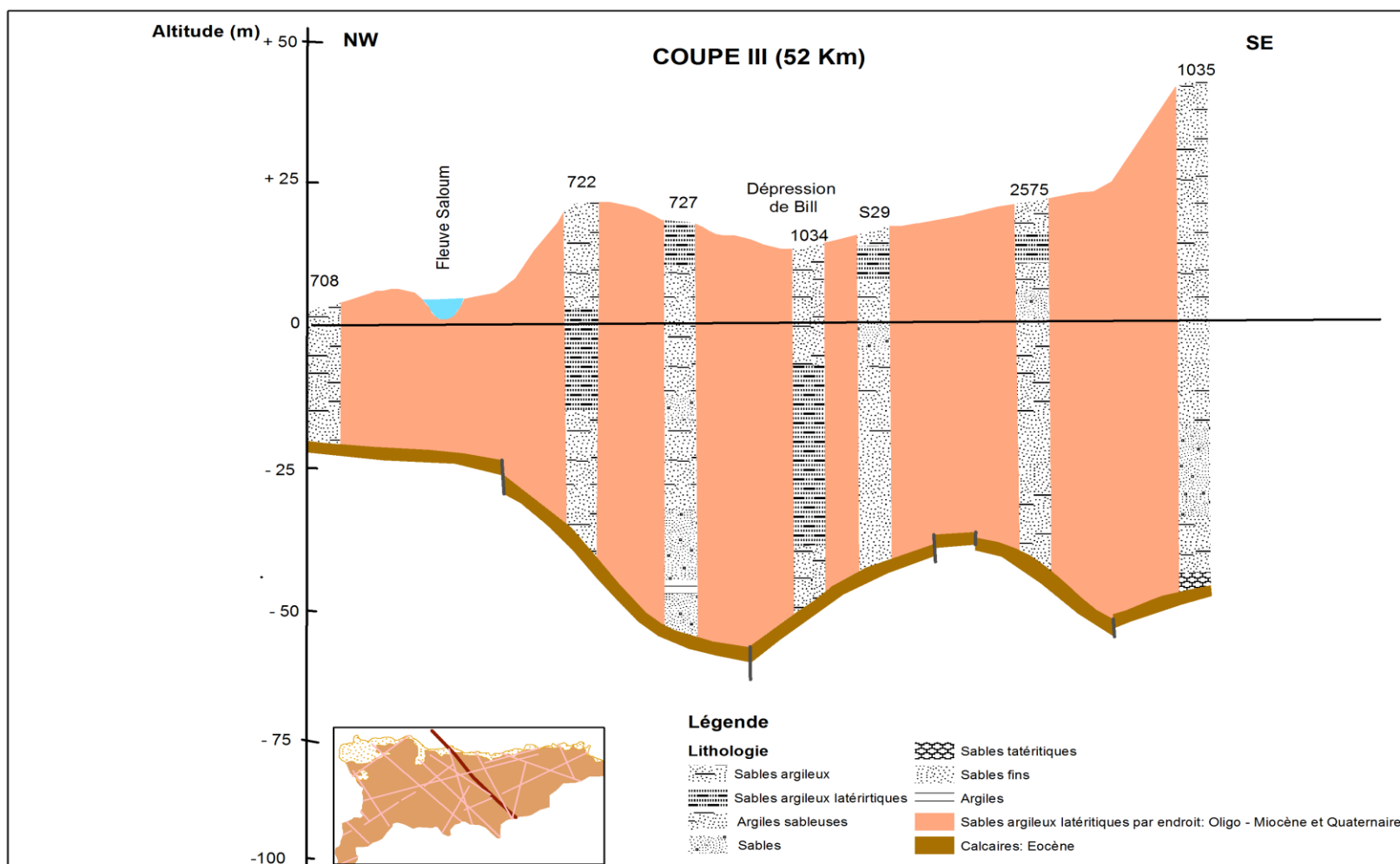
Annexe 3 : Corrélation géologique Ouest – Est à travers la zone étudiée



Annexe 4 : Corrélation géologique Nord-Ouest – Sud-Est à travers la zone étudiée



Annexe 5 : Corrélation géologique Nord-Ouest – Sud à travers la zone étudiée

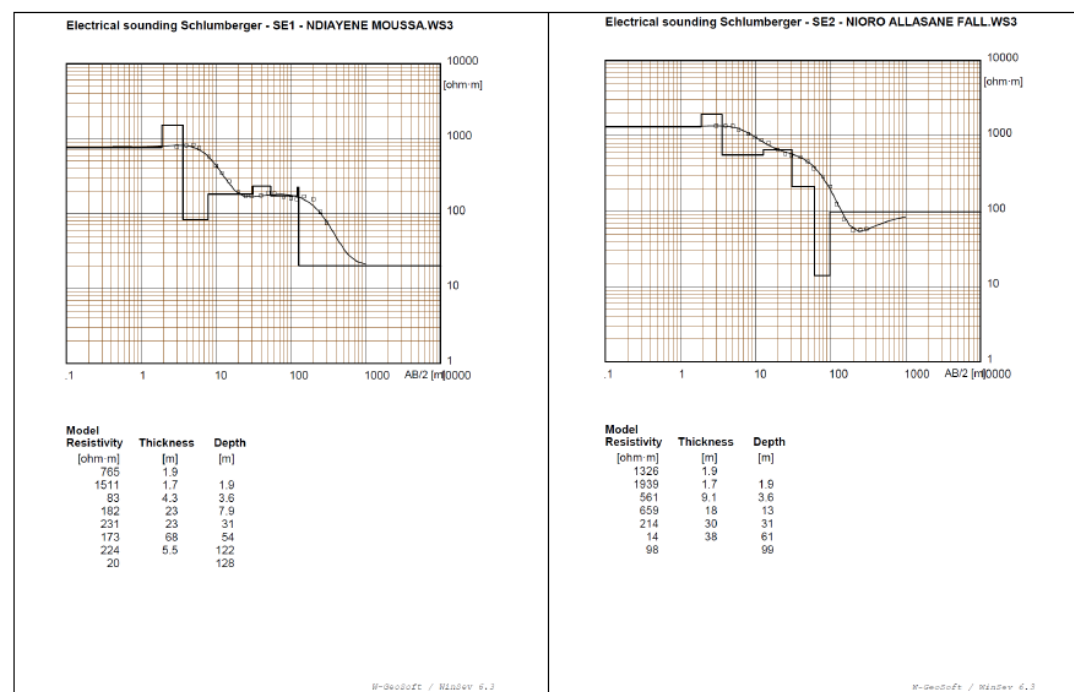
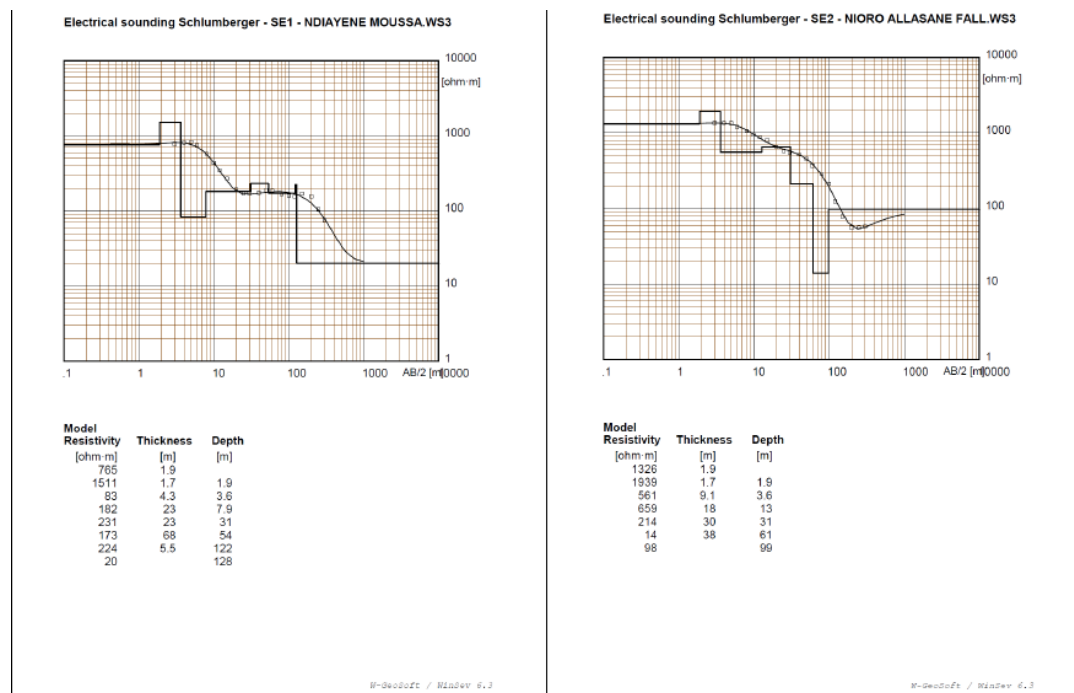


Annexe 6 : Coordonnées et localisation des différents sondages électriques

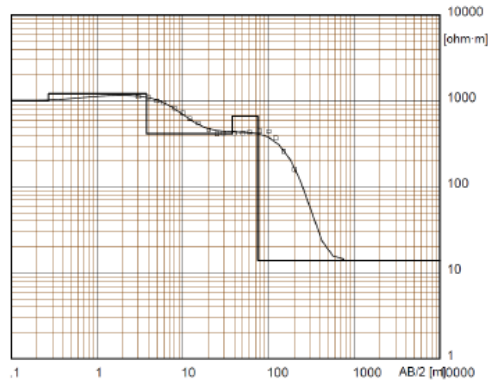
X_UTM	Y_UTM	N°SE	Localité
357197	1528443	SE1	Ndiayéne Moussa
355235	1523634	SE2	Nioro Alassane
350390	1521267	SE3	Tabanding
346077	1516554	SE4	Nema Nim
346664	1505531	SE5	Poste Karang
353128	1509299	SE6	Keur Samba Gueye
361835	1508202	SE7	Keur Momath Souna
357287	1504611	SE8	Keur Séni Gueye
352955	1515407	SE9	Keur Aliou Diop
362947	1548173	SE10	Sanhie Passi
366989	1536565	SE11	Darou Cissé
372888	1531201	SE12	Keur Dame Diebou
374718	1525526	SE13	NDRAMÉ ESCALE
363056	1520591	SE14	Keur Saloum Diane
379340	1517671	SE15	Keur Malahine
373075	1514152	SE16	Koular
384963	1515615	SE17	Médina Tiaméne
382866	1506400	SE18	Saboya
391429	1508335	SE19	Vélingara Walo
392512	1512103	SE20	Ndiagne Walo
384451	1520601	SE21	Wackh Gouna
385111	1531739	SE22	Keur Madiabel
384641	1541486	SE23	Lamarane Badiane
390423	1550002	SE24	Koumbal
400500	1549715	SE25	Lat Mbenguéne
393327	1543352	SE26	Mbambe
392593	1521764	SE27	Missirah Saloum
390687	1534511	SE28	Thioubéne
390646	1534547	SE29	Niappa Ndiaye
395083	1538232	SE30	Tanda Mboudaye
403432	1498566	SE31	Keur Moussa Frontier
398447	1503357	SE32	Nianguéne
415953	1504109	SE33	Keur Tamba
411911	1518062	SE34	Keur Mamour Dieng
401205	1513450	SE35	Niasséne Walo
403341	1521542	SE36	Taiba Niasséne
419995	1523247	SE37	Darou Salam Nioro
413972	1524276	SE38	Paoskoto
404493	1533678	SE39	Gapakh
411854	1537155	SE40	Ngambie

414093	1543711	SE41	Keur Serigne Bassirou
412249	1550339	SE42	Keur Aly Bassine
410410	1554990	SE43	Tyikat Diéri
419125	1552455	SE44	Ségré Sékko
427947	1546149	SE45	Keur Sader
424712	1527761	SE46	Ndama
430049	1523294	SE47	Kabakoto
431907	1535129	SE48	Darou Wanar
427818	1534869	SE49	Kassas
414762	1531017	SE50	Diamwéli
427146	1512672	SE51	Ndiba Ndiayène
430265	1506786	SE52	Kohel
436915	1503068	SE53	Médina Sabakh (Sud)
437204	1504505	SE54	Médina Sabakh (Nord)
443395	1507626	SE55	Thiaméne
437596	1522567	SE56	Kaymor
437619	1513215	SE57	Payoma
447570	1513610	SE58	Ngayéne
449146	1521539	SE59	Passi Toucoleur
441397	1531530	SE60	Ndiao Bambaly
455823	1528018	SE61	Nganda
450687	1540072	SE62	Taiba
452380	1546291	SE63	Boffi
437910	1542540	SE64	Keur Birame
435769	1546046	SE65	Ngouye
450183	1567347	SE66	Diaglé
445816	1554819	SE67	Ngodiba

Annexe 7 : Courbes et valeurs des différents Sondages électriques



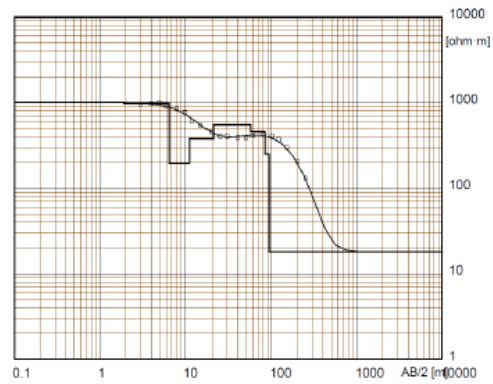
Electrical sounding Schlumberger - SE13 - NDRAME SCALE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
1004	27	
1207	3.5	27
415	34	3.8
668	37	38
14		75

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

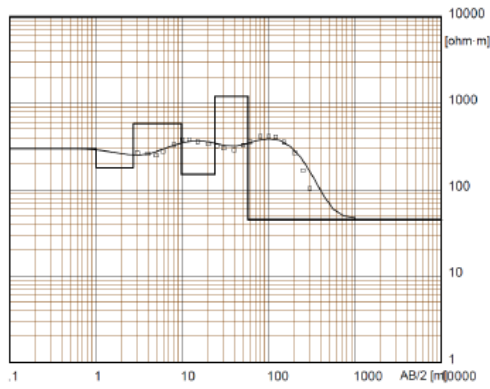
Electrical sounding Schlumberger - SE14 - KEUR SALOUM DIANE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
1010	1.9	
975	4.6	1.9
194	4.7	6.5
379	9.7	11
554	36	21
455	27	57
250	9	84
18		93

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

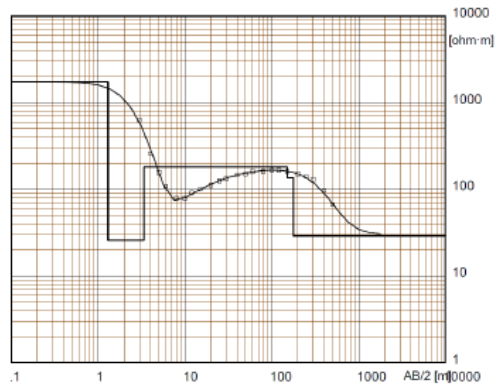
Electrical sounding Schlumberger - SE21 - WACKH GOUNA.WS3



Model Resistivity [ohm.m]	Thickness [m]	Depth [m]
300	1	1
180	1.7	1
580	7	2.7
150	14	9.7
1200	34	24
45		58

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

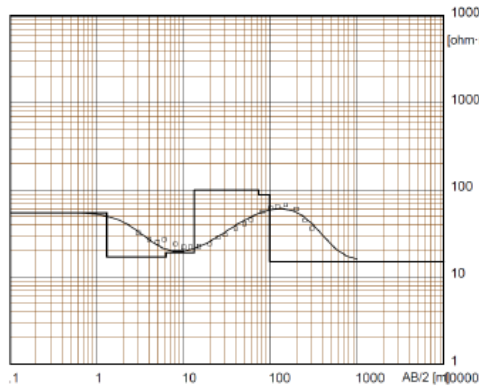
Electrical sounding Schlumberger - SE22 - KEUR MADIABEL.WS3



Model Resistivity [ohm.m]	Thickness [m]	Depth [m]
1738	1.3	1.3
26	2.1	1.3
181	147	3.4
136	27	150
29		177

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

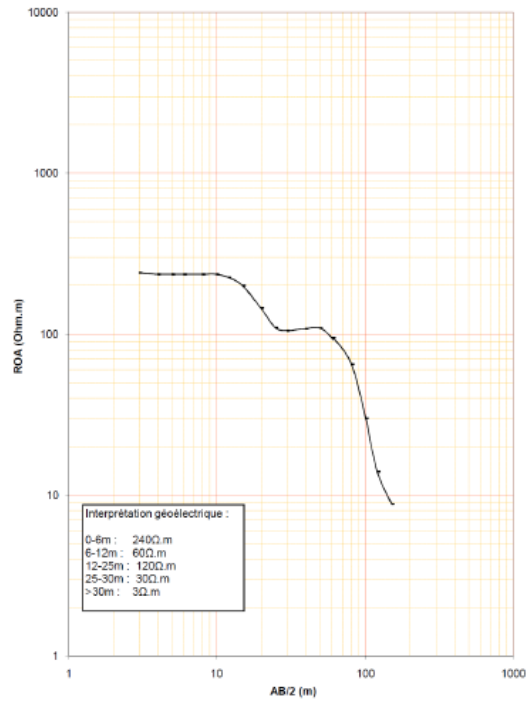
Electrical sounding Schlumberger - SE23 - LAMARANE BADIANE.WS3



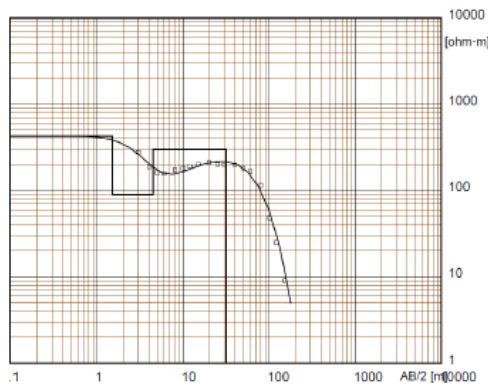
Model Resistivity [ohm.m]	Thickness [m]	Depth [m]
55	1.3	1.3
17	5	6.3
19	7	13
100	60	73
88	25	98
15		

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

SE24 - KOUMBAL



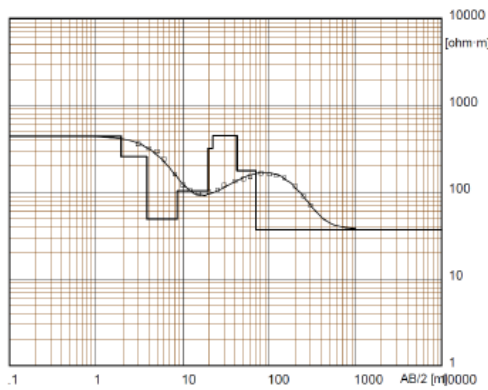
Electrical sounding Schlumberger - SE25- LAT MBENGUE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
430	1.5	
90	3	1.5
300	27	4.5
.01		32

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

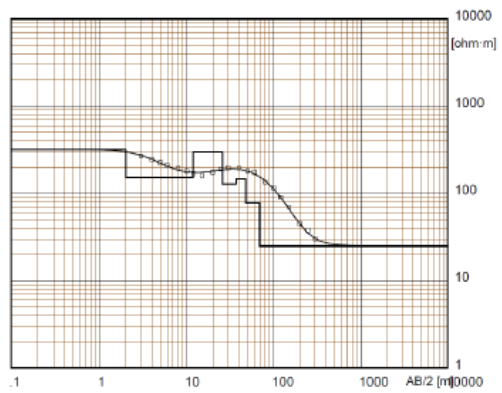
Electrical sounding Schlumberger - SE29 - NDIAPÉ DIAGNE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
441	1.9	
258	1.9	1.9
49	4.7	3.8
103	11	8.5
321	2.6	20
446	20	23
178	27	43
37		70

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

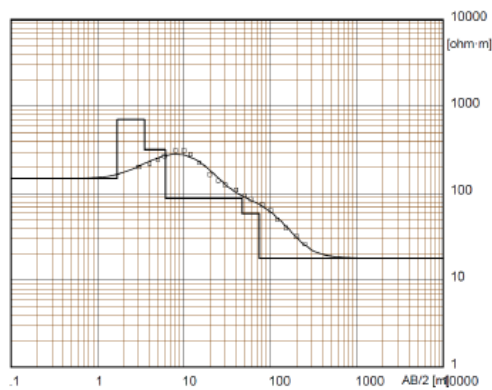
Electrical sounding Schlumberger - SE26 - MBAMBE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
319	2	
152	9.9	2
297	14	12
128	11	26
147	11	37
78	21	48
25		69

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

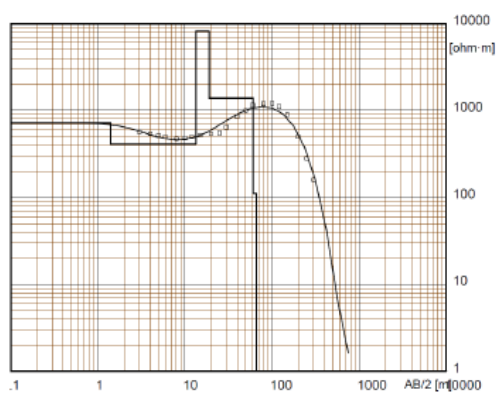
Electrical sounding Schlumberger - SE30 - TANDA MBOUDAYE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
148	1.7	
707	1.8	1.7
317	2.6	3.5
88	41	6.1
58	27	47
18		74

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

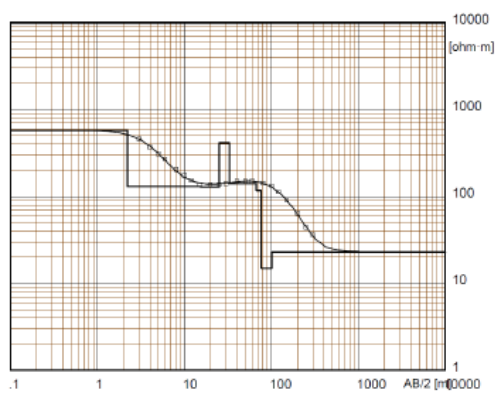
Electrical sounding Schlumberger - SE39 - GAKPAKH.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
722	1.4	
411	12	1.4
8214	5.5	13
1390	42	18
111	4.9	60
1		65

W-GeoSoft / WinSep 6.3

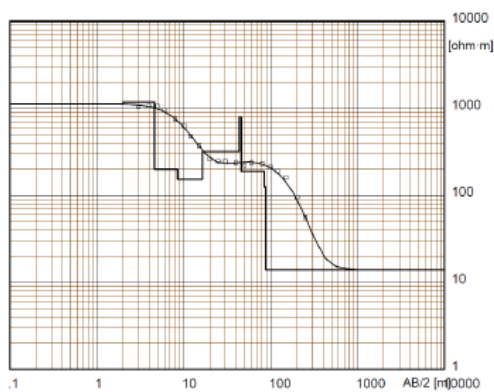
Electrical sounding Schlumberger - SE40 - NGAMBIE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
576	2.2	
130	13	2.2
128	10	15
414	7.5	25
142	34	32
118	9.6	66
15	24	76
23		100

W-GeoSoft / WinSep 6.3

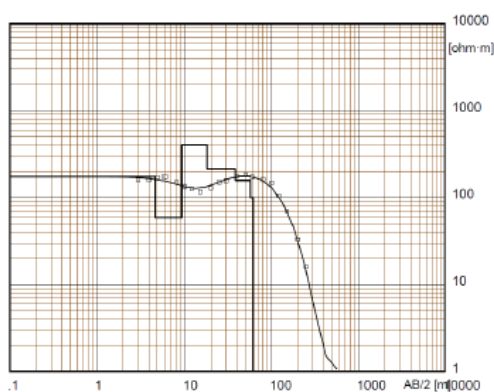
Electrical sounding Schlumberger - SE41 - K.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
1122	2	
1189	2.6	2
200	3.9	4.6
154	7.8	8.5
319	27	16
788	2.3	43
190	38	45
125	3.8	83
14		87

W-GeoSoft / WinSep 6.3

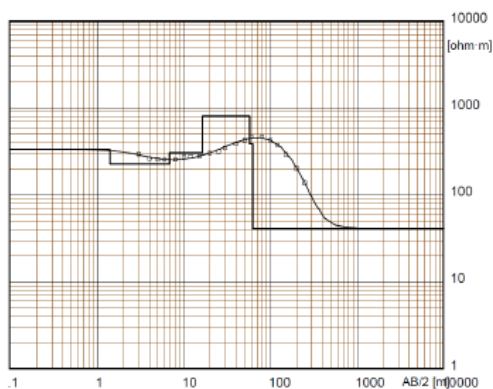
Electrical sounding Schlumberger - SE42 - K ALY BASSINE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
174	4.7	
59	4.5	4.7
404	8.9	9.2
213	20	18
158	19	38
100	4.8	57
1		62

W-GeoSoft / WinSep 6.3

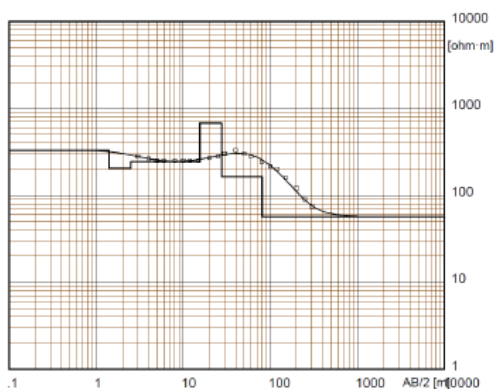
Electrical sounding Schlumberger - SE49 - KASSAS.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
336	1.4	1.4
229	5.4	6.8
304	9.7	16
807	41	57
388	4.7	62
41		

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

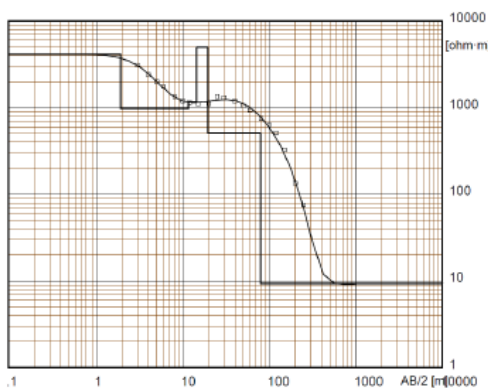
Electrical sounding Schlumberger - SE50 - DIAMWELI.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
329	1.4	1.4
205	1.1	2.5
243	13	16
677	12	28
163	53	81
57		

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

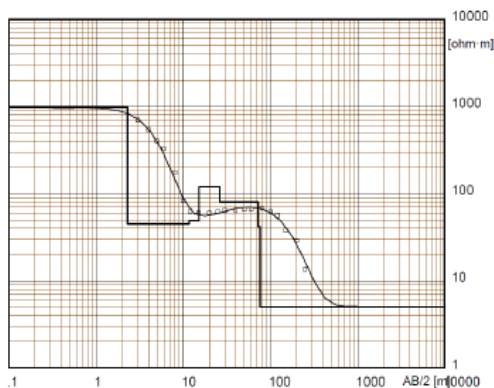
Electrical sounding Schlumberger - SE65 - NGOUYE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
4178	1.9	1.9
983	9.7	12
1169	2.8	15
5000	5	20
508	60	80
9.3		

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

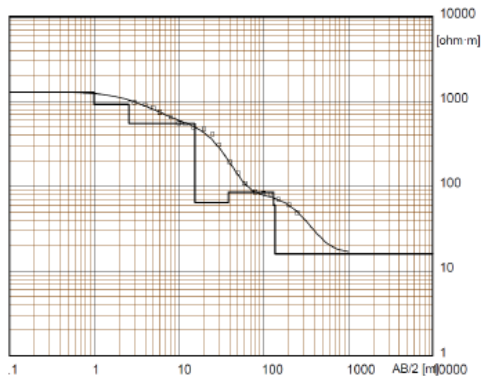
Electrical sounding Schlumberger - SE66 - DIAGLE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
975	2.3	2.3
45	9.4	12
49	3.5	16
120	11	27
80	46	73
42	3.6	77
5		

W-GeoSoft / WinSrv 6.3

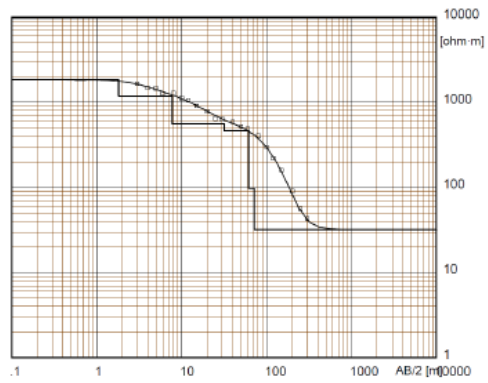
Electrical sounding Schlumberger - SE5 - KARANG.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
1281	1	1
523	1.6	1
549	13	2.6
64	23	16
85	93	39
60	5.6	132
16		138

W-GeoSoft / WinSav 6.3

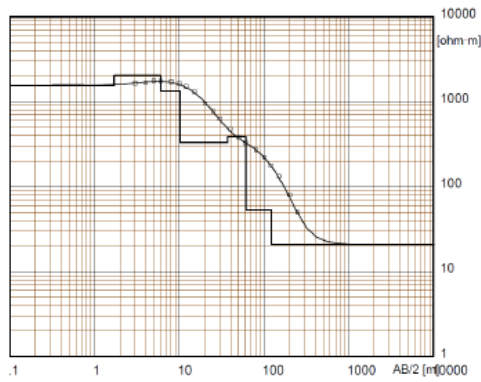
Electrical sounding Schlumberger - SE6 - KEUR SAMBA GUEYE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
1852	1.8	1.8
1189	5.9	1.8
561	24	7.7
461	30	32
98	9.7	62
32		72

W-GeoSoft / WinSav 6.3

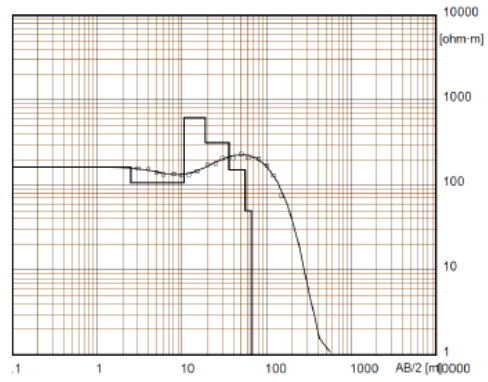
Electrical sounding Schlumberger - SE11 - DAROU CISSE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
1552	1.7	1.7
2035	4.3	1.7
1336	4.1	6
331	27	10
388	24	37
53	61	61
21		122

W-GeoSoft / WinSav 6.3

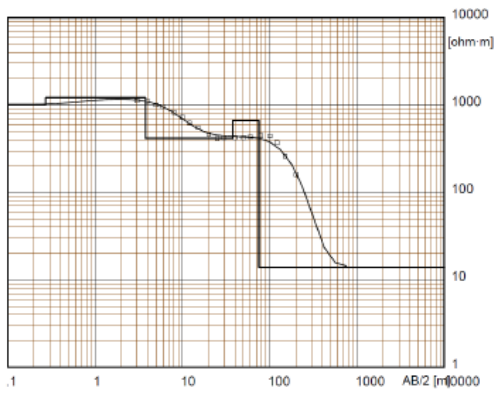
Electrical sounding Schlumberger - SE12 - KEUR DAME DIEBOU.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
164	2.5	2.5
106	8	2.5
620	8.3	10
316	17	18
150	20	35
50	10	55
1		65

W-GeoSoft / WinSav 6.3

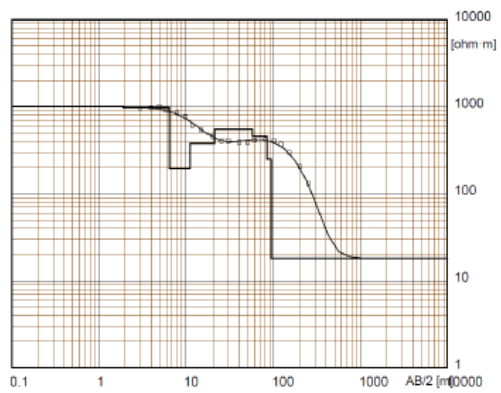
Electrical sounding Schlumberger - SE13 - NDRAME SCALE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
1004	27	
1207	3.5	27
415	34	3.8
668	37	38
14		75

W-GeoSoft / WinSep 6.3

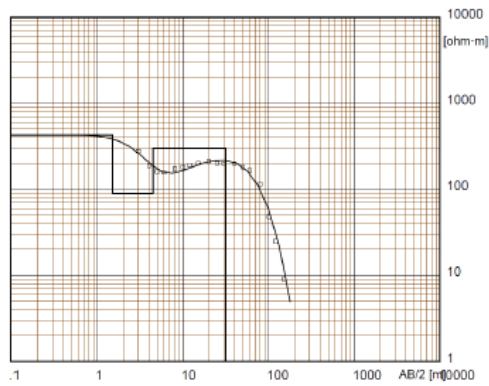
Electrical sounding Schlumberger - SE14 - KEUR SALOUM DIANE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
1010	1.9	
975	4.6	1.9
194	4.7	6.5
379	9.7	11
554	36	21
455	27	57
250	9	84
18		93

W-GeoSoft / WinSep 6.3

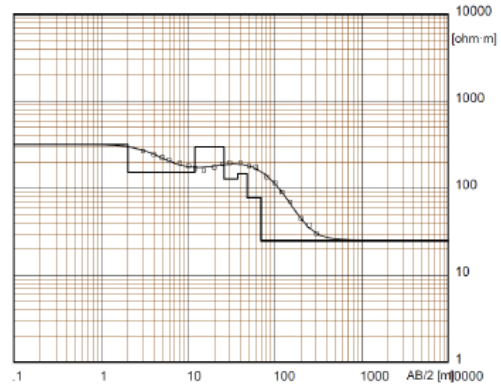
Electrical sounding Schlumberger - SE25- LAT MBENGUE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
430	1.5	
90	3	1.5
300	27	4.5
.01		32

W-GeoSoft / WinSep 6.3

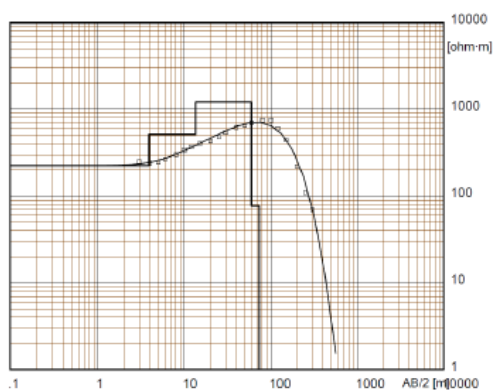
Electrical sounding Schlumberger - SE26 - MBAMBE.WS3



Model Resistivity [ohm-m]	Thickness [m]	Depth [m]
319	2	
152	9.9	2
297	14	12
128	11	26
147	11	37
78	21	48
25		69

W-GeoSoft / WinSep 6.3

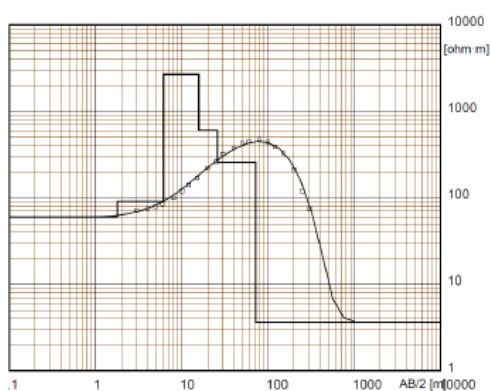
Electrical sounding Schlumberger - SE27 - MISSIRAH.WS3



Model Resistivity [ohm m]	Thickness [m]	Depth [m]
226	3.9	3.9
514	9.6	14
1207	46	60
77	14	74
2		

W-GeoSoft / WinSov 6.3

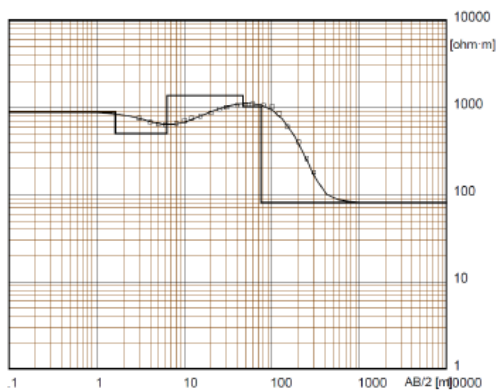
Electrical sounding Schlumberger - SE28 - THIOUBENE.WS3



Model Resistivity [ohm m]	Thickness [m]	Depth [m]
60	1.8	1.8
91	4.4	6.2
2684	9.6	16
603	10	26
258	46	72
3.6		

W-GeoSoft / WinSov 6.3

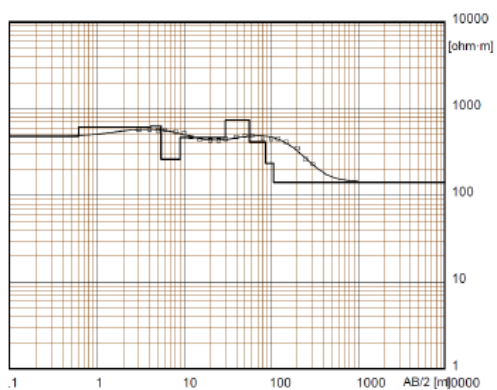
Electrical sounding Schlumberger - SE35 - NIASSENE WALO.WS3



Model Resistivity [ohm m]	Thickness [m]	Depth [m]
885	1.6	1.6
500	4.7	6.3
1378	40	46
1020	28	74
81		

W-GeoSoft / WinSov 6.3

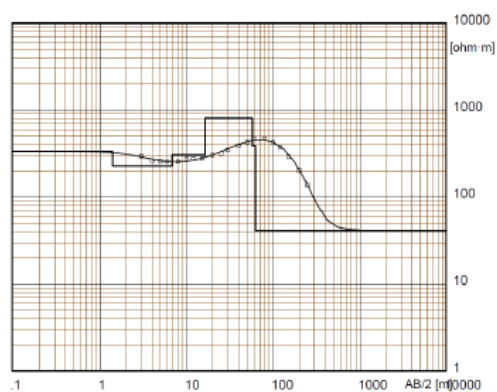
Electrical sounding Schlumberger - SE36 - TAIBA NIASSENE.WS3



Model Resistivity [ohm m]	Thickness [m]	Depth [m]
480	.61	.61
611	3.5	4.1
632	1.3	5.4
261	21	9
464	26	30
737	30	56
414	21	86
235		107
141		

W-GeoSoft / WinSov 6.3

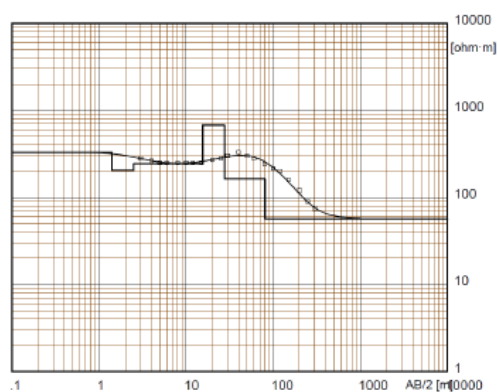
Electrical sounding Schlumberger - SE49 - KASSAS.WS3



Model Resistivity	Thickness	Depth
[ohm m]	[m]	[m]
336	1.4	
229	5.4	1.4
304	9.7	6.8
807	41	16
388	4.7	57
41		62

N-GeoSoft / WinSey 6.3

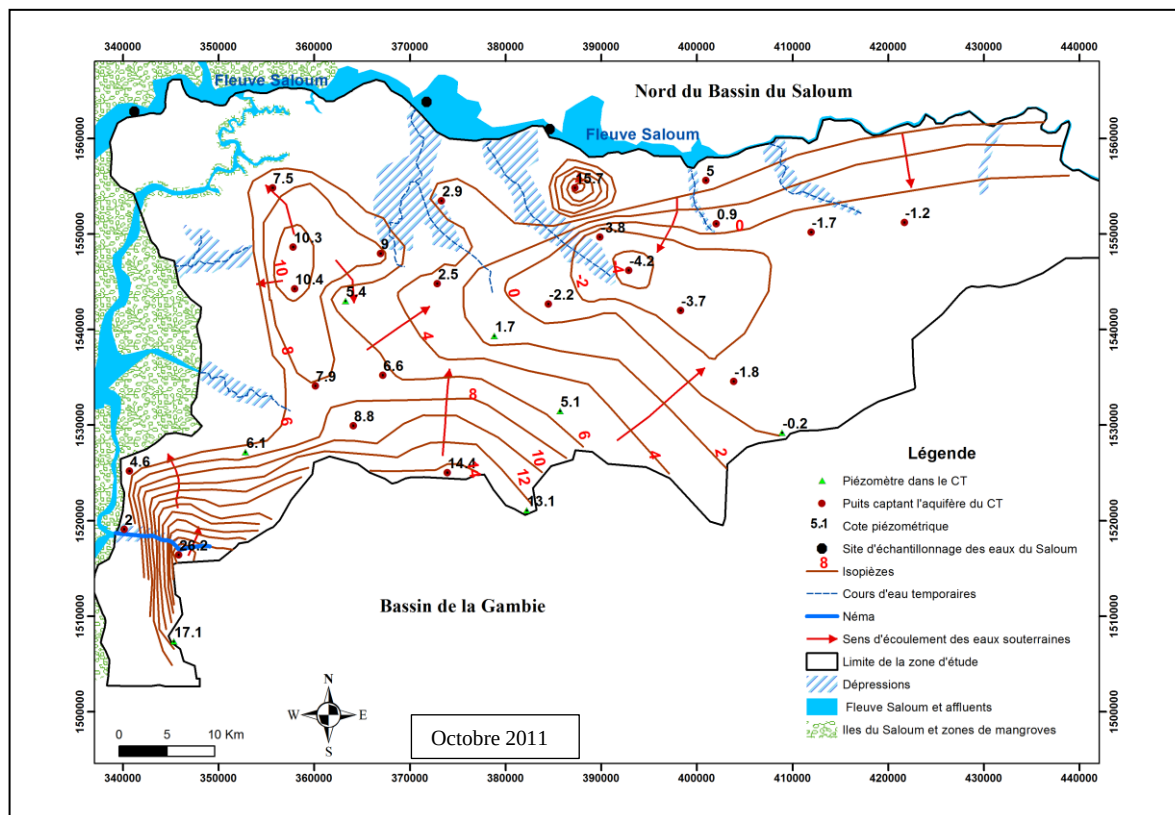
Electrical sounding Schlumberger - SE50 - DIAMWELI.WS3



Model Resistivity	Thickness	Depth
[ohm m]	[m]	[m]
329	1.4	
205	1.1	1.4
243	13	2.5
677	12	16
163	53	28
57		81

N-GeoSoft / WinSey 6.3

Annexe 8 : Carte piézométrique de la nappe du CT de la zone étudiée durant (Octobre 2011) la saison des pluies.



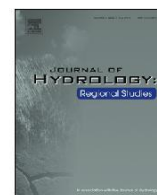
Annexe 9 : Publication dans Journal of Hydrology : Regional studies



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology: Regional Studies

journal homepage: www.elsevier.com/locate/ejrh



Temporal changes in groundwater quality of the Saloum coastal aquifer



Ndeye Maguette Dieng^{a,c}, Philippe Orban^a, Joel Otten^a, Christine Stumpp^b, Serigne Faye^c, Alain Dassargues^a

^a Hydrogeology & Environmental Geology – Dpt ArGENCo, Aquapole, University of Liège, 4000 Liège, Belgium

^b Institute of Groundwater Ecology, Helmholtz Zentrum München, Ingolstädter Landstrasse 1, D-85764 Neuherberg, Germany^c

Department of Geology – FST, University of Cheikh Anta Diop, Dakar, Senegal

article info

Article history:

Received 27 April 2016

Received in revised form 7 December 2016

Accepted 10 December 2016

Keywords:

Groundwater salinization

Self organizing maps

Geochemical processes

Environmental isotopes

Saloum inverse estuary

abstract

Study region: Groundwater in the southern part of the Saloum Basin in Senegal.

Study focus: The Saloum estuary is a hypersaline and ‘inverse’ estuary where the salinity of river water increases in the upstream direction. This region is problematic in that due to the underlain superficial Continental Terminal aquifer bordered by the hypersaline estuary constitutes the unique fresh groundwater reservoir for water supply for its estimated 466,000 residents living in 18 rural districts (belonging to the regions of Fatick, Kaolack and Kaffrine). This is of high value given that the deep Maastrichtian aquifer (200–300 m depth) is saline. This study aims to describe and understand temporal changes in the chemical and isotopic compositions of groundwater, the geochemical processes and especially the groundwater salinization.

New hydrological insights for the region: The analytical data were discriminated into 3 groups on the basis of the water types. Na-Cl, Ca-Cl and Ca-SO₄ rich waters derived from saline water intrusion at the vicinity of the Saloum River accompanied by ion exchange reactions and pollution dominate the first group. The second group located mainly in the centre and eastern parts of the region is featured fresh groundwater of Ca-HCO₃ derived from calcite dissolution reactions. The third group of Na-HCO₃ type and less mineralized indicates freshening processes by recently infiltrating rainwaters. Slight seasonal chemical variations are observed due to new infiltrating water reaching the water table.

High variation in rainfall between the 2 reference years (2003 and 2012) also changes chemical patterns in the groundwater. Chemical evolution of the groundwater is geographically observed and is due to a combination of dilution by recharge, anthropic contamination and seawater intrusion. The results of environmental isotopes (¹⁸O, ²H) compared with the local meteoric line indicate that the groundwater has been affected by evaporation processes before and during infiltration. The results also clearly indicate mixing with saltwater and an evolution towards relative freshening between 2003 and 2012 in some wells near the Saloum River.

© 2016 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

Corresponding author at: Department of Geology – FST, University of Cheikh Anta Diop, Dakar, Senegal and Hydrogeology & Environmental Geology

– Dpt ArGENCo, Aquapole, University of Liège, 4000, Liège, Belgium..

E-mail addresses: nmdieng@doct.ulg.ac.be, ndeye81.dieng@ucad.edu.sn, diengmaguette@yahoo.fr, mdmaguettedieng@gmail.com (N.M. Dieng).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.12.082>

2214-5818/© 2016 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

Introduction

The Continental Terminal (CT) aquifer is a unique freshwater reservoir, which supports various water needs in the Saloum region located mid-West of Senegal. Unfortunately, this resource is threatened by saltwater intrusion derived from both the ocean in the western part and from the hypersaline Saloum River which limits the system in the northern part. The Saloum hydrologic system is a tide-influenced inverse estuary in which high evaporation rates combined with low flow in this context of flat topography result in salt deposition and high salinity of the surface water body. As defined by Pritchard (1967), in inverse or hypersaline estuary systems, the salinity of the river water substantially exceeds seawater salinity. This pattern is governed by the net loss of fresh water usually resulting from an excess of evaporation over runoff and precipitation. These systems, for which salinity increases upstream from the river mouth towards inland regions, occur mostly in arid or semi-arid parts of the world (Largier et al., 1997), such as Australia (Wolanski, 1986) and West Africa (Barusseau et al., 1985; Diop, 1986; Page and Citeau, 1990; Savenije and Pagès, 1992; Ridd and Stieglitz 2002; Mikhailov and Isupova, 2008). Therefore, groundwater salinization in these areas is closely linked to direct saltwater intrusion and high evaporation. Previous studies in Australia evidenced groundwater contamination processes through estuarine saltwater intrusion in the Swan-Canning Estuary (Smith and Turner, 2001) and in the Pioneer Valley, Northern Queensland (Werner and Lockington, 2004). In the Saloum region, Noël (1975) then Diluca (1976) investigated the geometry, flow regime, and chemical characteristics of groundwater in the CT aquifer. Salinity pattern and associated geochemical processes using basic ion chemistry were described by Faye et al. (2001, 2003, 2004, 2009, 2010). The results pointed out that the groundwater resource is constrained by the occurrence of moderate to high salinity in the northern (near the Saloum River) and western (coastal area) parts of the aquifer. There, many shallow wells have been impacted by the occurrence of saline water. Further investigations were done by Faye et al. (2004) using minor elements (B, Br, Sr) and isotopic indicators together with some major ions for constraining source, and relative age and sorption/desorption reactions related to refreshing and salinization processes. In this latter study, boron concentrations (7–650 g/L) were tested against the binary mixing model. Results showed salinization processes are evidenced by B sorption and Na depletion when the Saloum River water intrudes the aquifer (salinization) in the northern part of the region. Conversely, B desorption and Na enrichment occur as the fresh groundwater flushing displaces the saline groundwaters in the coastal strip (refreshing). In the central zone where ancient intrusion prevailed, the process of freshening of the saline groundwater was indicated by the changes in major ion chemistry as well as B desorption and Na enrichment. The relatively stable isotope and tritium contents of the CT aquifer indicated that groundwater is derived from recent precipitation and mixing with recently infiltrating waters and evaporation contribute to the changes in isotopic signature.

Therefore, salinisation constitutes a major issue in the Saloum region due to the fact that potable drinking water needs rely solely on the CT groundwater resource given that the deep Maastrichtian aquifer (200–300 m) exhibits high chloride contents (500–1000 mg/L) and some hazardous elements, such as fluoride and boron, which reach concentrations of 2–4 and 1–2 mg/L, respectively (Travi, 1988). Therefore, the CT aquifer represents a unique accessible freshwater resource in the region.

Despite of these valuable results, temporal (both seasonal and long term) effects were not addressed. Therefore, the present study aims at reassessing the groundwater quality changes of the CT aquifer in the light of the new constraints (e.g. changes in climatic conditions and pumping constraints), and the new groundwater flow pattern configuration. Specifically, this study intends to: (1) identify seasonal variations in the chemical patterns in relation to geochemical reactions and dilution using statistical tools, such as Self Organizing Maps (SOMs), and (2) assess the temporal trend of groundwater chemistry and salinization using chemical and isotopic groundwater compositions.

2. Study area

2.1. Location and geomorphology

The study area is located in the western part of Senegal and covers the southern part of the Saloum hydrologic Basin except for the mangrove system. The surface area is approximately 3380 km² (Fig. 1) and is limited to the North by the Saloum River, to the West by the mangrove area and to the South and East by the Gambia River catchment.

The geomorphologic setting which consists of a gently sloping plain that extends toward the coast is incised by a network of depressions where temporary streams drain run-off water during the rainy season. A digital elevation model (± 4 m precision) that was created from topographical maps (1:50,000) and measured points shows elevations ranging from -1 m in the West and the North (near the mangroves and the Saloum River) to $+50$ m in the South and East towards the plateau zone bordered by the Gambian Basin (Fig. 1). In the northern and western regions along the Saloum River and the coast, respectively, a succession of high areas (10–30 m) and depressions (0–10 m) forms the landscape.

Land use/land cover of the study area were investigated using October 2010 Landsat image (ETM) and linear discriminant classifier (LDC) supervised classification method (Dieng et al., 2014). Surface features generated comprise rainfed agricultural crops (52%), natural vegetation (40%) (composed of savannah, wooded park, bushland and shrub steppe trees), dispersed habitations predominantly villages (3.5%), salty barren soils locally called “tanne” (2%), surface water bodies (1.5%) and mangrove ecosystem areas (1%).

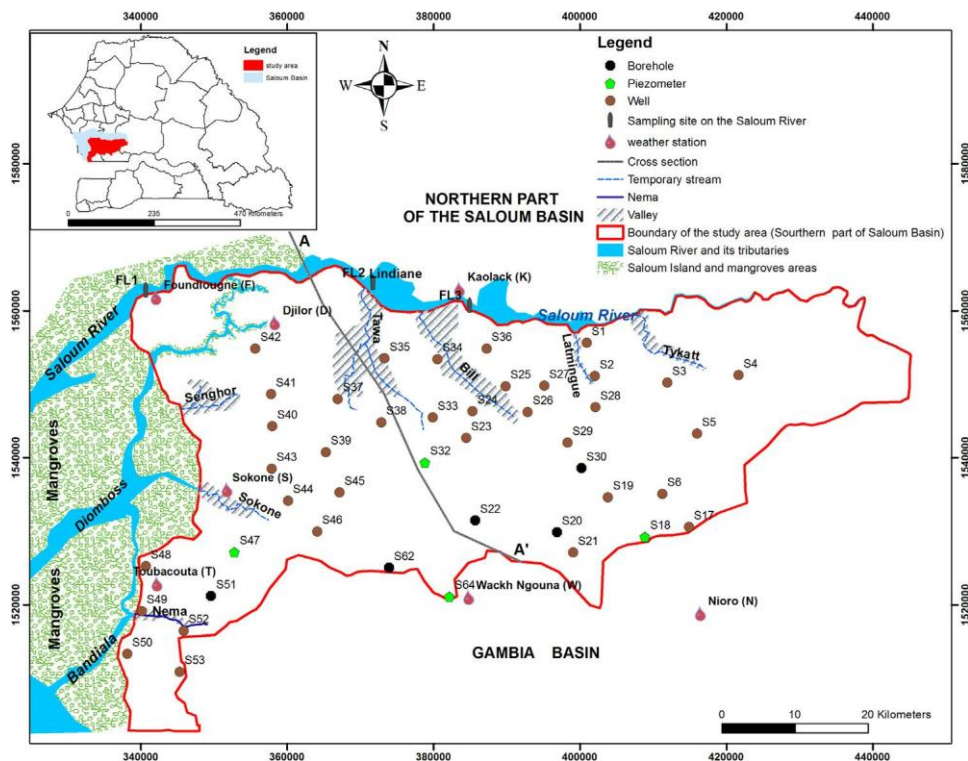


Fig. 1. Location of the investigated area and monitoring network. The dark line indicates the location of the cross-section A-A' presented in Fig. 2.

2.2. Climate

The climate of the region is tropical with two distinct seasons: a dry season from November to May and a rainy season from June to October. The average annual rainfall from 1960 to 2012 varied from 750 mm in the southern part of the basin at Niore station to 615 mm in the northern part at Kaolack station with a South-North decreasing gradient. The rainfall record (Fig. 3) at Kaolack station compared to the mean reference 1960–1990 shows a humid period from 1928 to 1971 followed by a dryer period from 1971 to the end of the 1990s, which occurred through most of the Sahel zone. In some Sub-Saharan countries, such as the study area, this dry period was followed by progressively wetter years (Lebel and Ali, 2009).

Available climatic data (i.e., precipitation, temperature, relative humidity, insolation, and wind speed) for the period from 1981 to 2012 collected from the Senegal National Meteorological Agency at the Kaolack and Niore weather stations show that the average annual temperature ranges from 28 to 29 °C. The average annual potential and actual evapotranspiration values calculated using the Penman method (Allen et al., 1998) are 2030 and 552 mm/yr respectively.

2.3. Hydrology

The hydrologic system of the region is mainly composed by the Saloum River and its two tributaries, the Bandiala and Diomboss rRivers. The Nema River, which is the only perennial freshwater stream, flows towards the Bandiala River (Fig. 1). It receives a groundwater base flow of between 0.012 and 0.03 m³/s during the dry and rainy seasons, respectively (Ngom, 2000). Downstream these rivers and streams, small seawater creeks locally called “bolons” occur in addition to the large low-lying estuary bearing tidal wetlands, and the mangrove ecosystem. As discussed previously, the Saloum estuary is an inverse estuary. Measurements data during the dry season showed that the salinity of the Saloum River increases from 36.7 g/L at the mouth to more than 90 g/l at Kaolack (located 120 km from the mouth) (Diop, 1986). Page and Citeau (1990) using data record revealed that salinity of the Saloum River is highly sensitive to climate variations with a gradient of approximately 1.3 g/l per year between 1950 and 1986 (Fig. 3). This observation is in accordance with works of Savenije and Pagès (1992) in western African inverse estuaries which evidenced sharp increase in salinity gradients during the Sahel droughts in the 1960s.

2.4. Geological and hydrogeological context

The study area belongs to the Senegalese-Mauritanian sedimentary basin, which is the largest coastal basin in northwest Africa and bears formations from the Cretaceous to the Quaternary (Bellion, 1987). The geological context of the region

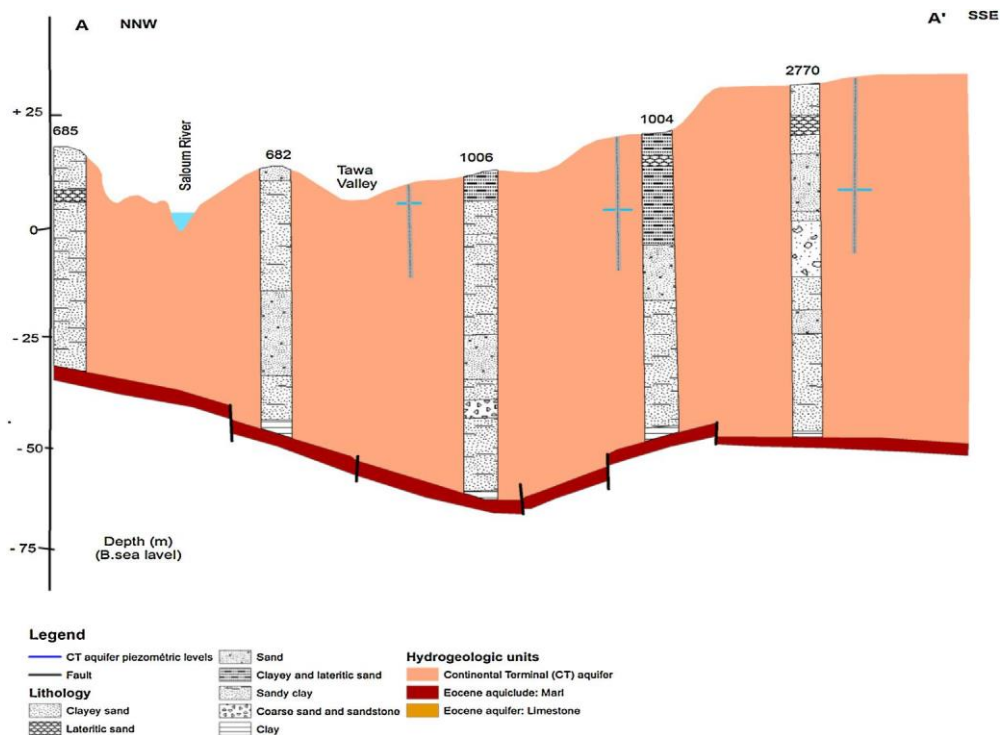


Fig. 2. Cross section of the study area showing the geological formation and the piezometric level of CT groundwater (cross section indicated in Fig. 1).

has been studied using lithological information from boreholes and hand-dug wells in addition to regional previous studies (Lappartient, 1985 ; Le Priol and Dieng, 1985) and a recent regional geological map (1:500 000) (Roger et al., 2009). The CT formations, which are the focus of this study, are present throughout the region and are covered by a thin and younger Quaternary sand layer and locally by alluvial deposits in the river plains. These formations overlie the impervious marl/clay Eocene formations.

The CT sediments are detrital marine Cenozoic (Oligo-Miocene to Pliocene) origin and show evidence of intense ferrallitic alteration during the late Miocene, including ferruginous concretions (Lappartient, 1985 ; Conrad and Lappartient, 1987). They are laterally and vertically heterogeneous and contain discontinuous interbedded sandstone, sandy clay, clayey sand, silt and clay (Noël, 1975 ; Lappartient, 1985 ; Conrad and Lappartient, 1987) (Fig. 2). Locally, clay sandstone beds and ferruginous crusts are present at the top of the formations. Kaolinite forms the cement in the non-ferruginous sandstone and sand sediments and represents the dominant clay mineral. Goethite is predominant and forms the cement of the quartz grains in the ferruginous sandstone horizon. Trace quantities of illite have been identified while in the eastern part of the region, the quartz grains are coated by calcite (Lappartient, 1985).

Hydrogeologically, the CT formations are considered as unconfined aquifer which thickness increases from NNW (less than 50 m) to SSE (approximately 100 m) and from West (less than 50 m) to East (approximately 100 m) (Fig. 2). The aquifer reservoir lies on an irregular and impervious Eocene substrate composed of marl and limestone covered by clay (Fig. 2) (Ly and Aglanda, 1991 ; Sarr, 1995). The hydraulic conductivity and storage coefficient values obtained from pumping test data under depth averaged conditions range from 0.5 to 8.6×10^{-4} m/s and from 0.5 to 21×10^{-2} , respectively (Diluca, 1976). Thirty-one boreholes with pumping rates between 10 and $45 \text{ m}^3/\text{h}$ and numerous traditional wells are used for the water supply in this region and total withdrawal is estimated at $8000 \text{ m}^3/\text{day}$. Groundwater recharge occurs mainly through rainwater infiltration. Computed values using chloride mass balance (CMB) method (chloride profiles at different sites obtained during the course of this study and not shown here) in the unsaturated zone, and hydrological budget (ETo computed by Penman formula) are variable and range from 17 to 100 mm/year and from 19 to 130 mm/year , respectively. These recharge values are similar to those obtained by Edmunds and Gaye (1994) (11 – 108 mm/year) using the same CMB method. The spatial variability is likely to be due to local variations in soil type and texture (notably clay contents) and to vegetation cover. The CMB approach uncertainties in our context can be linked to potential Cl contribution from other sources such as salt water intrusion or anthropogenic input. Water table measurements were obtained during the 2012 campaigns in May (end of dry season) and in November (end of rainy season). They were converted to head values through an accurate DGPS topographic survey of the sampling sites. It allows to reassess groundwater flow patterns shown in Fig. 4 for the dry season. A similar flow pattern is obtained for the rainy season (not shown here). Head (h) distribution features three groundwater mounds located in the northwest ($9.8 \leq h \leq 11.7 \text{ m}$), in the southwest along the upstream part of the Nema River ($25.3 \leq h \leq 26.6 \text{ m}$), and in the North ($13.2 \leq h \leq 16 \text{ m}$). A marked depression is observed North and parallel to the Saloum River, where the measured

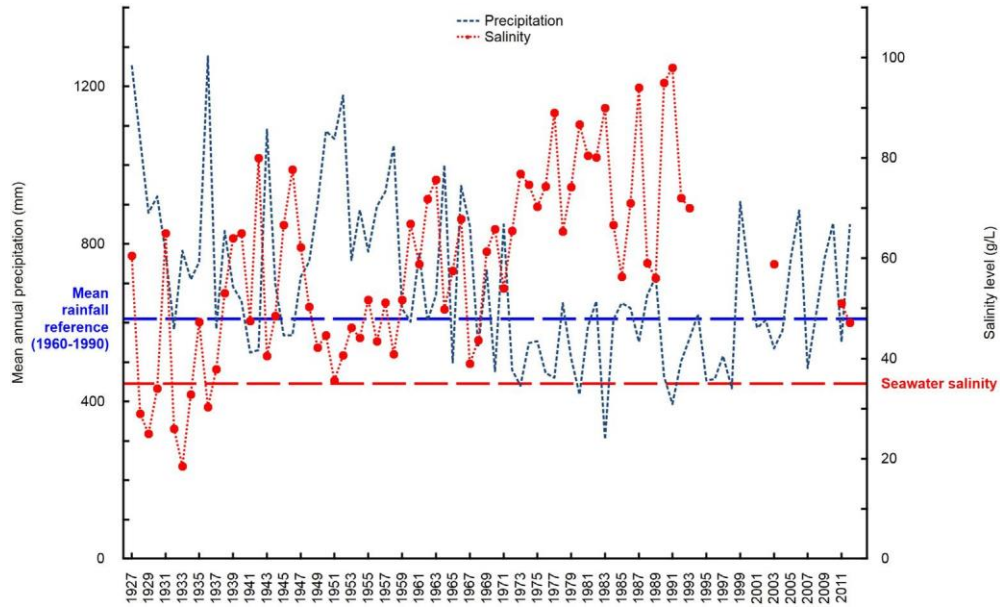


Fig. 3. Interannual variation of the Saloum River salinity (in red) and of the mean annual rainfall measured at Kaolack locality from 1927 to 2012 modified from [Page and Citeau \(1990\)](#).

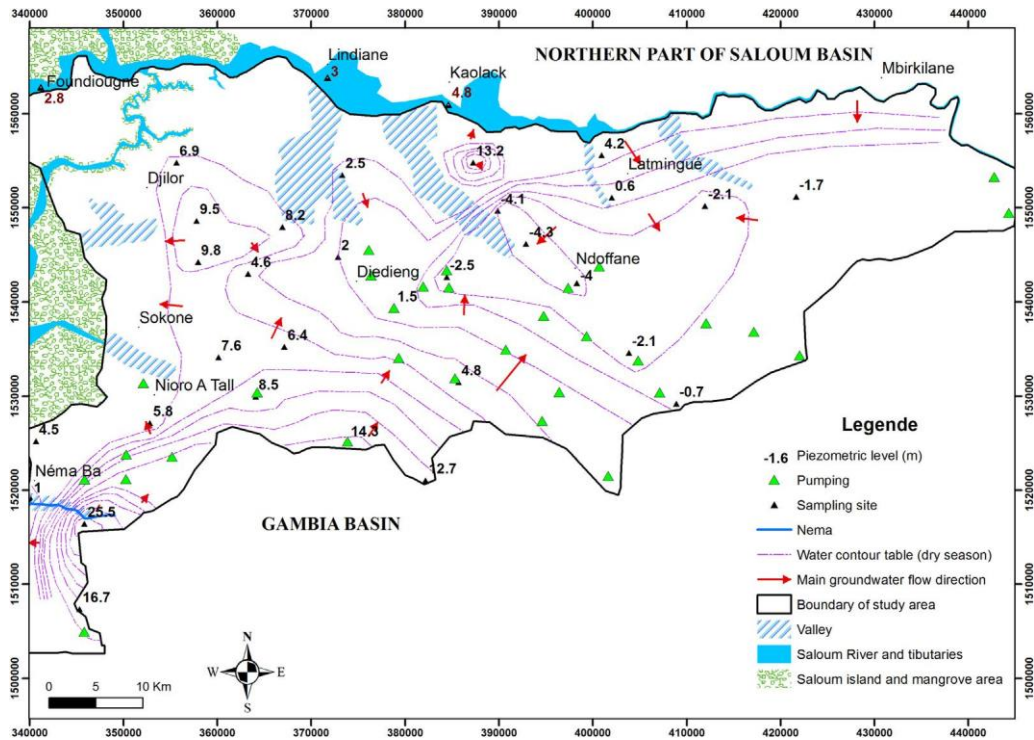


Fig. 4. Groundwater piezometric map in the CT aquifer during the dry season of 2012.

heads are below mean sea level (as low as -4 m). This latter depression is a common feature in many unconfined aquifers in sub-Saharan Africa, such as in Trarza/Mauritania, in Yaere/North Cameroon, in Gondo, Nara, and Azaouad/Mali, and in Kadzell/Niger ([Archambault, 1960](#) ; [Degallier, 1962](#) ; [Aranyossy et al., 1989](#) ; [Ndiaye et al., 1993](#) ; [Favreau et al., 2002](#) ; [Ngounou Ngatcha et al., 2007](#) ; [Koussoubé, 2010](#)). Isotopic studies performed in Mali ([Aranyossy et al., 1989](#)), Niger ([Favreau et al., 2002](#)) and Senegal ([Ndiaye et al., 1993](#)) suggest that the combined effects of high evapotranspiration and low horizontal permeability are the main causes of this type of piezometric depressions since pumping rates in these area are low.

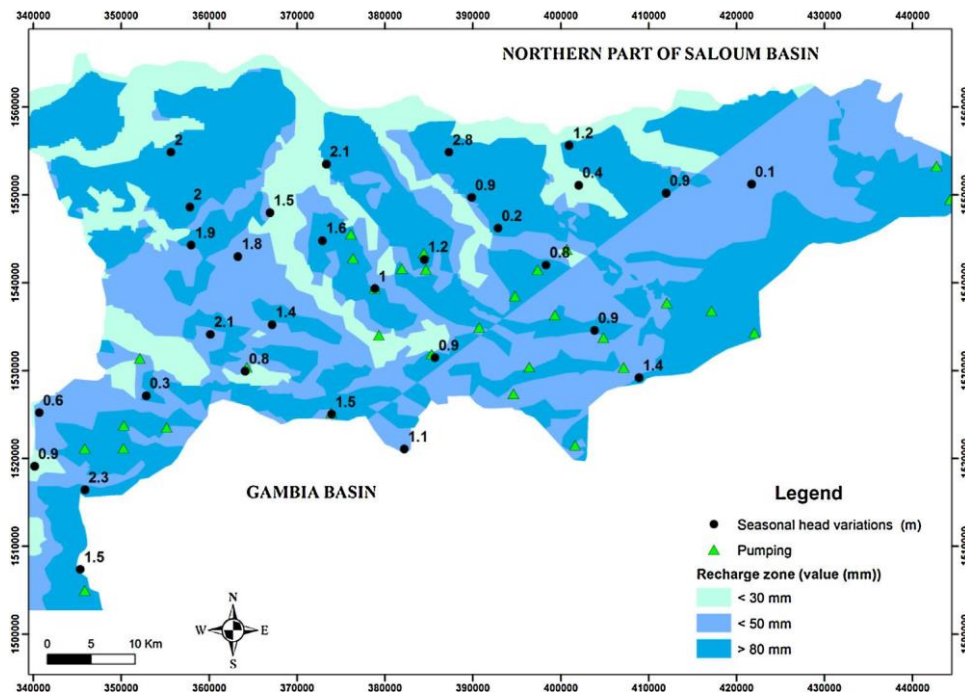


Fig. 5. Recharge map and punctual observed seasonal changes in piezometric heads.

Based on this configuration, several groundwater flow patterns can be depicted:

- from the northwest and northern mounds towards the sea and the Saloum River, where the head values decrease near the shore but are still positive ;
- from the southwest mound in all directions ; occurrence of the groundwater mound in the zone sustains the Nema River flow during low stage period (Ngom, 2000) ;
- from the Saloum River and the southern mound to the piezometric depression.

The seasonal and long term head variations obtained from 2012 (dry and rainy season) and 1973 datasets may reflect seasonal recharge and interannual evolution, respectively. Seasonal head variations recorded in 2012 range from 0.1 to 2.8 m with the highest value located far from the pumping area in a zone of relative high recharge (> 50 mm). The lowest value of head variation is observed near the pumping area in a zone of relative low recharge (<30 m) (Fig. 5).

Comparison of the 2012 head values with heads measured during pre-development and driest period of 1973 in few reference points show water table rise from 0.7 to 6.8 m (mean 4.2 m) (Fig. 6). This is observed despite the pumping from more than 100 boreholes and numerous dug wells since the early 70s. This long term water table rise probably reflects sensitivity of the system to climate and especially to annual rainfall (440 and 847 mm respectively in 1973 and 2012).

3. Materials and methods

3.1. Field campaigns and laboratory protocols

To complete the existing dataset (including the data acquired in 2003), two field campaigns were conducted in May 2012 (end of the dry season) and November 2012 (end of the rainy season). The measured and sampled network comprises forty-four groundwater sampling points (composed of 5 boreholes, 35 hand-dug wells and 4 piezometers) in addition to three surface water sampling sites along the Saloum River (at Foundiougne (FL1), Lindiane (FL2) and Kaolack (FL3)) (Fig. 1). Prior to sampling, depth to water table and physico chemical parameters such as pH, electrical conductivity (EC) and temperature (T) were measured in the field at each site using a multi-parameter probe. The groundwater samples were collected after purging the piezometers while wells and boreholes used for water supply did not need to be purged because they were pumped continuously.

For chemical analyses, a set of two samples was collected for each point and subsequently filtered through 0.45 µm membranes into polyethylene bottles. One acidified to a pH less than 2 using high purity HNO₃ for cation analysis, and the other one not acidified for anion analysis.

For stable isotope analyses of oxygen (¹⁸O) and hydrogen (²H), selected points of the network and the three Saloum River points were sampled during the wet season and tightly sealed in 1-l polyethylene bottles without filtered.

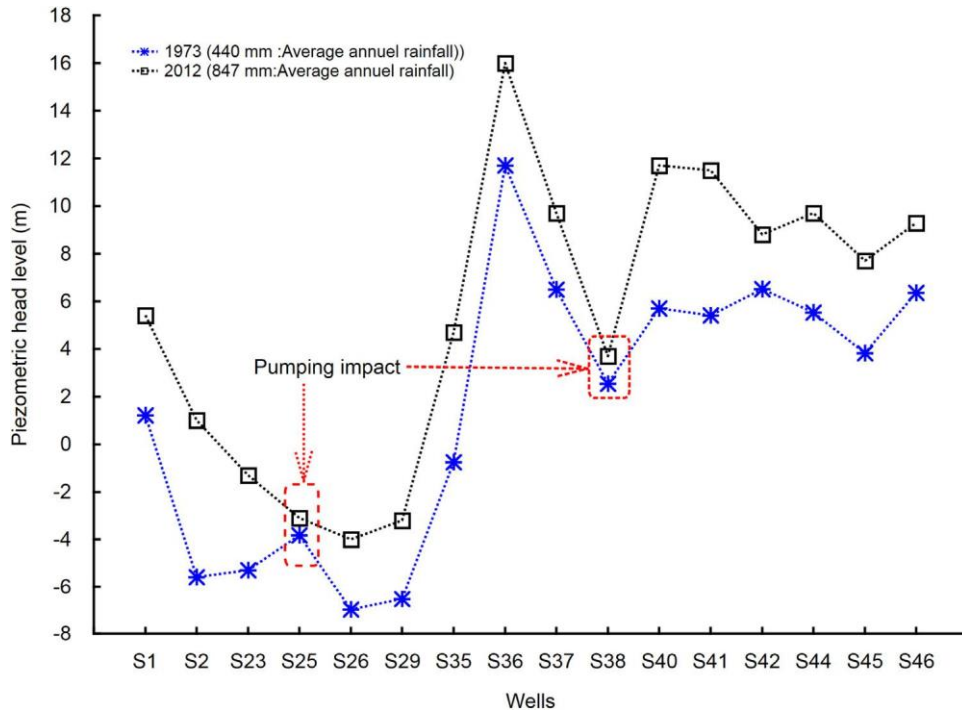


Fig. 6. Differences between piezometric levels measured in November 1973 and November 2012 in 16 wells.

Records of measured quantity of rain and 2012 rainwater samples were collected from 7 climatic stations, namely Kaolack (K), Nioro (N), Wakh Ngouna (W), Foundiougne (F), Djilor (D), Sokone (S) and Toubacouta (T).

The chemical analyses for major ions (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} and NO_3^-) were performed using standard methods of flame atomic absorption, potentiometric, and titration at the Liege University Hydrogeology Laboratory (Belgium). The Environmental isotope analyses were performed at the Helmholtz Zentrum München, Institute of Ground-water Ecology (Neuherberg/Germany) using dual-inlet mass spectrometry (Coplen, 1988) and results are expressed in the conventional ‰ notation with reference to the Vienna Standard Mean Oceanic Water (VSMOW) with precisions of $\pm 0.1\%$ for ^{18}O and $\pm 1\%$ for ^2H .

3.2. Data analysis and multivariate statistical analysis

While the electrical conductivity (EC) is routinely used to measure the mineralisation of water, conventional methods involving major and minor ions analysis, ionic ratios, and isotopic methods are used in assessing groundwater quality (Ghesquière et al., 2015; Nicolini et al., 2016) and the interaction between freshwater and saline water (Magaritz et al., 1981; Mercado, 1985; Kim et al., 2003).

Multivariate analysis methods, such as Factor Analysis (FA), Principal Component Analysis (PCA) and Hierarchical Classification Analysis (HCA), are also often used to identify major groundwater groups and factors that affect the groundwater chemistry in aquifers (Mudry, 1991; Güler et al., 2002; Belkhir et al., 2012; Gamble and Babbar-Sebens, 2012; Montcoudiol et al., 2015; Ghesquière et al., 2015; Ibrahima et al., 2015). However, these multivariate analyses are generally based on linear principles (Mudry, 1991; Gamble and Babbar-Sebens, 2012) and cannot overcome difficulties arising from biases due to complexity and non-linearity in datasets and from the inherent correlations between variables. The SOMs method (Kohonen, 1982) applied here is an alternative to these latter methods to efficiently deal with datasets that are ruled by complex, non-linear relationships in the analysis and diagnosis of dynamic systems (Hong and Rosen, 2001; Hong et al., 2004; Garcia and Shigidi, 2006; Peeters et al., 2007; Gamble and Babbar-Sebens, 2012; Gning, 2015). It allows clustering a set of hydrochemical data into two or more independent groups (Kohonen, 1995;). This method outperforms the other statistical tools in that it can successfully: 1) deal with the nonlinearities of the system; 2) be developed from data without requiring mechanistic knowledge of the system; 3) handle noisy or irregular data and be easily and quickly updated; and 4) interpret and visualize information from multiple variables or parameters (Kohonen, 2001).

The component planes and U-matrix are visualization maps that use a hexagonal topology to represent the main output results. The component planes show high and low values on a standardized map to identify correlations between different parameters. Ultimately, in the SOMs analysis, all these component maps are combined to create a unified matrix (U-matrix) that characterizes the Euclidean distances between each node (Peeters et al., 2007; Gamble and Babbar-Sebens, 2012). The

clustering is based on a visual inspection of the U-matrix where clusters correspond to different types of groundwater with respect to the contribution of each element. The information obtained from SOMs application can then be used to highlight water mineralization processes that occur in the aquifer based on the degree of salinity and the spatiotemporal hydrogeochemical variability.

In this study, 11 chemical variables (EC , pCO_2 , pH , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} and NO_3^-) are processed using the SOMs Toolbox of the MATLABTM code to first investigate the variables that affect the salinity and their relationships. Classical tools, such as Piper diagrams and bivariate analysis, are then used to confirm the relationships between the variables.

4. Results and discussion

4.1. Hydrochemical characteristics

The results from the in-situ physico-chemical surveys and the chemical and isotopes analyses of groundwater, sur-face water, and seawater samples are presented in Table 1, and the mean concentrations from the rainwater analyses are presented in Table 2. All samples have ionic electrical balances less than 5%, which confirm reliable analyses.

The surface water samples that were collected at the three sites along the Saloum River have average pH values from 7.8 (dry season) to 8.3 (wet season), which indicate slightly alkaline characteristics. The average surface water temperatures are close to the ambient temperature and range between 28 and 30 °C. The EC values vary along the river from 64,700 (dry season) to 50,800 S/cm (wet season) at Foundiougne (10 km from the mouth), from 91,700 (dry season) to 60,400 S/cm (wet season) at Lindiane (90 km from the mouth) and from 89,000 (dry season) to 55,200 S/cm at Kaolack (120 km from the mouth). These results show that the salinity of the Saloum River substantially exceeds seawater salinity values and support the inverse estuary character of the Saloum River with gradually upstream increase of salinity. However, the decrease observed at Kaolack is probably due to the inflow of fresh groundwater as shown in the piezometric map (Fig. 4).

Temperatures of the groundwater samples range from 27.7 to 30.9 °C and from 26.4 to 33 °C in the dry and wet seasons, respectively. The pH values vary between 3.7 and 7 during the dry season and between 4.6 and 8.8 during the wet season. The lowest acidic values (pH 3–5) are found in well S49, which is located near the mangrove area, and could be due to the oxidation of pyrite, which is characteristic of mangrove degradation groundwater conditions (Ford et al., 1992). The measured EC values range from 74 to 3430 S/cm and from 47 to 2040 S/cm in the dry and wet seasons, respectively. According to World Health Organisation WHO (2008), this broad range of EC values differentiates two types of groundwater in the system:

1-fresh water with EC values lower than 900 S/cm. This group comprises water sampled from wells in the western and central parts of the region ;

-saline and/or polluted waters with EC values higher than 900 S/cm. These samples originate from the coastal areas, near the Saloum River and from a few wells in the central part of the study area.

4.2. Groundwater quality assessment

The evaluation of the chemical characteristics of the groundwater samples using the descriptive statistic approach shows an order of relative abundance (in meq/L) of $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ and of $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$. It is the case for both campaigns (dry and rainy season). A high variability between the minimum and maximum values (Fig. 7) is observed. The concentrations of SO_4^{2-} and NO_3^- , and to a lesser extent Ca^{2+} , Mg^{2+} and HCO_3^- , are higher for the groundwater sampled during the rainy season. This was probably the result of the infiltration of polluted water and the dissolution of calcite and dolomite during infiltration. The concentrations of Na^+ and Cl^- in these groundwater samples decrease less, which is probably due to dilution by recharge water. Most of the major ion concentrations are within the WHO ranges for drinking water except for some cases in which the highest values of sodium Na^+ , Cl^- , NO_3^- and SO_4^{2-} exceed the drinking water threshold. This suggests saline water intrusion and anthropogenic contamination as shown by the EC values. The shallowest wells (S23, S49 and S52) are characterized by high NO_3^- contents (195, 200 and 327 mg/L, respectively) due to local contamination from domestic waste and pastoral activities around the wells. The highest SO_4^{2-} concentration of 582 mg/L is recorded in well S49 and is associated with high concentrations of Cl^- (215 mg/L), Na^+ (111 mg/L), Ca^{2+} (214 mg/L), Mg^{2+} (53 mg/L), K^+ (46 mg/L) and NO_3^- (200 mg/L). This well is located at Nema village close to the mangrove ecosystem probably reflects the impact of saline water intrusion and associated processes (gypsum dissolution and/or pyrite oxydation) and anthropogenic pollution at well head.

4.3. Groundwater classification using the SOMs method

The SOMs method applied to both datasets (rainy and dry seasons) exhibits similar pattern and in this paper we only describe results obtained from the dry season in Fig. 8a and b. The component maps of Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} and Mg^{2+} (Fig. 8a) show similar distribution patterns to EC map, which indicates that these ions are highly correlated with EC and that dilution is the main factor inducing variability. The high correlation between Na^+ and Cl^- suggests a common origin from the dissolution of halite and/or saltwater intrusion. To a lesser degree, HCO_3^- correlates to Ca^{2+} . The pH and HCO_3^- also have similar maps but, as is commonly found in groundwater, are inversely correlated with the CO_2 pressure.

Table 1

Physico-chemical measurements and results for groundwater samples and Saloum River samples (FL1, FL2 and FL3), for dry and rainy (wet) seasons campaigns, and groundwater isotopic data for the wet season.

Parameters	EC	T		pH		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Na ⁺		K ⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		NO ₃ ⁻		¹⁸ O	² H	
Units	(S/cm)	° C				mg/l														‰				
ID	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet		
S1	688	551	30.3	29.9	5	7.4	22.4	30	8.5	8.8	58.9	55.6	3.6	3.4	9.8	19.5	120.1	106.1	0.9	1.9	59.2	67.3	-4.5	-32.5
S2	612	360	30	29	5.6	6.8	43.9	37	4.9	4.4	38.9	19.3	5.8	2.9	65.9	25.6	76.4	58.5	8.3	1.8	65.5	51.4		
S3	493	453	29.5	30.2	6.7	7.4	58.3	70	2.6	3.4	11.5	10.6	1.9	3.2	177.6	188.8	25	26.7	2.6	3.4	1.7	18.5		
S4	369	289	29	30.8	6.2	7	39.1	41	2.9	2.9	15	15.7	0.7	0.5	131.4	126.8	23.5	22.8	1.4	1.3	5.9	5.2		
S5	388	317	29.4	30.8	6.6	7.6	44	50.3	1.7	1.6	12.9	13.9	2.6	2	149.8	155.6	15.9	17	3.7	3.7	2.2	4.8		
S6	185	225	29	29.2	6	7.9	17.8	30.3	1	1.7	12.9	13.7	1.1	2	58.5	106	8.6	9.4	1.1	1.8	9.8	6.7		
S17	191	231	28	29.8	5.5	7.2	16.5	27	1.1	1.6	13.7	16.7	0.5	1	36.6	59.7	11.1	14.3	0.2	0.6	28.2	43.9	-5.1	-35.2
S18	570	500	30	31.1	6.6	7.5	81.3	86.3	5	5.3	14.2	14.3	1.8	1.9	300.2	298	9.4	11.9	0	0.6	0	3.4	-5.2	-35.9
S19	341	313	30	30.6	6.5	7.6	50.6	59.4	0.9	0.8	5.3	5.9	4.1	3.7	163	183.2	5.7	7.6	1.3	1.4	0.8	2.2		
S20	900	748	29	30.1	7	8.1	116.4	109	9.1	9.3	32.9	30.7	1.1	1	332.9	314.9	79.8	72.2	3.5	3.8	0	3.8	-5.1	-34.7
S21	268	194	29.1	29.7	6.5	7.4	34.3	30.7	1.4	1.8	8.1	7.7	0.9	0.9	101	81.2	8.6	8.1	1.4	0.9	14.1	22.3		
S22	980	781	29	29.6	5.5	5.9	51.2	52.1	6.2	7.4	81.1	83.8	1.4	1.3	65.9	64.7	185.4	180.4	10.6	11.4	5	7	-5.1	-35
S23	1040	890	29	29.2	6.2	7.5	109.1	106	11.1	12.1	39.6	40.4	7.9	8.4	162	130.4	86.7	94	3.5	3	176	196		
S24	669	575	29.5	29.2	6.5	7.7	72.4	75.2	7.1	6.7	32.7	33.3	1.4	2	227.5	219	58.9	64.5	3.8	5.4	9.4	9.3		
S25	296	231	29	33	5.4	7.4	12.6	13.3	1.9	1.8	26.1	25.8	0.5	0.4	17.1	22	25.9	23.6	0.5	0.7	57.5	57.8		
S26	391	333	29.2	30.4	6	7.5	39.6	44.8	8.1	8.9	9.8	10.5	3.5	3.8	152.4	156	15.5	19.3	2.1	2.2	9.7	13.5	-5.1	-34.9
S27	294	224	29	31	5.9	7.9	19.3	18.8	2.8	2.8	20.7	20.1	0.5	0.5	46.3	46.3	30.9	31.5	0.9	0.7	22.9	23.2		
S28	1160	908	29.2	30.1	7	7.4	113.3	102	17.2	15.2	41.9	39.3	9.3	11.3	194	169.3	191	178.1	0	2.7	0	4.5		
S29	490	492	29.8	30.1	6.4	7.3	59.2	71.7	6.1	6.1	13.7	18.8	1.9	5	181.4	222.2	23.5	34.5	2.3	1.8	18.8	10.1		
S30	138	98	29.2	31.1	5.5	8	8.4	8.3	3.2	3.4	6.3	6.3	0.5	0.6	26.9	29.3	7.1	8	9.6	10.8	1	1.1	-5.2	-35.5
S32	125	101	29	28.9	5.3	7.8	5.1	5.1	1.1	1.1	14.1	13.3	0.8	1.1	15.9	14.7	6.6	6.3	0.9	0.9	25.3	28	-5.2	-36.7
Parameters	EC	T		pH		Ca2+		Mg ²⁺		Na ⁺		K ⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		NO ₃ ⁻		¹⁸ O	² H	
Units	(S/cm)	° C				mg/l														‰				
ID	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet		
S33	362	308	30.2	30.3	6	7.6	39	43.5	4	4.3	14	14.9	0.8	0.6	104.8	104.8	23.8	26	1.1	1.5	24.6	29		
S34	950	1525	30.1	28.7	6.1	8	48.8	124.4	6.8	22.4	89.4	113.2	12	33.5	63.3	91.1	134.2	221.8	5.4	19.8	108.5	314	-4.5	-32.1

Table 1 (Continued)

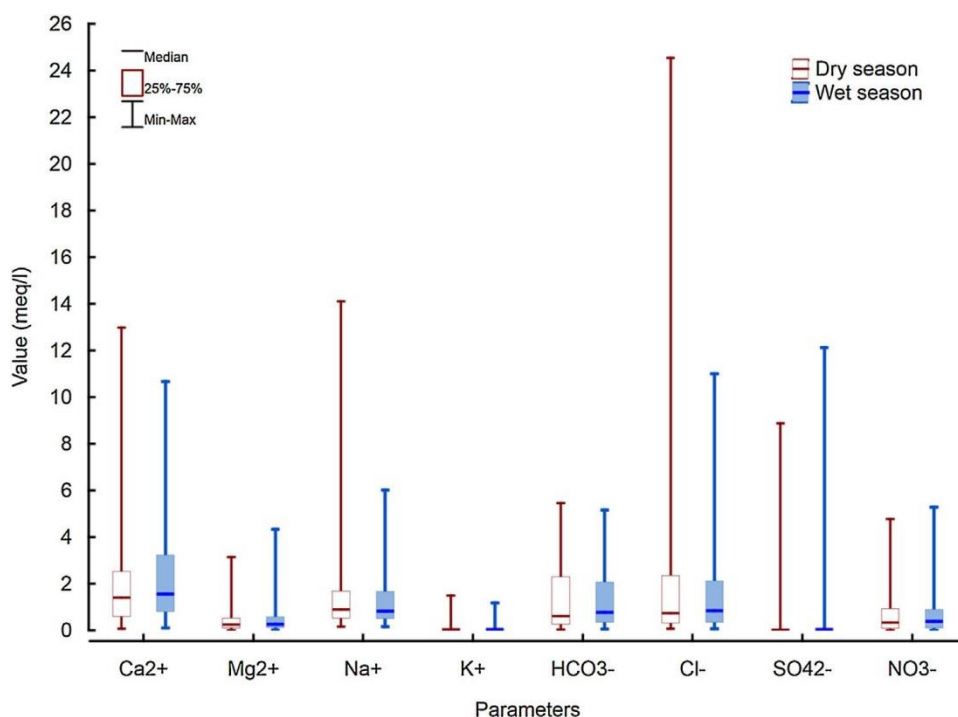
Parameters	EC	T	pH	Ca2+	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	¹⁸ O	² H											
S35	827	995	28	28.7	5.8	8.4	28.4	38.5	7.5	11.2	97.3	130.1	4.1	6.6	24.4	22	184	250.3	10	10.9	24.5	32.2	-4.1	-31.2
S36	480	550	29	29	5.8	6.9	31.3	41.5	3.8	5.7	39	55.6	0.7	1.6	39	89	47.2	78.3	4.9	13.2	78.7	54.5	-4.1	-31.7
S37	419	197	29.2	30.6	4.1	8.8	19	25.3	6.1	2.6	27.7	10.6	2.4	2.4	1.9	42.6	62.1	23.9	0	1.2	66.3	24	-4.2	-31.3
S38	730	760	29	30.1	6.1	8	58	74.8	4.7	6	58.4	62.8	0.9	1	87.7	126.7	116.3	139.9	1.6	3.1	39.2	40.1		
S39	253	217	30	29.4	5.7	8.6	15	17.9	1.9	2	20.8	22.6	0.5	0.4	48.8	50	23.9	23.3	0.6	0.9	25.2	30.8		
S40	184	175	30.5	33.5	4.9	8.4	6.9	10	1.9	2.4	11.9	14.5	6.1	7.4	7.4	11	26	29.1	0.5	1	24.1	28.3		
S41	280	286	29.4	29	4.7	8	9.3	18.1	1.5	2.7	23.7	29.4	0.3	0.4	3.9	12.3	31.6	36.5	0.3	1	49.5	68.4	-5	-33.9
S42	528	1583	27.7	26.4	5.2	8.1	28	124.4	6.3	22.5	33.8	138.5	5.6	6.5	13.5	60.9	108.2	390.2	2.3	8.8	12.7	90.3	-4.5	-31.1
S43	216	278	28.7	30	5.4	8.6	11.6	20.2	1.2	2.4	17.3	29.5	0.3	0.3	22	22	23.6	46.3	0.3	1	27.8	48.7		
S44	355	332	29.8	29.4	4.9	7.4	14.7	18.5	3	3.9	28.3	34.5	0.9	1.1	14.8	13.5	32	39.1	0	0.6	71.9	86.2		
S45	185	147	29.3	29.3	5.7	7.9	12.4	11.4	0.7	0.7	16	15.3	0.5	0.6	36.6	36.6	13.6	13.4	0.7	0.6	17.3	18		
S46	342	286	30.1	29.8	4.4	7.2	6.1	7	2.8	3.3	35	37.5	1.4	1.4	5.2	3.8	30.2	34	0	0.6	72.8	80.8		
S47	74	58	30.9	31.1	5.2	7.6	1.5	6	0.2	0.3	6.2	4.4	0.6	0.5	12.3	14.7	2.9	3.6	0.6	0.6	7.9	15.1	-5.1	-33.7
S48	3430	239	27.7	28.8	6.7	7.9	260.4	30.9	38.3	0.4	324.3	13.8	3.7	0.1	323.4	34.1	870	47.4	34	3.5	0	0.5		
S49	2191	2040	28.9	27.9	3.7	4.6	124.8	213.7	37.5	52.9	91.9	110.6	58.845	816.3		7.6	173.5	214.9	426.8	583	203.8	200	-4.7	-32.1
S50	111	125	29.6	29.8	5.4	7.5	6.7	14.6	0.5	0.6	7.9	9	0.2	0.1	20.8	48.8	11.5	11.5	0.9	1.1	0.9	0.2	-5.4	-34.9
S51	81	47	30	28.3	5.3	7.8	3.2	2.1	0.2	0.4	6.8	7.3	0.2	0.2	13.5	9.8	2.6	2.8	0.2	0.1	12.1	12.3	-5.2	-34.2
S52	1140	995	28.2	28.7	3.8	5.9	49.2	53.8	14.1	16.6	98.1	90	2.3	4	13.6	6.5	110.1	104.9	1.2	1.6	296.7	328		
S53	176	98	29.5	29.3	5.1	7.8	7.2	9.8	1.1	0.9	9.2	8	0.9	0.7	22	24.4	9.2	7.2	1	0.9	12.1	15.7		

Parameters	EC	T	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO3	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	¹⁸ O	² H											
Units	(S/cm)	°C		mg/l							%													
ID	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Wet											
S62	407	388	29.6	29.6	5.2	6.1	23.3	31.9	5.5	6.8	25.2	26.5	3.6	3.6	25.6	40.2	32.8	34	0.8	1	86	93.3		
S64	75	54	29.1	31.3	4.8	6.2	5.8	5.7	0.8	0.8	4	3.9	0.2	0.2	28.2	27	3.6	3.5	0.1	0.1	0.4	0.4	-5.4	-36
Min	75	47	27.7	26.4	3.7	4.6	1.5	2.1	0.2	0.3	4	3.9	0.2	0.1	1.9	3.8	2.6	2.8	0	0.1	0	0.2	-5.4	-36.7
Max	3430	2040	30.9	33	7	8.8	260.4	213.7	38.3	52.9	324.3	138.5	58.8	45.8	332.9	314.9	870	390.2	426.8	583	296.7	328	-4.1	-31.1
Avg	554.18	465.8	29.3	29.8	5.63	7.49	41.49	45.73	5.7795	6.339	36.28	33.6	3.609	3.998	81.03	80.29	70.19	63.11	12.54	16.3	40.35	49.8	-4.1	-31.1
FL1	64700	50800	27	28.9	7.8	8.1	690.7	424.7	2010.7	1226	17455	10389	718.6	383.7	174.8	142.8	29641	16918	4155	2435	0	0	-0.1	-5.4
FL2	91700	60400	30	31.3	7.8	8.3	956	570.1	3679.3	1510	30053	12707	1086	399.8	206.4	151.1	52933	20857	7458	2984	0	0	0.3	-5.3
FL3	89000	55200	28	29.5	7.7	8.4	1162	574.2	4036.6	1241	32652	11443	1195	481.9	215.8	147.1	60183	18518	8540	2840	0	0	0.3	-3.2

Table 2

Physico-chemical measurements and results for seawater sample (sw) and mean values of concentrations from rainwater ((K, N, F, D, S, T and W) analyses.

Parameters	CE	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
Units	(S/cm)	(/)	mg/l							
SW	39250	7.7	338.3	952	7998.9	356.2	149.1	13014	1911.7	0
K	105	6.6	3.5	0.4	2.7	1	19	6.7	2.3	5.1
N	44	6.7	2.7	0.4	0.7	0.2	14	2.3	2.8	3.1
F	17	5.2	0.7	0.1	0.7	0.3	2.2	1.7	2.3	0.8
D	27.2	5.3	1.1	0.2	0.6	1.1	2.9	1.6	4.9	1.2
S	39.8	5	2.3	0.3	0.8	5	3.7	1.5	5.9	2.7
T	24.6	6.2	2.6	0.1	0.4	0.3	8.2	1.3	2.2	1.2
W	34.4	6.7	0.7	0.2	0.5	1.8	19	1	0.7	0.9

**Fig. 7.** Boxplot of major ions composition in CT groundwater and comparison between dry and wet seasons of 2012.

Three distinct groups were obtained with the SOMs method, which correspond to different groundwater types with respect to the contribution of each chemical parameter (Fig. 8b). The physico-chemical and chemical characteristics of these 3 groups were evaluated using a descriptive statistic approach in which the minimum, maximum, and average median of the EC and major ions were computed for each campaign (Table 2). In addition to the statistical approach, a Piper trilinear diagram (Piper, 1944) that describes the water types (Fig. 9), bivariate diagrams (Fig. 11a and b) and computed Saturation Index (SI) values (Fig. 11c) were used to further infer the various processes that control the chemical compositions of the groundwater groups.

The U-matrix (Fig. 8b), Piper diagram (Fig. 9) and Table 3 show that:

a) Group 1, which is represented by samples S1, S2, S22, S23, S34, S35, S36, S37, S38, S42, S49, S52 and S62, is characterized by high values of EC, Cl⁻, Na⁺, NO₃⁻ and SO₄²⁻ and relatively low values of HCO₃⁻. It is generally encountered near the Saloum River and in one sample near the Nema River (Fig. 10). The EC values range from 491 to 2191 during the dry season with an average of 872 S/cm. The water types (Fig. 9) are dominantly Na–Cl (42%) and Ca–Cl (42%), and two samples (S23 and S49) exhibiting Ca–HCO₃ (8%) and Ca/Na–SO₄ (8%) facies, respectively. This group includes saline water (S22, S28, S35 and S42) that is characterized by high Cl⁻ contents (often above 150 mg/L) as well as polluted water (S23, S34, S49 and S52) with high NO₃⁻ contents (above 100 mg/L). It indicates contamination of the groundwater and recent infiltration (Currell et al., 2010). Saline groundwater, seawater and the Saloum River have typical common characteristics of Na–Cl type water (Fig. 9) and molar ratios close to seawater value (0.86) (Fig. 11a). This fact confirms the marine origin of the ions (Jones et al., 1999; Vengosh et al., 1999; Faye et al., 2001, 2003, 2004; Vengosh, 2013). However, some samples exhibiting a relative deficiency in Na⁺ relative to Cl⁻ probably reflect reverse ion exchange reaction. In this case Na⁺ is taken up by the clay exchanger and Ca²⁺ is released to the solution. Magaritz and Luzier (1985) stated that groundwater samples containing less than 15% seawater are

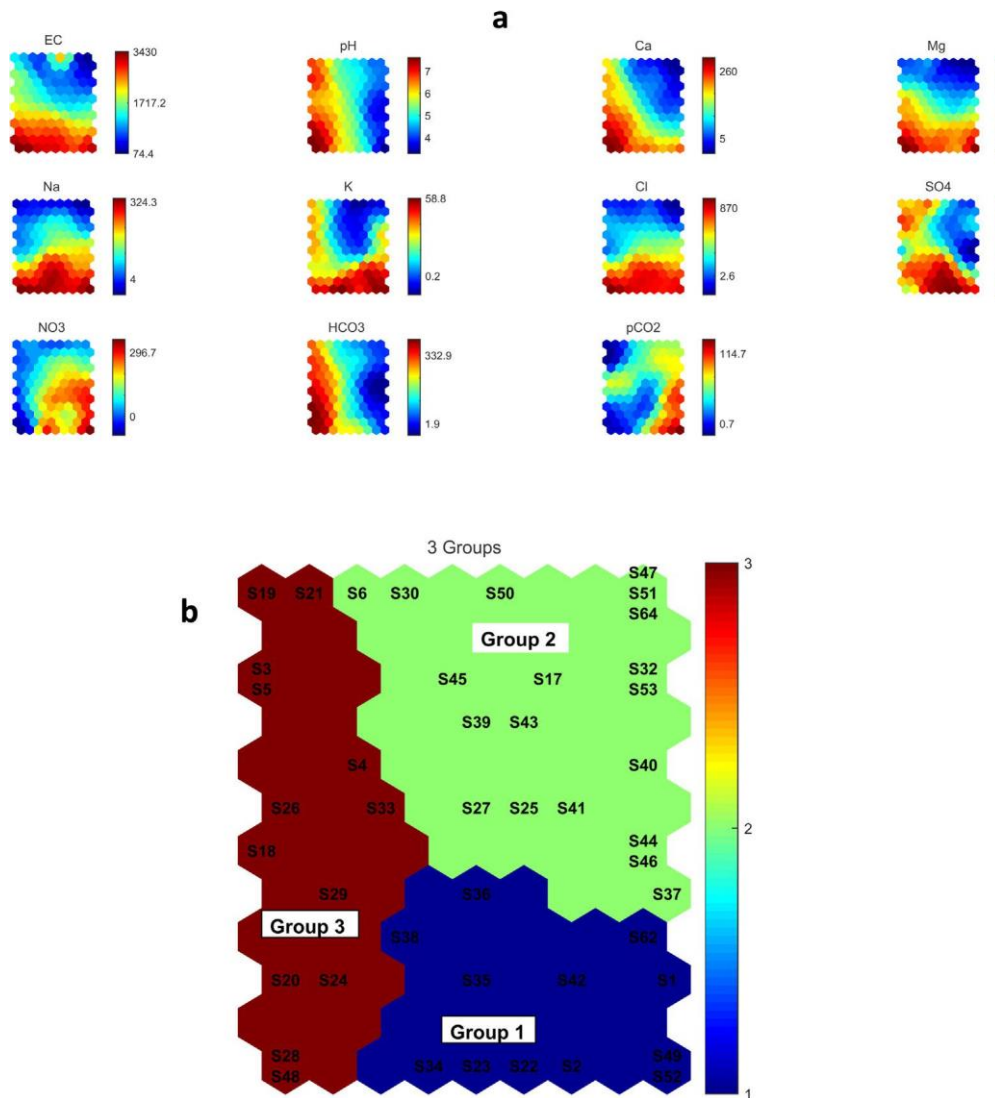
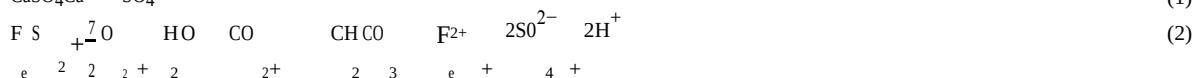


Fig. 8. a) SOMs individual components maps of the chemical parameters in the CT aquifer during the 2012 dry season and b) SOMs U-matrix and clustering in 3 groups.

enriched in Na^+ , and as the percentage of seawater increases. In fact, the water becomes increasingly enriched in Ca^{2+} and Na^+ is depleted. This process leads to groundwater facies evolving from Na-Cl to Ca-Cl (Mercado, 1985; Appelo and Postma, 2005). In addition, the sampled points are aligned along a slope of -1 in the $(\text{Ca} + \text{Mg})-(\text{SO}_4 - \text{HCO}_3)$ versus $(\text{Na} + \text{K})-(\text{Cl} - \text{NO}_3)$ diagram (Fig. 11b). This diagram excludes halite, calcite and dolomite dissolution (Jankowski and Acworth, 1997; Garcia et al., 2001; Abid et al., 2011) and evidenced ion exchange reaction as a dominant geochemical process.

The correlation between Ca^{2+} and SO_4^{2-} (Fig. 8a) and the SI value (-0.97) with respect to gypsum (Fig. 11c) in the highly mineralized waters from well S49 (of Ca- SO_4 water type) show a dissolution of gypsum. This is observed in mangrove soil, and would release Ca^{2+} and SO_4^{2-} into the groundwater (Eq. (1)). Otherwise, considering the low pH ($3-5$), the enrichment of SO_4^{2-} may also result from pyrite oxidation (Eq. (2)), usually occurring in mangrove degradation soils (Lebigre and Marius, 1984; Kristensen et al., 1991)



b) Group 2 is represented by well samples S3, S4, S5, S18, S19, S20, S21, S24, S26, S28, S29 and S33, located in the eastern part of the region, and by sample S48 (Fig. 10), located in the coastal strip. Sample S48 characteristics differ from other samples in group 2 in that it exhibits high values of Cl^- (870 mg/L) and Na^+ (324.3 mg/L) and is a Na-Cl facies. Its EC values vary seasonally (3430 and 239 S/cm during the dry and rainy seasons, respectively). It is suggesting that this well taps the

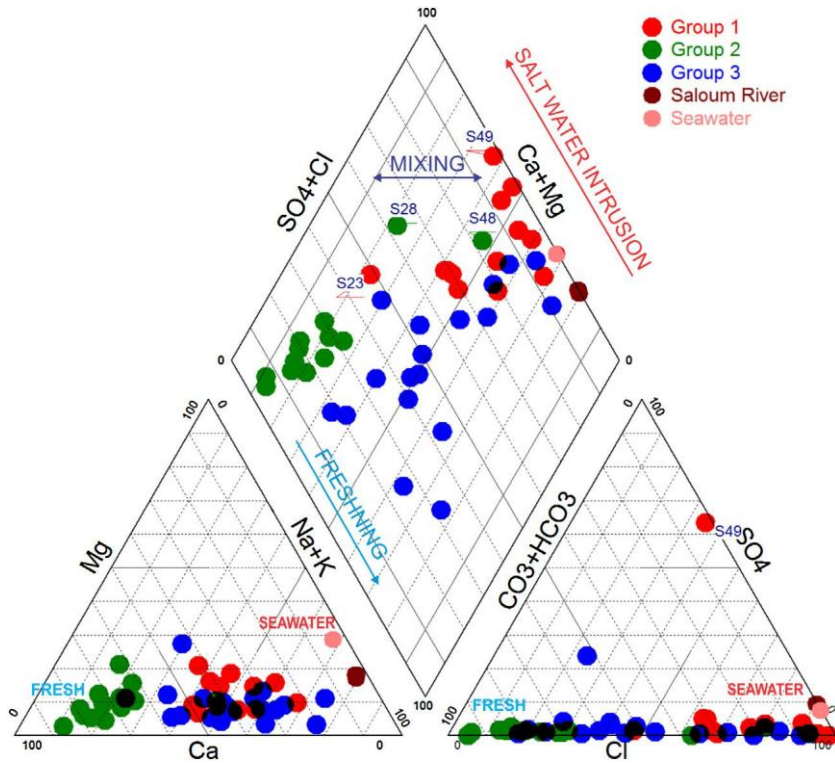


Fig. 9. Piper's diagram showing the relative chemical compositions of groundwater, Saloum River water and seawater samples collected during the 2012 dry season. Groundwater samples belonging to the three groups defined with the SOMs method are plotted with different colors.

Table 3

Summary of statistical hydrochemical data of field campaigns corresponding to dry and wet seasons for groundwater groups obtained with the SOMs analysis.

Parameters			CE	T	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
S/cm)			mg/l										
Dry	1	min	419	28.2	3.7	19	3	25	0.6	1.9	32.7	0.8	5
		max	2191	30.3	6.2	124	14	98.1	58.7	161.9	187.3	426	296.7
		median	730	29	5.5	43.9	6.3	58.4	3.6	25.6	110.1	3.5	66.3
		average	872	29.1	5.5	50.8	9.7	62.1	8.6	48.0	110.7	39.5	100.7
	2	min	268	27.7	6.2	39.1	0.9	5.2	0.7	100	5.7	0.1	0.1
		max	1160	30	7	116.4	17	41	9.3	332.9	191	3.8	24
		median	490	29.5	6.5	54.5	4.5	13.9	1.8	170.3	23.5	1.8	4
		average	533.4	29.5	6.5	62.3	5.5	17.7	2.5	184.7	40	1.9	7.8
	3	min	74.4	28	4.4	3.2	0.2	3.9	0.1	3.8	2.9	0.1	0.3
		max	342	30.9	5.9	19.3	3.2	34.9	6.1	58.5	31.6	9.5	72
		median	185	29.5	5.35	8.8	1.2	13.9	0.5	21.4	12.5	0.5	23.5
		average	197	29.5	5.3	10	1.5	15.6	0.9	24.3	16.7	1.0	25.9
wet	1	min	388	26.4	4.6	31.9	4.3	28.5	9	6.5	33.9	1.5	6.9
		max	2040	30	8.4	213.7	52.8	138.5	45.8	169.2	390.1	582.1	314
		median	890	29	7.4	53.8	11.2	62.8	4	60.8	139.9	3.131	67.3
		average	948.2	29.0	7	79.3	14.8	74.3	10.0	65.7	157.8	50.9	113.7
	2	min	194	29.2	7	43.5	0.7	7.6	0.6	81.1	8.1	0.5	3.1
		max	748	30.8	8.1	108.7	9.2	30.7	5	314.9	72.2	5.3	29
		median	325	30.1	7.6	54.9	3.8	14.1	2.0	169.6	21.1	1.8	8.0
		average	395.6	30.2	7.6	59.3	4.4	15.8	2.2	179.7	26.7	2.3	10.7
	3	min	47	28.3	6.2	5	0.3	3.8	0.05	9.7	3.5	0.6	3.4
		max	332	31.1	8.8	30.8	3.3	35.5	7.3	59.7	46.2	5.3	22.3
		median	197	30.2	7.8	13.3	1.8	14.5	0.5	24.4	23.3	0.9	24.0
		average	180.2	30.2	7.8	14.2	1.8	17.0	1.0	27.5	21.3	1.4	30.7

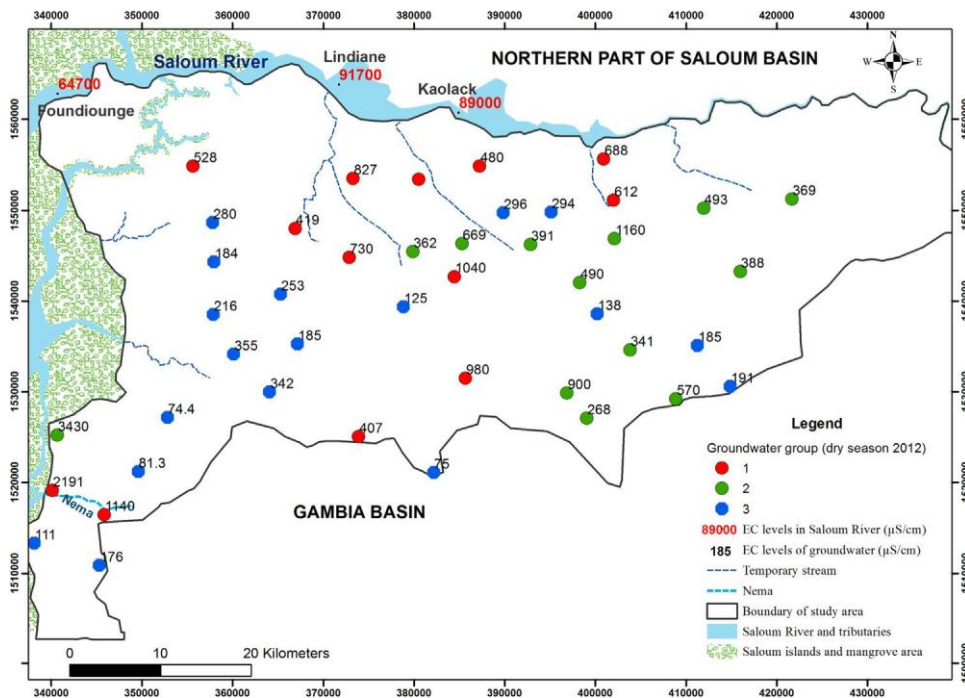


Fig. 10. Spatial distribution, during the 2012 dry season, of the three groundwater groups as obtained with the SOMs analysis.

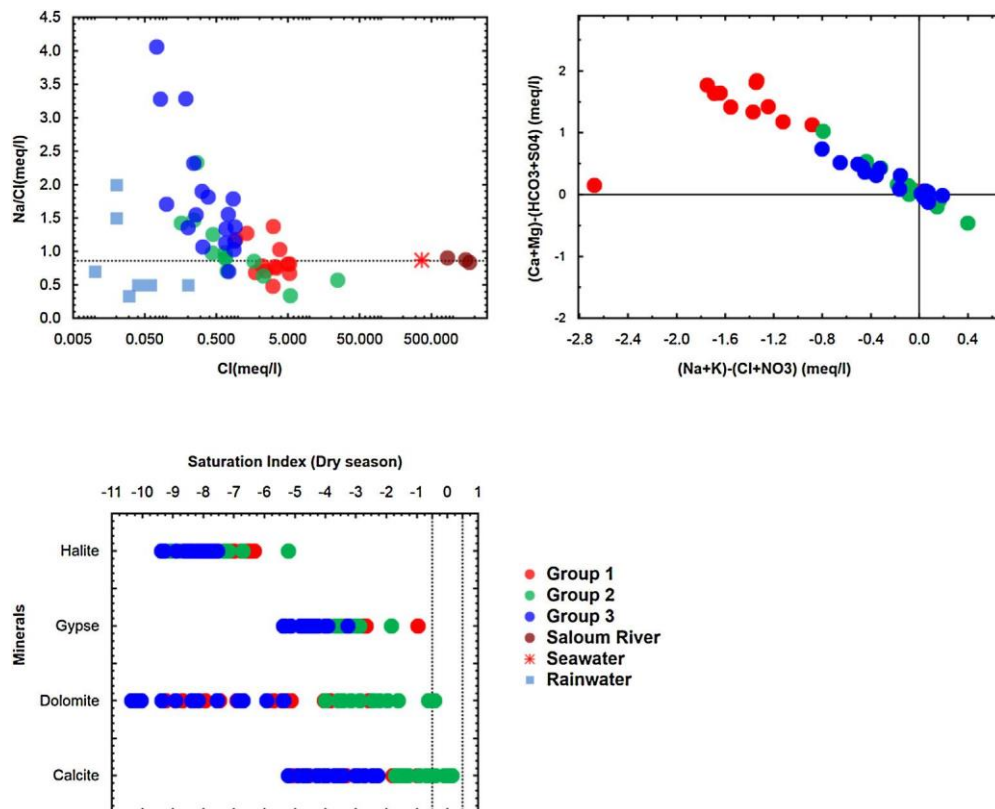


Fig. 11. Relationship between the contents of a) Na/Cl vs Cl, b) [(Ca+Mg)-(SO₄+HCO₃)] vs [(Na+Cl)-(Cl+NO₃)] and c) saturation index value in the ground-water samples collected during the 2012 dry season. The three distinct groups are those defined with the SOMs method.

Table 4

Summary of statistical hydrochemical data of field campaigns during the wet seasons of 2003 and 2012 for groundwater groups obtained with the SOMs analysis.

Parameters			CE	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
S/cm)		mg/l									
2003	1	Mean	2099.4	133.7	37.9	278.6	16.5	82.4	513.4	64.8	131.6
		Median	1769.0	140.4	29.5	202.6	8.8	61.0	386.3	12.6	59.6
		Min	1013.0	98.1	6.5	114.5	1.9	30.5	174.0	0.5	2.0
		Max	4920.0	189.8	106.2	791.7	61.8	158.6	1498.0	368.0	259
	2	Mean	486.0	41.8	4.0	48.6	1.3	134.2	88.9	4.0	10.0
		Median	358.0	46.1	3.5	21.4	1.2	134.2	23.1	0.9	7.8
		Min	35.0	5.3	0.2	2.9	0.6	39.6	1.5	0.2	1.6
		Max	1686.0	50.0	6.2	234.0	2.6	225.7	75.3	23.6	29.2
	3	Mean	216.0	16.8	3.7	20.2	2.6	58.0	20.5	1.0	49.0
		Median	172.5	11.6	1.9	14.7	0.8	47.3	19.6	0.3	26.7
		Min	62.0	3.8	0.2	6.8	0.1	27.4	2.6	0.1	5.9
		Max	299.0	56.5	17.6	37.1	19.3	131.1	30.8	5.0	199.6
2012	1	Mean	1250.6	96.0	20.7	90.3	19.8	46.2	194.4	132	124.9
		Median	1260.0	99.6	16.8	101.3	6.5	23.8	194.2	9.9	78.8
		Min	360.0	30.0	4.3	19.3	0.9	7.6	58.4	1.7	32.1
		Max	2191.0	213.0	52.8	138.5	45.8	91.1	390.0	582.4	200.1
	2	Mean	365.0	54.1	3.1	15.1	2.2	150.7	30.2	2.5	9.7
		Median	313.0	59.4	2.9	13.8	2	183.2	26.7	1.8	9.3
		Min	194.0	30.7	0.3	5.9	0.6	34.1	64.5	0.8	0.5
		Max	575.0	71.7	6.7	33.3	5.0	222.1	8.1	5.0	22.3
	3	Mean	170.5	11.6	1.8	17.3	1.3	27.1	19.6	0.7	29.6
		Median	161.0	10.7	1.4	14.9	0.6	25.7	18.3	0.7	20.6
		Min	47.0	5.0	0.3	3.8	0.1	9.7	3.5	0.9	3.4
		Max	286.0	18.7	3.9	37.5	7.3	49.9	34.0	1.0	86.8

dynamic seawater interface characterized by seawater advance during dry season followed seaward interface retreat during rainy season (i.e. when groundwater heads are higher). At the exception of S48, this group is characterized by high Ca²⁺ and HCO₃⁻ contents, relatively low Cl⁻ and Na⁺ contents and variable mineralization ranging from 268 to 1160 S/cm with an average of 533 S/cm during the dry season. This group is featured by fresh and uncontaminated groundwater that is nearly free of marine water contamination, and the groundwater facies are dominantly Ca–HCO₃. Computed SI values with respect to calcite (ranging between –1.7 and 0.7) and dolomite (ranging between –4 and 0.6) (Fig. 11c), and Ca/HCO₃ molar ratios

(1) in addition to occurrence of calcite mineral in the reservoir matrix (as evidenced by Lappartient, 1985) reflect carbonate minerals dissolution. This reaction is the main geochemical process which would be concomitant to ion exchange in which Ca²⁺ replaces Na⁺ in the clay matrix (Fig. 11a).

c) Group 3, which is represented by well samples S6, S17, S25, S27, S30, S32, S39, S40, S41, S43, S44, S45, S46, S47, S50, S51, S53, and S64, is characterized by low mineralized groundwater. The EC values are ranged from 74.4 to 342 S/cm in the dry season. More than 70% of the samples exhibit low EC values (below 250 S/cm) suggesting a lower mineralisation and their water types are dominantly Na–HCO₃ (33%), Na–Cl (33%), Ca–HCO₃ (22%) and Ca–Cl (12%). These characteristics of low mineralisation and various water types likely depict the recently infiltration rainwaters. They are reaching the aquifer accompanied by both rapid cation (Na for Ca) and anion (Cl for HCO₃) exchanges in the clay matrix of the aquifer reservoir in addition to calcite dissolution. This would result in a consistent groundwater-type gradation of low mineralised Ca–Cl and Na–HCO₃ types evolving to Na–Cl, Ca–HCO₃ to Ca–Cl and Na–Cl indicating changes along groundwater flowpaths in these zones (Mercado, 1985; Hidalgo et al., 1995).

4.4. Interannual variations of groundwater salinity between 2003 and 2012

The temporal trend variations of groundwater salinity were investigated using data collected in 2003 and 2012. In total, 28 chemical analyses were retrieved from November 2003 (Faye et al., 2004) and November 2012 (this work) as a comparison to depict changes related to anthropogenic and natural stress in this vulnerable system. Salinity patterns of the Saloum River water EC exhibits changes from 78,300 to 90,100 S/cm in 2003 and from 50,800 to 60,400 S/cm in 2012. These changes much likely derive from rainfall events which varied from 535 mm (502.9 mm effective rainfall) in 2003–847 mm (796.18 mm effective rainfall) in 2012. Compared with the long-term (1960–1990) average of 610 mm, considered as reference in Sahel, the 2003 and 2012 rainfall records represent respectively a decline of 12% and an increase of 38%.

This high variation in rainfall between these 2 reference years would probably also change chemical patterns in the groundwater. SOMs analyses of the different groups revealed:

- In wells S1, S2, S27, S34, S35 and S38, which are generally located near the Saloum River and correspond to the group 1 in the SOMs analysis, the EC evolution shows a decreasing trend with values higher in 2003 (average of approximately 2099 S/cm) than in 2012 (1250 S/cm) (Table 4). The ionic contents changes, shown in the Piper diagram (Fig. 12), are featured by a shift of the groundwater types from Na–Cl to Ca–Cl or Ca–HCO₃. This confirms the enrichment of Ca relative

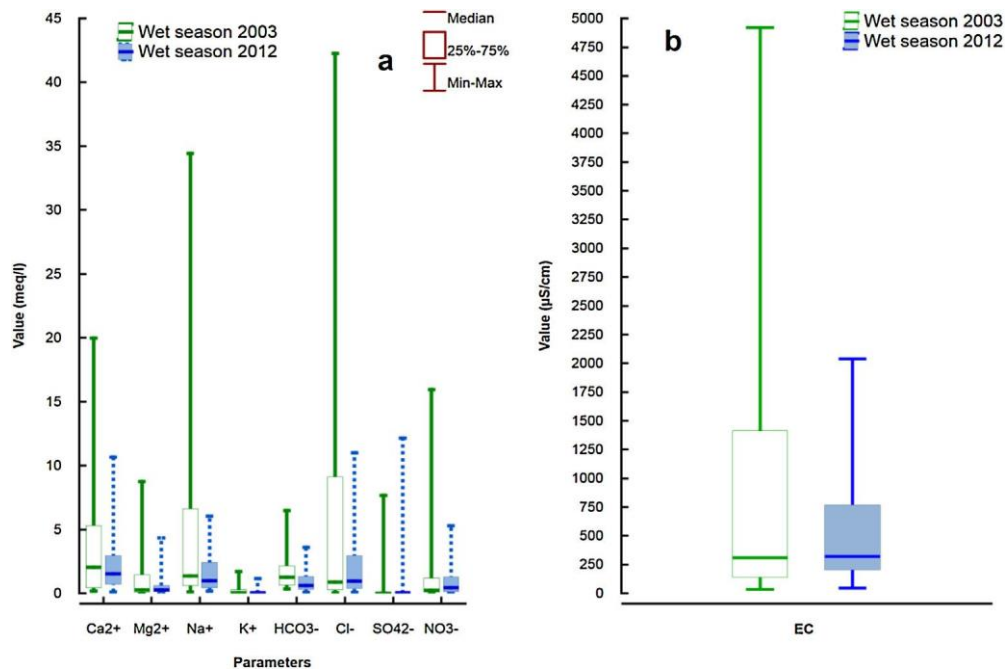


Fig. 12. Comparison of boxplot diagrams as obtained for a) major ions composition and b) electrical conductivity (EC) in CT groundwater between wet seasons of 2003 and 2012.

to Na, and therefore the softening by dilution inferred by inflows of both infiltrated rainfall and Saloum River compared to 2003 (see above).

- In wells S3, S19, S21, S22, S23, and S62, located in the central and eastern zones mostly, and corresponding to group 2 in the SOMs analysis, the EC values increased from 2003 (mean value of 353 S/cm) to 2012 (average of approximately 587 S/cm). This is also observed in the ionic contents of the groundwater samples as confirmed by the Piper diagram (Fig. 13). Groundwater types mostly evolved from Ca-HCO₃ to Na-Cl or Ca-Cl. These characteristics of increased mineralisation and enrichment of HCO₃⁻, Cl⁻ and/or NO₃⁻ in some wells likely depict the recently infiltration rainwaters. It is reaching the aquifer accompanied by both combined calcite dissolution and pollutants from anthropic contamination.

- Near the coast and the Nema River, no trend can be distinguished. The EC values decreased in some of the wells (e.g., S40, S41, S48, and S50) (from 1750 to approximately 200 S/cm) and increased in others (e.g., S42, S49, and S52) (from 974 to approximately 1539 S/cm). In this region, the chemical evolution of the groundwater was due to a combination of seawater intrusion that was enhanced by pumping activities and dilution by recharge.

4.5. Isotope composition

Often, isotopic results greatly help for understanding the structural controls on groundwater flow in arid regions (e.g. Dailey et al., 2015) and the recharge patterns (among many others: Shahul Hameed et al., 2015). Here, the results of the isotope analyses of the surface water and groundwater samples are presented in Table 1. Isotopic analyses were only performed on a subset of samples that were collected in November 2012, which corresponds to the end of the rainy season. The ¹⁸O and ²H values of the groundwater samples and the Saloum River water are plotted against the Global Meteoric Water Line (GMWL) and the Local Meteoric Water Line (LMWL) of equation (²H = 7.93 ¹⁸O + 10.09) defined by Travi et al. (1987) (Fig. 14a).

The Saloum River samples are distinctly enriched with values ranging from -0.11 to +0.32‰ for ¹⁸O and from -5.4 to -3.2‰ for ²H. These samples deviate significantly from the SMOW values (Fig. 14a) confirming prominent evaporation processes affect the low to stagnant Saloum River water. In the groundwater samples, the ¹⁸O values range from -5.4 to -4.1‰, and the ²H values range from -36 to -31‰, with mean values of -4.9‰ and -33‰, respectively. Plotted in the ²H vs. ¹⁸O diagram, the data cluster below the LMWL along the line ²H = 3.9 ¹⁸O - 14.3 (R² = 0.83). The samples plot to the right of the global meteoric indicates an enrichment of heavy isotopes, and suggests that they were subjected to variable degrees of evaporation.

Indeed, in the Saloum environment, where temperatures (mean 28.5 °C) are high as well as evapotranspiration (2030 mm/year), it is likely that recharge water from rainfall evaporates before and/or during after infiltration.

Two distinct clusters can be distinguished in the groundwater samples using the isotopic data (Fig. 14a). In cluster A, the stable isotope values range from -5 to -4.1‰ for ¹⁸O and from -35 to -31‰ for ²H. This cluster represents samples of group

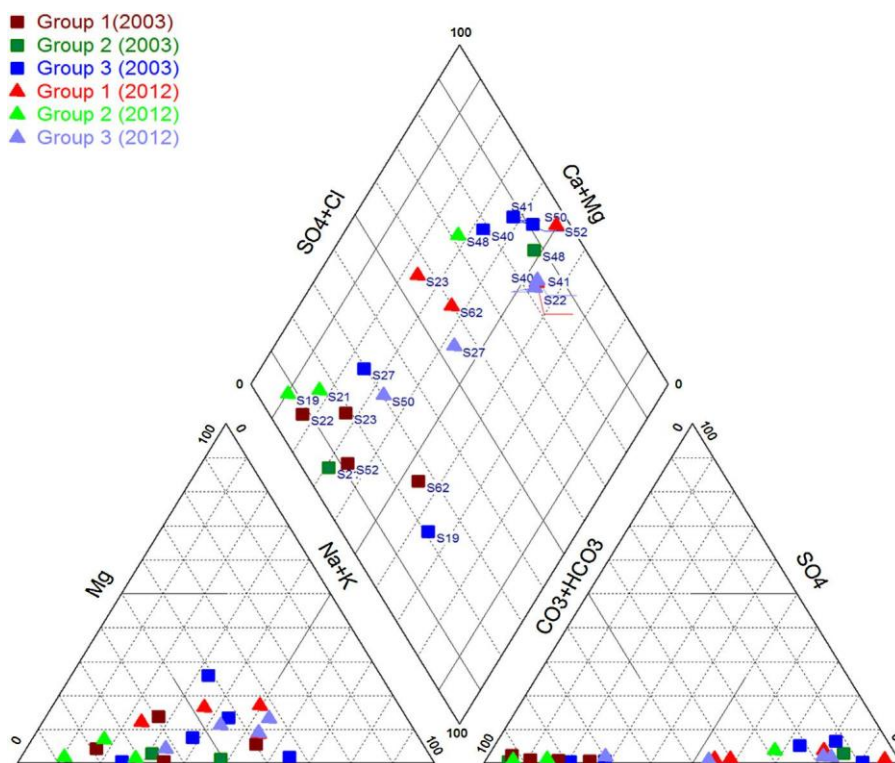


Fig. 13. Piper diagram showing groundwater composition change between wet seasons of 2003 and 2012.

1, which are located along the coast and near the Saloum River. Cluster B is characterized by more depleted stable isotope values with ^{18}O ranging from -5.4 to -5.1% and 2H ranging from -36 to -34% . This cluster represents fresh groundwater samples of groups 2 and 3. The groundwater of cluster A appears to be more affected by evaporation or is more influenced by the intrusion of evaporated surface water. By comparing ^{18}O and Cl^- (Fig. 14b), the existence of the two previous clusters is confirmed. The samples of cluster A are located on a mixing line that joins the samples of cluster B, which represent fresh water, and the samples from the Saloum River and the ocean. This confirms that the salinization of the samples of cluster A is caused by mixing with coastal marine or Saloum River waters.

The results suggested that the CT aquifer in the investigated areas have been recharged by

rainwater infiltration and mixed with saline surface water from the Saloum River, which is also affected by high evapo-ration processes. Faye et al. (2004) hypothesized five processes may lead to this scattered pattern: 1) mixing process along flow paths combined with evaporation from the shallow water table ; both can homogenise the ^{18}O values and increase the overall salinity ; (2) the isotopic contents of recharged waters and the Saloum River water can have a wide range and also homogenization of ^{18}O values ; (3) transpiration from vegetation cover ; (4) dissolution of the salt minerals may lead to changing both the Saloum River hydrochemistry as well as the interstitial water chemistry increasing therefore salinity in the transition zone ; (5) to a lesser extent, the salt secreting halophytes plants of the mangrove system located at the mouth of the estuary may lead to the enrichment of salinity in the unsaturated zone without isotopic fractionation.

As shown in Fig. 14c, the Saloum River was notably depleted in heavy isotopes in November 2012 in comparison to November 2003, which values range from 1.5 to 1.7% for ^{18}O and from 0 to 3% for ^2H . Otherwise, the evaporated trend of the 2003 groundwater samples deviates more significantly (slope of 3.9) from the LMWL than those of the 2012 samples (slope of 4.9) (Fig. 14c). These results suggest the dilution of the Saloum River water and the freshening of groundwater near the river due to the increasing amount of fresh water from rainfall between 2003 and 2012 (Fig. 14c).

5. Conclusions

The CT aquifer represents an important groundwater resource in Senegal and particularly in the Saloum region, where it is the main source of drinking water for the local population. Therefore, the reassessment of processes responsible for the observed mineralization and degraded water quality and of the groundwater quality changes of the CT aquifer is of great importance. This reassessment must be done in the light of the new constraints (e.g. changes in climatic conditions and pumping constraints), and the new flow pattern configuration in this system. The simultaneous analysis of hydrogeochemical and isotopic data using conventional and statistical methods allows the assessment of the groundwater quality in the

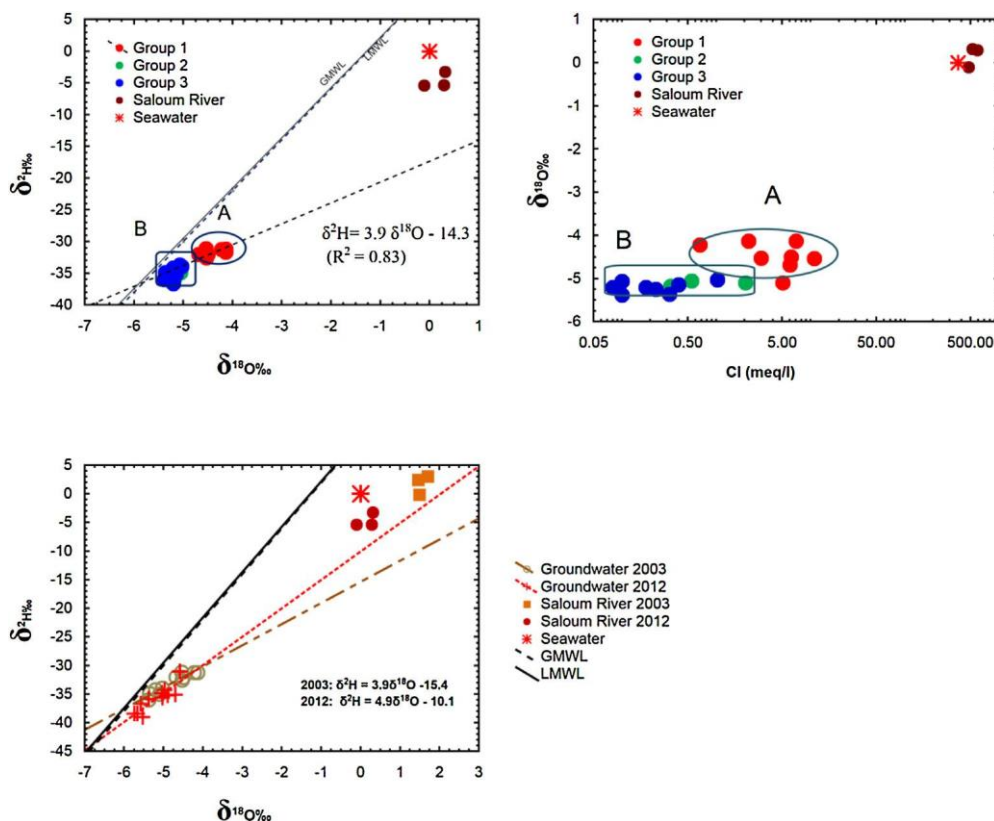


Fig. 14. Relationship between a) ^2H and ^{18}O and b) ^{18}O and Cl in the CT groundwater during the 2012 wet season and c) ^2H and ^{18}O in the CT groundwater during the wet seasons of 2003 and 2012. The groundwater samples are classified using the three groups defined with the SOM's method.

southern part of the Saloum Basin. Statistical analyses of the geochemical data demonstrate the spatial variability of the chemical characteristics of the groundwater. They allow to distinguish three groups of groundwater. The first group (1), which is located near the coast and near the Saloum River, is affected by mixing with saline water intrusion and/or anthropogenic pollution, and the main facies are Na-Cl or Ca-Cl types. The second group (2), which is mainly located in the central and eastern parts of the study area, is less mineralized and contains Ca- HCO_3 facies as a result of calcite dissolution due to interaction with the aquifer. In the third intermediary group (3), some samples indicated freshening processes likely depicting the effect of recent infiltration rainwaters.

These three groups and their chemical characteristics are generally observed in both the dry and wet seasons. However, a decrease of the mineralization is generally observed during the wet season due to the recharge of less mineralized water.

A comparison of the groundwater quality characteristics in terms of salinization between 2003 and 2012 indicates that significant changes have occurred. In the wells that are located near the Saloum River, decreases of the Na^+ and Cl- concentrations and the EC values are observed. The groundwater facies have generally evolved from Na-Cl to Ca-Cl or Ca- HCO_3 , which indicates the dilution of groundwater due to freshening in the vicinity of the Saloum River. This freshening is due to an increase of rainfall as well as the intrusion of less mineralized water in recent years as the salinity of the Saloum River has also decreased. An increase of mineralization is observed in some wells located in the central and eastern zones of the study area. Groundwater types mostly evolved from Ca- HCO_3 to Na-Cl or Ca-Cl and indicate recent infiltration rainwaters reaching the aquifer accompanied by both combined calcite dissolution and pollutants from anthropic contamination. No trend can be distinguished near the coast and the Nema River where the chemical evolution of the groundwater was due to a combination of seawater intrusion and dilution by recharge.

In summary, changes of groundwater levels and quality have been observed in the CT aquifer between 2003 and 2012 in response to variations in the precipitation regime and other factors. Additional changes in recharge or in the flow regime will occur in the near future in response to climate change or to increases of groundwater pumping. It is thus important to identify the evolution of the groundwater quality that is caused by these new changes to avoid or mitigate the future degradation of groundwater quality before it becomes a major obstacle to the future economic development of this coastal area.

Acknowledgments

The authors thank the International Foundation of Sciences, Francophone University Agency and the ANGLE project for financial support to carry out this work. They also thank the Hydrogeology Laboratory of the University of Liège< (Belgium), the Department of Geology of Cheikh Anta Diop University in Dakar (Senegal) and the Helmholtz Zentrum München, Institute of Groundwater Ecology (Neuherberg/Germany). The authors are grateful to the two anonymous reviewers who helped a lot for improving the paper.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.12.082>.

References

- Abid, K., Zouari, K., Dulinski, M., Chkir, N., Abidi, B., 2011. Hydrologic and geologic factors controlling groundwater geochemistry in the Turonian aquifer (Southern Tunisia). *Hydrogeol. J.* 19 (2), 415–427, <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-010-0668-z>.
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., 1998. *Crop Evapotranspiration – Guidelines for Computing Crop Water Requirements – FAO Irrigation and Drainage Paper 56*. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, second ed. Balkema Rotterdam (656p).
- Aranyosy, J.F., Guere, A., Sidoro, M., 1989. Étude par les isotopes de l'environnement des dépressions piézométriques ; premières données sur des exemples au Mali. *Hydrogéologie* 3, 151–158.
- Archambault, J., 1960. *Les Eaux Souterraines d'Afrique Occidentale*. Berger Levrault, Nancy, 139p.
- Barusseau, J.P., Diop, E.H.S., Saos, J.L., 1985. Evidence of dynamics reversal in tropical estuaries, geomorphological and sedimentological consequences (Saloum and casamance rivers, Senegal). *Sedimentology* 32 (4), 543–552.
- Belkhir, L., Mouni, L., Boudoukha, A., 2012. Geochemical evolution of groundwater in an alluvial aquifer: case of El Eulma aquifer, East Algeria. *J. Afr. Earth. Sci.* 66–67, 46–55, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.03.001>.
- 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 Sciences. Univ. Avignon, 296p.
- Conrad, G., Lappartient, J.R., 1987. The Continental terminal ; its position within the Cenozoic geodynamic evolution of the Senegalo-mauritanian basin. *J. Afr. Earth Sci.* 6 (1), 45–60.
- Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chem. Geol.* 72, 293–297.
- Currell, M.J., Cartwright, I., Bradley, D.C., Han, D., 2010. Recharge history and controls on groundwater quality in the Yuncheng Basin, North China. *J. Hydrol.* 385, 216–229, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.022>.
- Dailey, D., Sauck, W., Sultan, M., Milewski, A., Ahmed, M., Laton, W.R., Elkadiri, R., Foster, J., Schmidt, C., Al Harbi, T., 2015. Geophysical, remote sensing, GIS, and isotopic applications for a better understanding of the structural controls on groundwater flow in the Mojave Desert, California. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 3, 211–232.
- Degallier, R., 1962. *Hydrogéologique du ferlo septentrional (Sénégal)*. Mémoire BRGM 19, 44 p.
- Dieng, N.M., Faye, S., Dinis, J., Gonc, alves, M., Caetano, M., 2014. Combined uses of supervised classification and Normalized Difference Vegetation Index techniques to monitor land degradation in the Saloum saline estuary system. In: Diop, S., et al. (Eds.), *The Land/Ocean Interactions in the Coastal Zone of West and Central Africa, Estuaries of the World.* , 10.1007/978-3-319-06388-1 2.
- Diluca, C., 1976. *Hydrogeology of the Continental Terminal Aquifer Between the Sine and the Gambia*. Technical Report. BRGM Dakar, 33p.
- Diop, E.S., 1986. *Tropical Holocene Estuaries. Comparative Study of the Physical Geography Features of the Rivers from the South of Saloum to the Mellcorée (Guinea Republic)*. (Ph.D. Thesis). Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- Edmunds, W.M., Gaye, C.B., 1994. Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *J. Hydrol.* 156 (1–4), 47–59, [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90070-1](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(94)90070-1).
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Guéro, A., 2002. Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (Sud-Ouest du Niger). *C.R. Geosci.* 334 (6), 395–401, [http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01763-7](http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01763-7).
- Faye, S., Evans, D., Cissé Faye, S., 2001. Origin and distribution of saline groundwater in the Saloum (Senegal) coastal aquifer, proceed. In: *Second International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers*, Mérida, Yucatán, México.
- Faye, S., Cissé Faye, S., Ndoye, S., Faye, A., 2003. Hydrogeochemistry of the Saloum (Senegal) superficial coastal aquifer. *Environ. Geol.* 44 (2), 127–136, <http://dx.doi.org/10.1007/s00254-002-0749-y>.
- Faye, S., Maloszewski, P., Stichler, W., Trimbom, P., Cissé Faye, S., Gaye, C.B., 2004. Groundwater salinization in the Saloum (Senegal) delta aquifer: minor elements and isotopic indicators. *J. Sci. Total. Environ.*, 17, <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.10.00>.
- Faye, S., Diaw, M., Ndoye, S., Malou, R., Faye, A., 2009. Impacts of climate change on groundwater recharge and salinization of groundwater resources in Senegal. In *Proc. Groundwater and Climate in Africa*, Kampala, IAHS Publ, 334: 163–173.
- Faye, S., Ba, M.S., Diaw, M., Ndoye, S., 2010. The groundwater geochemistry of the Saloum delta aquifer: importance of silicate weathering, recharge and mixing processes. *J. Afr. Environ. Sci. Tech.* 4 (12), 815–830, <http://dx.doi.org/10.5897/AJEST09.180>.
- Ford, M., Tellam, J.H., Hughes, M., 1992. Pollution-related acidification in the urban aquifer, Birmingham, UK. *J. Hydrol.* 140 (1–4), 297–312, [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90245-Q](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(92)90245-Q).
- Güler, C., Thyne, G.D., McCray, J.E., Turner, A.K., 2002. Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeol. J.* 10 (4), 455–474, <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-002-0196-6>.
- Gamble, A., 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.* 184 (2), 845–875, <http://dx.doi.org/10.1007/s10661-011-2005-y>.
- García, L.A., Shigidi, A., 2006. Using neural networks for parameter estimation in groundwater. *J. Hydrol.* 318 (1–4), 215–231, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.05.028>.
- García, M.G., Hidalgo, M., Blesa, M.A., 2001. Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province. Argentina *Hydrogeol. J.* 9 (6), 597–610, <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-001-0166-4>.
- Ghesquière, O., Walter, J., Chesnaux, R., Rouleau, A., 2015. Scenarios of groundwater chemical evolution in a region of the Canadian Shield based on multivariate statistical analysis. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 4(B), 246–266.
- Gning, A.A., 2015. *Etude Et Modélisation Hydrogéologique Des Interactions Eaux De Surface-Eaux Souterraines Dans Un Contexte d'agriculture Irriguée*. (Ph.D Thesis). Univ. Liege, 285p.
- Hidalgo, M.C., Cruz-Sanjulián, J., Sanroma, A., 1995. Geochemical Evolution of underground waters in a sedimentary river basin (water-bearing of Baza-Caniles, Granada, Spain). *Tierra y Technol.* 20, 39–48.

- Hong, Y.S., Rosen, M.R., 2001. Intelligent characterization and diagnosis of the effect of storm water infiltration on ground water quality in a fractured rock aquifer using artificial neural network. *Urban Water* 3, 193–204. [http://dx.doi.org/10.1016/S1462-0758\(01\)00045-0](http://dx.doi.org/10.1016/S1462-0758(01)00045-0).
- Hong, S., Kim, H., Kumar, N., Kim, J., Park, N., 2004. Experimental investigations on groundwater flow in coastal aquifers. In: *Groundwater and Saline Intrusion*, pp. 15–21p.
- Ibrahima, M., Moctar, D., Maguette, D.N., Diakher, M.H., Malick, N.P., Serigne, F., 2015. Evaluation of water resources quality in sabodala gold mining region and its surrounding area (Senegal). *J. Water Res. Protect.* 7 (3), 247–6363. <http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2015.73020>.
- Jankowski, J., Acworth, R.L., 1997. Impact of debris-flow deposits on hydrogeochemical processes and the development of dry land salinity in the Yass River Catchment, New South Wales. *Aust. Hydrogeol.* 5 (4), 71–88. <http://dx.doi.org/10.1007/s100400050119>.
- Jones, B.F., Vengosh, A., Rosenthal, E., Yechieli, Y., 1999. Geochemical investigations. In: *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers-Concepts, Methods and Practices*. Springer Netherlands, 14, 51–71. 10.1007/978-94-017-2969-7 3.
- Kim, Y., Lee, K.S., Koh, D.C., Lee, D.H., Lee, S.G., Park, W.B., Koh, G.W., Woo, N.C., 2003. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island. *J. Hydrol.* 270 (3), 282–294. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00307-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00307-4).
- Kohonen, T., 1982. Self-organized formation of topologically correct feature maps. *Biol.Cybern* 43 (1). <http://dx.doi.org/10.1007/BF00337288>. Kohonen, T., 2001. An Overview of SOM Literature. In *Self-Organizing Maps* Springer Berlin Heidelberg, 30, 347–371. 10.1007/978-3-642-56927-2 10.
- Koussoubé, Y., 2010. Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) – Burkina Faso/Mali. (Ph.D thesis). Paris VI – Pierre et Marie Curie Univ. 285p.
- Kristensen, E., Holmer, M., Bussarawit, N., 1991. Benthic metabolism and sulfate reduction in a South-East Asian mangrove swamp. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 73, 93–103.
- Lappartient, J.R., 1985. The Continental Terminal and the Early Pleistocene of the Senegalo-mauritanian Basin. *Stratigraphy, Sedimentology, Diagenesis, Alterations, Paleoshore Reconstitutions from the Ferrallitic Formations*, (PhD Thesis). Univ. Marseille, France, 294p.
- Largier, J.L., Smith, S.V., Hollibaugh, J.T., 1997. Seasonally hypersaline estuaries in Mediterranean-climate regions. *Est. Coast. Shelf Sci.* 45 (6), 789–797. <http://dx.doi.org/10.1006/ecss.1997.0279>.
- Le Priol J., Dieng B., 1985. Synthèse hydrogéologique du Sénégal (1984–1985). Etude géologique structurale par photo-interprétation. Géométrie et limites des aquifères souterrains. *Rap. Min. Hydraul.* 01/85fMHIDEH.
- Lebel, T., Ali, A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *J. Hydrol.* 375 (1–2), 52–64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.030>.
- Lebigre, J.M., Marius, C., 1984. Etude d'une séquence mangrove-tanne en milieu équatorial, baie de la Mondah (Gabon). *Photo Ann. Trav. Doc. Géogr. Trop. CGET*, 131–145.
- Ly, A., Aglanda, R., 1991. Le bassin sénégalo-mauritanien dans l'évolution des marges périalantique au Tertiaire. *Cah. Micropaléontol.* 6 (2), 47p. Magaritz, M., Nadler, A., Koyumdjiski, H., Dan, J., 1981. The use of Na/Cl ratios to trace solute sources in a semiarid zone. *Water Resour. Res.* 17 (3), 602–608.
- Mercado, A., 1985. The use of hydrogeochemical patterns in carbonate sand and sandstone aquifers to identify intrusion and flushing of saline water. *Ground Water* 23, 635–645. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1985.tb01512.x>.
- Mikhailov, V.N., Isupova, M.V., 2008. Hypersalinization of river estuaries in West Africa. *Water Resour.* 35 (4), 367–385. <http://dx.doi.org/10.1134/S0097807808040015>.
- Montcoudiol, N., Molson, J., Lemieux, J.M., 2015. Groundwater geochemistry of the Outaouais Region (Québec, Canada): a regional-scale study. *Hydrogeol. J.* 23 (2), 337–396.
- Mudry, J., 1991. Discriminant analysis an efficient means for the validation geohydrological hypothesis. *Rev. Sci. Eau.* 4 (1), 19–37. <http://dx.doi.org/10.7202/705088ar>.
- Ndiaye B., Aranyosy J.F., Faye A., 1993. Le rôle de l'évaporation dans la formation des dépressions piézométriques en Afrique Sahélienne ; hypothèses et modélisation. In: *Les ressources en eau au Sahel. Etudes hydrogéologiques et hydrologiques en Afrique de l'Ouest par les techniques isotopiques*, IAEA-TECDOC-721:53-63.
- Ngom, F.D., 2000. Caractérisation Des Transferts Hydriques Dans Le Bassin De La Nema Au Sine Saloum. These 3eme Cycle. Univ. Dakar, 130p.
- Ngonou Ngatcha, B., Mudry, J., Aranyosy, J.F., Naah, E., Reynault, S.J., 2007. Apport de la géologie, de l'hydrogéologie et des isotopes de l'environnement à la connaissance des nappes en creux du Grand Yaéré (Nord Caméroun). *Rev. Sci. Eau.* 20 (1), 29–43.
- Nicolini, E., Rogers, K., Rakowski, D., 2016. Baseline geochemical characterisation of a vulnerable tropical karstic aquifer ; Lifou, New Caledonia. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 5, 114–130.
- Noël, Y., 1975. Etude Hydrogéologique Du Continental Terminal De Sine Gambie Première Phase Et Rapport De Synthèse. BRGM Dakar, 30p. Page, J., Citeau, J., 1990. Rainfall and salinity of a Sahelian estuary between 1927 and 1987. *J. Hydrol.* 113 (1–4), 325–341. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90182-w](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(90)90182-w).
- Peeters, L., Bac, A., Lobo, V., 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.* 11 (4), 1309–1321. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-11-1309-2007>.
- Piper, A.M., 1944. A graphical procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Trans. Am. Geophys. Union* 25 (6). <http://dx.doi.org/10.1029/TR025i006p00914>.
- Pritchard, D.W., 1967. What is an Estuary: Physical Viewpoint. In Lauff, G.H. (Ed.) *Estuaries*. Am. Ass. Advanc. Sci. Pub. 83, 3–5.
- Ridd, P.V., Stieglitz, T., 2002. Dry season salinity changes in arid estuaries fringed by mangroves and salt flats. *Estuar. Coast. Shelf. Sci.* 54 (6), 1039–1049. <http://dx.doi.org/10.1006/ecss.2001.0876>.
- Roger, J., Barousseau, J.P., Castaigne, P., Duvail, C., Noël, B.J., Nehlig, P., Serrano, O., Banton, O., Comte, J.C., Travi, Y., Sarr, R., Dabo, B., Diagne, E., Sagna, R., 2009. Programme d'Appui Au Secteur Minier Cartographie géologique Du Bassin sédimentaire. Projet 9 ACP SE 009.
- Sarr, R., 1995. Etude biostratigraphique et paléoenvironnementale des séries d'âge Crétacé Terminal à Eocène moyen du Sénégal occidental. In: *Systématique Et Migration Des Ostracodes*. (Thèse d'Etat). Univ. C.A.D. Dakar, 335p.
- Savenije, H., Pagès, J., 1992. Hypersalinity: a dramatic change in the hydrology of Sahelian estuaries. *J. Hydrol.* 135, 157–174.
- Shahul Hameed, A., Resmi, T.R., Suraj, S., Unnikrishnan Warrier, C., Sudheesh, M., Deshpande, R.D., 2015. Isotopic characterization and mass balance reveals groundwater recharge pattern in Chaliyar River basin, Kerala, India. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 4(A), 48–58.
- Smith, A.J., Turner, J.V., 2001. Density-dependent surface water-groundwater interaction and nutrient discharge in the Swan – Canning estuary. *Hydrolog. Process.* 15 (13), 2595–2616. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.303>.
- Travi, Y., Gac, J.Y., Fontes, J.C., Fritz, B., 1987. Chemical and isotopic survey of rain waters in Senegal. *Geodyn* 2 (1), 43–53.
- Travi, Y., 1988. Hydrogéochimie Et Hydrogéologie Des Aquifères Fluorés Du Bassin Du Sénégal. Origine Et Conditions De Transport Du Fluor Dans Les Eaux Souterraines. Thesis Sci. Univ. Paris Sud (Orsay), 190p.
- Vengosh, A., Spivack, A.J., Artzi, Y., Ayalon, A., 1999. Geochemical and boron, strontium, and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean coast of Israel. *Water Resour. Res.* 35 (6), 1877–1894. <http://dx.doi.org/10.1029/1999WR900024>.
- Vengosh, A., 2013. Salinization and Saline Environments. In: Sherwood Lollar, B. (Ed.), *Environmental geochemistry, Treatise in Geochemistry*. Second Ed. 11, 325–378. 10.1016/B978-0-08-095975-7.00909-8. (Chapter 9 Salinization Treatise in Geochemistry).
- WHO, 2008. Guidelines for Drinking-Water Quality, third ed. 1. Recommendations, World Health Organization (WHO), Geneva, Switzerland, 515pp. Werner A.D., Lockington D.A., 2004. Dynamic groundwater and salt transport near a tidal, partially penetrating estuary. In: Miller C.T., Pinder G.F. (Eds). *Computational methods in water resources*. 55 (2), 1535–1547. 10.1016/S0167-5648(04)80164-3.
- Wolanski, E., 1986. An evaporation-driven salinity maximum zone in Australian tropical estuaries. *Estuar. Coast. Mar. Sci.* 22 (4), 415–424. [http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714\(86\)90065-X](http://dx.doi.org/10.1016/0272-7714(86)90065-X).

Annexe 10 : Résultats des analyses chimiques de la nappe du CT, des eaux du fleuve Saloum et des eaux de pluies

Parameters	EC		T		pH		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Na ⁺		K ⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		NO ₃ ⁻		δ ¹⁸ O	δ ² H
Units	(μS/cm)		°C				mg/l																‰	
ID	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Wet	
S1	688	551	30.3	29.9	5	7.4	22.4	30	8.5	8.8	58.9	55.6	3.6	3.4	9.8	19.5	120.1	106.1	0.9	1.9	59.2	67.3	-4.5	-32.5
S2	612	360	30	29	5.6	6.8	43.9	37	4.9	4.4	38.9	19.3	5.8	2.9	65.9	25.6	76.4	58.5	8.3	1.8	65.5	51.4		
S3	493	453	29.5	30.2	6.7	7.4	58.3	70	2.6	3.4	11.5	10.6	1.9	3.2	177.6	188.8	25	26.7	2.6	3.4	1.7	18.5		
S4	369	289	29	30.8	6.2	7	39.1	41	2.9	2.9	15	15.7	0.7	0.5	131.4	126.8	23.5	22.8	1.4	1.3	5.9	5.2		
S5	388	317	29.4	30.8	6.6	7.6	44	50.3	1.7	1.6	12.9	13.9	2.6	2	149.8	155.6	15.9	17	3.7	3.7	2.2	4.8		
S6	185	225	29	29.2	6	7.9	17.8	30.3	1	1.7	12.9	13.7	1.1	2	58.5	106	8.6	9.4	1.1	1.8	9.8	6.7		
S17	191	231	28	29.8	5.5	7.2	16.5	27	1.1	1.6	13.7	16.7	0.5	1	36.6	59.7	11.1	14.3	0.2	0.6	28.2	43.9	-5.1	-35.2
S18	570	500	30	31.1	6.6	7.5	81.3	86.3	5	5.3	14.2	14.3	1.8	1.9	300.2	298	9.4	11.9	0	0.6	0	3.4	-5.2	-35.9
S19	341	313	30	30.6	6.5	7.6	50.6	59.4	0.9	0.8	5.3	5.9	4.1	3.7	163	183.2	5.7	7.6	1.3	1.4	0.8	2.2		
S20	900	748	29	30.1	7	8.1	116.4	109	9.1	9.3	32.9	30.7	1.1	1	332.9	314.9	79.8	72.2	3.5	3.8	0	3.8	-5.1	-34.7
S21	268	194	29.1	29.7	6.5	7.4	34.3	30.7	1.4	1.8	8.1	7.7	0.9	0.9	101	81.2	8.6	8.1	1.4	0.9	14.1	22.3		
S22	980	781	29	29.6	5.5	5.9	51.2	52.1	6.2	7.4	81.1	83.8	1.4	1.3	65.9	64.7	185.4	180.4	10.6	11.4	5	7	-5.1	-35
S23	1040	890	29	29.2	6.2	7.5	109.1	106	11.1	12.1	39.6	40.4	7.9	8.4	162	130.4	86.7	94	3.5	3	176	196		
S24	669	575	29.5	29.2	6.5	7.7	72.4	75.2	7.1	6.7	32.7	33.3	1.4	2	227.5	219	58.9	64.5	3.8	5.4	9.4	9.3		
S25	296	231	29	33	5.4	7.4	12.6	13.3	1.9	1.8	26.1	25.8	0.5	0.4	17.1	22	25.9	23.6	0.5	0.7	57.5	57.8		
S26	391	333	29.2	30.4	6	7.5	39.6	44.8	8.1	8.9	9.8	10.5	3.5	3.8	152.4	156	15.5	19.3	2.1	2.2	9.7	13.5	-5.1	-34.9
S27	294	224	29	31	5.9	7.9	19.3	18.8	2.8	2.8	20.7	20.1	0.5	0.5	46.3	46.3	30.9	31.5	0.9	0.7	22.9	23.2		
S28	1160	908	29.2	30.1	7	7.4	113.3	102	17.2	15.2	41.9	39.3	9.3	11.3	194	169.3	191	178.1	0	2.7	0	4.5		
S29	490	492	29.8	30.1	6.4	7.3	59.2	71.7	6.1	6.1	13.7	18.8	1.9	5	181.4	222.2	23.5	34.5	2.3	1.8	18.8	10.1		
S30	138	98	29.2	31.1	5.5	8	8.4	8.3	3.2	3.4	6.3	6.3	0.5	0.6	26.9	29.3	7.1	8	9.6	10.8	1	1.1	-5.2	-35.5
S32	125	101	29	28.9	5.3	7.8	5.1	5.1	1.1	1.1	14.1	13.3	0.8	1.1	15.9	14.7	6.6	6.3	0.9	0.9	25.3	28	-5.2	-36.7

Parameters	EC		T		pH		Ca2+		Mg ²⁺		Na ⁺		K ⁺		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		NO ₃ ⁻		δ ¹⁸ O	δ ² H
Units	(μS/cm)		°C				mg/l																‰	
ID	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Wet	
	S33	362	308	30.2	30.3	6	7.6	39	43.5	4	4.3	14	14.9	0.8	0.6	104.8	104.8	23.8	26	1.1	1.5	24.6	29	
S34	950	1525	30.1	28.7	6.1	8	48.8	124.4	6.8	22.4	89.4	113.2	12	33.5	63.3	91.1	134.2	221.8	5.4	19.8	108.5	314	-4.5	-32.1
S35	827	995	28	28.7	5.8	8.4	28.4	38.5	7.5	11.2	97.3	130.1	4.1	6.6	24.4	22	184	250.3	10	10.9	24.5	32.2	-4.1	-31.2
S36	480	550	29	29	5.8	6.9	31.3	41.5	3.8	5.7	39	55.6	0.7	1.6	39	89	47.2	78.3	4.9	13.2	78.7	54.5	-4.1	-31.7
S37	419	197	29.2	30.6	4.1	8.8	19	25.3	6.1	2.6	27.7	10.6	2.4	2.4	1.9	42.6	62.1	23.9	0	1.2	66.3	24	-4.2	-31.3
S38	730	760	29	30.1	6.1	8	58	74.8	4.7	6	58.4	62.8	0.9	1	87.7	126.7	116.3	139.9	1.6	3.1	39.2	40.1		
S39	253	217	30	29.4	5.7	8.6	15	17.9	1.9	2	20.8	22.6	0.5	0.4	48.8	50	23.9	23.3	0.6	0.9	25.2	30.8		
S40	184	175	30.5	33.5	4.9	8.4	6.9	10	1.9	2.4	11.9	14.5	6.1	7.4	7.4	11	26	29.1	0.5	1	24.1	28.3		
S41	280	286	29.4	29	4.7	8	9.3	18.1	1.5	2.7	23.7	29.4	0.3	0.4	3.9	12.3	31.6	36.5	0.3	1	49.5	68.4	-5	-33.9
S42	528	1583	27.7	26.4	5.2	8.1	28	124.4	6.3	22.5	33.8	138.5	5.6	6.5	13.5	60.9	108.2	390.2	2.3	8.8	12.7	90.3	-4.5	-31.1
S43	216	278	28.7	30	5.4	8.6	11.6	20.2	1.2	2.4	17.3	29.5	0.3	0.3	22	22	23.6	46.3	0.3	1	27.8	48.7		
S44	355	332	29.8	29.4	4.9	7.4	14.7	18.5	3	3.9	28.3	34.5	0.9	1.1	14.8	13.5	32	39.1	0	0.6	71.9	86.2		
S45	185	147	29.3	29.3	5.7	7.9	12.4	11.4	0.7	0.7	16	15.3	0.5	0.6	36.6	36.6	13.6	13.4	0.7	0.6	17.3	18		
S46	342	286	30.1	29.8	4.4	7.2	6.1	7	2.8	3.3	35	37.5	1.4	1.4	5.2	3.8	30.2	34	0	0.6	72.8	80.8		
S47	74	58	30.9	31.1	5.2	7.6	1.5	6	0.2	0.3	6.2	4.4	0.6	0.5	12.3	14.7	2.9	3.6	0.6	0.6	7.9	15.1	-5.1	-33.7
S48	3430	239	27.7	28.8	6.7	7.9	260.4	30.9	38.3	0.4	324.3	13.8	3.7	0.1	323.4	34.1	870	47.4	34	3.5	0	0.5		
S49	2191	2040	28.9	27.9	3.7	4.6	124.8	213.7	37.5	52.9	91.9	110.6	58.8	45.8	16.3	7.6	173.5	214.9	426.8	583	203.8	200	-4.7	-32.1
S50	111	125	29.6	29.8	5.4	7.5	6.7	14.6	0.5	0.6	7.9	9	0.2	0.1	20.8	48.8	11.5	11.5	0.9	1.1	0.9	0.2	-5.4	-34.9
S51	81	47	30	28.3	5.3	7.8	3.2	2.1	0.2	0.4	6.8	7.3	0.2	0.2	13.5	9.8	2.6	2.8	0.2	0.1	12.1	12.3	-5.2	-34.2
S52	1140	995	28.2	28.7	3.8	5.9	49.2	53.8	14.1	16.6	98.1	90	2.3	4	13.6	6.5	110.1	104.9	1.2	1.6	296.7	328		
S53	176	98	29.5	29.3	5.1	7.8	7.2	9.8	1.1	0.9	9.2	8	0.9	0.7	22	24.4	9.2	7.2	1	0.9	12.1	15.7		

Parameters	EC		T		pH		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Na ⁺		K ⁺		HCO3		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		NO ₃ ⁻		δ ¹⁸ O	δ ² H
Units	(μS/cm)		°C				mg/l																‰	
ID	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Dry	Wet	Wet	
S62	407	388	29.6	29.6	5.2	6.1	23.3	31.9	5.5	6.8	25.2	26.5	3.6	3.6	25.6	40.2	32.8	34	0.8	1	86	93.3		
S64	75	54	29.1	31.3	4.8	6.2	5.8	5.7	0.8	0.8	4	3.9	0.2	0.2	28.2	27	3.6	3.5	0.1	0.1	0.4	0.4	-5.4	-36
Min	75	47	27.7	26.4	3.7	4.6	1.5	2.1	0.2	0.3	4	3.9	0.2	0.1	1.9	3.8	2.6	2.8	0	0.1	0	0.2	-5.4	-36.7
Max	3430	2040	30.9	33	7	8.8	260.4	213.7	38.3	52.9	324.3	138.5	58.8	45.8	332.9	314.9	870	390.2	426.8	583	296.7	328	-4.1	-31.1
Avg	554.18	465.8	29.3	29.8	5.63	7.49	41.49	45.73	5.7795	6.339	36.28	33.6	3.609	3.998	81.03	80.29	70.19	63.11	12.54	16.3	40.35	49.8	-4.1	-31.1
FL1	64700	50800	27	28.9	7.8	8.1	690.7	424.7	2010.7	1226	17455	10389	718.6	383.7	174.8	142.8	29641	16918	4155	2435	0	0	-0.1	-5.4
FL2	91700	60400	30	31.3	7.8	8.3	956	570.1	3679.3	1510	30053	12707	1086	399.8	206.4	151.1	52933	20857	7458	2984	0	0	0.3	-5.3
FL3	89000	55200	28	29.5	7.7	8.4	1162	574.2	4036.6	1241	32652	11443	1195	481.9	215.8	147.1	60183	18518	8540	2840	0	0	0.3	-3.2

