

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



Ecole Doctorale « Eau, Qualité et Usages de L'eau »



FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES

THESE DE DOCTORAT UNIQUE

Spécialité : Hydrogéologie

Année académique : 2018-2019

N° d'ordre : xxxx

Présentée par

Mansour GUEYE

TITRE

**ECHANGES HYDRODYNAMIQUES ENTRE L'OCEAN ET LES LACS
MARGINO-LITTORAUX À TRAVERS LA DUNE LITTORALE DE LA
CÔTE NORD DU SENEGAL : CAS DU LAC RETBA**

Soutenue publiquement le 26 octobre 2019 devant le jury composé de

Président	Pr. Raphael Sarr	Université Cheikh Anta Diop/FST/Dakar
Rapporteurs	Pr. Oliver Banton	Université d'Avignon/France
	Dr. Seybatou Diop	Université Cheikh Anta Diop/FST/Dakar
Examineurs	Dr. Fatou Diop Ngom	Université Cheikh Anta Diop/FST/Dakar
	Pr. El Hadji Sow	Université Cheikh Anta Diop/FST/Dakar
Directeur de thèse	Dr. Raymond Malou	Université Cheikh Anta Diop/FST/Dakar

Année universitaire 2018-2019

DEDICACES

Je dédie ce travail :

A ma très chère mère, pour l'éducation qu'elle nous a inculquée, et son appui constant et à mon défunt père pour tout l'effort consenti pour notre réussite à l'école et dans la vie

A mon frère aîné, pour son soutien indéfectible dans mes études, ses conseils et son appui aussi bien moral que financier

*A mon épouse, **Dr Ndèye Marième GUEYE** et à notre fils **Mouhammad***

Nouroudîne** et à notre fille **Marième Gueye

A tous mes frères, sœurs, oncles, tantes, neveux, nièces, cousins et cousines,

A toute ma belle-famille.

A ceux et celles qui m'ont appris à lire et écrire.

Merci !!!

AVANT-PROPOS

Avant tout, je rends grâce à ALLÂH de m'avoir donné la force et l'intégrité physique et mentale pour l'accomplissement de ce travail. Que Salut et Paix soit sur notre Maître le Sceau des Prophètes, Tabernacle des Lumières, Seydina Muhammad ainsi que sur sa Noble Descendance.

Avant de commencer ce mémoire qui constitue l'aboutissement d'un long chemin, entamé depuis notre sélection au Département de Géologie de l'Université de Dakar, je voudrais présenter mes sincères remerciements et témoigner ma gratitude :

A **M Raymond Malou**, Maître de conférences, pour la confiance qu'il a placée en moi en décidant de me prendre dans son équipe. Sa pertinence et sa rigueur scientifique ont été toujours, pour nous, d'un grand apport. Ses remarques et suggestions ont permis d'améliorer, considérablement, le manuscrit. Merci, pour les encouragements et le soutien aussi bien moral que financier que vous nous avez apporté durant toute la période de notre recherche.

A **M Raphael Sarr**, Professeur des Universités, je témoigne ma gratitude et vous adresse mes sincères remerciements. Pour avoir accepté de rapporter ce travail, mais aussi pour les corrections intéressantes que vous avez bien voulu y apporter en particulier dans la partie « Géologie ». Je voudrais témoigner ma gratitude et mes sincères remerciements également pour avoir accepté de présider le jury.

A **M Olivier Banton**, Professeur des Universités, qui a voulu bien nous recevoir dans le laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon. Nous avons beaucoup appris à ses côtés, lors de notre passage à Avignon, de par sa générosité, sa disponibilité, son humilité et sa rigueur scientifique. Merci d'avoir accepté d'être l'un des rapporteurs de cette thèse.

A **M. Seybatou Diop** Maître de Conférences à l'Institut des Sciences de la Terre (I.S.T), Merci pour les encouragements, je vous témoigne également ma reconnaissance et ma gratitude pour avoir accepté d'être parmi les rapporteurs.

A **Madame Fatou Diop Ngom**, Maître de Conférences à la Faculté des Sciences et Techniques, j'adresse mes sincères remerciements pour le soutien que vous nous avez apporté durant toute la préparation de la thèse, ainsi que les encouragements et les prières. Je vous témoigne ma gratitude pour avoir accepté d'être parmi les examinateurs de cette thèse.

A **M. El Hadji Sow** Professeur des Universités, je voudrais témoigner ma gratitude et mes sincères remerciements pour la collaboration fructueuse qu'on a eue dans le cadre du projet d'appui au secteur minier (PASMI). Merci d'avoir accepté d'être parmi les membres du jury.

A **M Mapathé Ndiaye**, Maître de conférences à l'Université de Thiès et Directeur de l'UFR Sciences de l'Ingénierie, pour sa collaboration fructueuse qui nous a permis de compléter nos données de géophysique.

Merci également à **M. Maguette Fary Kany Niang**, Maître de Conférences à l'Institut des Sciences de la Terre (I.S.T), je n'oublierai jamais ces longues discussions fructueuses qu'on a eues à tenir ensemble, pendant lesquelles, votre clairvoyance, votre expérience et votre maîtrise de la géophysique guidaient mes pas dans la rédaction du manuscrit. Nous avons été ensemble pendant une semaine sur le terrain, une semaine pendant laquelle, votre ponctualité, votre rigueur et votre ténacité ont émerveillé plus d'un.

Ainsi qu'à tous les enseignants du **Département de Géologie** pour la formation que vous nous avez donnée, chers professeurs, et qui est une formation de qualité et de rigueur scientifique.

Je voudrais remercier également **Jean Christophe Compte** pour ses conseils et sa collaboration lors de la phase préliminaire de ce travail qui a constitué notre DEA. Son apport a été précieux pour moi.

Mes remerciements vont également à l'endroit de **M Benoit Zen-Ruffinen** de l'Université de Lausanne (Suisse) avec qui on a travaillé sur le lac Rétba dans le cadre de son mémoire de Master.

J'aimerais ensuite adresser toute ma gratitude aux camarades avec qui j'ai cheminé ensemble tout au long de notre cursus universitaire, en particulier ceux de la promotion **Dessemba Dieng** de la Maîtrise 2006 des Sciences Naturelles et particulièrement à mes amis « mitochondries » : **Ousmane Ndiaye, Ibrahima Mall et Issa Ndoye.**

Un très grand merci à notre aîné et ami **Dr Ir Abdoul Aziz Gning**, qui m'a beaucoup soutenu, encouragé, aidé moralement et financièrement durant toute la période de notre recherche. Tu es un frère, un confident et un guide qui éclaire et nous montre la voie, tant dans la recherche que dans la vie courante tout court.

Je voudrais témoigner également ma reconnaissance et mes sincères remerciements à **Sankourou Niassy** Chauffeur retraité avec qui j'ai fait toutes les missions sur le lac Retba.

« Pa » Niassy comme nous l'appelions affectueusement nous a beaucoup aidé sur le terrain s'acquittant même de tâches qui n'étaient pas les siennes.

Je voudrais témoigner ma reconnaissance, ma gratitude et mes sincères remerciements à ma famille :

Mes parents pour tout ce qu'ils m'ont apporté et je prie Dieu pour qu'Il accueille mon bien aimé père dans son Paradis. Chère maman, cher papa, ce travail est le vôtre car je ne saurais jamais accéder au troisième cycle sans vos prières, vos encouragements et votre affection. Ce travail vous est particulièrement dédié.

Je remercie également mes frères et sœurs particulièrement **Mamadou Bassirou** qui m'a beaucoup aidé soutenu et encouragé. Je peux dire que sans son appui nos études ne seraient pas aussi poussées puisqu'il nous a mis à l'abri du besoin. Un grand merci, cette thèse est la vôtre.

Aux autres de la fratrie : **Marième, Ousmane, Rokhaya, Ibra, Ndeye Khady** pour leurs encouragements et leur affection, je vous dis merci. Ainsi que notre défunte sœur, **Diatou**.

Je voudrais aussi exprimé ma profonde reconnaissance et mes remerciements à ma cousine **Ndeye Saolou Cisse** qui m'a hébergé à son domicile depuis ma première année à l'UCAD, ainsi qu'à son défunt mari **Mody Ba**. Je pris ALLÂH pour qu'Il l'accueille dans son paradis. Mes remerciements vont également à sa sœur **Adjil Fatou**, son frère **Assane** et à tous les membres de la famille **Ami, Léna, Malick**, ainsi qu'à **M et M^{me} Diallo** et leurs fils **Babacar, Aïcha, Elou, Jupiter**.

Je voudrais témoigner ma gratitude et adresser mes remerciements à tous les membres de la Dahira Moukhtafina pour leur affection et leurs encouragements ainsi qu'à tous les gens avec qui je partage la Hadra Tidjania, ainsi qu'à **Serigne Babacar Sy Dabakh** pour les prières qu'il n'a cessé de formuler à notre égard.

Mes remerciements vont également à **Binetou Cissé Yad, Dr Fatou Sy Ndao, Ahmadou Coumba Ndiaye**, vous avez été pour moi tout au long de mon cursus des références et des conseillers.

Mes remerciements les plus sincères vont également à ceux ou celles qui de loin ou de près ont contribué à la réalisation de ce travail, de par leurs conseils, leurs encouragements, leur affection et leurs prières.

Table des matières

DEDICACES	I
AVANT-PROPOS	II
Table des matières	V
Liste des Figures.....	XIII
Liste des photos	XVII
Résumé	XIX
INTRODUCTION GENERALE DE L'ETUDE	1
Contexte et problématique de l'étude.....	2
Objectif général des recherches entreprises	3
Approches méthodologiques	3
Structuration du mémoire.....	4
<i>PARTIE I : CONTEXTE CLIMATIQUE, GEOLOGIQUE, GEOMORPHOLOGIQUE, HYDROGEOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE</i>	<i>7</i>
CHAPITRE I : LE CLIMAT.....	8
I. Variabilité temporelle de la Pluie	9
I.1. A l'échelle mensuelle	9
I.2. A l'echelle annuelle.....	10
I.3. Indice pluviométrique.....	11
II. Variabilité thermique	12
III. Diagramme ombrothermique	13
IV. Situation des vents	13
IV.1. L'Alizé maritime	13
IV.2. L'alizé continentale ou harmattan	13
IV.3. La mousson.....	14
V. Humidité relative	15
VI. insolation.....	16

VII. Evaporation	16
VII.1. Evaporation réelle (ER).....	16
VII.1.1. Valeur« Piche »	16
VII.2. Evapotranspiration potentielle (ETP).....	17
VII.2.1. Méthode de Penmann.....	17
VII.2.2. Méthode de Turc	18
VII.2.3. Méthode de Thornthwaite	19
CHAPITRE 2 : GEOLOGIE ET TECTONIQUE.....	21
I. Géologie.....	21
I.1. Principales formations géologiques.....	22
I.1.1. Le Tertiaire.....	23
I.1.1.1. L'Eocène inférieur	23
I.1.1.2. L'Eocène moyen.....	23
I.1.2. Le Quaternaire	24
I.1.2.1. Le Pléistocène.....	24
I.1.2.1.1. L'Inchirien.....	24
I.1.2.1.2. L'Ogolien	24
I.1.2.2. L'Holocène	25
I.2. Structure géologique.....	27
CHAPITRE 3 : GEOMORPHOLOGIE	28
I. Le système dunaire	28
I.1. Dunes blanches.....	28
I.2. Dunes jaunes.....	28
I.3. Dunes rouges	28
II. Les types de sol.....	28
III. Distribution des Altitudes.....	29
CHAPITRE 4 : HYDROGEOLOGIE.....	31
I. L'aquifère des sables quaternaires	31
I.1. Pétrographie.....	31
I.2. Géométrie de l'aquifère.....	32

II. Paramètres hydrodynamiques	33
III. Ecoulement de la nappe	34
CHAPITRE 5 : HYDROLOGIE	35
I. Le bassin versant du lac Retba.....	35
I.1. Formation du lac.....	35
I.2. Evolution paléogéographique du lac Rétba au cours du Quaternaire récent	35
I.2.1. Le Nouakchottien (figure 24a)	35
I.2.2. Le Tafolien (figure 24b)	36
I.2.3. Le Dakarien (figure 24c).....	37
I.2.4. Le Saint-Louisien (Figure 24e)	37
I.2.5. Le Subactuel (entre 1000 et 250 ans B. P.)	37
I.2.6. L'Actuel (250 B.P à nos jours).....	38
I.3. Evolution du plan d'eau du lac	39
II. Le réseau hydrographique.....	39
II.1. Marigots de Sangalkam et de Bambilor	39
II.2. Les étangs	40
II.3. La source	40
III. Les vallées fossiles du bassin versant	40
IV. Revue des travaux effectués sur le lac Rétba et son bassin versant.....	40
<i>PARTIE II : METHODES D'ETUDE DES HYDROSYSTEMES SALINS</i>	44
Introduction	45
CHAPITRE 1 : LES METHODES HYDROGEOLOGIQUES	46
I. Piézométrie	46
I.1. Cote piézométrique et charge hydrostatique	46
I.1.1. Dans le cas d'une nappe libre.....	47
I.1.2. Dans le cas d'une nappe captive.....	47
I.2. Calcul de la recharge	48
CHAPITRE 2 : LES METHODES GEOPHYSIQUES	50
I. Méthodes électriques de surface	50
I.1. Principe de la Prospection électrique	51

I.2.	Théorie et formules de base	51
I.3.	Les dispositifs de mesure du potentiel électrique	57
I.4.	Sensibilité des dispositifs de mesure	59
I.5.	Les techniques de prospection électrique	60
I.5.1.	Le sondage	60
I.5.2.	Le trainé	60
I.5.3.	Les panneaux électriques ou tomographie électrique	61
I.5.3.1.	Théorie de la procédure d'acquisition en 2D	61
I.5.3.2.	L'inversion et la modélisation	63
I.5.3.2.1.	Méthode	63
I.5.3.2.2.	L'inversion par le programme RES2DINV	64
I.6.	Limite des méthodes électriques	67
I.6.1.	Le principe d'équivalence	67
I.6.2.	Le principe de suppression	67
II.	Méthodes électromagnétiques de surface	68
II.1.	Principe	68
II.2.	Matériel	69
III.	Les diagraphies	69
III.1.	Diagraphies de conductivité électrique	69
III.2.	Diagraphie de résistivité électrique	70
CHAPITRE 3 : LES METHODES GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES		71
I.	Aperçu sur la géochimie des hydrosystèmes salins	71
I.1.	Facteurs contrôlant la composition chimique des saumures	71
I.1.1.	Processus de dissolution-précipitation	71
I.1.2.	Echanges ioniques	72
I.1.3.	La réduction des substances organiques	73
I.2.	Facteurs contrôlant l'évolution chimique des saumures	73
II.	Aperçu sur l'utilisation des isotopes en hydrogéologie	74
<i>PARTIE III : PROTOCOLE EXPERIMENTAL, ACQUISITION ET TRAITEMENT DES</i>		
<i>DONNEES</i>		77

CHAPITRE 1 : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES PIEZOMETRIQUES, BATHYMETRIQUES ET LIMNIMETRIQUES	78
I. Acquisition et traitement des données piézométriques	78
I.1. Acquisition des données piézométriques.....	78
I.2. Traitement des données piézométriques.....	79
II. Acquisition des données bathymétriques et limnimétriques.....	80
CHAPITRE 2 : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES HYDROCHIMIQUES	
82	
I. Missions d'échantillonnage	82
I.1. Échantillons de juin 2012	82
I.2. Echantillons de septembre 2012.....	82
I.3. Echantillons d'avril 2013	83
II. Analyses des ions majeurs	84
III. Les analyses isotopiques	84
IV. Traitement des données hydrochimiques.....	85
IV.1. Analyse en composante principale (ACP).....	85
IV.1.1. Principe.....	85
IV.1.2. Interprétation	85
IV.2. Application aux données chimiques des eaux des piézomètres de la dune	86
CHAPITRE 3 : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES DE SONDAGE	
ELECTRIQUE (SEV et ETR).....	89
I. Acquisition des données de sondage électrique (SEV).....	89
II. Interprétation des données de sondage	91
III. Acquisition des données d'ETR (tomographie en résistivité électrique).....	94
III.1. Le Matériel	94
III.1.1. Le terramètre ABEM LS.....	94
III.1.2. Le sélecteur	95
III.2. Mise en place du dispositif d'acquisition des données d'ETR.....	95
IV. Traitement et inversion des données	97

V. Acquisition et traitement des données de sondage électromagnétique	98
<i>PARTIE IV : LES INTERACTIONS HYDRODYNAMIQUES ENTRE LES DIFFERENTES</i>	
<i>COMPOSANTES DE L'HYDROSYSTEME DU LAC RETBA</i>	
	100
CHAPITRE 1 : REPOSE DE LA GEOPHYSIQUE	101
I. Réponse des sondages électriques verticaux	101
I.1. Le transect de la dune	101
I.2. Le transect du chenal	104
II. Tomographie Electrique 2D	105
II.1. Le Transect de la Dune	105
II.2. Le transect du chenal	108
III. Carte des conductivités au niveau du chenal	109
Conclusion partielle	111
CHAPITRE 2 : REPOSE DE LA CHIMIE DES EAUX SOUTERRAINES ET DE	
SURFACE	113
I. Juin 2012	113
I.1. Statistique des ions majeurs	113
I.1.1. <i>Eaux de surface</i>	113
I.1.2. <i>Eaux souterraines</i>	114
I.2. Faciès chimiques	115
I.2.1. <i>Eaux de surface</i>	115
I.2.2. <i>Eaux souterraines</i>	115
II. Septembre 2012	118
II.1. Statistiques des paramètres physico-chimiques	118
II.1.1. <i>Eaux de surface</i>	118
II.1.2. <i>Eaux souterraines</i>	118
II.2. Statistique des isotopes lourds (^{18}O ^2H) des eaux du bassin	120
II.3. Faciès chimique des eaux	120
II.3.1. <i>Eaux de surface</i>	120
II.3.2. <i>Eaux souterraines</i>	120
III. Avril 2013 (mi saison sèche)	122

III.1.	Statistique des paramètres physico-chimiques des eaux	122
III.1.1.	<i>Eaux de surface</i>	122
III.1.2.	<i>Eaux souterraines</i>	122
III.2.	Faciès chimique.....	123
III.2.1.	<i>Eaux de surface</i>	123
III.2.2.	<i>Eaux souterraines</i>	123
IV.	Evolution inter-saisonnière du comportement chimique des eaux	125
IV.1.	Eaux de surface	125
IV.2.	Eaux souterraines	125
IV.2.1.	<i>Le faciès chloruré sodique</i>	126
IV.2.2.	<i>Le faciès chloruré calcique</i>	128
IV.2.3.	<i>Le faciès bicarbonaté sodique</i>	128
V.	Origine et mécanismes de la minéralisation des eaux du bassin versant.....	129
V.1.	Intrusion marine et processus associés	130
V.2.	Relation Na^+/Cl^-	131
V.3.	Indice de saturation du gypse	133
V.4.	Relation entre les ions Ca^{2+} et les bicarbonates (HCO_3^-).....	133
VI.	Evolution verticale de la chimie de la nappe dunaire	134
VI.1.	Evolution de la salinité et des chlorures avec la profondeur	135
VI.2.	Analyse en composantes principales (ACP).....	136
VI.2.1.	<i>Choix des composantes principales</i>	136
VI.2.2.	<i>Etude du nuage des variables</i>	137
VI.2.3.	<i>Etude du nuage des individus</i>	138
VII.	Etude isotopique des eaux de la nappe de la dune littorale.....	139
VII.1.	Relation $^{18}\text{O}/^2\text{H}$	139
VII.2.	Relation deutérium (^2H)/chlorure	141
VIII.	Relation entre le rapport Br^-/Cl^- et les concentrations en chlorures (Cl^-).....	143
IX.	Relation entre les rapports $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ et le chlore (Cl).....	145
	Conclusion partielle.....	146
	CHAPITRE 3 : REPOSE DE LA DYNAMIQUE DE LA NAPPE.....	148

I.	Écoulement de la nappe	148
I.1.	Profondeur de la nappe.....	148
I.2.	Piézométrie de la nappe.....	149
II.	Fluctuations saisonnières de la nappe	151
II.1.	Les fluctuations de type 1.....	152
II.2.	Les fluctuations de type 2.....	153
II.3.	Les fluctuations de type 3.....	154
II.4.	Les Fluctuations de Type 4	155
III.	Bathymétrie et limnimétrie du lac.....	156
III.1.	Bathymétrie du lac.....	156
III.2.	La limnimétrie	157
IV.	Relation hydrodynamique entre la nappe, le lac et l'océan	159
	Conclusion partielle.....	162
 CHAPITRE 4 : BILAN HYDROLOGIQUE, ESTIMATION DU DÉPÔT DE SEL ET		
MODELE CONCEPTUEL		
I.	Bilan hydrologique du lac et estimation du dépôt de sel	164
I.1	Bilan hydrologique	164
I.2	Estimation du dépôt de sel.....	169
II.	Modèle conceptuel	170
	Conclusion partielle.....	172
 CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE.....		
RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES.....		
BIBLIOGRAPHIE		

Liste des Figures

Figure 1 : Carte de localisation du bassin versant du lac Rétba (BVLRL).....	6
Figure 2 : Les différentes zones climatiques du Sénégal (Malou, 2004).....	8
Figure 3 : Moyennes mensuelles de la pluie entre 1970 et 2013 à la station de Dakar-Yoff	10
Figure 4 : Evolution de la pluviométrie annuelle à la station de Dakar-Yoff.....	10
Figure 5 : Evolution des écarts pluviométriques par rapport à la normale 1951-1980	11
Figure 6 : Evolution des températures moyennes mensuelles.....	12
Figure 7 : Diagramme ombrothermique (1970-2000) dans la région de Dakar	13
Figure 8 : Variations des moyennes mensuelles de la vitesse du vent à la station Dakar-Yoff	14
Figure 9 : Distribution des fréquences de la direction du vent à la station Dakar-Yoff.....	14
Figure 10 : Evolution mensuelle de l'humidité relative à la station de Dakar-Yoff	15
Figure 11: Evolution du nombre d'heure d'insolation pendant l'année à la station de Dakar-Yoff	16
Figure 12 : Evolution de l'évaporation Piche à la station de Dakar-Yoff	17
Figure 13: Variation mensuelle de l'évapotranspiration potentielle de Turc et de Thornthwaite et évolution de la moyenne mensuelle de la pluie (1970-2000) à la station de Dakar-Yoff	20
Figure 14 : Carte géologique du craton ouest africain d'après (Trompette, 1973).	21
Figure 15 : Carte géologique de la Presqu'île du Cap-Vert (Roger et al 2009)	22
Figure 16 : Coupe transversale est-ouest (Chaoui (1996), modifié par Diouf (2012)).....	23
Figure 17 : Dépôts sédimentaires remplissant la cuvette lacustre (Sow et al., 2010)	26
Figure 18 : Type de sols du bassin versant du lac Retba (Maignien, 1959), modifié par Kaba (2009)	29
Figure 19 : Profil topographique océan/lac Retba sur la dune littorale.	30
Figure 20: Altimétrie du bassin versant du lac Retba.....	30
Figure 21 : Carte de la lithologie de la zone non saturée (Madioune, 2005) modifié par Kaba (2009)	31
Figure 22 : Cartographie du substratum des sables quaternaires (Martin, 1970), modifié.....	32

Figure 23 : cartographie de l'épaisseur des sables quaternaire (Martin, 1970), modifié	33
Figure 24 : Evolution Paléogéographique du lac Retba depuis le Nouakchottien (5000 ans B.P) jusqu'à l'Actuelle (Sarr et al., 2009a; Sarr et al., 2009b).....	36
Figure 25 : Réseau hydrographique du bassin versant du lac Retba	39
Figure 26 : Coupe hydrogéologique NW-SE du bassin versant du lac Retba (Garnier, 1978).....	41
Figure 27 : Résistivités vraies à travers la dune littorale (entre l'océan et le lac Retba).....	42
Figure 28 : Calcul de la charge piézométrique d'une nappe libre.....	47
Figure 29 : Calcul du niveau piézométrique dans le cas d'une nappe captive	48
Figure 30 : Distribution des lignes de courant dans un milieu homogène	53
Figure 31 : Distribution des lignes de courant dans un milieu hétérogène.....	54
Figure 32 : Dispositif de Wenner	58
Figure 33 : Dispositif de Wenner-Schlumberger	58
Figure 34 : Dispositif dipôle-dipôle	59
Figure 35 : Distribution de la fonction de sensibilité (Roy and Apparao, 1971)	60
Figure 36 : Arrangement des électrodes pour un sondage électrique 2-D et séquences de mesures pour la construction d'une pseudo- section (Loke, 1999).	62
Figure 37 : Etapes du traitement des données de résistivité électrique	63
Figure 38 : Distribution des erreurs sur les données électriques, f représente la fonction minimisée lors de l'inversion (modifiée par Al-Chalabi (1992)).....	64
Figure 39 : Maillage du modèle par le logiciel RES2DINV	66
Figure 40 : Etapes de l'inversion des résistivités apparentes	66
Figure 41 : illustration du principe de la méthode électromagnétique à basse fréquence (EM)	69
Figure 42 : Les différentes composantes du EM31 et son schéma de principe.....	69
Figure 43 : Distribution des puits suivis sur le bassin versant du lac Retba	78

Figure 44 : Localisation des piézomètres PA, PB, PC et PD sur la dune littorale et PE, PF, et PG sur la dune continentale.....	79
Figure 45 : Distribution des données brutes (en haut) et des données transformées par le filtre $\text{Log}_{10}(x+1)$ (en bas).....	87
Figure 46 : Distribution des variables transformées selon le filtre "Racine" $(x+(3/8))$	87
Figure 47 : Localisation des sondages électrique verticaux (SEV) avec leur numéro	89
Figure 48 : répartition des points expérimentaux en dispositif "Schlumberger"	90
Figure 49 : Stratigraphie de la dune littorale (De Buisson, 1966).....	93
Figure 50 : Localisation des profils d'ETR (Tomographie électrique des résistivités) sur la dune littorale.	97
Figure 51 : Acquisition des données du profil 1, vérification de la qualité de l'acquisition	98
Figure 52 : Interprétation des sondages SE2, SE9 et SE18 avec le logiciel qwseln.	102
Figure 53 : Section de résistivités vraies, obtenue sur la dune littorale entre l'océan et le lac, inversion réalisée avec application de la contrainte L_1 -normée (inversion robuste).....	106
Figure 54 : Section de résistivités vraies, obtenue sur la dune littorale entre l'océan et le lac, inversion réalisée avec application de la contrainte L_1 -normée (inversion robuste).....	107
Figure 55 : Section de résistivités vraies, obtenue sur la dune littorale entre l'océan et le lac sur le site de l'ancien chenal, inversion faite avec application de la contrainte L_1 -normée.	109
Figure 56 : Carte des conductivités levée à proximité du chenal	110
Figure 57 : Faciès chimique des eaux du BVLR en fin de saison sèche (juin 2012).	116
Figure 58 : Distribution spatiale des faciès chimiques en fin de saison sèche à travers le BVLR	117
Figure 59 : Faciès chimiques des eaux de la nappe en fin de saison des pluies (septembre 2012)....	121
Figure 60 : Faciès chimiques des eaux en mi- saison sèche (avril 2013).....	124
Figure 61 : Relation entre $[\text{Na}^+ - \text{Cl}^-]$ et $[(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)]$	130
Figure 62 : Relation entre Na et Cl pour les campagnes de juin 2012 (a), septembre 2012 (b) et d'avril 2013 (c).	132

Figure 63 : Evolution de l'indice de saturation du gypse en fonction de la concentration de SO_4^- ...	133
Figure 64 : Relation entre les bicarbonates et l'ion calcium	134
Figure 65 : Distribution des piézomètres sur la dune.....	134
Figure 66 : Histogramme des variances en fonction des différentes composantes	136
Figure 67 : Cercle des corrélations des variables	137
Figure 68 : projection des échantillons d'eau des piézomètres PA, PB, PC et PD sur le plan factoriel (Dim 1, Dim 2).....	139
Figure 69 : Distribution du deutérium en fonction de l'oxygène des eaux des piézomètres PA, PB, PC et PD.....	140
Figure 70 : Distribution du deutérium ($^2\text{H} \text{‰}$) en fonction de la concentration des chlorures (méq/l) des eaux des échantillons des puits PA, PB, PC et PD.....	142
Figure 71 : Corrélation $\text{Br}^+ / \text{Cl}^-$	144
Figure 72 : Relation $\text{Br}^- / \text{Cl}^-$ et les chlorures (Cl^-).....	144
Figure 73 : Relation entre les rapports $\text{Mg}^{++} / \text{Ca}^{++}$, $\text{SO}_4^- / \text{Cl}^-$ et le chlore (Cl).....	145
Figure 74 : Distribution des profondeurs de la nappe dans le bassin versant du lac Retba (fin saison sèche).....	148
Figure 75 : Distribution des niveaux piézométriques de la nappe en pourcentage	149
Figure 76 : Carte piézométrique des hautes eaux (Septembre 2009)	150
Figure 77 : Carte piézométrique des basses eaux (mai 2009)	151
Figure 78 : Fluctuations du niveau statiques de type 1 (observées au niveau du P43).....	152
Figure 79 : Fluctuations du niveau statique de type 2 observées au niveau du puits P22	153
Figure 80 : Relation oxygène-18 deutérium dans les eaux de la nappe.....	153
Figure 81 : Fluctuations du niveau statique de type 3 observées au niveau du puits P31	154
Figure 82 : Fluctuations du niveau statique de type 4 observées au niveau du puits P13	155
Figure 83 : Bathymétrie (en cm) des hautes eaux (octobre 2009).....	156

Figure 84 : bathymétrie (en cm) des basses eaux (mois de mai).....	156
Figure 85 : Evolution du plan d'eau du lac observée à l'échelle.....	157
Figure 86 : Evolution du plan d'eau observé par le thalimèdes.	158
Figure 87 : Evolution de l'évaporation réelle journalière	159
Figure 88 : Localisation des profils piézométriques sur la dune continentale et littorale	160
Figure 89 : Profil topographique et piézométrique sur la dune littorale entre l'océan et le lac.....	160
Figure 90 : Profil piézométrique et topographique sur la dune continentale.....	161
Figure 91 : Evolution du taux de résorption depuis la fermeture de la lagune.....	169
Figure 92 : Modèle conceptuel expliquant le fonctionnement du lac et sa résilience face à l'assèchement	172

Liste des photos

Photo 1 : Ecoulement de la nappe de la dune littorale vers le lac	34
Photo 2 : Echelles limnimétriques permettant le suivi du niveau du lac, la première (à droite) est dotée d'un thalimèdes.	80
Photo 3 : Acquisition des données avec le Resistivimètre type ABEM doté d'un écran LCD	96
Photo 4 : Acquisition des données électromagnétiques sur la dune littorale avec l'EM 31 type GEONICS	99

Liste des tableaux

Tableau 1 : Résistivité des matériaux les plus commun (Astier, 1971).....	56
Tableau 2 : Récapitulation des différents ouvrages échantillonnés	83
Tableau 3 : Statistique des ions majeurs des eaux de surface	113
Tableau 4 : Statistique des ions majeurs (en méq/l) et des paramètres physico-chimiques	114
Tableau 5 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques	114

Tableau 6 : Statistique de la physico-chimie des eaux de surface en fin de saison des pluies.....	118
Tableau 7 : Statistique de la physico-chimie des eaux souterraines en fin de saison des pluies.....	119
Tableau 8 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques	119
Tableau 9 : Statistique des paramètres physico-chimiques des eaux de surface (Avril 2013).....	122
Tableau 10 : Statistiques des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines	123
Tableau 11 : Tableau signalétique de l'évolution inter-saisonnière des faciès chimiques.....	126
Tableau 12 : Teneur en chlorure, ^2H , ^{18}O et salinité des eaux de la nappe de la dune	135
Tableau 13 : Apports de la nappe continentale et de la mer au lac	168
Tableau 14 : Altitude de l'interface eau douce-eau salée sur la dune littorale.....	170

Résumé

La sécheresse qui a débuté dans le sahel vers la fin des années 1960 a eu pour conséquence un assèchement de la plupart des plans d'eau de surface et une baisse du niveau des nappes d'eau souterraine. Dans la côte nord de la Presqu'île du Cap-Vert, le lac Retba est l'une des rares dépressions à avoir conservé son plan d'eau qui a connu, tout de même, une salinisation très importante. Cet écosystème salin joue un rôle socio-économique important dans la zone du fait de l'exploitation du sel et de la création, par l'Etat du Sénégal, dans cette zone, d'un troisième pôle de développement économique, dans le cadre du projet « Plan Sénégal Emergent ». Cependant, il est aujourd'hui menacé par une réduction importante de la surface du plan d'eau. Sa sauvegarde nécessite une bonne connaissance du milieu et des interactions entre les différents réservoirs, à savoir le lac, la nappe, les étangs et l'océan. Pour cela, plusieurs méthodes ont été utilisées, allant de la géophysique, à la chimie isotopique en passant par l'hydrodynamique, la bathymétrie et la limnimétrie. Ces méthodes ont montré des résultats concluants quant au fonctionnement de l'hydrosystème. La géophysique montre partout sur la dune une superposition entre l'eau douce et l'eau salée, avec même une prédominance des eaux salées au niveau de l'ancien chenal. La chimie des ions majeurs et des isotopes confirme ce contact entre le biseau salé de la mer et le lac, en montrant une superposition des eaux douces/saumâtres sur les eaux salées du biseau qui elles se trouvent sur les eaux très salées influencées par le lac. Ce qui traduit une alimentation du lac via le biseau. Au niveau du chenal, cette alimentation se fait, en surface, par l'intermédiaire des étangs dont les caractéristiques des eaux montrent qu'ils constituent un affleurement du biseau. L'hydrodynamique des nappes des dunes continentales et littorales montre une alimentation permanente du lac par ces nappes dunaires. Les niveaux piézométriques actuels, montrent une forte modification de la morphologie de la nappe de la dune littorale dont le niveau piézométrique est maintenant sous le zéro marin. Ceci traduit une faiblesse de la lentille qui ne constitue plus une barrière hydraulique empêchant l'alimentation du lac par l'océan. Cette alimentation est donc effective et attestée par toutes les méthodes utilisées dans le cadre de ce travail. La bathymétrie et la limnimétrie montrent que le lac est sensible aux facteurs climatiques tels que la pluie et l'évaporation. Il réagit par une hausse de son plan d'eau pendant la saison des pluies et par des fluctuations journalières de ce dernier dues à l'évaporation journalière. Le bilan hydrologique montre que les apports de la nappe sont plus importants en saison humide (948844 m³) qu'en saison sèche (734469 m³). Ceux de l'océan sont plus importants en saison sèche (1440531 m³) qu'en saison humide (992156 m³). La sécheresse favorise l'arrivée d'eau de mer dans le lac. Plus elle perdure, plus le lac va recevoir des apports marins et résister à l'extinction. La sédimentation haline est estimée à 230 850 t, au cours de la période d'étiage de l'année 2009. Tous ces résultats et connaissances issus de l'application de ces différentes méthodes ont permis de proposer un modèle conceptuel qui explique la résilience du lac face à la sécheresse et proposer des recommandations quant à sa sauvegarde.

Mots-clés : Lac Rétba, Géophysique Etang, Hydrosystème, Salinité, Hydrodynamique, Isotope

INTRODUCTION GENERALE DE L'ETUDE

L'eau est la condition première indispensable à toute manifestation vitale, comme à toutes manifestations des phénomènes physicochimiques. (Claude BERNARD).

Contexte et problématique de l'étude

Les régions littorales sont celles où la population et l'industrie, sont en forte croissance (UNESCO, 1998). Cette forte croissance entraîne une augmentation des besoins en eau. Dans le littoral nord du Sénégal, la nappe des sables quaternaires joue un rôle important dans l'alimentation en eau potable des populations. Elle est très sollicitée pour les besoins agricoles (environ 103 696 m³/j), l'usage domestique et pastoral (environ 4383 m³/j) (Kane, 1995). Cette nappe d'eau douce est en contact avec l'océan, et est sous la menace d'intrusion saline.

Cet aquifère a fait l'objet de nombreuses études dont les plus anciennes sont celles de Martin (1967, 1970), de Vallet (1972) et de Henry (1972). Il s'étend de la tête de la presqu'île jusqu'à Saint Louis. Il est compartimenté au plan hydrologique en plusieurs nappes : la nappe infra-basaltique, dont le réservoir est recouvert par la coulée des basaltes du volcanisme Tertiaire de la presqu'île du Cap-Vert, la nappe de Thiaroye, et celle du littoral Nord, séparée de celui de Thiaroye par la dépression de Tanma. Les dunes littorales qui renferment ces nappes sont interrompues par endroits. C'est dans ces inter-dunes que se sont logés les lacs à eau saumâtre ou salée constituant des systèmes salins qui longent le littoral et dont les plus importants sont le lac Rétba et le lac Tanma.

Ces systèmes salins sont très répandus dans les zones arides et semi-arides. Leur existence nécessite principalement une évaporation supérieure aux précipitations (Hardie et al., 1978; Langbein, 1961). Dans ces systèmes, les processus physiques et hydrologiques sont similaires. Cependant, plusieurs variations sont notées d'un système à un autre (Yechieli et Wood, 2002).

La typologie de ces systèmes basée sur leur géomorphologie a été établie par Yechieli et Wood (2002). En effet, la géomorphologie permet de distinguer des systèmes à surfaces planes sans dépression manifeste ni étendue d'eau permanente (p. ex. les Sébkhas du golf arabe), des bassins d'eau peu profonds à étendue saisonnière d'eau stagnante (p. ex. les playas du Texas) et des bassins d'eau bien développés contenant des masses d'eau permanente (p. ex. Mer morte) avec absence ou présence d'influence marine, souterraine et/ou superficielle. Le lac Rétba pourrait appartenir à ce dernier système. Pour les hydrogéologues, ces lacs salés sont issus d'un même processus hydrogéologique influencé par les fluctuations des nappes phréatiques à faible profondeur. Ils peuvent être à ce titre actifs ou représentatifs des conditions hydrogéologiques passées (Yechieli et Wood, 2002).

Le lac Rétba est situé à 35 km à l'Est de la Capitale du Sénégal, Dakar (Figure 1). Son bassin versant couvre une superficie de 160 km² (Carn et al., 1976). Le lac s'est mis en place après la régression marine post-nouakchottienne, par isolement de la lagune initiale par une flèche littorale. Les eaux sont sursalées et déposent au fond du lac une croûte de sel (Garnier, 1978), exploitée par les populations depuis les années 1970. Cette activité minière produit annuellement 110 000 tonnes de sel et génère des marges bénéficiaires variant entre 1,5 et 3 milliards de franc cfa (Sarr, 1997). A cette activité minière, s'ajoutent d'autres activités telles que le tourisme, le maraîchage et l'arboriculture fruitière. De ce fait, il joue un rôle socio-économique non négligeable pour le pays. C'est le seul lac de la côte nord qui maintienne un plan d'eau permanent. Cependant, depuis quelques années le niveau du lac ne cesse de baisser à des proportions inquiétantes, menaçant ainsi toutes les activités socio-économiques.

Objectif général des recherches entreprises

Conscient de l'importance de cet écosystème, le gouvernement du Sénégal a intégré le projet « **étude scientifique du lac Retba** » dans le programme d'appui au secteur minier (PASMI) financé par l'Union européenne. En effet, la sauvegarde de cet hydrosystème, passe entre autres par une *connaissance approfondie et intrinsèque des interactions entre les différentes composantes de l'hydrosystème que sont le lac, la nappe phréatique, la mer et les étangs*. L'étude de ces interactions fait l'objet de ce présent travail.

▪ **Objectifs spécifiques**

- ✓ Cartographier le contact « eau douce-eau salée » au droit de la dune littorale ;
- ✓ Déterminer le modèle de fonctionnement de l'écosystème eu égard aux ; interactions entre les différentes composantes ;
- ✓ Quantifier la sédimentation haline dans le lac.

▪ **Objectif de développement**

- ✓ Proposer un taux d'exploitation du sel pour maximiser le potentiel économique.

Approches méthodologiques

Pour atteindre ces objectifs, un dispositif expérimental a été mis en place pour la prise en charge des paramètres hydrologiques, hydrogéologiques, et hydrochimiques. Pour ce faire :

1. un réseau de piézomètres et de puits a été mis en place pour l'observation de la nappe ;

2. une échelle limnimétrique est implantée dans le lac pour le suivi de l'évolution de son plan d'eau, une bathymétrie du lac est effectuée afin de situer les fonds du lac par rapport au niveau marin ;

3. un échantillonnage des eaux, est effectué afin de comprendre les transferts d'eau et de solutés dans les différents réservoirs ;

4. des sondages géophysiques (sondages électriques verticaux (SEV)), en tomographie et en sondages électromagnétiques à basse fréquence (EM)), sont effectués afin d'étudier et de cartographier la morphologie du contact eau douce-eau salée, sur la dune littorale ;

5. La topographie du bassin est réalisée afin de cartographier les unités morphologiques et la dynamique du niveau piézométrique de la nappe phréatique.

Structuration du mémoire

Le présent document est structuré en quatre parties :

La première partie est consacrée au contexte climatique, géologique, géomorphologique, hydrogéologique et hydrologique de la zone d'étude. Une caractérisation du climat, dans le cadre régional, a été effectuée en utilisant les données de l'Agence Nationale de l'Aviation Civile et de la Météorologie (ANACIM) pour la station de Dakar-Yoff.

La deuxième partie expose les méthodes d'étude des hydrosystèmes salins et montre celles qui sont utilisées dans le cadre de ce travail. Celles-ci vont de la méthode hydrodynamique à la méthode géophysique en passant par la chimie et particulièrement par l'isotopie, la limnimétrie et la bathymétrie. L'analyse statistique multivariée des données chimiques a été également utilisée en vue d'identifier les différentes catégories d'eau, au droit de la flèche littorale, et les relations qui existent entre elles.

La troisième partie, elle, relate les protocoles expérimentaux et les différentes acquisitions des données in situ. Dans cette partie, sont également présentées les différentes étapes du traitement des données.

La quatrième partie, présente les résultats sous l'optique des interactions entre les différentes composantes de l'hydrosystème du lac Rétba. Cette partie est articulée en quatre chapitres que sont :

Chapitre 1 : expose une réponse de la géophysique par une cartographie du contact eau douce-eau salée.

Chapitre 2 : donne une réponse de la chimie sur la relation entre l'océan, la nappe, le lac et les étangs par une analyse complète des paramètres chimiques issus des trois campagnes d'échantillonnage et, par une étude détaillée de l'évolution saisonnière des faciès chimiques des eaux. Dans ce chapitre, une attention particulière est accordée à la chimie de la nappe de la dune littorale par une étude de la stratification de ces eaux en utilisant particulièrement les isotopes lourds de l'eau.

Chapitre 3 : aborde d'abord l'analyse de l'hydrodynamisme des eaux de la nappe phréatique ainsi que l'évolution interannuelle des fluctuations de cette nappe. Ensuite, l'analyse limnimétrique et bathymétrique du plan d'eau du lac qui permet de démontrer la relation hydrodynamique entre le lac et l'océan d'une part et entre le lac et la nappe phréatique d'autre part.

Chapitre 4 : le bilan hydrologique du lac est exposé et le dépôt salin quantifié. Dans ce chapitre, est exposé le modèle conceptuel issu de tous les résultats obtenus (chimiques, piézométriques, hydrodynamiques, et géophysiques) et qui explique la résilience du lac face à l'assèchement.

Enfin, une conclusion générale, synthétisant les principaux résultats obtenus ainsi que les informations scientifiques qui en découlent, clôture ce document de thèse. Des recommandations ont été également formulées en vue d'aider la prise de décision en ce qui concerne la gestion rationnelle de l'hydrosystème du lac et sa sauvegarde.

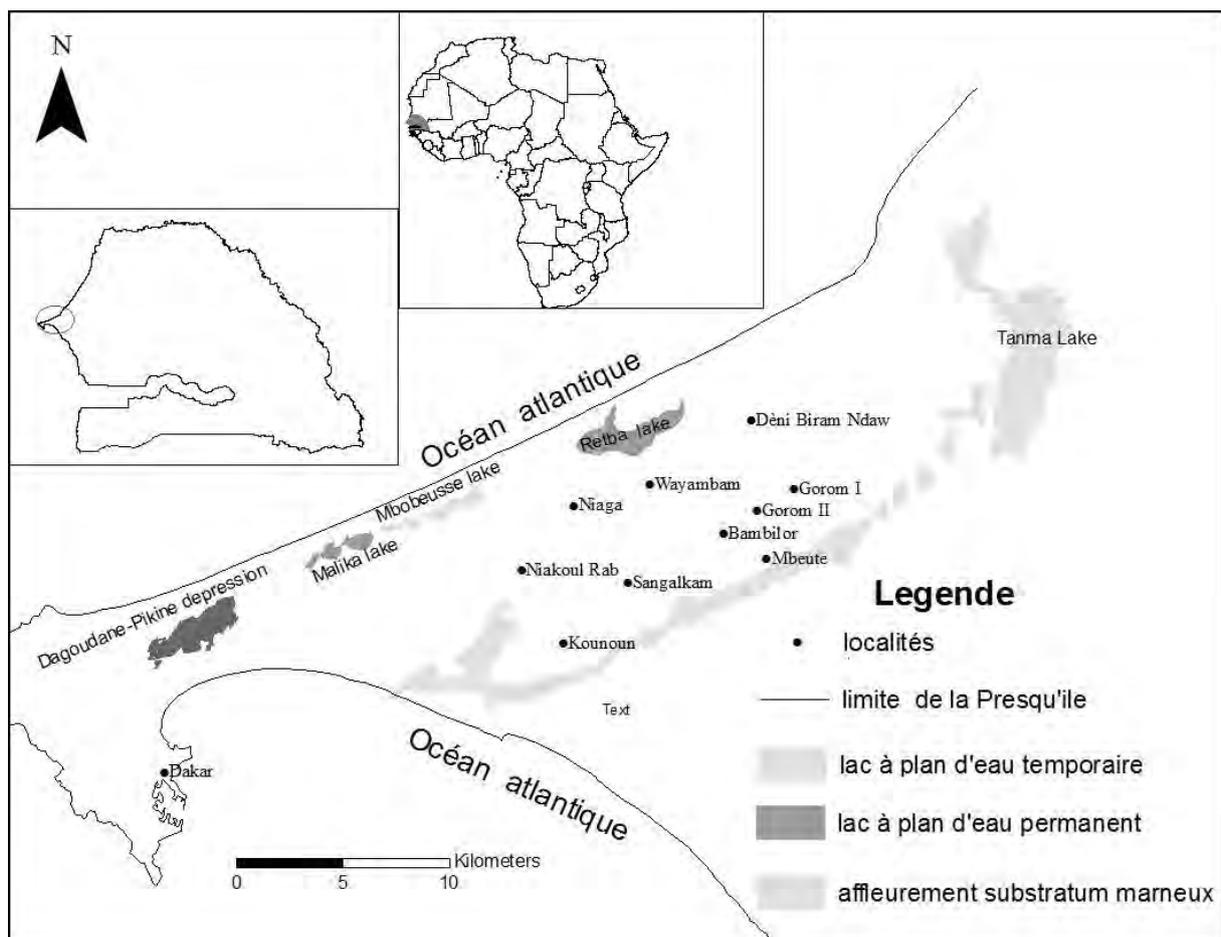


Figure 1: Carte de localisation du bassin versant du lac Rébba (BVLR)

***PARTIE I : CONTEXTE CLIMATIQUE,
GEOLOGIQUE, GEOMORPHOLOGIQUE,
HYDROGEOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE DE
LA ZONE D'ETUDE***

CHAPITRE I : LE CLIMAT

Le Sénégal est couvert par deux bandes climatiques à disposition latitudinale de part et d'autre de l'isohyète 500 mm. Au nord de cette isohyète, se trouve le domaine sahélien et au sud le domaine soudanien (Malou, 2004). En fonction des influences aérologiques, chacune de ces bandes climatiques est subdivisée en trois régions climatiques que sont les régions nord, sud et littorales (Figure 2).

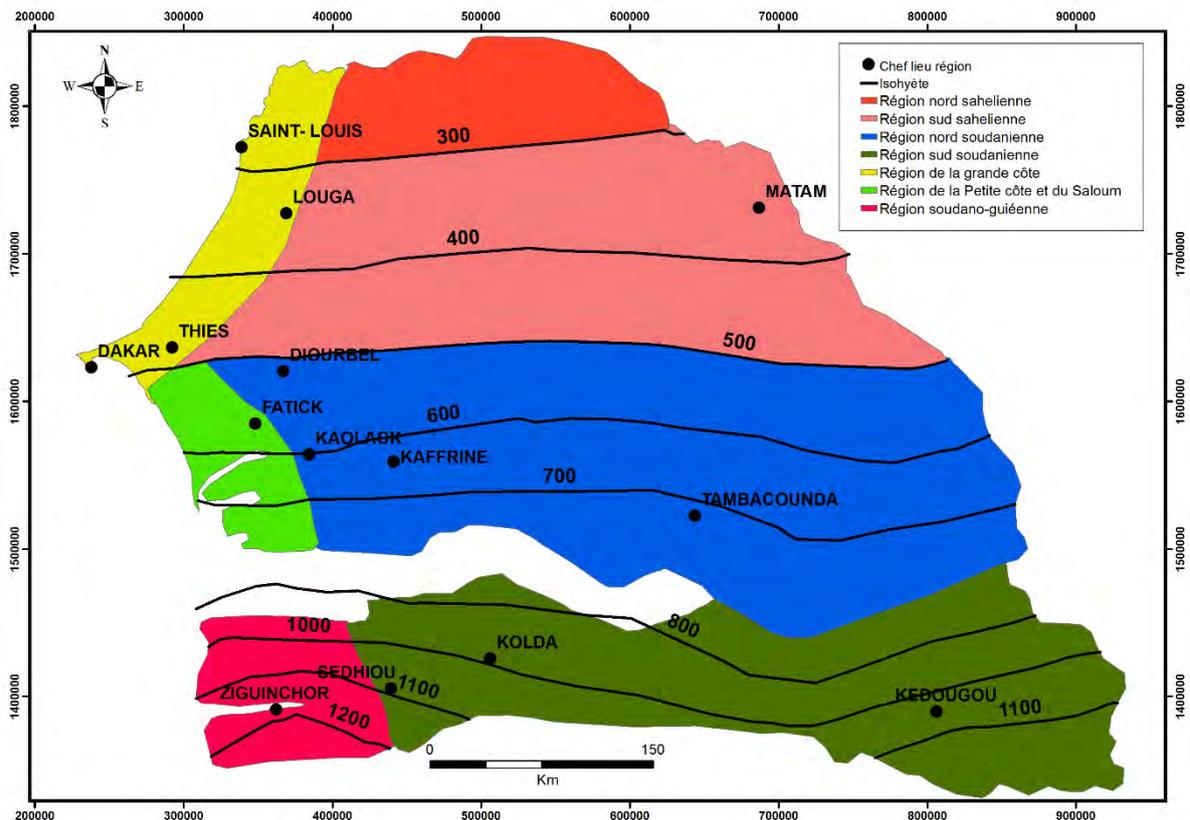


Figure 2 : Les différentes zones climatiques du Sénégal (Malou, 2004)

La zone d'étude se trouve dans la région climatique de la grande côte. Cette région climatique est en permanence occupée par l'alizé maritime, en provenance de l'anticyclone des Açores. Cette influence maritime se traduit par un adoucissement des températures et un accroissement de l'humidité relative.

La partie qui suit est consacrée à un aperçu de la climatologie de la presqu'île du Cap-Vert. Les données utilisées sont issues de l'Agence National de la Navigation Civile et de la Météorologie (ANACIM). Ces données étaient acquises à la station synoptique de Dakar-Yoff. Ce sont des données mensuelles de température, de pluviométrie, d'humidité relative, d'ensoleillement, d'évaporation Piche et de la vitesse du vent. Au niveau du bassin versant du lac, quelques paramètres climatiques ont été acquis au pas de temps journalier.

I. Variabilité temporelle de la Pluie

La pluie est un paramètre déterminant la disponibilité des ressources en eaux de surface et souterraines et le renouvellement des stocks en place. C'est ainsi que pour mieux connaître l'évolution des eaux souterraines et de surface, une bonne connaissance de la pluviométrie et de sa variabilité spatio-temporelle s'avère nécessaire.

Le bassin du lac Retba est caractérisé par une courte saison des pluies (3 à 4 mois) et une saison sèche beaucoup plus longue (8 à 9 mois). La mise en place de la saison des pluies est liée à l'entrée dans le territoire sénégalais du front intertropicale (FIT) qui est le tracé au sol de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Le FIT est défini comme étant la ligne de contact, en surface, entre ce vent chaud et sec du nord-est et le vent chaud et humide du sud-ouest (**Adefolalu, 1983**). Ce vent chaud et humide du sud-ouest constitue la mousson qui est favorable au développement des précipitations. Il s'établit ainsi, sur le continent, pendant la période allant du mois de mai au mois de septembre *in* (**Gaye, 2002**). Par ailleurs, les travaux de **Sultan et Janicot (2004)** fournissent de plus amples détails sur le déplacement du FIT dans la zone Afrique de l'ouest.

L'analyse de la pluviométrie est faite sur une série de données collectées entre 1900 et 2013 par l'ANACIM. Cette analyse se réfère à la normale 1951-1980. En effet, elle constitue la référence de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) à partir de laquelle sont analysés les régimes climatiques (**Ferry et al., 1998; Ouédraogo, 2001**).

I.1. A l'échelle mensuelle

La figure 3 montre les moyennes mensuelles des hauteurs de pluie, pendant la période 1970-2000 à la station de Dakar-Yoff. Elle montre que les pluies supérieures à 5 mm commencent au mois de juin et se terminent au mois d'octobre. Cependant, quelques précipitations sont enregistrées pendant la période sèche, surtout aux mois de janvier et février. Ces précipitations faibles, appelées « Heug » en wolof qui est la langue locale, sont dues au déplacement des masses d'air froid, des latitudes tempérées et polaires qui arrivent par advection aux basses latitudes (**Gaye, 2002**). Le mois d'août reste le mois le plus pluvieux avec une moyenne mensuelle de 160 mm, suivi du mois de septembre qui enregistre une moyenne de 115 mm.

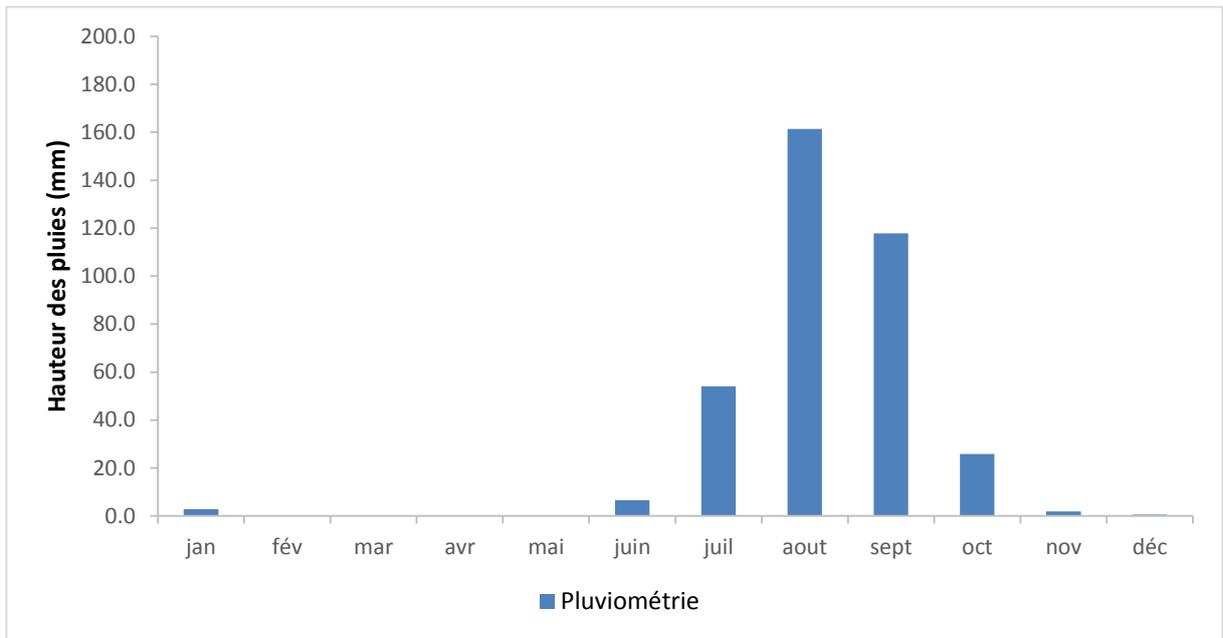


Figure 3 : Moyennes mensuelles de la pluie entre 1970 et 2013 à la station de Dakar-Yoff

I.2. A l'échelle annuelle

A la station de Dakar-Yoff, l'observation de la série de données montre une forte variabilité interannuelle de la pluviométrie au courant de la période 1900-2013. La moyenne pluviométrique pendant cette période est égale à 485 mm. L'évolution interannuelle indique que la série comporte deux périodes (Figure 4) :

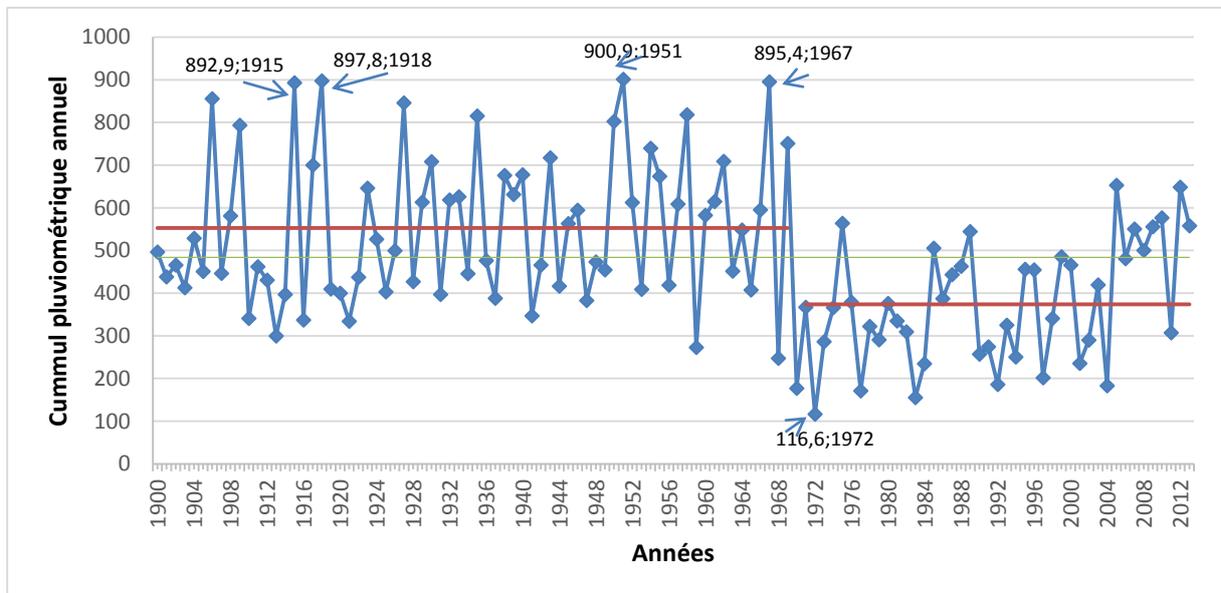


Figure 4 : Evolution de la pluviométrie annuelle à la station de Dakar-Yoff

une première période allant de 1900 à 1969, où la moyenne est supérieure à celle de la série et est égale à 550 mm, et une deuxième période allant de 1970 à 2013 où la moyenne très inférieure à celle de la série est égale à 375 mm. L'observation souligne que l'année 1972 a enregistré le plus faible cummul pluviométrique annuel, pendant cette période, avec 116,7 mm tandis que l'année 1951 a le cummul pluviométrique annuel le plus élevé avec 901 mm de pluie.

I.3. Indice pluviométrique

En considérant la normale 1951-1980, la série peut être divisée en deux périodes (Figure 5) : une période allant de 1900 à 1969 et une période allant de 1970 à 2013 :

➤ La période allant de 1900 à 1969

L'évolution des indices pluviométriques (figure 5) montre des excédents pluviométriques qui varient entre 1% (1900) et 83% (1918, 1951). Cependant, des années déficitaires sont notées, avec des déficits compris entre 2 et 49% donc ne dépassant pas 50% par rapport à la normale prise comme référence. Cette période est donc globalement humide.

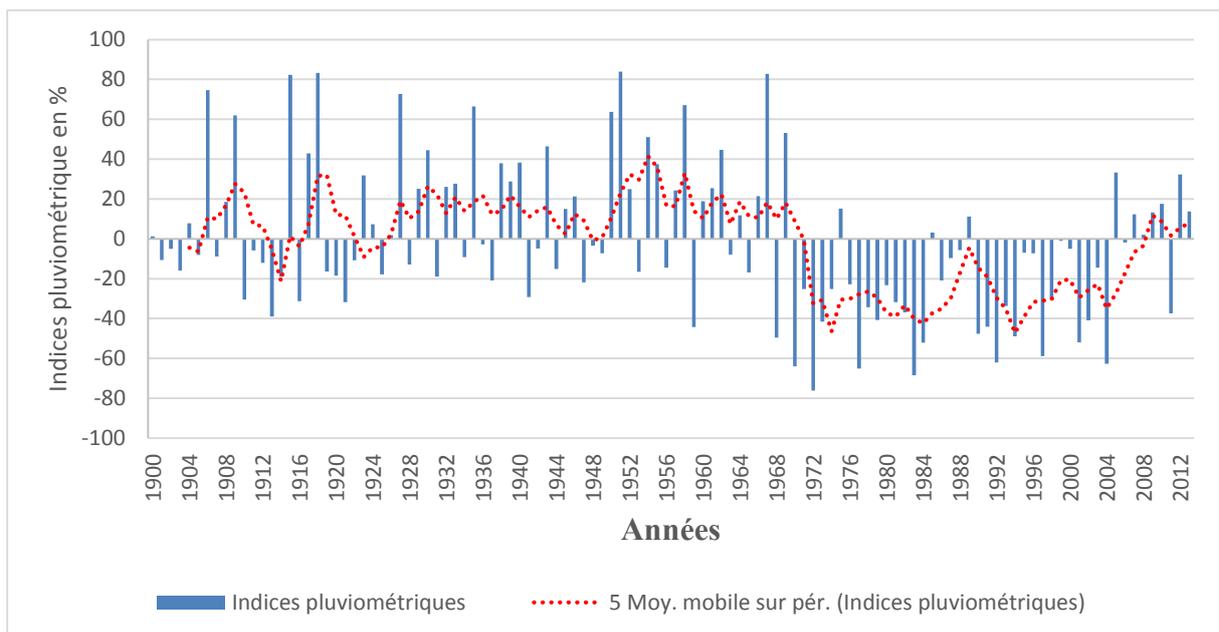


Figure 5 : Evolution des écarts pluviométriques par rapport à la normale 1951-1980

➤ La période allant de 1970 à 2013

Pendant cette période, le nombre d'années déficitaires est largement supérieur à celui excédentaires. Les déficits pluviométriques vont de 63 % (1970) à 2% (2006) alors que les excédents pluviométriques

vont de 3 % (1985) à 33 % (2005) donc ne dépassant pas 50% par rapport à la normale 1951-1980. Du fait de ce fort déficit pluviométrique, cette période est considérée comme sèche.

La moyenne mobile sur 5 années, dans cette période, permet de voir une alternance de petites périodes déficitaires et excédentaires, appelées : cycles déficitaires et cycles excédentaires. A partir de l'année 1970, les périodes déficitaires se généralisent et la sécheresse s'installe.

II. Variabilité thermique

Les températures sont faibles entre le mois de janvier et le mois de juin. La température minimale moyenne mensuelle est de 22 °C et celle maximale moyenne est de 29 °C. Ces températures, relativement basses, comparées à celles de l'intérieur du pays, sont dues à l'influence de l'alizé maritime, vent frais et humide très présent sur la presqu'île et qui adoucit le temps sur le littoral. A partir du mois d'avril, les températures sont à la hausse et atteignent un maximum relatif (30 °C) au mois de juin. En octobre, un maximum absolu est atteint à 28°C. A partir de là, il s'opère un adoucissement thermique jusqu'au mois de janvier/février.

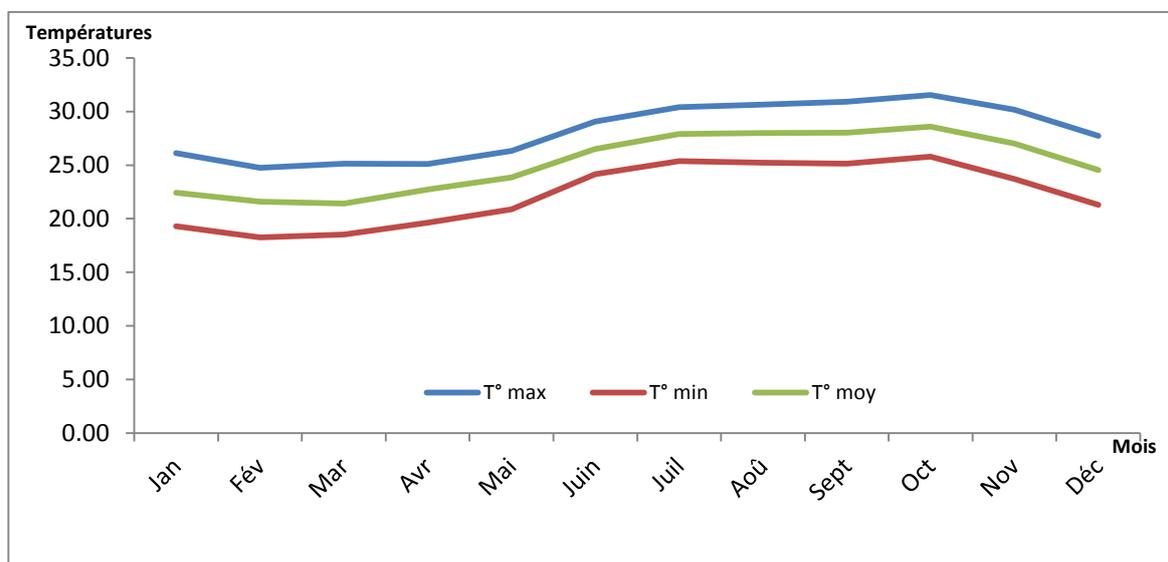


Figure 6 : Evolution des températures moyennes mensuelles

III. Diagramme ombrothermique

La relation entre la pluviométrie et la température est représentée par le diagramme ombrothermique (**Bagnouls et Gaussen, 1957**). Ce diagramme (Figure 7) permet de voir que seuls deux mois (à savoir août et septembre) ont une pluviométrie supérieure au double de la température. Cela veut dire que même si les pluies sont observées de juin à octobre, seuls ces deux mois restent humides dans la région de Dakar.

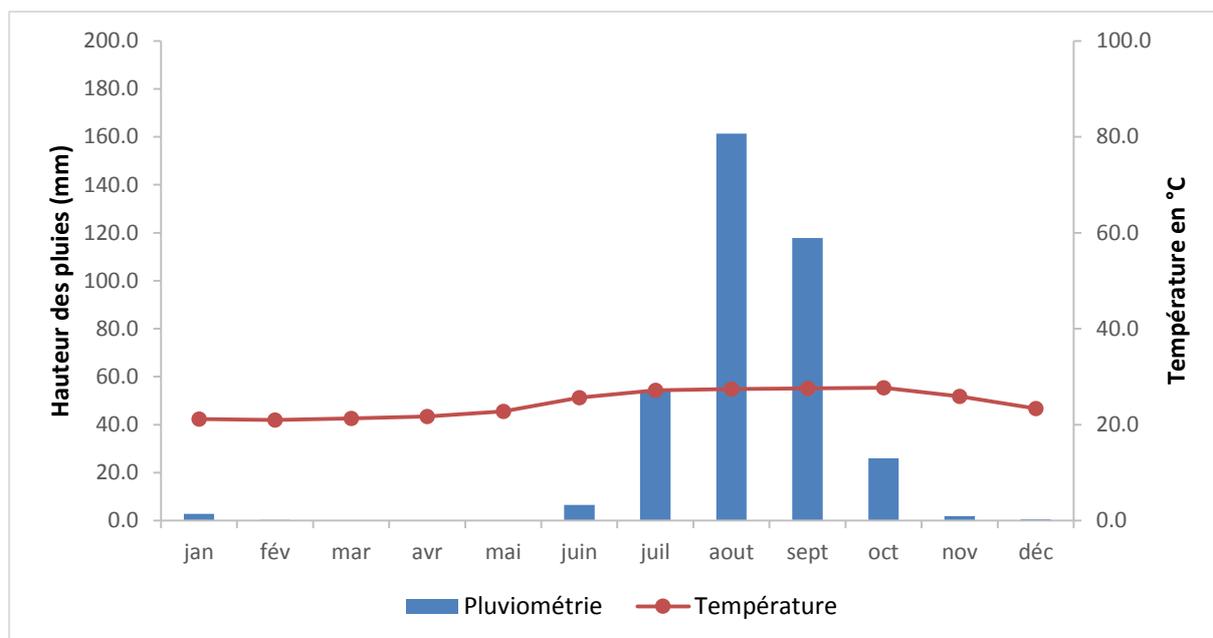


Figure 7 : Diagramme ombrothermique (1970-2000) dans la région de Dakar

IV. Situation des vents

Les vents constituent un paramètre important qui influence le climat. Dans la zone d'étude il souffle trois types de vent :

IV.1. L'Alizé maritime

Généré par l'anticyclone des Açores, l'alizé maritime règne sur la grande côte de juin à octobre. Il s'agit d'un vent frais et humide, chargé d'embruns marins. De direction NNW-SSE, il se cantonne principalement à la côte.

IV.2. L'alizé continentale ou harmattan

Vent chaud et sec, le harmattan est généré par l'anticyclone maghrébin. Sa sécheresse lui confère une forte capacité évaporatoire d'où sa grande influence sur l'évaporation. Il souffle, pendant toute la saison

sèche (de décembre/janvier à mai/juin), sur l'ensemble du pays mais son influence sur la côte est limitée par la présence de l'alizé maritime.

IV.3. La mousson

En hiver austral, l'anticyclone de Saint Helene, situé dans l'atlantique sud, se renforce et génère la mousson.

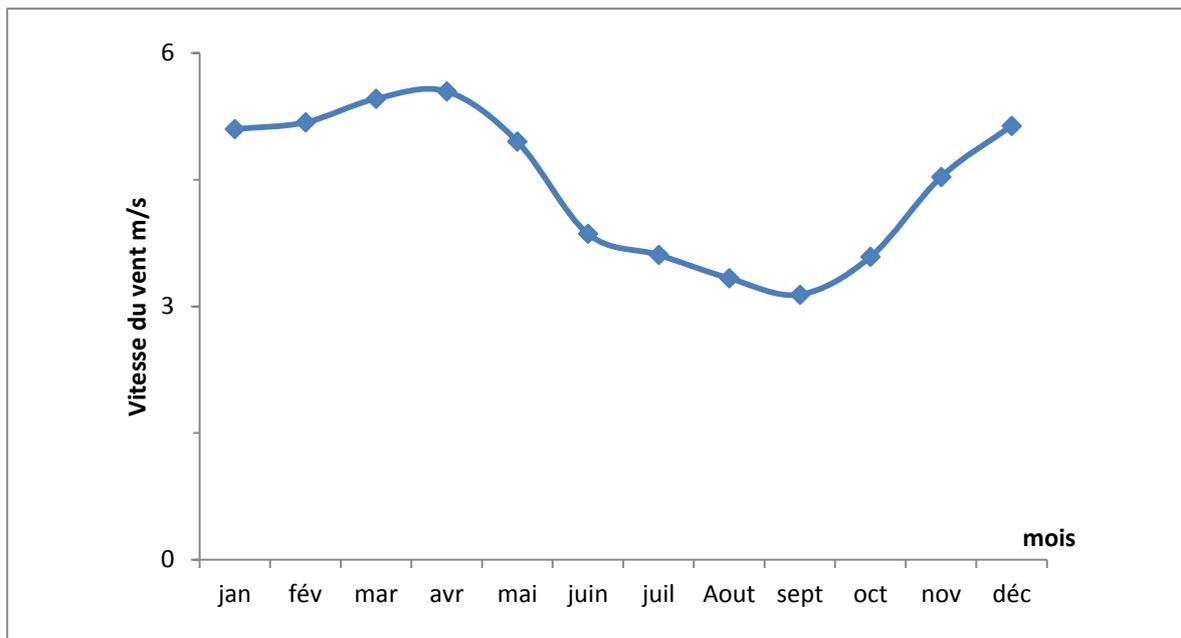


Figure 8 : Variations des moyennes mensuelles de la vitesse du vent à la station Dakar-Yoff

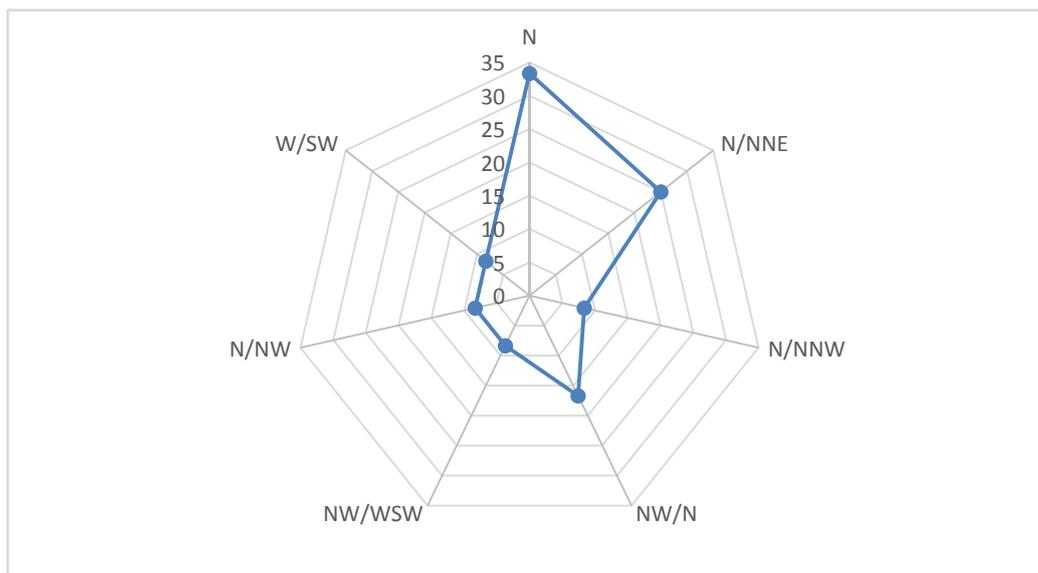


Figure 9 : Distribution des fréquences de la direction du vent à la station Dakar-Yoff

Ce vent pénètre sur le territoire sénégalais, en mai/juin, selon une direction SE-NW et s'étend progressivement jusqu'en septembre/octobre. Il est à l'origine des précipitations dans toute l'Afrique occidentale.

Les vents évoluent sur la presqu'île du Cap-Vert avec une fluctuation de type sinusoïdale. Leur intensité diminue entre le mois d'avril et septembre. Le reste de l'année, ils sont plus actifs (Figure 8). Le maximum est atteint en avril avec 5,5 m/s et le minimum en septembre avec 3 m/s.

Les vents dominants pendant l'année sont ceux de direction N-S avec une fréquence de 33% suivis des vents de direction SSW/NNE avec une fréquence de 25% (Figure 9).

V. Humidité relative

L'humidité relative est haute toute l'année (comprise entre 60 et 80 %), sur la grande côte (Figure 10) (Leroux, 1983).

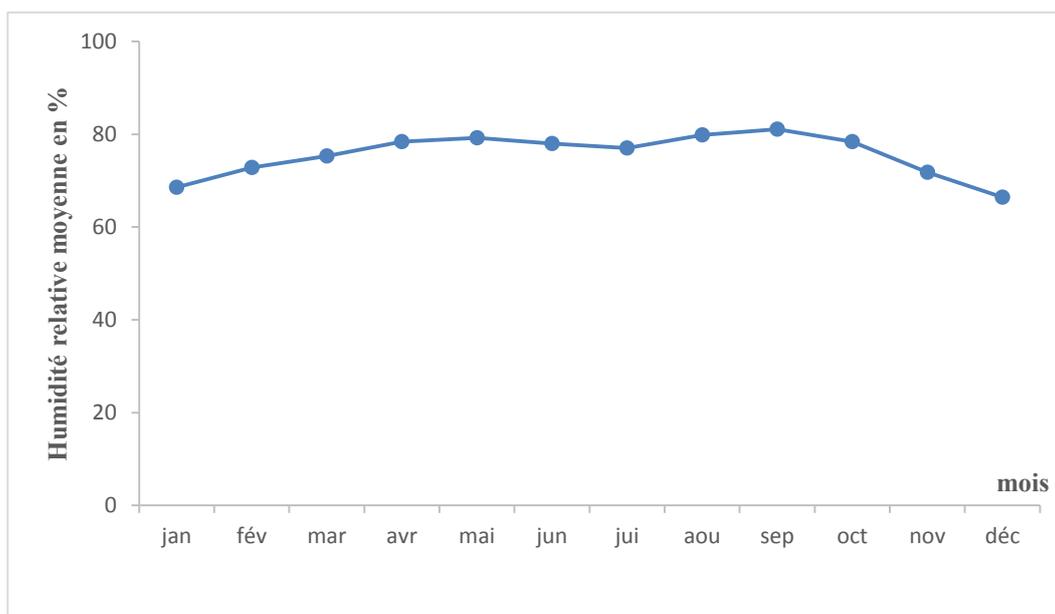


Figure 10 : Evolution mensuelle de l'humidité relative à la station de Dakar-Yoff

Le maintien de cette forte humidité relative à Dakar s'explique par sa position avancée sur l'océan atlantique contrairement aux autres stations continentales.

VI. insolation

L'insolation est maximale au mois d'avril (Figure 11) avec une moyenne de 9 h/J. Par contre, les faibles valeurs sont observées pendant la saison des pluies et s'expliquent par l'abondance de la couverture nuageuse. Sa valeur minimale est de 6 h/j, observée au mois d'août.

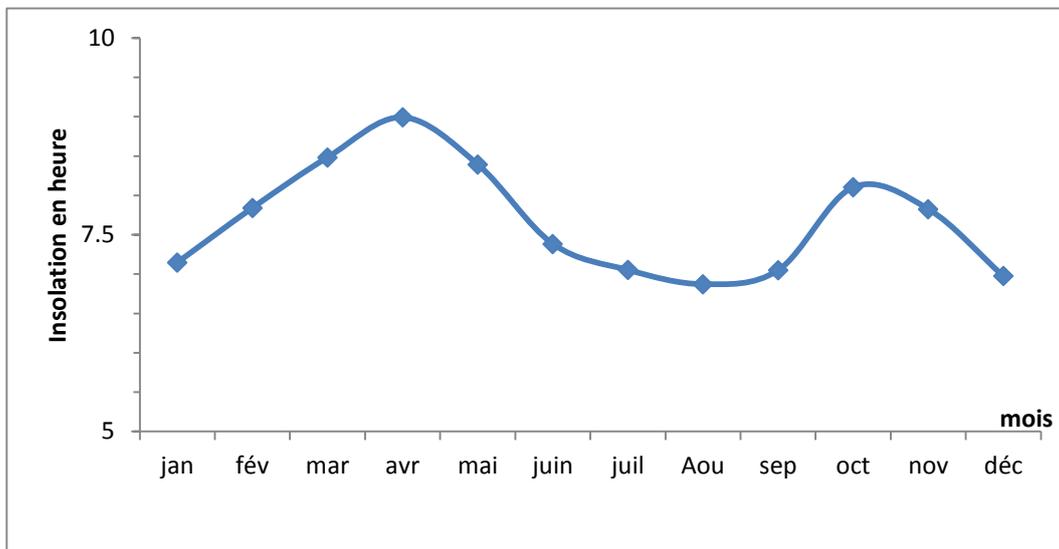


Figure 11: Evolution du nombre d'heure d'insolation pendant l'année à la station de Dakar-Yoff

VII. Evaporation

VII.1. Evaporation réelle (ER)

VII.1.1. Valeur« Piche »

L'évaporation est fortement influencée par les paramètres climatiques déjà évoqués tels que le vent et l'insolation. A Dakar, l'évaporation est faible et cela est dû à l'influence de la mer qui se traduit par la présence de l'alizé maritime. Le maximum (3,8 mm/J) est observé en décembre, (Figure 12) le minimum (1,8 mm/j) est atteint en septembre. Cela s'explique par la forte couverture nuageuse qui diminue la durée d'insolation pendant la saison des pluies. Il s'y ajoute également l'accrétion du vent qui ventile d'avantage l'atmosphère.

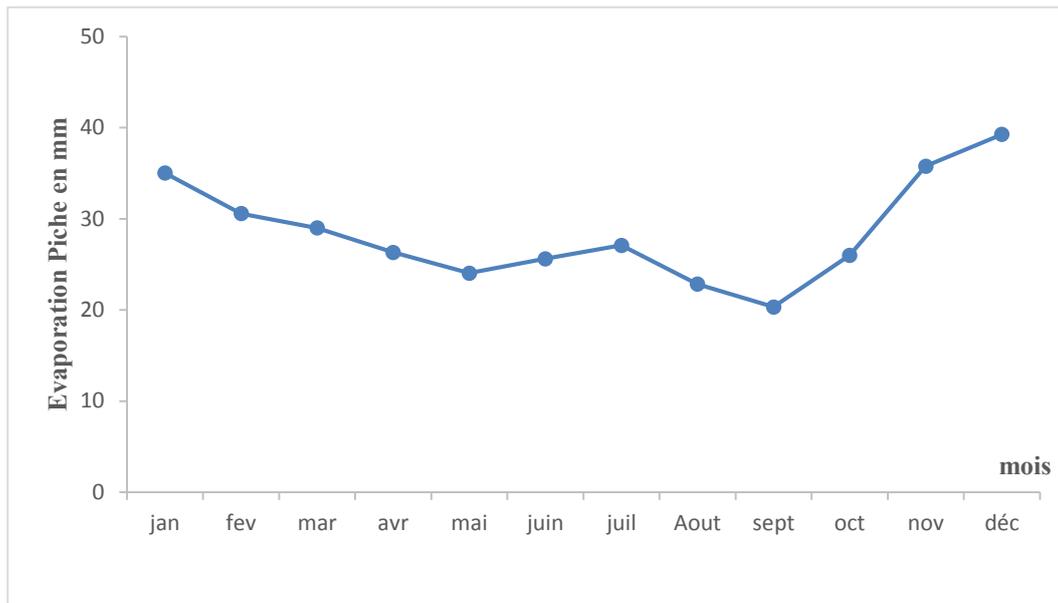


Figure 12 : Evolution de l'évaporation Piche à la station de Dakar-Yoff

VII.2. Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle (ETP) inclut la transpiration des surfaces biologiques telles que les plantes et l'évaporation physique des plans d'eau superficiels et des nappes d'eau souterraine. Elle représente la demande de l'atmosphère en eau pour qu'il y ait saturation. Cette évapotranspiration potentielle est calculée en utilisant des méthodes indirectes, ou bien mesurée par des méthodes directes.

Les méthodes directes utilisent le bilan hydrique. Les méthodes indirectes utilisent des formules basées sur le bilan énergétique ou bien sur la mesure des paramètres aérodynamiques. Les plus courantes sont celles de Penmann, de Turc et de Thornthwaite.

VII.2.1. Méthode de Penmann

Elle nécessite la connaissance de la pression de vapeur, du rayonnement net, de la constante psychrométrique, de la chaleur latente de vaporisation et de la vitesse du vent. En effet, la formule de Penman combine l'approche aérodynamique de Dalton et une approche par le bilan d'énergie (d'où le nom d'approche combinatoire) (Oudin, 2004). La formule de Penman-Monteith est une dérivée de la formule de Penman qui fait intervenir explicitement des paramètres liés aux caractéristiques de la végétation (Oudin, 2004). La formule est la suivante :

$$ETP = \frac{\frac{\Delta * Rn + \gamma * Ea}{\Delta + \gamma}}{\rho_w * \lambda}$$

Avec :

Δ est la pente de la courbe de pression de vapeur saturante en fonction de la température de l'air (en KPa/C) ;

Rn est le rayonnement net incident (en MJ/m²/J) ;

γ est la constante psychrométrique égale à 0,066 KPa/°C ;

λ est la chaleur latente de vaporisation (en MJ/m²/J) ;

$E_a = 0,35(0,5+U)(e_a - e_d)$ avec e_a la pression de vapeur saturante à la température de l'air (en KPa) et e_d pression de vapeur effective (en KPa) ;

U est la vitesse du vent en m/s.

ρ_w est la masse volumique de l'eau

VII.2.2. Méthode de Turc

Elle dérive d'une simplification de la formule de Penmann, qui ne nécessite que la connaissance des températures et de la radiation globale ou la durée d'insolation. Cette formule est la suivante :

$$\text{ETP (mm)} = K * \frac{T}{T+15} * (Rg + 50) \text{ si hr est supérieur à 50\%}$$

$$\text{ETP (mm)} = K * \frac{T}{T+15} * (Rg + 50) \left(1 + \frac{50-hr}{70}\right) \text{ si hr est inférieur à 50\%}$$

-K = 0,013n avec n le nombre de jours de la période considérée

Ainsi ETP/mois K = 0,4

ETP/an k = 4,8

-T est la température moyenne mesurée sous abri au cours de la période considérée (°C) ;

-hr est l'humidité relative de l'air en % ;

- Rg est la radiation solaire globale (cal/cm²/jour) évaluée à partir de la durée d'insolation h ;

$$Rg = I_g a (0,18 + 0,62) \frac{h}{H} ;$$

h est la durée d'insolation ;

H est la durée astronomique du jour (heure/jour) ;

Iga est la radiation solaire directe moyenne en l'absence de l'atmosphère.

H et Iga varient en fonction de la latitude et sont données par les tables.

VII.2.3. Méthode de Thornthwaite

L'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) de Thornthwaite, valable pour le mois m, est donnée par la formule suivante :

$$ETP = 16 \left[\frac{10T_m}{I} \right]^K * b$$

Où I est l'indice thermique annuel donné par :

$$I = \sum_{k=1}^{12} \left(\frac{T_k}{5} \right)^{1,514}$$

T_k est la moyenne de la température du mois k

$$K = 67,75 \cdot 10^{-7} * I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} * I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} * I + 0,49$$

T_m est la température moyenne mensuelle du mois m considérée en °C et b est un facteur correctif lié à la latitude (durée maximum d'ensoleillement) donnée par les tables.

En tenant compte des données dont nous disposons, nous avons utilisé les formules de Turc et de Thornthwaite pour estimer l'évapotranspiration potentielle. Les moyennes mensuelles de l'évapotranspiration potentielle ont été calculées sur une période de 10 ans comprise entre 2002 et 2012 (voir annexe 1).

La figure 13 montre l'évolution des moyennes mensuelles de l'ETP comparées avec les hauteurs de pluie. Pendant la saison des pluies, les moyennes mensuelles de l'ETP, calculées selon la méthode de Thornthwaite, sont toujours supérieures aux moyennes mensuelles de la pluie. Ces valeurs d'ETP passent par deux maxima, un au mois de juillet, avec une moyenne de 175 mm/mois et un deuxième au mois d'octobre avec une moyenne de 174 mm/mois.

Pour la méthode de Turc les valeurs maximales sont observées, pendant la saison sèche, avec une moyenne de 150 mm aux mois d'avril et de mai. Pendant la saison des pluies, les valeurs d'ETP, selon la méthode de Turc, sont faibles, avec des moyennes mensuelles qui tournent autour de 120 mm.

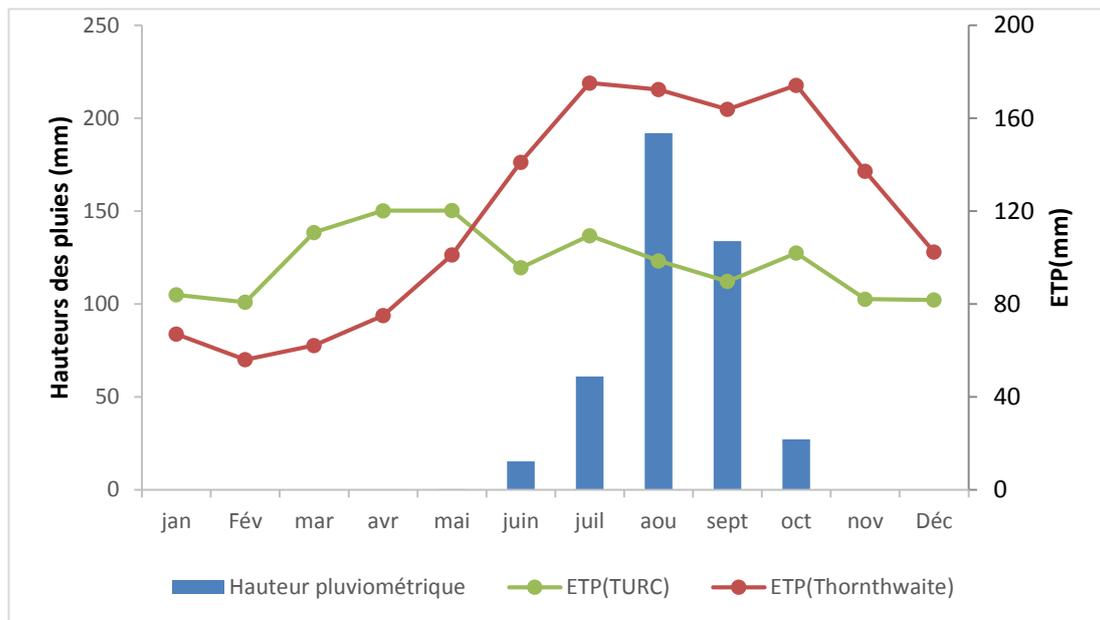


Figure 13: Variation mensuelle de l'évapotranspiration potentielle de Turc et de Thornthwaite et évolution de la moyenne mensuelle de la pluie (1970-2000) à la station de Dakar-Yoff

L'évapotranspiration potentielle étant la demande évaporatoire de l'atmosphère pour arriver à saturation, pendant la saison des pluies elle devrait diminuer du fait de la forte humidité et augmenter pendant la saison sèche du fait de la sécheresse de l'atmosphère. Le modèle de Thornthwaite ne montre pas cette évolution. En effet, les valeurs d'ETP observées, pendant la saison des pluies (de juin à décembre), sont supérieures à celles observées pendant la saison sèche (de janvier à mai). C'est l'inverse qui est observé pour les valeurs obtenues avec la méthode de Turc. La méthode de Thornthwaite tend donc à surestimer les valeurs d'ETP, particulièrement en période humide, probablement à cause du rôle prépondérant occupé par la température. Ce qui est en accord avec les travaux de **Shaw (1994)**. Le modèle de Turc donc reflète plus la réalité climatique comparé au modèle de Thornthwaite d'où son utilisation pour le bilan hydrologique du lac.

D'après la méthode de Turc, au mois d'août et au mois de septembre, les moyennes mensuelles des précipitations sont supérieures à celles de l'ETP. Cela veut dire que seuls ces deux mois ne présentent pas de bilan hydrique déficitaire.

La moyenne des cumuls annuels est de 1428 mm/an selon la méthode de Thornthwaite et de 1469 mm/an selon celle de Turc. Les cumuls varient entre 1458 et 1493 mm/an. Les auteurs comme **Henry (1972)**, **Vallet (1972)** et **Lenclud (2005)** estiment que l'évapotranspiration varie entre 1500 mm et 2200 mm/an, dans la Presqu'île du Cap-Vert.

CHAPITRE 2 : GEOLOGIE ET TECTONIQUE

I. Géologie

La géologie du bassin versant du lac Retba est partie intégrante de celle du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien. Ce bassin est limité au nord par le bassin d'El Ayoun et la dorsale de Riguibat,

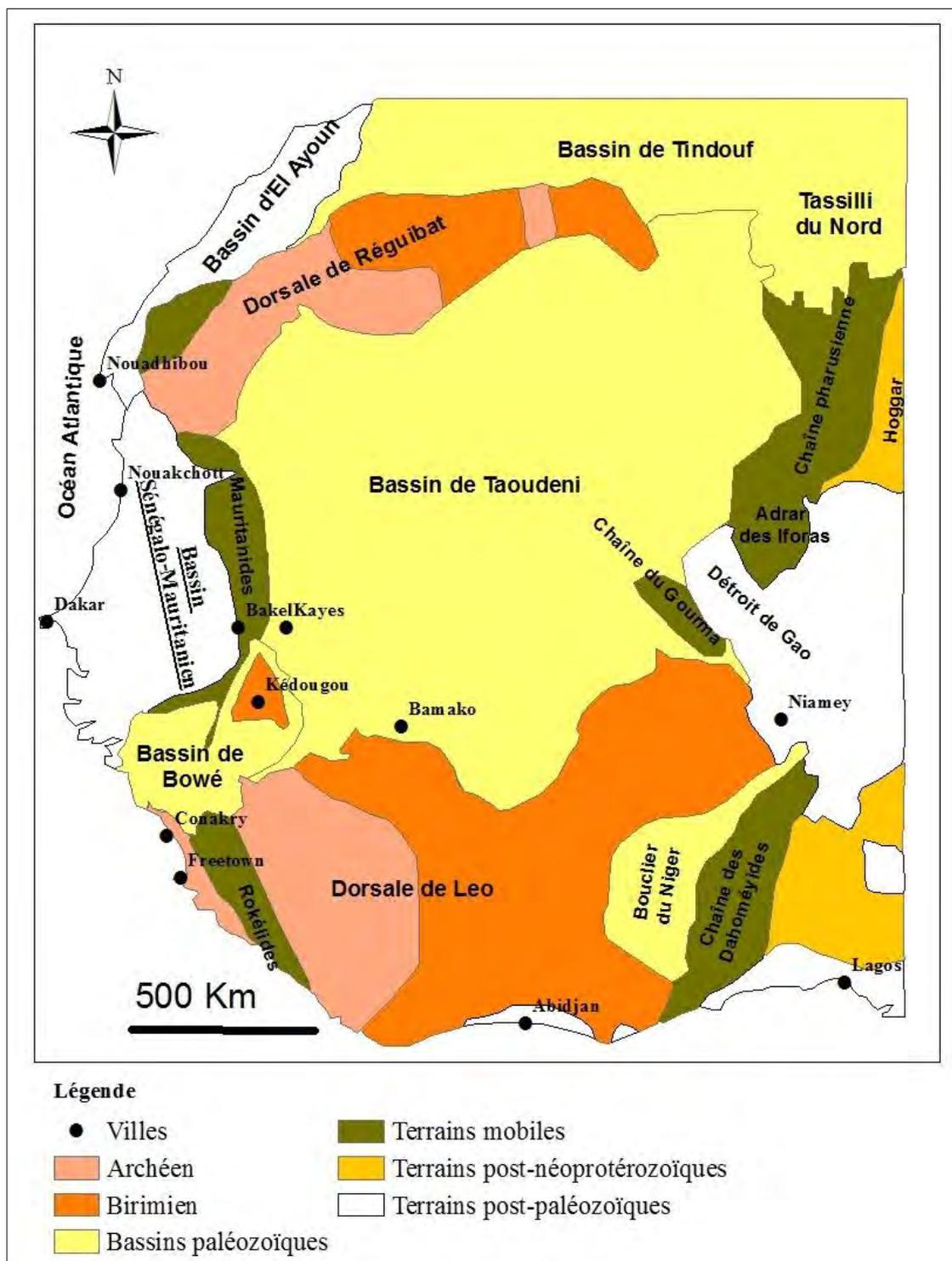


Figure 14 : Carte géologique du craton ouest africain d'après (Trompette, 1973).

à l'est par la chaîne des Mauritanides, au sud par le bassin de Bowé et à l'ouest par l'océan atlantique (Figure 14) : La séquence stratigraphique atteignant 10.000 mètres d'épaisseur à la latitude de la presqu'île du Cap-Vert, le bassin sédimentaire a enregistré deux périodes de manifestations de volcanisme de fissuration au Tertiaire (Lutétien à Pliocène) et au Quaternaire. Ces manifestations volcaniques sont situées dans la région de Thiès et dans la presqu'île du Cap-Vert.

I.1. Principales formations géologiques

Dans cette synthèse nous nous sommes intéressés aux formations superficielles de l'Éocène inférieur à l'Actuel. Nous proposons une synthèse tirée essentiellement de **Sow et al (2010)** et de la « Notice explicative commune des cartes géologiques à 1/50 000 et 1/20 000 de la zone d'activité du Cap-Vert » de **Roger et al. (2009)**. La distribution des affleurements géologiques de la Presqu'île est illustrée par la figure 15.

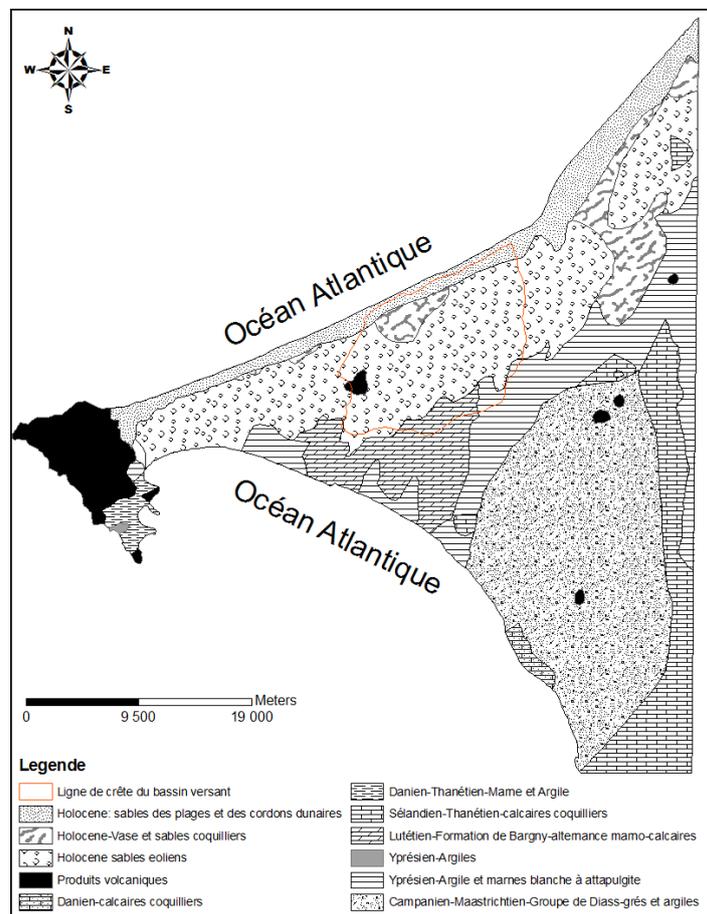


Figure 15 : Carte géologique de la Presqu'île du Cap-Vert (Roger et al 2009)

I.1.1. Le Tertiaire

I.1.1.1. L'Eocène inférieur

Durant cette période, la mer atteint son extension maximale à l'est du bassin. Les dépôts d'argiles, de marnes, de calcaires argileux à silex et de phosphates sont dominants (**Monciardini, 1966**).

Les dépôts caractéristiques de l'Eocène inférieur sont des argiles papyracées blanches ou gris-claires se débitant en plaquettes, formées essentiellement d'attapulgites. Des horizons marno-calcaires peu épais, à silex, phosphate et glauconie, surmontent le Paléocène. Au-dessus de ces formations, viennent des argiles papyracées et des marnes particulièrement épaisses, dans la région de Rufisque-Rétba. Dans le sondage Rétba 1, situé à l'ouest du lac Rétba, on observe la plus grande épaisseur de l'Eocène inférieur (502 m). Ces marnes sont épaisses et sont rencontrées entre 291 et 793 m de profondeur.

I.1.1.2. L'Eocène moyen

L'Eocène moyen affleure à Dakar et correspond à la Formation de la Poudrière constituée de marnes jaunes à grises et d'argiles, à la formation de la plage de l'Anse Bernard (**Elouard, 1965a, 1965b; Monciardini, 1966**) composée de calcaires argileux et de marno-calcaires.

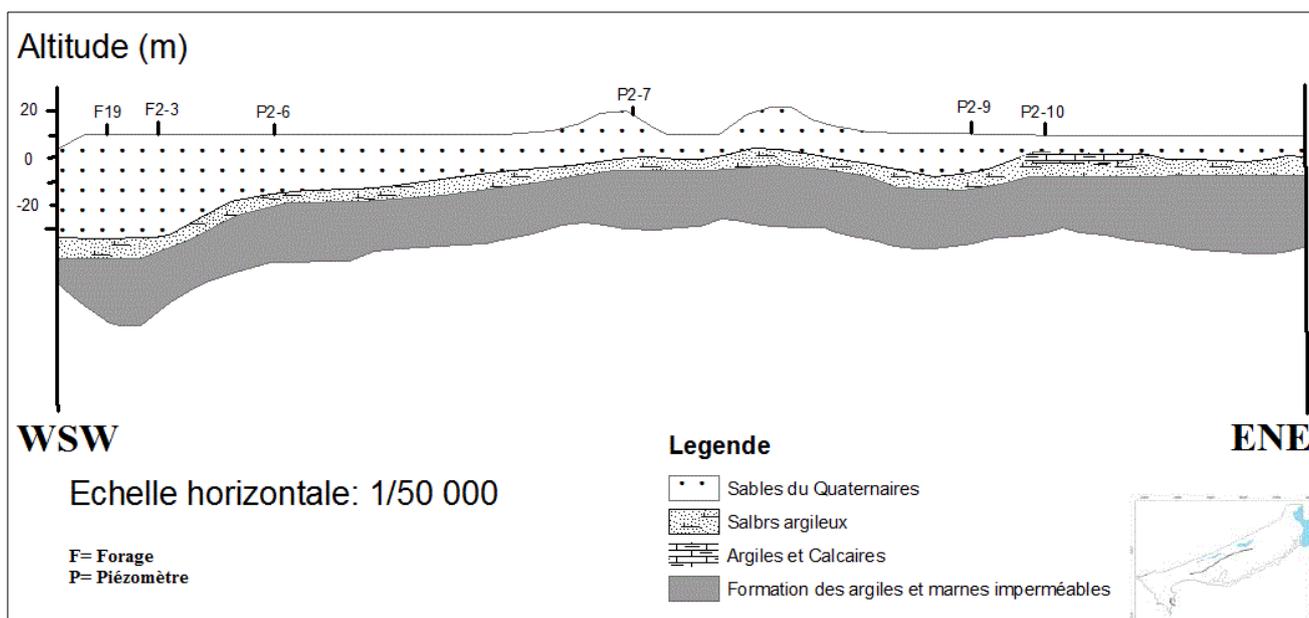


Figure 16 : Coupe transversale est-ouest (**Chaoui (1996)**, modifié par **Diouf (2012)**)

Cet Eocène moyen, représenté à Bargny, par des marnes blanches intercalées de calcaires, constitue la Formation de Bargny (Figure 15) dont l'épaisseur atteint 250 m dans les sondages au Nord de Rufisque. La puissance de l'Eocène moyen est plus importante dans la bordure occidentale du bassin, notamment au lac Rétba (389 m à Wayambam 1 ; 252 m à Rétba 1).

L'Eocène moyen constitue le substratum imperméable du bassin versant du lac Rétba (Figure 16), il affleure à l'est du lac. Dans le sondage Rétba 1 au SW du lac, il est rencontré à 35 m de profondeur.

1.1.2. Le Quaternaire

La sédimentation est essentiellement détritique à faciès continentaux, entrecoupée, de temps à autre par des dépôts margino-littoraux sur la bordure atlantique. Ceci est observable dans les deltas et estuaires du Sénégal, du Sine-Saloum, de la Gambie et de la Casamance. (Sow et al., 2010)

1.1.2.1. Le Pléistocène

1.1.2.1.1. L'Inchirien

A l'Inchirien, des grès calcaires coquilliers conglomératiques sont notés au virage de Yoff où ils recouvrent une coulée de dolérite altérée du volcanisme des Mamelles. Ces grès en bancs de 1 à 2 m d'épaisseur sont situés à plusieurs mètres au-dessus du niveau marin actuel. La présence d'Amphistigena (Hébrard et Elouard, 1976) est l'une des caractéristiques de ces grès et indique des fonds sableux et des eaux claires et plus chaudes que les eaux actuelles. On retrouve leur présence plus développée à l'ouest de Bargny et à Sindou. Ils y sont préservés en haut de la plage actuelle, 3 mètres au-dessus du niveau marin, sous forme d'une dalle fragmentée.

Ces grès calcaires coquilliers ou beach-rock sont aussi retrouvés au nord du lac Rétba où ils affleurent de part et d'autre de l'ancien exutoire (ancien chenal), actuellement recouvert par les sables dunaires (Diouf, 1984). Les limons de la Pointe de Fann, du Champ de tir des Mamelles et de Yoff datent de l'Inchirien (Hébrard, 1966; Hébrard, 1972b).

1.1.2.1.2. L'Ogolien

De puissants massifs dunaires se développent sur la presqu'île du Cap-Vert, formant six ergs. Ils sont individualisés grâce à l'orientation des dunes, soulignée en photos aériennes et sur les images satellitaires par le contraste avec les sols sombres, humifères des zones inter-dunaires. Sur le terrain la limite des champs dunaires est diffuse. L'erg des dunes rouges est orienté NNE-SSW. Ces dunes rouges sont formées de sables corrodés et ultérieurement rubéfiés par des oxydes de fer, leur épaisseur maximale atteint 50 m. Six ergs sont individualisés. Il s'agit des ergs de :

- Sangalkam
- Pikine
- Keur Massar - Bambilor

- Noto
- Lompoul
- Tivaoune

Ces dunes indiquent la direction du vent dominant, lors de leur formation. Ce vent dominant (alizé continental), soufflant nord-est, imprime à ces dunes continentales cette direction. Il ne s'agit pas de cordons dunaires littoraux mais de dunes continentales mises en place en période désertique. Ces dunes couvrent une grande partie de la presqu'île du Cap-Vert, elles ne s'étendent pas seulement le long de la côte atlantique nord mais elles forment des ergs qui se retrouvent jusqu'à la latitude de la Gambie. Elles témoignent de l'ampleur de la désertification. Les ergs de Sangalkam et de Keur Massar-Bambilor sont observés dans le bassin versant du lac Rétba.

I.1.2.2. L'Holocène

I.1.2.2.1. Le Tchadien

La mer poursuit sa lente et irrégulière remontée et finit par déborder sur le domaine lagunaire au cours d'une période humide. Autour des lagunes, se développe une végétation ligneuse favorisant le dépôt de vases silteuses et la formation de tourbes. Au fini Tchadien, le climat devient plus aride et permet le remaniement des dunes ogoliennes et la rubéfaction des grains de sable. Le niveau marin passe de la cote -5 m (vers 7 000 ans B. P.) à la cote 0 m vers 6 000 ans B. P (Elouard et al., 1975; Elouard et al., 1977; Hébrard, 1972a).

I.1.2.2.2. Nouakchottien

Dépôt de haute-plage, le Nouakchottien (Flandrien) se caractérise par des accumulations de coquilles de mollusque à matrice argilo-sableuse où domine *Senilia senilis*, *Pelcyora isocardia* et *Cerastoderma edule* (Linné). Ces accumulations couvrent de vastes superficies et comblent d'anciens golfes ; elles sont particulièrement développées sur la partie nord de la presqu'île du Cap-Vert, telles qu'à Malika, Rétba et Tanma. Elles caractérisent la zone médiolittorale de fond sableux. Leur accumulation, à des altitudes voisines ou légèrement supérieures au niveau marin, provient de phénomènes de tempêtes à l'origine du remaniement des mollusques et de leur épandage sur le domaine de haute plage.

I.1.2.2.3. Le Tafolien

Il correspond à un épisode aride qui s'interrompt au Dakarien, vers 3 000 ans B.P., puis reprend rapidement. Il en résulte l'édification de cordons littoraux qui régularisent la côte et lui donnent son allure actuelle. L'île de Dakar se raccorde alors au reste du continent. Sur le littoral, entre Dakar et Saint-Louis, s'accumulent des sables qui forment des cordons littoraux riches en minéraux lourds (ilménite, zircon). Le remaniement, des sables des cordons, conduit à la formation des « dunes Jaunes

» du littoral dont l'épaisseur ne dépasse pas 15 m. Dans les dépressions inter-dunaires des Niayes, s'accumulent des sables humifères d'épaisseur maximale de 1 m. Dans la presqu'île du Cap-Vert, des cordons à galets et coquilles, datant de cette période, sont retrouvés aux Almadies, à la Pointe de Fann et au Cap Manuel. Sur le littoral de Pikine et Thiaroye, des terrasses de sables coquilliers issues, partiellement, du remaniement des sables dunaires, sont localisées.

I.1.2.2.4. Le Subactuel et l'Actuel

La même variabilité morpho-dynamique littorale accompagne les deux derniers millénaires. Un épisode humide, le "Saint-Louisien" a lieu entre 2 000 et 1 000 ans B. P. (Elouard et al., 1975; Hébrard, 1966; Hébrard, 1972b). La mer dépose des cordons littoraux coquilliers à Saint-Louis, au lac Rétba, à la Pointe de Fann (Dakar) et sur la Petite Côte (Siëndou, Joal-Fadiouth).

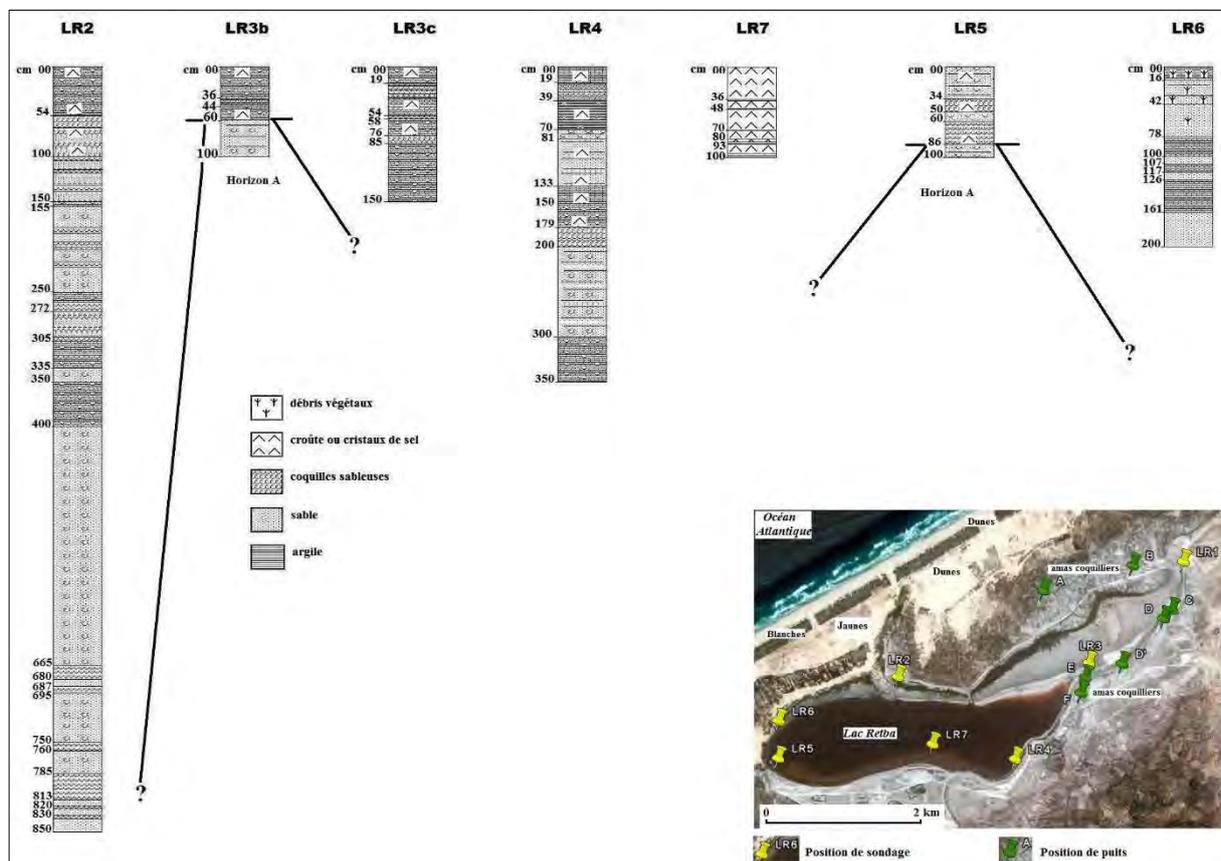


Figure 17 : Dépôts sédimentaires remplissant la cuvette lacustre (Sow et al., 2010)

Au lac Rétba, les sables littoraux enfouis ou en surface renferment une faune de mollusques à *senilia senilis*, une riche microfaune de foraminifères planctoniques et benthiques et des ostracodes. Les niveaux argileux intermédiaires sont riches en diatomées (Sow et al 2006). Un ultime épisode, non encore daté, de dépôts marins associés à un climat légèrement humide a été récemment mis en évidence

au lac Rétba avant sa fermeture définitive survenue il y a 250 ans B. P. Sur le littoral nord se forment de nouveaux cordons de « dunes blanches » vives de quelques mètres de dénivellation qui ferment et isolent définitivement les dépressions littorales dont certaines deviennent sursalées (lac Rétba) avant de s'assécher (lac Tanma). Les dunes blanches sont issues de la remobilisation du sable de plage par la dynamique éolienne. Leur cordon est continu tout le long du littoral nord et mesure près de 2 km de largeur à l'extrémité ouest du lac Rétba et peut progresser de plusieurs mètres par an en saison sèche.

Au niveau du lac Rétba, un dépôt de remplissage de la cuvette lacustre a été cartographié par **Sow** et al. (2010). Ce dépôt est essentiellement constitué de coquilles sableuses, de sable et à la base on y trouve des argiles. (Figure 17).

I.2. Structure géologique

Au plan tectonique, dans le bassin sénégal-mauritanien, six directions de failles et accidents majeurs ont été mis en évidence par **Le Priol** et **Dieng (1985)**. Ce sont :

-la direction NNE-SSO ;

-la direction NE-SO,

-la direction ENE-OSO,

-la direction ESE-ONO,

-la direction SE-NO,

-la direction SSE-NNO.

Dans les parties ouest et nord-ouest du bassin du lac, on observe

➤ entre Dakar et Kayar

Des failles parallèles au rivage qui ont mis en place des horsts et grabens. On peut noter les horsts de Ndiass et de Dakar qui délimitent le graben de Rufisque (**Bellion, 1989**).

➤ entre Kayar et Saint louis

Un bombement appelé dôme de Léona allongé NE-SW, un accident majeur entre Louga et Gnit d'orientation SW-NE et qui sépare la nappe des sables de celui des calcaires lutétiens, une fosse de subsidence établie entre Kelle et Léona.

CHAPITRE 3 : GEOMORPHOLOGIE

I. Le système dunaire

La géomorphologie du littoral est marquée par un système de dunes et de dépressions inter dunaire qui constituent les Niayes. De l'océan vers l'intérieur du continent se juxtaposent trois types de dune marquant l'évolution morpho-climatique (**Tangara, 1997**). Il s'agit des dunes blanches, des dunes jaunes et des dunes rouges.

I.1. Dunes blanches

Les dunes blanches constituent la dernière génération de dunes caractéristiques de la grande côte. Elles sont qualifiées de dunes vives. Elles s'étirent, parallèlement à la côte, de Saint Louis à Dakar. Du point de vue topographique, les altitudes sont comprises entre 0, à proximité de la plage ou des lacs, et 18 m au niveau des crêtes. Elles forment une bande large de quelques mètres à quelques centaines de mètres avec une morphologie assez complexe (**Michel, 1973**).

I.2. Dunes jaunes

Les dunes jaunes sont coincées entre les dunes rouges et les dunes blanches et s'étendent sur presque toute la grande côte. Elles sont parallèles à la côte et présentent des formes complexes. Leur hauteur peut atteindre 20 à 30 m. Ces dunes, semi-fixées, forment une bande large de 250 à 2000 m dont la superficie est de 22.000 ha avec quelques interruptions à Kayar, au niveau de l'exutoire du lac Mbawouane, au droit des lacs Rébba, Youi et Mbeubeusse (**Ndiaye, 1995**).

I.3. Dunes rouges

C'est un puissant massif dunaire qui est d'origine continentale contrairement aux deux premiers qui sont d'origine marine. Ces dunes rouges datent de l'Ogolien. Elles ont des altitudes relativement importantes, dans certaines zones (plus de 20 m dans le secteur de Mboro et Diogo), avec des alignements irréguliers de directions NW/SE, NNE/SSW, E/W (**Michel, 1973**). Elles forment une bande continue longue de 200 Km et large de 4 Km.

II. Les types de sol

La pédologie (Figure 18) est dominée par les sols Dior de la Série de Bambilor et les sols hydromorphes qui occupent les zones marécageuses. Tout autour du lac, se mettent en place des sols salés, des sols sableux et sablo-argileux.

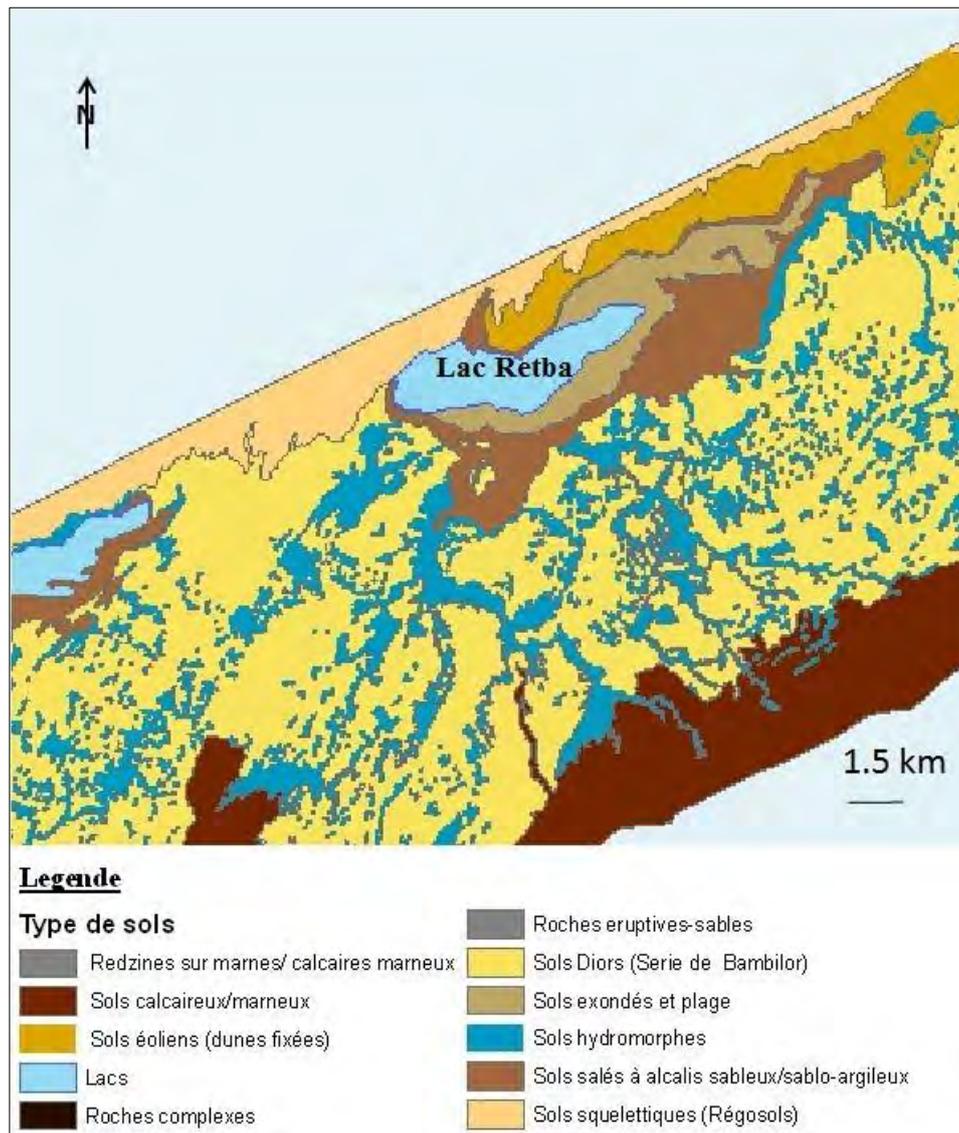


Figure 18 : Type de sols du bassin versant du lac Retba (Maignien, 1959), modifié par Kaba (2009)

Dans la partie sud du bassin, les sols sont calcaire-marneux du fait de la proximité du substratum qui affleure dans cette zone. Sur le terrain on constate que ces sols sont aussi riches en argile.

III. Distribution des Altitudes

Sur le transect océan/lac les altitudes de la dune ne dépassent pas 5 m comme le montre la figure 19. La distribution des altitudes du bassin versant souligne deux zones bien distinctes (Figure 20) : le plateau de Bargny, dont les altitudes culminent à 40 m et où affleure le substratum du bassin et la dépression du lac, avec des altitudes voisines ou inférieures à 0 m.

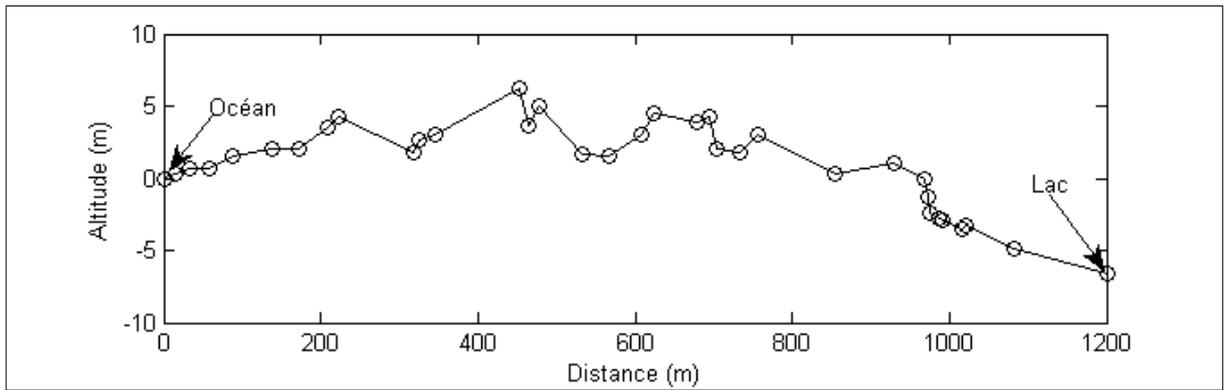


Figure 19 : Profil topographique océan/lac Retba sur la dune littorale.

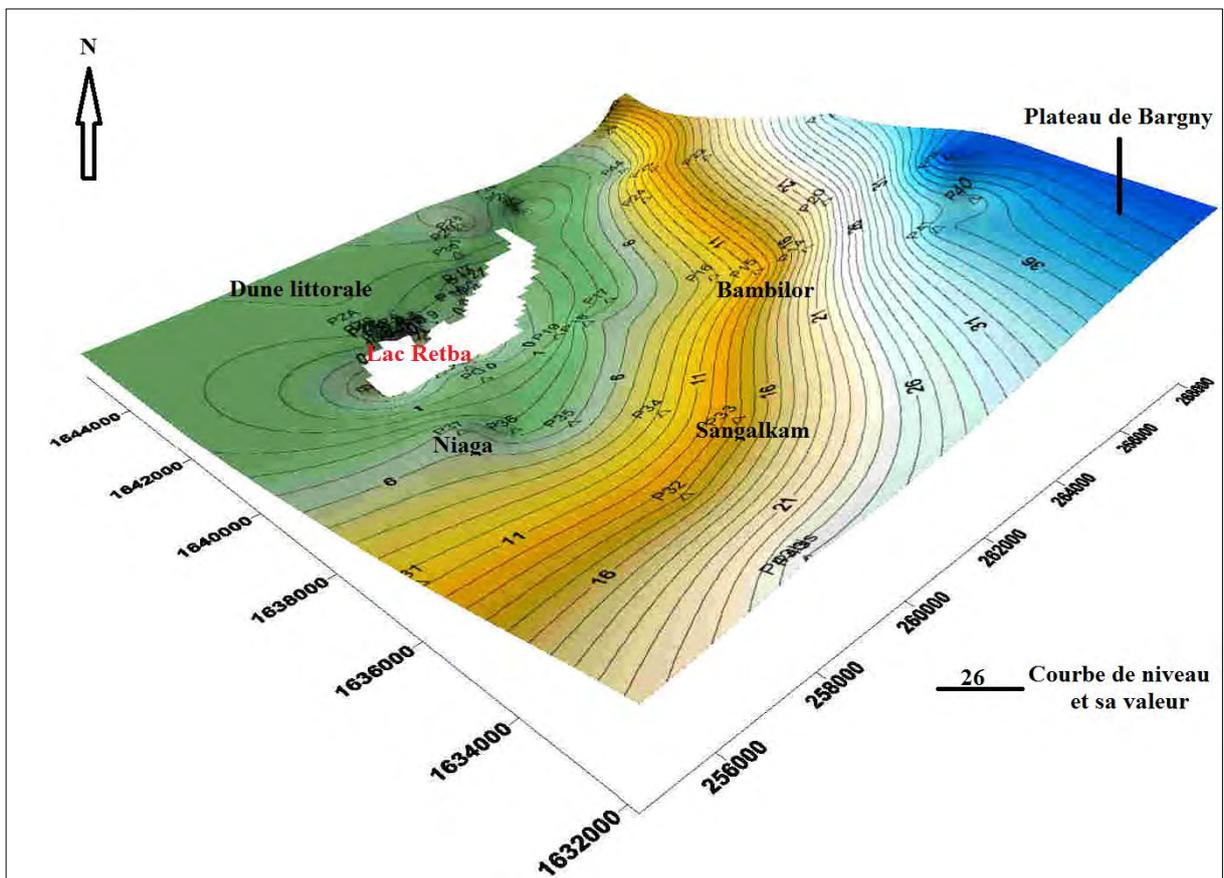


Figure 20: Altimétrie du bassin versant du lac Retba

CHAPITRE 4 : HYDROGEOLOGIE

Dans ce travail, seule la nappe superficielle des sables quaternaires, qui est en contact avec le lac, est ici décrite. Cette synthèse est tirée essentiellement des travaux antérieurs de **Martin (1967)** sur la géochimie des eaux souterraines de l'Afrique de l'ouest, de **Martin (1970)** sur les nappes de la presqu'île du Cap-Vert et ceux de **Vallet (1972)** sur la nappe des sables quaternaires.

I. L'aquifère des sables quaternaires

I.1. Pétrographie

L'aquifère est constitué globalement de sable avec des classes granulométriques très variables. On y trouve des sables fins, moyens et grossiers. Les sables sont riches en argile, avec des pourcentages d'argile variables suivant les zones.

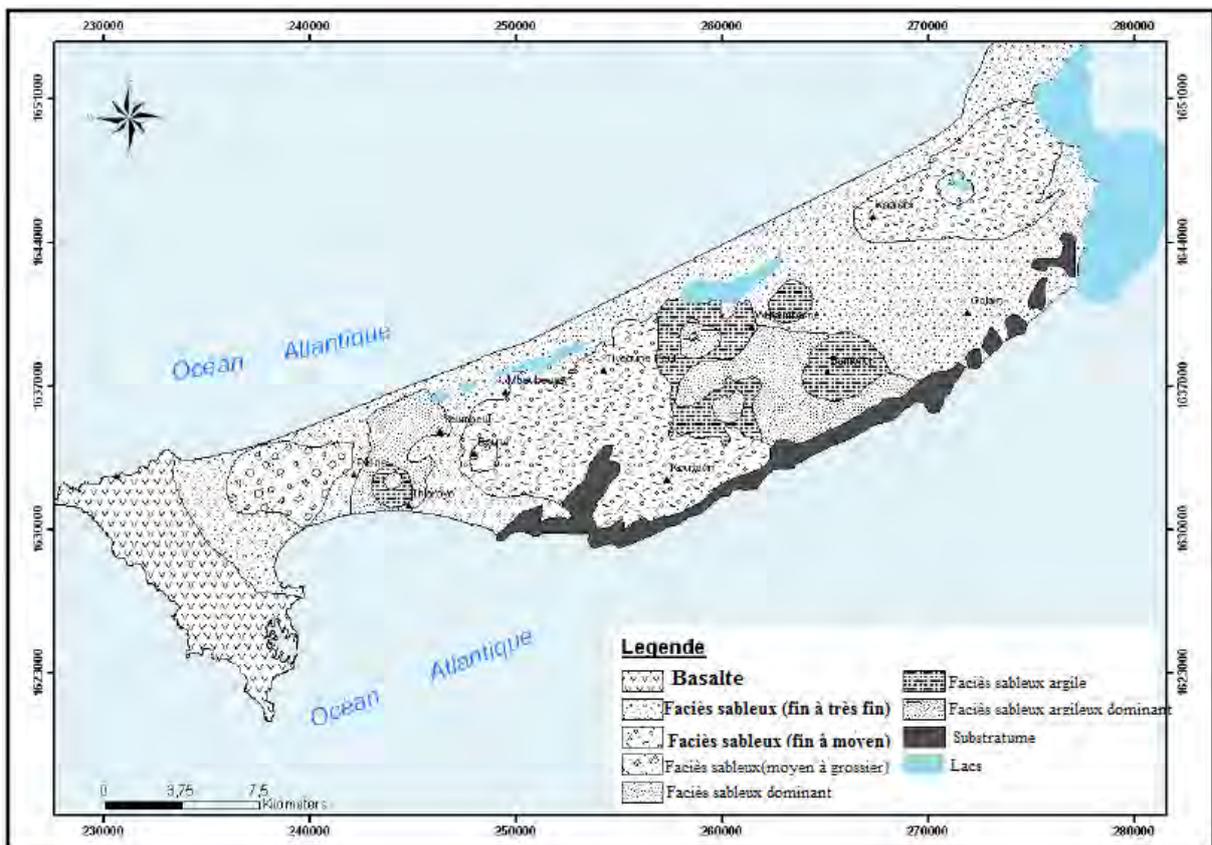


Figure 21 : Carte de la lithologie de la zone non saturée (Madioune, 2005) modifié par Kaba (2009)

Sur la dune continentale, les sables sont plus riches en argile que sur la dune littorale (Figure 21). Les logs de forages (voir annexe 3) effectués à Niaga et à Sangalkame montrent des horizons franchement argileux. Ces argiles sableuses ont été rencontrées lors du fonçage de nos piézomètres dans la partie

continentale des dunes. Leur présence dans l'aquifère des sables est également attestée par **Vallet (1972)**.

I.2. Géométrie de l'aquifère

L'aquifère des sables quaternaires est limité à l'est par la dépression du lac Tanma, au Nord par l'océan, au sud par l'affleurement du substratum marneux imperméable et à l'ouest par une ligne de partage des eaux entre la nappe infra-basaltique et celle des sables Quaternaires. Il s'étend sur une superficie de 300 km² entre Patte-d'oie et Kayar (**Henry, 1972**). Les nombreuses campagnes géophysiques, effectuées sur la presqu'île, ont permis d'en préciser la géométrie.

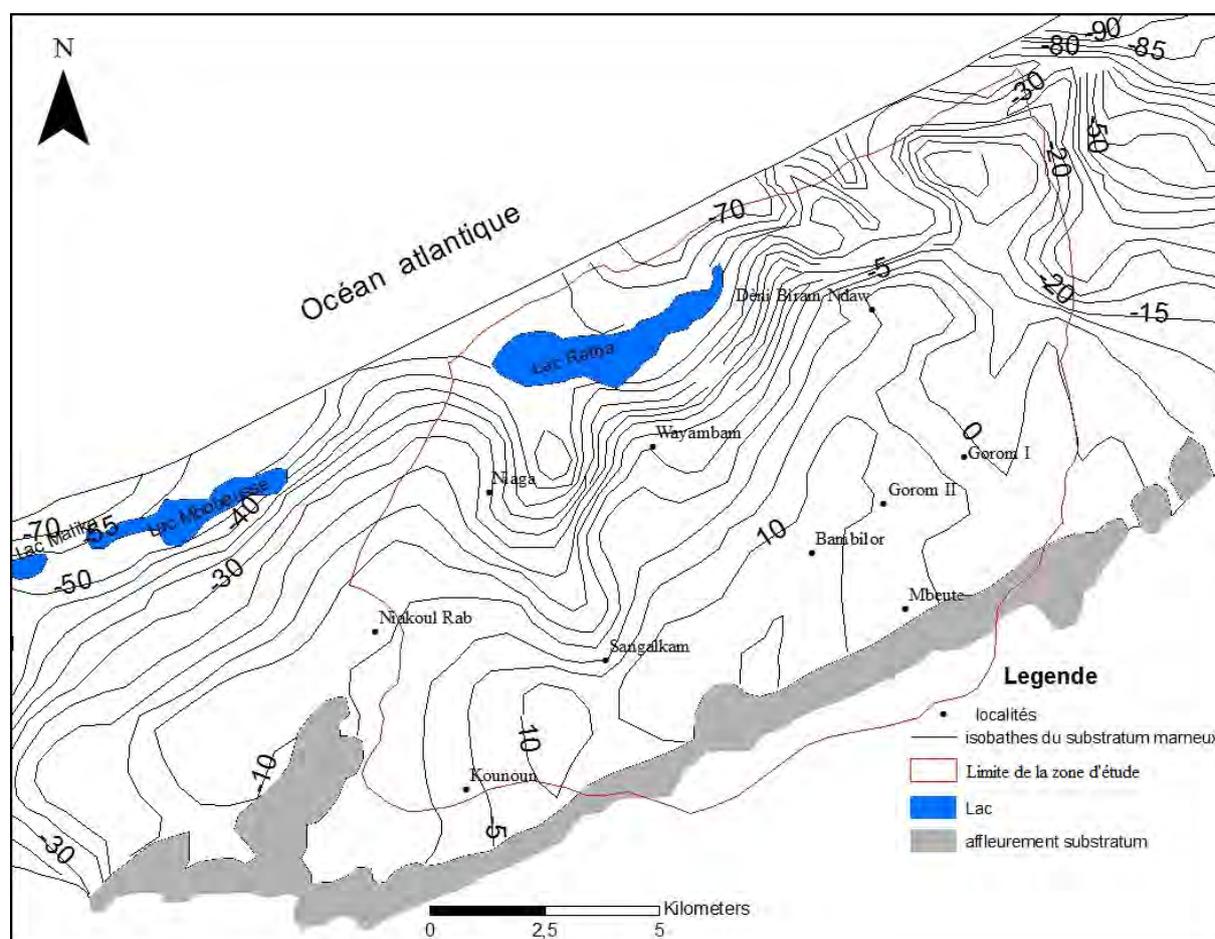


Figure 22 : Cartographie du substratum des sables quaternaires (**Martin, 1970**), modifié

Le toit des marnes de l'Eocène inférieur constitue le mur de la nappe. Il plonge, depuis Bambilor (à une côte de +10 m), vers la côte nord où il est repéré à une côte de -70 m (Figure 22). Le mur de la nappe présente un plan incliné en direction de l'océan. (**Debuissou, 1970; Henry, 1972; Moussu et Debuissou, 1966; Vallet, 1972**). Près de la côte, entre le lac Mbeubeusse et kayar, la morphologie du

toit des marnes n'est pas très bien connue (Vallet, 1972). Le réservoir ne possède pas un toit. Ce qui fait que la nappe des sables est une nappe libre.

L'épaisseur des sables est variable, c'est au niveau des vallées fossiles, comblées par les sables quaternaires, qu'on trouve les épaisseurs maximales ; ces épaisseurs peuvent aller jusqu'à 50 m de puissance. Les données géophysiques indiquent des épaisseurs de sables très variables, 5 m à Bambilor, 17 m à Sangalkam, 10 m à Dèni Birame Ndao, 30 m à Niakoul Rap et Niague (Figure 23) (Tchani, 1997).

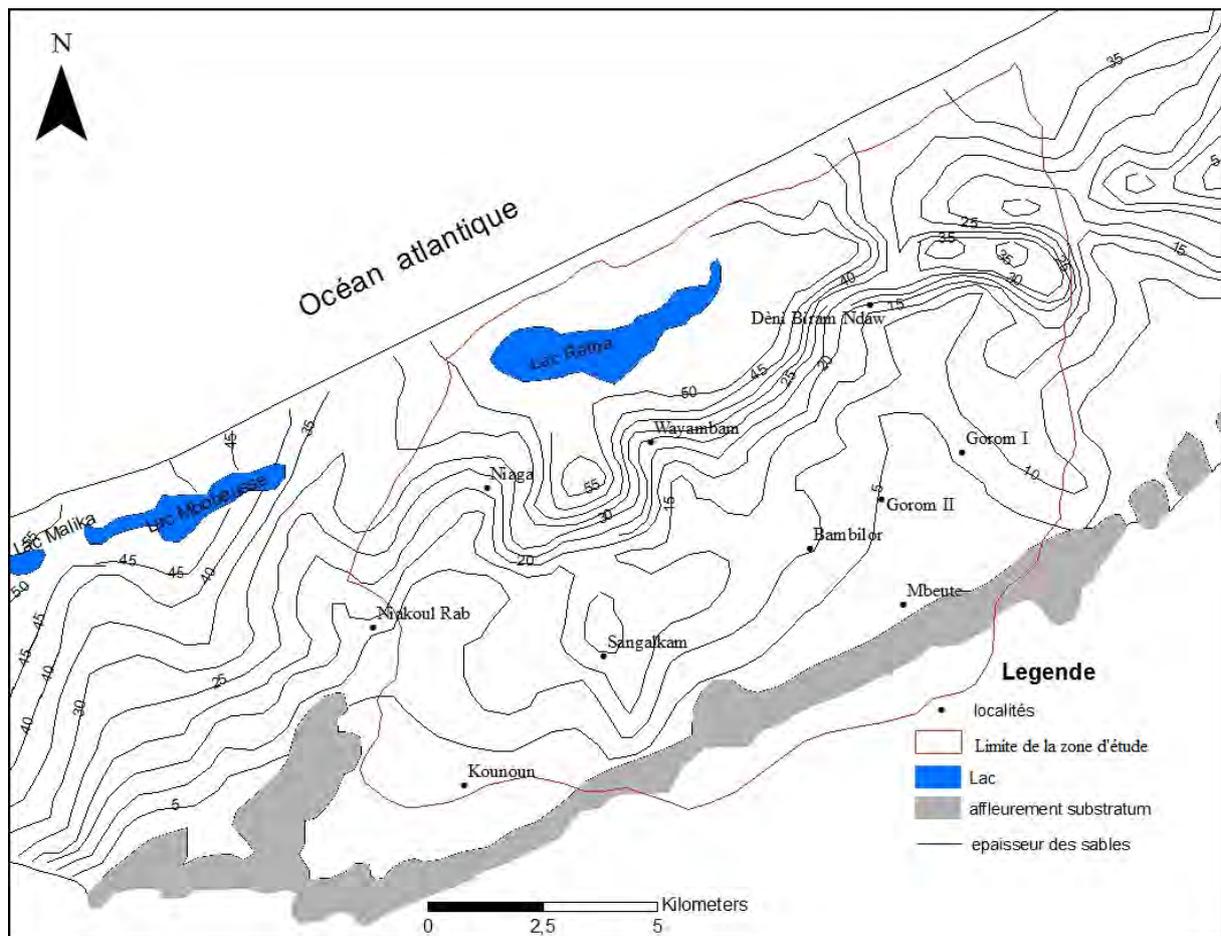


Figure 23 : cartographie de l'épaisseur des sables quaternaire (Martin, 1970), modifié

II. Paramètres hydrodynamiques

Les paramètres hydrodynamiques donnés par Henry (1972) sont de $0,8 \cdot 10^{-4}$ à $40 \cdot 10^{-4}$ m/s pour la perméabilité ; de 0,21% à 14,9% pour le coefficient d'emmagasinement ; de $1,6 \cdot 10^{-3}$ à $6,75 \cdot 10^{-3}$ m²/s pour la transmissivité. Le coefficient d'emmagasinement est estimé à 17% et la transmissivité à $6 \cdot 10^{-3}$.

m²/s (**Debuisson, 1970**). La variation des paramètres hydrodynamiques montre que les dunes sableuses ne sont pas homogènes comme le montre l'étude pétrographique. En effet, on observe des lentilles d'argile dans les dunes ogoliennes (**Vallet, 1972**) qui confèrent à la nappe, dans certains endroits, un caractère semi captif.

III. Écoulement de la nappe

Dans la zone des lacs, la nappe se déverse dans les cuvettes lacustres (**Garnier, 1978**). C'est le cas du lac Rétba. La nappe d'eau douce du cordon dunaire, qui sépare le lac de l'océan se déverse dans le lac. Elle s'écoule d'une part vers l'océan et d'autre part vers le lac (**Garnier, 1978**). Nous pouvons nous interroger sur l'existence actuelle de cet écoulement bidirectionnel, qui nécessite l'existence d'un dôme piézométrique centré sur la dune, compte tenu de la baisse enregistrée du niveau des nappes. Au niveau du lac Rétba, cet écoulement est très perceptible sous forme de résurgences dans les berges (Photo 1).



Photo 1 : Écoulement de la nappe de la dune littorale vers le lac

CHAPITRE 5 : HYDROLOGIE

Dans la Presqu'île du Cap-Vert il y a deux principaux systèmes salins que sont le lac Rétba et le lac Tanma. D'autres systèmes salins, de moindre importance existent, ce sont les lacs, Mbeubeusse, Malika, dépression de Pikine-Dagoudane-Cambarène. Ce sont des lacs à inondation temporaire (Tanma), ou à plan d'eau permanent (Rétba). La formation et l'évolution de ces lacs sont liées aux variations climatiques pendant le Quaternaire notamment aux variations du niveau marin.

I. Le bassin versant du lac Retba

I.1. Formation du lac

La rareté de travaux récents (en hydrogéologie et hydrochimie), effectués sur le lac Rétba et son bassin versant, justifie l'utilisation de références relativement anciennes pour dresser l'état des connaissances sur le lac.

La formation du lac Rétba tout comme les autres lacs côtiers a eu lieu lors de la remontée de la mer à la fin de la dernière glaciation (notamment au Tchadien). Après la transgression nouakchottienne, le recul de la mer est accompagné d'une dérive littorale qui érige un cordon dunaire isolant le lac. Cependant, cette fermeture n'est pas complète (**Elouard et al., 1975**) et le lac aurait subi une évolution beaucoup plus complexe que celle des autres lacs comme le lac Tanma, situé au Nord-Est. De nombreux travaux ont porté sur sa formation et son évolution paléo-environnementale. Ces travaux étaient basés sur l'utilisation des marqueurs biologiques tels que les diatomées, les mollusques, les foraminifères et les ostracodes. Parmi ces travaux on peut citer ceux d'**Elouard et al (1975)** de **Sow (2001)**, de **Sarr et al. (2009a)**; **Sarr et al. (2009b)**. Ces travaux décrivent les différentes étapes de l'évolution du lac depuis sa formation jusqu'à l'Actuel. Ces données ont été réactualisées avec des datations précises dans le cadre du projet lac rose qui était un volet du PASMI et par **Diedhiou et al (2018)**.

I.2. Evolution paléogéographique du lac Rétba au cours du Quaternaire récent

I.2.1. Le Nouakchottien (figure 24a)

La mer envahit les dépressions inter-dunaires du littoral de la grande côte du Sénégal entre Dakar et Saint-Louis dans un contexte de climat humide (**Elouard et al., 1975**; **Elouard et al., 1977**). Le lac Rétba devient un golfe marin bordé de mangrove. Cette transgression est datée de 5500 ans B. P.

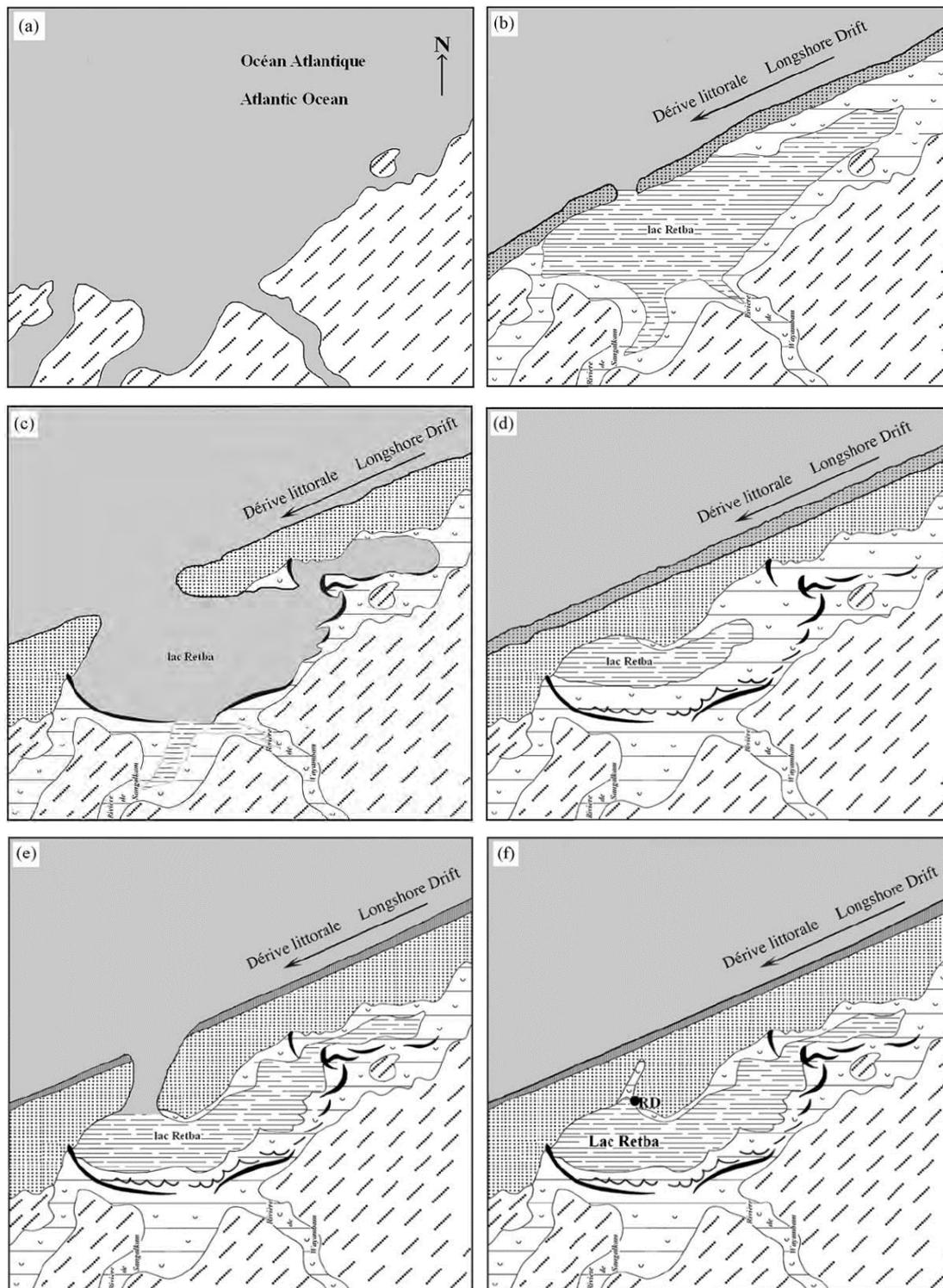


Figure 24 : Evolution Paléogéographique du lac Retba depuis le Nouakchottien (5000 ans B.P) jusqu'à l'Actuelle (Sarr et al., 2009a; Sarr et al., 2009b)

1.2.2. Le Tafolien (figure 24b)

Cette période correspond à un plus bas niveau marin et une période climatique plus aride entre 4200 et 2000 ans B. P. (Elouard et al., 1975). Sous l'action de la dérive littorale, débute l'édification des dunes

jaunes qui vont régulariser la côte et fermer progressivement les lagunes héritées du Nouakchottien. Au lac Rose le Tafolien correspond à une lagune abritée en climat semi-aride, communiquant avec la mer à l'occasion de fortes marées ou de tempêtes, recevant des apports d'eau douce et bordée d'une végétation de mangrove.

1.2.3. Le Dakarien (figure 24c)

Il correspond à une pénétration marine après la régression tafolienne transformant la lagune en petit golf marin. La mer s'est élevée de 2 m au niveau du zéro actuel (**Elouard et al., 1977**).

Après le Dakarien on note une phase de fermeture de la lagune (Figure 24d). L'isolement de la lagune, en rapport avec la baisse du niveau marin et un climat plus sec, résulte de sa fermeture par un cordon sableux sous l'action de la dérive littorale. La lagune est confinée et est en voie d'assèchement (**Sarr et al., 2009b**).

1.2.4. Le Saint-Louisien (Figure 24e)

Le Saint-Louisien (2000 à 1000 ans B. P.) correspond à une période humide associée à de petites incursions marines sur la frange littorale (Figure 24e). De cette période, date le début de l'édification des dunes blanches du littoral actuel. A cette époque, la lagune Rétba a été envahie par la mer et transformée en petit golfe marin. Cette incursion marine a été provoquée par la destruction du cordon littoral, à la suite de précipitations et/ou de tempêtes violentes comme cela s'est produit sur la petite côte du Sénégal où une tempête a détruit la flèche littorale de Sangomar en 1987 (**Sarr et al., 2009b**).

L'hydrodynamisme élevé du milieu (prédominance de la fraction sableuse et augmentation des coquilles) a provoqué la disparition des diatomées (**Sow et al., 2006**). La microfaune atteint son maximum de diversité avec des proportions plus importantes d'espèces margino-littorales et même de foraminifères planctoniques. Le climat humide et la végétation de mangrove persistent.

1.2.5. Le Subactuel (entre 1000 et 250 ans B. P.)

Des incursions marines, de faibles amplitudes plus ou moins associées à des périodes climatiques humides, se sont traduites par des dépôts de plage sur le littoral sénégalais entre 750 et 250 ans B. P. L'édification des dunes blanches se poursuit sur le littoral.

Au lac Retba des échantillons d'amas coquilliers artificiels ont été datés entre 680 ± 130 ans B. P. et 250 ans B. P. (**Elouard et al., 1977**).

Dans un premier temps (entre 1000 et 750 ans B. P.), la paléo-lagune Rétba s'isole davantage de la mer avec l'édification de cordons de sable sous l'action de la dérive littorale (Figure 24f). Dans ce milieu, calme et abrité, les diatomées marines à eaux saumâtres benthiques se développent et leurs frustules bien conservés sont restés très souvent en chaînes (**Sow et al., 2006**). La microfaune diversifiée caractérise une lagune en voie d'assèchement. La réduction des apports d'eau douce provoque la disparition de la mangrove. Entre 750 et 250 ans B. P. on enregistre une incursion marine mineure dans la lagune (Figure 24f). La persistance du climat aride et la forte salinisation n'ont pas permis le retour de la mangrove. Cette incursion marine pourrait aussi résulter de pluies et/ou de tempêtes violentes.

1.2.6. L'Actuel (250 B.P à nos jours)

Cette période suit la dernière connexion marine datée, au lac Rétba, de 250 ans B. P. (début du 18^{ème} siècle) et se poursuit de nos jours. La lagune se ferme et s'assèche progressivement.

Au lac Rétba les échantillons de coquilles superficielles donnent un âge post-industriel à post-nucléaire (après 1950). Des nodules calcaires organiques à tubulaires, trouvés sur le bord oriental du lac sont également datés de l'époque moderne. Des enquêtes menées auprès des populations et rapportées par **Mbengue et Le Gentil (2006)** relatent une tentative de creuser le chenal d'alimentation pour remettre le lac en communication avec la mer entreprise en 1869 ou au début du 20^{ème} siècle. Cela prouve que jusqu'à une période récente et malgré sa fermeture, le lac était encore étendu et permettait la survie d'une faune de mollusques et de poissons faisant l'objet de pêche.

La fermeture de la lagune "Retba" donnant le lac Rose, est donc consécutive à l'édification des dunes blanches du littoral (Figure 24f). Elle s'est traduite ainsi par la disparition progressive de la macrofaune (Poissons, Mollusques) de la microfaune.

Depuis sa fermeture, le lac évolue en bac évaporatoire, sa surface se réduit et ses eaux se concentrent (**Carn et al., 1976; Garnier, 1978**) et le plan d'eau subit un recul progressif, menaçant ainsi sa survie. Ce plan d'eau repose sur une croûte de sel composée essentiellement de gypse. Une couche de vase, constituée essentiellement de montmorillonite qui représente jusqu'à 9/10 de la fraction argileuse cristallisée qui se trouve en dessous de la croûte de sel (**Garnier, 1978**).

Il existe d'autres lacs tels que le lac Mbeubeusse, le lac Mbawane, les lacs de Malika et le lac Tanma qui sont de petites dépressions littorales qui ont subies la même évolution que le lac Retba.

I.3. Evolution du plan d'eau du lac

Le lac, depuis sa formation, est marqué par une réduction de son plan d'eau due en particulier à la baisse de la pluie et de l'accroissement de l'évaporation. Ce dernier est passé de 15 Km² à l'origine, c'est-à-dire lors de la fermeture de la lagune, à une superficie de 4,2 km² en 1976 (Carn et al., 1976; Garnier, 1978). Cette superficie est passée à 3,2 Km² en 2008 (Gueye, 2008). Ce rétrécissement est beaucoup plus important dans la partie sud du lac et dans la partie nord-est (côté continental). D'après Gueye (2008), cette résorption tend à se stabiliser, c'est-à-dire le lac résiste à la disparition par un fonctionnement qui est recherché dans ce travail.

II. Le réseau hydrographique

L'hydrographie du bassin versant est dominée par les marigots de Sangalkam et de Bambilor, qui coulent depuis le plateau de Bargny, à 40 m d'altitude, pour se jeter dans le lac, les étangs et la source situés respectivement au nord et à l'ouest du lac.

II.1. Marigots de Sangalkam et de Bambilor

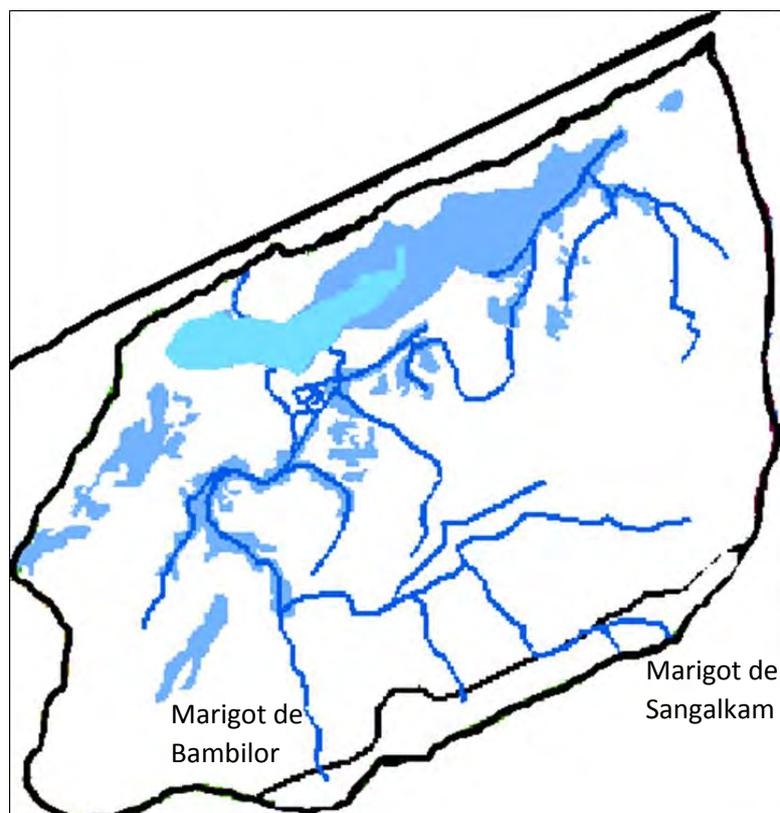


Figure 25 : Réseau hydrographique du bassin versant du lac Retba

Le marigot de Sangalkam, long de 9 km avec un bassin versant de 54 km² présente deux affluents : celui de Diacksao qui passe par Sangalkam, et l'affluent de la Niaye de Malika, qui prend sa source au sud-est du village de Bambilor et passe par Wayambame et Mbèye. Le marigot de Bambilor ou Wayegui est long de 6,5 km avec un bassin versant de 41,6 km².

II.2. Les étangs

Les étangs se trouvent sur l'ancien chenal. Ce sont des plans d'eau permanents qui alimentent le lac pendant toute l'année. Ils sont séparés de la mer par le cordon dunaire.

II.3. La source

Elle est située à l'ouest du lac en contrebas de la dune. C'est une source à eau douce ou saumâtre qui se déverse dans le lac toute l'année. Quand le niveau du lac monte, elle est envahie par les eaux du lac, comme ce fut le cas en 2012 à la suite d'une bonne pluviométrie.

III. Les vallées fossiles du bassin versant

Au cours de la régression post-inchirienne, les cours d'eau ont entaillé leurs lits dans les formations tertiaires, à la recherche d'un profil d'équilibre. Ces vallées sont ensuite comblées par les dépôts de sables quaternaires. Elles sont dites vallées fossiles. Leur mise en place est liée aux changements climatiques et aux variations du niveau marin. Ainsi, dans la zone du bassin versant ; un certain nombre de vallées fossiles ont été identifiées dont les plus importantes sont :

- La vallée fossile de Béer Tialane (**Martin, 1970**) actuellement sous un remplissage de 50 m de sédiment (**C.G.G., 1970**). Cette vallée débouche sur le lac Retba dans sa partie nord-est ;
- La vallée fossile de Sangalkam, localisée par la Compagnie générale de géophysique (CGG) au nord-ouest du lac.

D'autres vallées fossiles secondaires ont été, également, localisées à Niague, Mbeubeusse et Kayar (**Vallet, 1972**). Ces chenaux correspondaient à des cours d'eau qui se sont fossilisés. L'épaisseur du remplissage croît de l'amont vers l'aval et elle atteint 70 à 80 m vers le littoral (**Martin, 1970**).

IV. Revue des travaux effectués sur le lac Rétba et son bassin versant

Cette revue bibliographique porte sur les travaux d'hydrodynamiques et d'hydrogéochimie effectués dans la zone et qui ont un lien avec notre champ d'étude. Ces études hydrodynamiques et hydrogéochimiques ne sont, cependant pas abondantes. Il en existe deux seulement qui ont porté sur

l'hydrodynamique et l'hydrogéochimie des eaux du lac et de la nappe. Il s'agit de celle de **Carn et al. (1976)** et de **Garnier (1978)**.

Les recherches de **Carn et al. (1976)** ont porté sur les évaporites, dans un milieu lacustre avec un fort dépôt de sel. Ainsi, une caractérisation physico-chimique, des eaux du lac et de la nappe phréatique, a été faite. Une quantification des sels exploitables et le bilan salin ont également été faits mais aucune allusion à leur origine et leur mode de renouvellement n'a été évoquée. La relation "lac/océan" n'a pas non plus, été abordée dans cette étude dont l'objectif fut, tout comptes-faits, l'installation d'une saline dans la zone.

L'étude de **Garnier (1978)** a été plus complète par rapport à celle de **Carn et al. (1976)** par le fait qu'elle ait abordé les relations "eau douce eau/eau salée" et proposé une coupe hydrogéologique "océan/lac" (Figure 26).

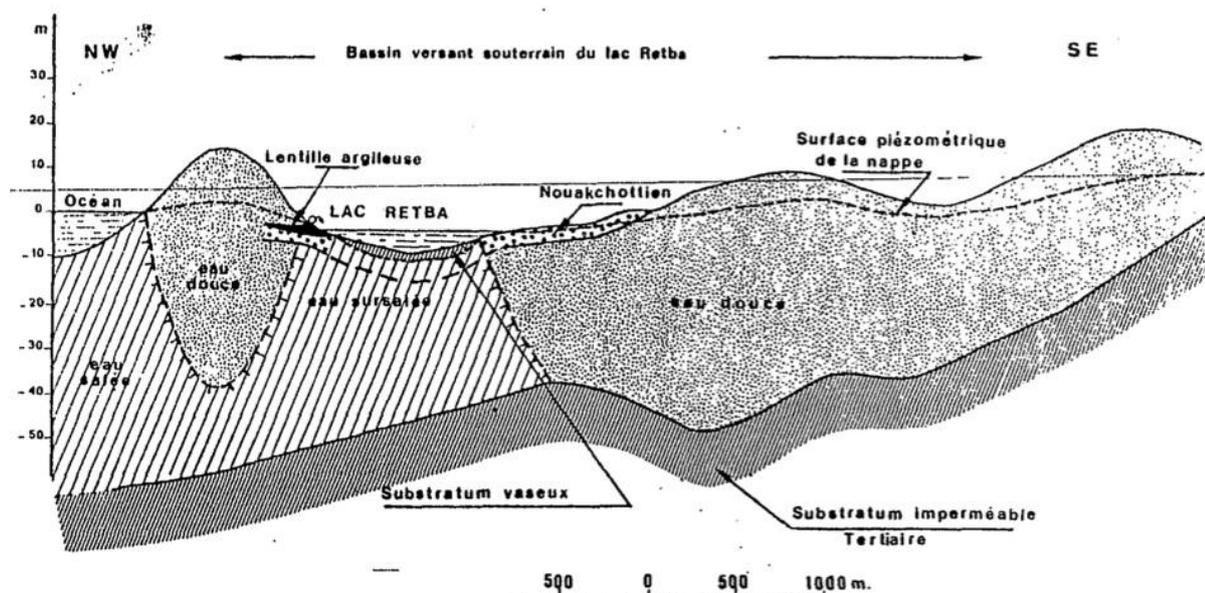


Figure 26 : Coupe hydrogéologique NW-SE du bassin versant du lac Retba (**Garnier, 1978**)

Cette coupe (Figure 26) montre une lentille d'eau douce à faiblement salée dans le cordon dunaire. Ceci constitue, en surface, une semi-barrière hydraulique entre l'océan et le lac mais, en profondeur, sous cette lentille, le lac et l'océan restent en contact hydrodynamique.

Le fonctionnement hydrodynamique décrit par **Garnier (1978)** serait le résultat de la période pluvieuse qu'a connue la région dans les années 60. Il n'est pas évident que ce fonctionnement se poursuive de nos jours, plus de quarante ans après la rupture climatique des années 1970 ((**Bricquet et al., 1997**) où la forte baisse des précipitations a entraîné une baisse importante du niveau des nappes (**Gaye, 1990**) et une intrusion saline dans les zones littorales.

D'autres travaux , **Sarr (1997)** ont abordé l'étude du littoral, focalisée sur le lac Retba, par l'analyse des images Spot et Landsat. Ces travaux ont ainsi mis en évidence un fort rétrécissement du lac, dans la période allant de 1986 à 1995. Ceci a amené l'auteur à prédire la disparition du lac dans 60 ans, nonobstant les apports éventuels de la nappe dunaire et de l'océan. Dans cette étude, l'hydrosystème du lac n'a pas été pris dans sa globalité du point de vue interactions hydrodynamiques.

A l'opposé de **Sarr (1997)**, **Gueye (2008)** montre une tendance à la stabilisation du plan d'eau du lac malgré le rétrécissement observé. Cette conclusion s'est basée sur le calcul du taux de résorption qui est le rapport entre la superficie perdue et le nombre d'années correspondant à cette perte.

Dans ces mêmes travaux, la tomographie électrique 2D, a été réalisée, sur un profil transversal "lac/océan", afin de mettre en évidence le contact eau douce/eau salée. Ceci a été confirmé sur la dune, dans le chenal alimentant le lac, par une décroissance des résistivités avec la profondeur, traduisant ainsi un milieu de plus en plus conducteur avec quatre horizons de résistivité. (Figure 28).

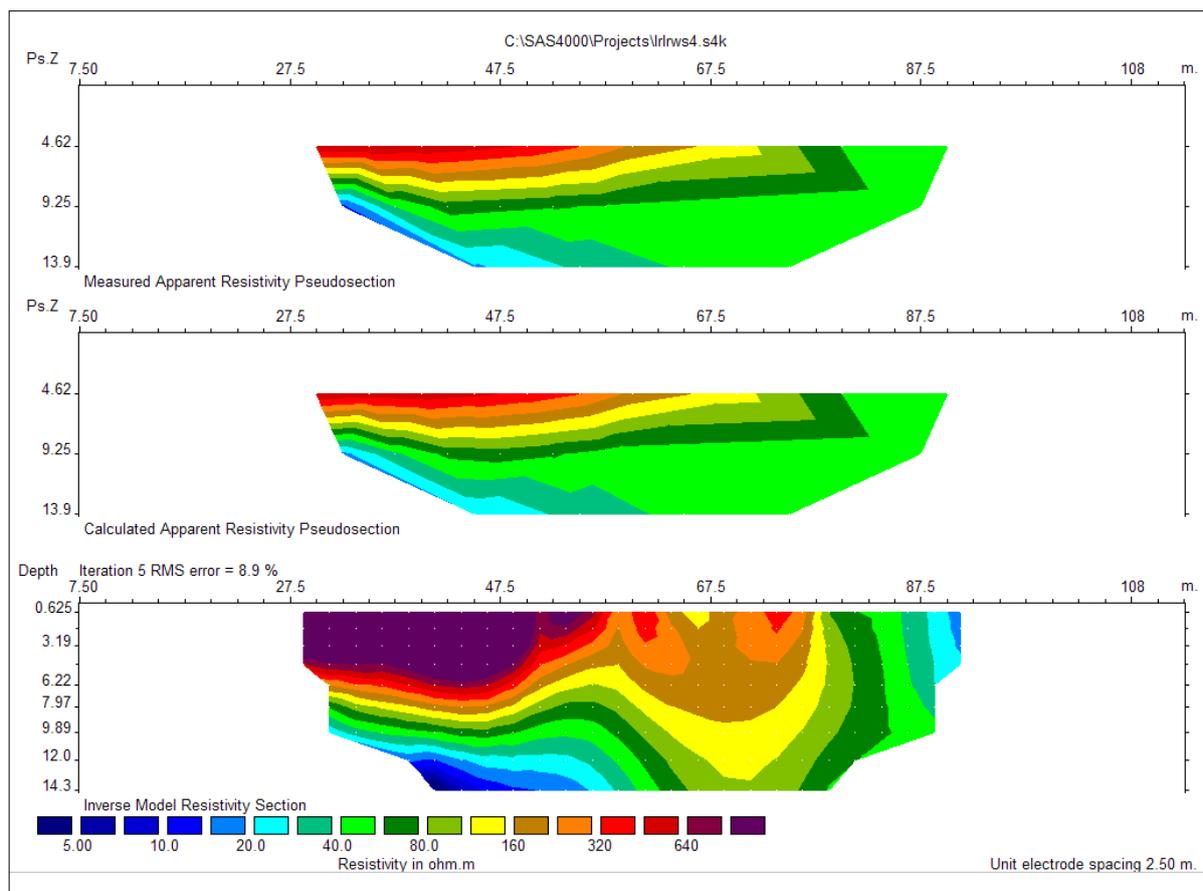


Figure 27 : Résistivités vraies à travers la dune littorale (entre l'océan et le lac Retba).

- L'horizon 1 : 0-7 m de profondeur avec de très fortes résistivités variant entre 160 ohm.m et plus de 640 ohm.m.
- L'horizon 2 : entre 7-12 mètres de profondeur, à résistivités fortes, comprises entre 40 et 100 ohm.m avec une inclinaison vers l'intérieur de la dune.
- L'horizon 3 : à résistivités faibles (20 et 40 ohm.m) fait une épaisseur moyenne de 3 m et présente également la même pente que l'horizon sus-jacent.
- L'horizon 4, de très faibles résistivités, comprises entre 5 et 15 ohm.m situé à une profondeur de 14 m. Cet horizon pourrait correspondre à un biseau salé, qui proviendrait du lac ou de l'océan soit un mélange des deux eaux (lac/océan).

Une nappe salée a été également mise en évidence sous le chenal. Ce travail préliminaire a ainsi permis la formulation d'hypothèses quant à la relation lac-nappe-océan. Hypothèses qui ont été élucidées dans le cadre de cette thèse en reprenant la tomographie dans de bien meilleures conditions.

.

***PARTIE II : METHODES D'ETUDE DES
HYDROSYSTEMES SALINS***

Introduction

L'application des modèles analytiques et numériques (**Bear, 1999; Cheng et Ouazar, 1999**) permet une bonne compréhension de l'hydrodynamisme des nappes côtières et des intrusions salines. Leur mise en œuvre sur le terrain reste délicate du fait de la profondeur du biseau salé, de la complexité de sa géométrie tridimensionnelle et de son évolution transitoire. Cependant, Leur usage s'avère très utile pour la compréhension des interactions hydrodynamiques entre les nappes côtières, l'océan et les plans d'eau de surface (lac, étang) en vue de leur gestion.

Les méthodes d'investigations hydrogéologiques (études piézométriques, essais de pompage, de traçage, etc.) sont indispensables et doivent être appliquées de prime abord. Les études piézométriques permettent de connaître la morphologie de la nappe (sa structure, son écoulement). C'est par les études piézométriques que le biseau salé a été caractérisé pour la première fois par **Herzberg (1901)**.

Les méthodes plus complexes, géophysiques et géochimiques (par les ions majeurs et les isotopes) permettent de résoudre les questions liées à la structure des réservoirs et leur modélisation. Elles permettent de déterminer le contact "eau douce-eau salée" ainsi que les échanges entre les différentes composantes de l'hydrosystème. De nombreux travaux appliqués existent sur la caractérisation et l'origine du sel dans les nappes côtières. Les travaux précurseurs sont ceux de **Todd (1959)**, **Schoeller (1962)** et **Custodio et Llamas (1983)**. Les travaux de **Custodio (1997)** dressent un inventaire des principales techniques d'investigation des aquifères côtiers. Ceux de **Richter et Kreithler (1993)** précisent les techniques géochimiques pour identifier les origines et les mécanismes conduisant à la salinisation des eaux souterraines.

Dans cette partie, ont été développées les méthodes d'étude des hydrosystèmes salins, de façon générale, et en particulier, celles qui ont été appliquées dans cette étude.

CHAPITRE 1 : LES METHODES HYDROGEOLOGIQUES

I. Piézométrie

La mesure piézométrique permet de comprendre la nature de la nappe d'eau souterraine. La cartographie des équipotentiels permet de dresser la structure de la nappe, (axes de drainages, lignes de partage des eaux, sens des écoulements exutoires et impluvium). Son suivi, dans le temps, permet de voir l'évolution des stocks et de dresser un plan de gestion efficace de la ressource.

I.1. Cote piézométrique et charge hydrostatique

Les véritables causes du déplacement du fluide en milieu poreux sont les gradients de pression et la force gravitationnelle (gravité). La charge hydraulique en un point M d'un liquide incompressible, et soumis à la seule gravité, est définie par la relation suivante :

$$h = \frac{U^2}{2g} + \frac{P}{\rho g} + Z$$

Où U est la vitesse du fluide au point considéré, Z est l'altitude du point M ; P est la pression de l'eau en (Pa) ; ρ est la densité (kg/m³) et g est l'accélération gravitationnelle (m/s²).

En milieu poreux, les vitesses réelles sont toujours très lentes, et on est en droit de négliger le terme de charge dynamique $u^2 / 2g$ (**Fetter, 1994**) si bien que la charge se résume à celle statique ou cote piézométrique :

$$h = \frac{P}{\rho g} + Z$$

La cote piézométrique est donc confondue à la charge hydraulique. La valeur de la charge est fonction, de l'origine choisie sur l'axe Z. On sait aussi (théorème de Bernouilli) que la charge hydraulique ne peut que décroître dans le sens de l'écoulement et que si un fluide est immobile, sa charge est constante dans l'espace.

On exprime généralement les charges par rapport au nivellement général compté au-dessus du niveau moyen des mers, de la même manière que les niveaux topographiques. Sur le terrain, la charge représente la cote atteinte par l'eau à l'équilibre avec la pression atmosphérique dans un piézomètre. Le fluide étant immobile, la charge hydraulique est indépendante de la profondeur de la mesure.

1.1.1. Dans le cas d'une nappe libre

Dans une nappe libre la charge en un point A (Figure 28) est donnée par la relation suivante :

$$h_A = \frac{P_A}{\rho g} + Z_A = \frac{P_B + \rho g(Z_B - Z_A)}{\rho g} + Z_A = \frac{P_B}{\rho g} + Z_A = h_B$$

La pression de référence étant la pression atmosphérique, elle est choisie comme pression nulle de référence, $h_A = h_B = Z_B$

Dans une nappe de surface directement alimentée par la pluie, lorsque le fluide est immobile, la charge est la même en tout point du milieu poreux. Donc la cote Z_B atteinte dans un piézomètre définit la surface libre de la nappe, c'est-à-dire la limite séparant le milieu poreux saturé du milieu non saturé.

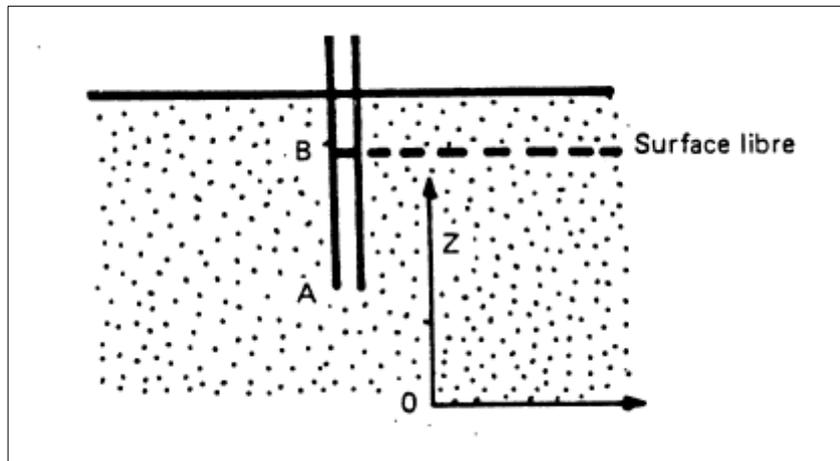


Figure 28 : Calcul de la charge piézométrique d'une nappe libre

1.1.2. Dans le cas d'une nappe captive

Dans le cas d'une nappe captive (Figure 29), le niveau piézométrique est donné par la relation suivante :

$$H = Z + h_z$$

Avec : H le niveau piézométrique, Z l'altitude de la margelle du puits et h_z la hauteur du jet.

paramètre dans les calculs effectués. Elle est de 30% dans l'aquifère des sables selon la **C.G.G. (1970)**, qui a effectué plusieurs sondages géophysiques dans la zone.

CHAPITRE 2 : LES METHODES GEOPHYSIQUES

Bien qu'utilisée depuis longtemps pour l'étude des eaux souterraines et des problèmes environnementaux les affectant (**Keys, 1989; Ward, 1990**), la géophysique appliquée à l'hydrogéologie suscite un engouement scientifique important et sans précédent (**Rubin et Hubbard, 2005**), conduisant à l'émergence d'une nouvelle discipline (l'hydro-géophysique).

Pour l'application aux aquifères côtiers et à la problématique de la salinité des eaux souterraines, ainsi que pour la caractérisation des hydrosystèmes salins, les méthodes les plus pertinentes sont les méthodes électriques et électromagnétiques basées sur la mesure des conductivités ou des résistivités électriques, vu le contraste important qu'ils présentent entre l'eau douce et l'eau salée. Pour les méthodes électriques, les diagraphies et les sondages électriques en 1D verticaux (SEV) et en 2D ou tomographie électrique des résistivités (ETR) sont utilisés. Dans cette étude, la deuxième technique a été utilisée sur la dune littorale, entre le lac et l'océan.

I. Méthodes électriques de surface

Parmi les premières études de caractérisation du biseau salé réalisées grâce à la géophysique électrique, on peut citer les travaux de **Van Dam et Meulankamp (1967)**, et **Zohdy (1969)**. Au Sénégal, **Debuissou et Moussu (1967)**, et **Debuissou (1970)** ont montré que la mise en œuvre de sondages électriques verticaux (VES) permettait, assez précisément, de localiser et de suivre la zone de transition eau douce-eau salée, sur la dune littorale. Leurs interprétations géophysiques ont été confirmées par les mesures de salinité et de résistivité en forage. Les sondages électriques verticaux (SEV) permettent ainsi l'extrapolation de la position de la zone de transition eau douce-eau salée dans les secteurs sans forages.

La technique d'imagerie de résistivités électriques (ERI), plus largement appelée tomographie de résistivité électrique (ERT), permet des prospections électriques plus poussées que les sondages 1D verticaux (SEV) par mesure des variations de résistivité en 2D ou 3D grâce à des câbles multi-électrodes, puis modélisation des données acquises (**Dahlin, 1993; Dey et Morrison, 1979; Loke, 2002; Loke et Barker, 1995**). La tomographie (ERT) est donc particulièrement pertinente pour la caractérisation de la morphologie de la zone de transition eau douce-eau salée. Plusieurs auteurs ont utilisé cette technique. On peut citer pour exemple les travaux d'**Abdul Nassir et al. (2000)**, de **Comte et Banton (2005)**, de **Wilson et al. (2006)** de **Batayneh (2006)**, de **Kuras et al. (2006)**, de **Kok (2008)**, de **Comte (2008)** et de **Gueye (2008)**.

La prospection électrique est une des méthodes géophysiques appliquées dans l'exploration du sous-sol, par sondage, par trainée électrique ou par tomographie. Son spectre d'utilisation est très large, puisque c'est une méthode qui offre des possibilités d'investigation allant des profondeurs de quelques centimètres à quelques centaines de mètre. Elle est très utilisée en agriculture, en recherche minière et en hydrogéologie. Dans le cas des aquifères côtiers, où des variations importantes (dans de larges gammes) de la résistivité des eaux sont notées (variations dues à la présence d'eau salée mais aussi à la lithologie des terrains) la méthode électrique est plus utilisée. Elle permet de déterminer la géométrie des aquifères, de cartographier le contact eau douce-eau salée et de déterminer la profondeur de ce contact.

I.1. Principe de la Prospection électrique

Le principe de la prospection électrique consiste à injecter dans le sous-sol un courant électrique continu et à mesurer l'effet produit par le passage du courant en profondeur. Cet effet se traduit par une différence de potentiel qui est fonction de la roche en présence et du liquide qui s'y trouve. Cette différence de potentiel permet de calculer la résistivité apparente qui est le paramètre mesuré. La résistivité des roches est donc une propriété physique variant dans de grandes proportions ce qui constitue un atout majeur des méthodes électriques (**Marescot, 2008**).

Ces méthodes se distinguent selon i) le type du champ (continu ou alternatif), ii) le procédé d'exploitation du champ (naturel ou artificiel), iii) le régime du champ étudié (stationnaire ou transitoire).

I.2. Théorie et formules de base

La théorie de la prospection électrique ainsi que les formules de base de son principe sont bien développées dans les ouvrages de base en géophysique appliquée, tels que **Astier (1971) Telford et al. (1990)**.

En électricité, les principes de base s'appuient sur la loi d'Ohm (**Ohm, 1827**). Cette dernière définit, pour un matériau de dimensions finies, le paramètre de résistance R (en ohms) opposé au passage d'un courant d'intensité I (en ampères). Cette loi se traduit par la relation suivante :

$$\Delta V = R * I \quad (1)$$

ΔV (en volts) est à la différence de potentiel aux limites du matériau sur lequel est appliqué le courant. La résistance dépend des dimensions du matériau. Donc elle n'est pas un paramètre intrinsèque au

matériau. Pour un objet cylindrique de longueur L (en m) et de section A (en m²), la résistance R est fonction de sa résistivité ρ (en ohm.m) suivant la relation :

$$R = \rho * \frac{L}{A} \quad (2)$$

La résistivité ρ ne dépend ni de la géométrie du matériau, ni de ses dimensions. C'est donc une propriété intrinsèque du matériau qui le caractérise. L'inverse de la résistivité électrique définit la conductivité électrique σ: σ = 1 / ρ, exprimée en mho/m ou siemens/m (mho = 1/ohm = siemens). L'équation (1) est une forme simplifiée de la loi d'Ohm. Elle s'écrit sous sa forme générale et élémentaire comme suit :

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \sigma \vec{\nabla} V \quad (3)$$

Où \vec{J} est la densité du courant (en ampère/m²), \vec{E} est le champ électrique (en volt/m), il représente également le gradient du potentiel v. La densité de courant produite par une source de courant ponctuelle est conservative, c'est-à-dire

$$\nabla J = \text{constante} \quad (4)$$

Dans un milieu présentant une distribution 3D isotrope, une source produit, à une distance r (en m), un champ de potentiel électrique V(r). Ainsi, la conductivité σ est gouvernée par l'équation de Poisson (avec δ(r) représentant la fonction Dirac) (Binley et Kemna, 2005).

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 1 - \delta(r) \quad (5)$$

Pour un terrain homogène avec une électrode placée en surface du sol, le courant se propage sous la forme d'une demi-sphère. Ainsi, la distribution des potentiels électriques est donnée par la solution analytique suivante :

$$V(r) = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (6)$$

Donc, pour quatre électrodes c'est-à-dire un quadripôle AB-MN de géométrie quelconque, le principe d'additivité des potentiels permet d'écrire :

$$\Delta V_{MN} = \frac{\rho I_{AB}}{2\pi} * \left[\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}} \right] \quad (7)$$

Sur le terrain la distribution des résistivités est généralement hétérogène et anisotrope. Ainsi, une résistivité apparente ρ_a (en ohm.m) est comme la résistivité équivalente à un milieu homogène et isotrope. Cette résistivité apparente ρ_a (en ohm.m) est donnée par la relation suivante

$$\rho_a = K * \frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}} \quad (8)$$

$$\text{Où } K = \frac{2\pi}{\left[\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}} \right]}$$

K est un facteur qui ne dépend donc que de la configuration de la géométrie du quadripôle (ABMN) : C'est le facteur géométrique. La résistivité apparente est la variable mesurée sur le terrain en prospection électrique de courant continu, en tomographie. Elle ne reflète pas directement les résistivités réelles ni les profondeurs des matériaux du sous-sol. De ce fait, les données mesurées sur le terrain sont traitées grâce à un logiciel d'inversion qui permet de calculer les résistivités vraies des matériaux : c'est l'inversion ou la déconvolution. Elle permet d'avoir une coupe du sous-sol en résistivités vraies qui fera l'objet d'interprétations.

1.2.1. Equipotentiels et lignes de courant

➤ Dans un milieu homogène et isotrope

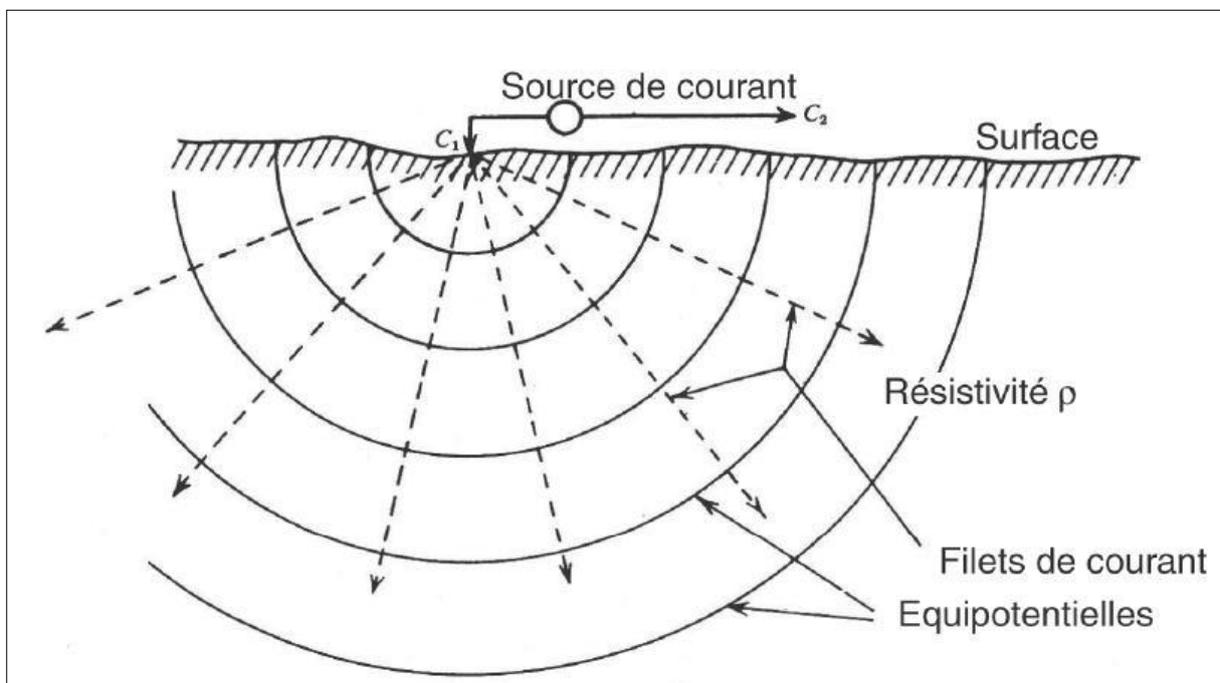


Figure 30 : Distribution des lignes de courant dans un milieu homogène

Dans un milieu homogène et isotrope, l'écoulement du courant se fait par filets rectilignes perpendiculaires aux équipotentiels. Dans ce cas, les équipotentiels décrivent des sphères centrées autour de l'électrode d'émission de courant (C_1) (Figure 30). Cet écoulement produit des variations de potentiel dans le sol à cause de la résistance ohmique de celui-ci.

➤ **Dans un milieu hétérogène à partir d'un dipôle**

La distribution des lignes de courant va comporter des déformations en fonction de la forme de l'interface entre des zones de résistivités différentes (Figure 31). Pour un dipôle d'injection AB, le courant est injecté à partir de l'électrode A et il ressort par l'électrode B ; les équipotentiels forment des hémisphères centrés sur les électrodes. La densité de courant est plus forte près de la surface qu'en profondeur. Lorsque les lignes de courant rencontrent un milieu de résistivité différente les équipotentiels sont déviés (Figure 31).

En effectuant les mesures de potentiels entre A et B, des renseignements sur la résistivité apparente des terrains sont obtenus. Pour un quadripôle quelconque la résistivité est donnée par l'équation 8.

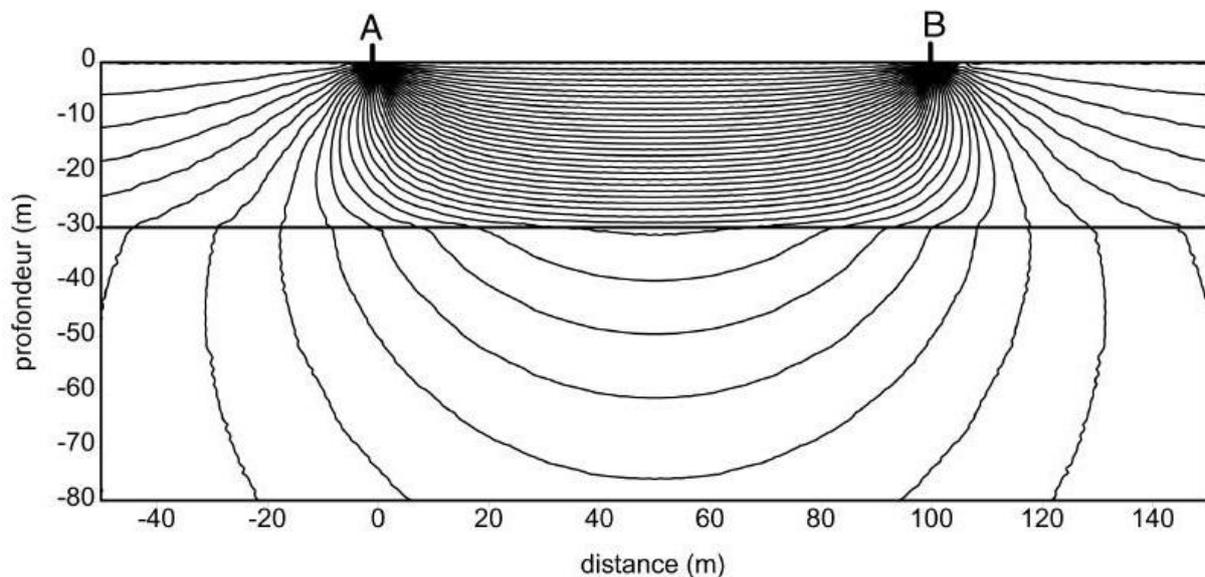


Figure 31 : Distribution des lignes de courant dans un milieu hétérogène

1.2.2. Paramètre mesuré

Le paramètre mesuré en prospection géophysique est une des propriétés physiques de la roche. Dans le cadre d'une prospection électrique, c'est la résistivité. Elle représente la propriété physique d'un

milieu qui détermine sa capacité à laisser passer le courant électrique. La résistivité de la roche dépend de la résistivité de l'eau d'imbibition puisque les roches conduisent le courant électrique grâce à l'eau qu'elles contiennent. Cette résistivité d'eau d'imbibition dépend d'un certain nombre de paramètres dont :

➤ **La salinité**

La résistivité dépend de la teneur en ions du liquide d'imbibition. En effet, la dissolution d'un sel dans l'eau entraîne la libération des anions et des cations. Lorsqu'un courant électrique est appliqué, les ions vont se déplacer et faciliter le passage du courant électrique, ce qui a pour effet d'abaisser la résistivité, inversement d'augmenter la conductivité. Cela justifie l'utilisation de cette méthode dans le contexte de la dune littoral où on suppose une superposition de l'eau douce et de l'eau salée.

➤ **La température**

Une augmentation de température favorise une baisse de la viscosité et une plus grande mobilité des ions, par une augmentation de la dissociation, ce qui a pour effet de diminuer la résistivité.

➤ **la quantité d'électrolyte présente dans la roche** : la quantité d'électrolyte permet de déterminer la porosité :

On distingue une porosité totale, qui est le rapport entre le volume des vides et le volume total de la roche, et une porosité efficace qui est le rapport entre le volume total des vides communicants et le volume total de la roche. La porosité est dite primaire lorsqu'elle est intra granulaire et secondaire lorsqu'elle résulte d'une fracturation ou d'une dissolution de roche (exemple les Karsts).

Dans les roches saturées la résistivité de la roche est liée à la résistivité du liquide d'imbibition par la porosité : c'est la loi d'**Archie (1942)** on a :

$$\rho_r = \rho_w * a * \varphi^{-m}$$

Avec: ρ_w = Résistivité de l'eau d'imbibition, ρ_r = Résistivité de la roche, φ = Porosité utile de la roche, a = facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0,6 et 2 ; m est le facteur de cimentation constant pour une roche donnée, pour les sables purs non consolidés m est voisin de 1,3, le facteur de formation F est alors voisin de 5 (**C.G.G., 1970**) d'où :

$$\rho_w = \frac{\rho_r}{5}$$

Tableau 1 : Résistivité des matériaux les plus commun (Astier, 1971)

Eaux ou roches	Résistivité en Ohm.m
Eau de mer	0,2
Eau de nappes alluviales	10-30
Eau de sources	50-100
Sables et graviers secs	1000-10 000
Sables et graviers imbibés d'eau douce	50-500
Sables et graviers imbibés d'eau salée	0,5-5
Argiles	2-20
Marnes	20-100
Calcaires	300-10 000
Grés argileux	50-300
Grés, quartzites	300-10 000
Cinérites, tufs volcaniques	20-100
Laves	300-10 000
Schistes graphiteux	0,5-5
Schistes argileux ou altérés	100-300
Schistes sains	300-3000
Gneiss, granites altérés	100-1000
Gneiss, granites sains	1000-10 000

Cela permettra de calculer la résistivité de l'eau et de la distinguer de celle du matériel aquifère, c'est-à-dire les sables. D'autre part, la valeur de ρ_w varie en fonction de la concentration en sel d'où la pertinence de la méthode électrique dans l'environnement côtier que constitue notre zone d'étude. Ainsi, un aquifère à 80 Ohm.m peut indiquer une eau à 16 Ohm.m soit une teneur en sel équivalente à 0,30 g/l de NaCl (C.G.G., 1970).

➤ **de la saturation de la roche**

Elle est définie comme étant le rapport entre le volume des pores remplies et le volume total de la roche. D'une manière générale, la désaturation augmente la résistivité. Dans certains cas très particuliers l'effet de la désaturation peut être inverse. En effet, l'évaporation charge en sel la zone déshydratée qui devient plus conductrice que la zone saturée de par sa grande concentration en sel, ce qui entraîne la mesure de résistivités faibles.

➤ **la nature de la roche**

La résistivité dépend également de la nature de la roche, les argiles et les roches argileuses offrent des résistivités beaucoup plus faibles que les roches ignées et les roches métamorphiques qui possèdent des résistivités très élevées (Tableau 1). Pour ces roches, la résistivité dépend du degré de fracturation et du pourcentage de fractures occupées par l'eau. Le tableau 1 donne la résistivité des matériaux les plus communs.

La résistivité des eaux souterraines varie entre 10 et 100 Ohm.m et dépend de la quantité de sels dissouts ; les faibles résistivités de l'eau de mer sont dues par contre à une concentration relativement élevée de sels dissouts. De ce fait, les méthodes de résistivité constituent des techniques idéales pour cartographier l'interface eau douce/eau salée dans les aquifères côtiers (Loke, 1999). L'un des inconvénients de ces méthodes électriques est qu'elles n'arrivent pas à différencier les argiles et l'eau salée, ce qui pourrait entraîner une interprétation équivoque des résultats.

I.3. Les dispositifs de mesure du potentiel électrique

Un sondage électrique consiste à établir la courbe de variation, en fonction de la profondeur, de la résistivité apparente des terrains, mesurée en surface à l'aide d'un dispositif à quatre électrodes AMNB (Astier, 1971). Dans cette synthèse nous nous limiterons uniquement aux dispositifs quadripôles qui sont les plus utilisés. Dans la plupart des quadripôles utilisés, les quatre électrodes sont disposées sur un même alignement. Les deux électrodes de mesure M et N sont le plus souvent à l'intérieur de l'intervalle AB et en général symétriques par rapport au milieu O de cet intervalle. Parfois, ils sont dissymétriques par rapport à O, M ou N étant beaucoup plus près de l'un des pôles d'envoi du courant

électrique. Lors de nos campagnes, des électrodes en acier ont été utilisées pour les sondages et la tomographie

1.3.1. Le dispositif de Wenner

Toutes les électrodes sont équidistantes $AM(C_1P_1)=MN(P_1P_2)=NB (P_2 C_2)=AB/3$ (Figure 32). Ce dispositif possède des variantes que sont le Wenner alpha, bêta et gamma. Dans le cadre de notre étude, c'est le Wenner qui a été utilisé. Le rapport AB/MN est fixe et égale à 3, dans ce dispositif. La mesure du potentiel est plus facile avec une grande ligne MN .

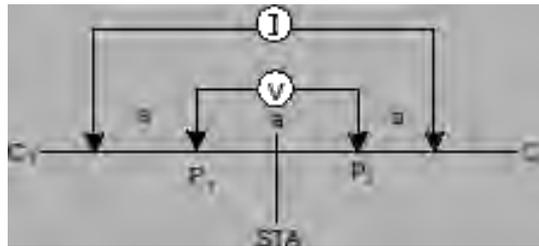


Figure 32: Dispositif de Wenner

1.3.2. Le dispositif de Schlumberger

Ce dispositif doit son nom aux frères Schlumberger qui sont les premiers à mettre au point les méthodes de sondages électriques. La distance $MN (P_1P_2)$ est petite par rapport à $AB (C_1C_2)$; MN est inférieure à $AB/5$ (Figure 33). Le rapport AB/MN est compris au sens large entre 4 et 20. Il est maintenu aussi grand que possible comparé au dispositif de Wenner.

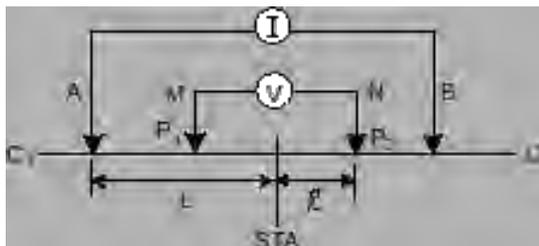


Figure 33 : Dispositif de Wenner-Schlumberger

1.3.3. Le dispositif Dipôle-Dipôle

Dans ce dispositif les électrodes de potentiel $MN (P_1P_2)$ se trouvent en dehors du segment $AB(C_1C_2)$ (Figure 34). Sa profondeur maximale d'investigation s'élève à 88 m. Cette profondeur d'investigation dépend de l'espacement des électrodes les plus externes. Ce dispositif permet d'avoir, à l'acquisition, un nombre de points plus grand que le dispositif de Wenner et Schlumberger.

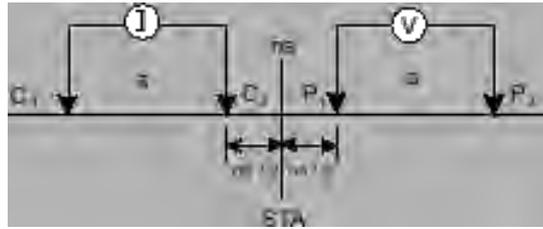


Figure 34 : Dispositif dipôle-dipôle

En plus de ces trois dispositifs on note d'autres qui sont utilisés tels que le pôle-pôle où N et B sont placées à l'infini par rapport à A et M, le pôle-dipôle où B est à l'infini par rapport à A, ce dispositif possède la plus grande profondeur d'investigation (111m) mais a le plus faible pouvoir de résolution car la profondeur d'investigation varie en sens inverse avec le pouvoir de résolution.

I.4. Sensibilité des dispositifs de mesure

La sensibilité est un paramètre important qui a fait l'objet d'un certain nombre de travaux dont on peut citer ceux de **Roy et Apparao (1971)** de **Gomez-Trevino et Flores (2015)**, de **Furman et al. (2003)** et de **Oldenborger et al. (2005)**. Ce paramètre peut aider à choisir le dispositif à utiliser, lorsqu'on est en présence d'un terrain donné. Il traduit la sensibilité d'un dispositif donné par rapport aux variations verticales et horizontales de la résistivité. Il est possible de représenter la fonction de sensibilité des différents dispositifs pour un terrain homogène (Figure 35). Cette fonction nous permet de savoir à quel point les variations de la résistivité dans une région, influenceront les mesures du potentiel (**Marescot, 2004**).

Ainsi, en dispositif de Wenner les contours des valeurs de la sensibilité sont quasiment horizontaux à l'aplomb du centre du dispositif. Par cette propriété une acquisition en Wenner sera beaucoup plus sensible aux changements verticaux qu'horizontaux.

Le Wenner-Schlumberger est un dispositif hybride combinant un dispositif Wenner (sensibilité horizontale) et un dispositif Schlumberger (sensibilité horizontale et verticale) (**Marescot, 2008**).

Pour le dipôle-dipôle, on constate que les contours de la fonction de sensibilité (Figure 35) sont essentiellement verticaux à l'aplomb des deux dipôles. Cela implique que ce dispositif est très sensible aux variations horizontales de la résistivité et donc idéal pour détecter les structures verticales.

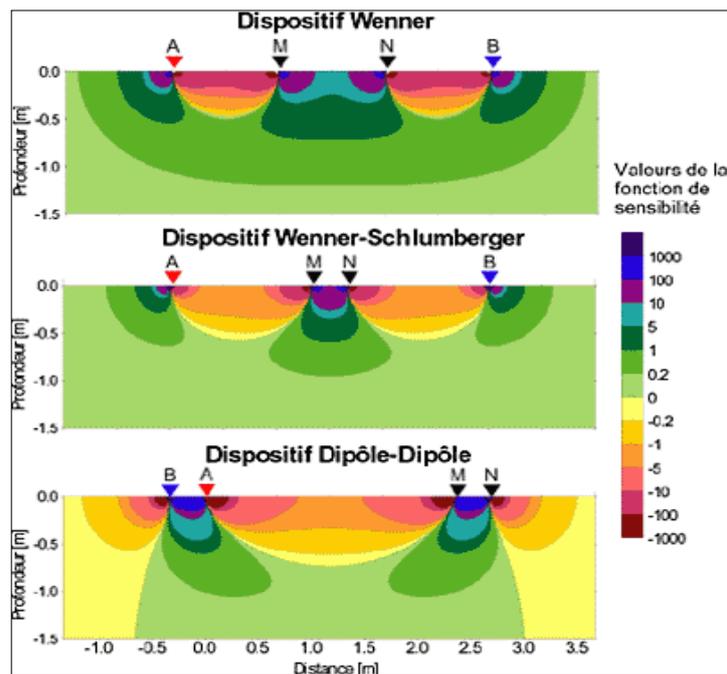


Figure 35 : Distribution de la fonction de sensibilité (Roy and Apparao, 1971)

Pour le Wenner-Schlumberger, la forme des contours des valeurs de la sensibilité sous le centre du dispositif n'est ni horizontale ni verticale (Figure 35). Comparativement à un Wenner la zone entre M et N, est plus sensible alors que la zone entre A et M ou B et N, est nettement moins sensible. Cette forme implique que le dispositif soit intermédiaire par rapport aux autres, c'est-à-dire sensible aussi bien pour les structures horizontales que verticales, ce qui explique sa large utilisation dans les sondages électriques.

I.5. Les techniques de prospection électrique

I.5.1. Le sondage

La technique est applicable en terrain tabulaire, lorsqu'il existe des contrastes de résistivité entre les couches de terrain (niveau aquifère, biseau salé, socle). Plus A et B sont éloignés plus la profondeur investie augmente.

I.5.2. Le trainé

Pour le trainé, la distance AB et MN est fixe et l'ensemble du dispositif est translaté dans une direction qui est perpendiculaire à l'axe AMNB. La profondeur d'investigation est fixe, ce qui fait que les mesures concernent seulement une tranche de terrain. Le trainé met en évidence les variations latérales

de la résistivité. La méthode est applicable lorsqu'il existe des contrastes de résistivité latérale par exemple zone faillée, contact lithologique.

1.5.3. Les panneaux électriques ou tomographie électrique

Depuis trois ou quatre ans, la tomographie électrique tend à devenir l'outil indispensable de toutes personnes concernées par des problèmes d'environnement, d'hydrogéologie, de génie civil, de recherche de matières premières et d'archéologie. Des applications se développent de plus actuellement dans le domaine de la recherche minière et pétrolière. Les principaux atouts de cette méthode sont : son faible coût de mise en œuvre ainsi que la rapidité du traitement des données. La méthode d'imagerie 2D fut mise au point dans le but d'obtenir un modèle du sous-sol où la répartition des résistivités varie verticalement et horizontalement le long du profil (Marescot, 2004).

1.5.3.1. Théorie de la procédure d'acquisition en 2D

Pour illustrer l'acquisition prenons comme exemple le dispositif de Wenner utilisé avec 64 électrodes (Figure 36). La distance entre les électrodes est de 5 m. En dispositif de Wenner, la première mesure du fichier d'acquisition va se faire à l'aide des électrodes 1, 2, 3 et 4 ; les électrodes 1 et 4 serviront à l'injection du courant, les électrodes 2 et 3 à la mesure du potentiel. La mesure est reportée à l'aplomb du dispositif. Ensuite, tout le dispositif se déplace à une distance égale à $2*a$; les électrodes 2 et 5 serviront alors à l'injection du courant et les électrodes 3 et 4 à la mesure du potentiel. Le processus se répète jusqu'à l'électrode 64. On obtient alors le premier niveau d'acquisition $n=1$ avec 61 mesures (64-3) (Figure 36). C'est en répétant ce processus que les niveaux d'acquisition de n_1 à n_6 sont obtenus. En liant les iso-valeurs on obtient une pseudo-section en résistivité apparente. Pour obtenir une pseudo-section en résistivité vraie on procède à une inversion des résistivités apparentes mesurées.

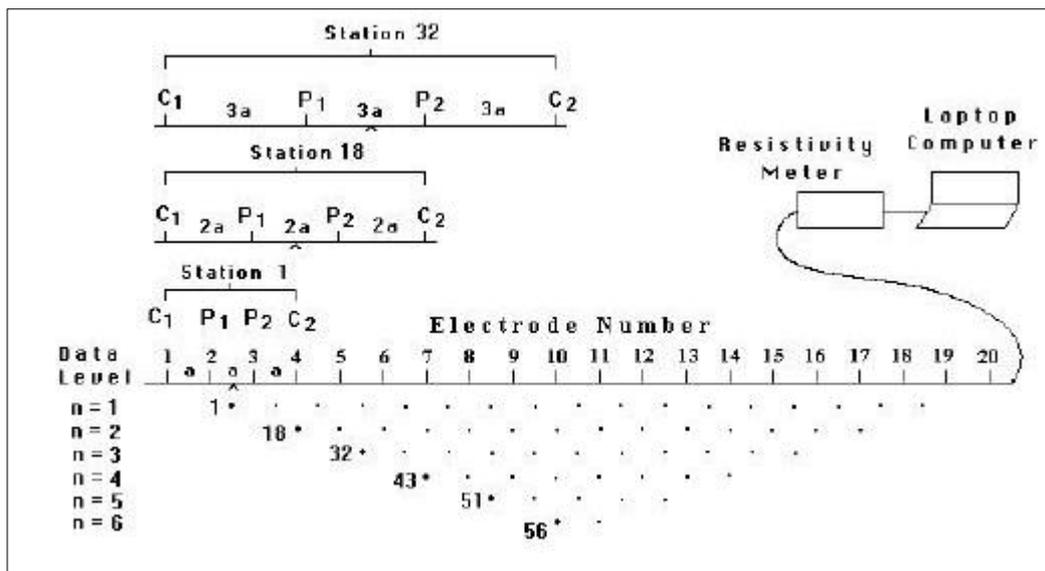


Figure 36: Arrangement des électrodes pour un sondage électrique 2-D et séquences de mesures pour la construction d'une pseudo- section (Loke, 1999).

I.5.3.2. L'inversion et la modélisation

I.5.3.2.1. Méthode

La modélisation par inversion est basée sur la méthode des différences finies ou des éléments finis. La méthode d'inversion est décrite schématiquement dans la figure 37 ; le principe de la méthode d'inversion est de représenter le site d'étude par un modèle de résistivité.

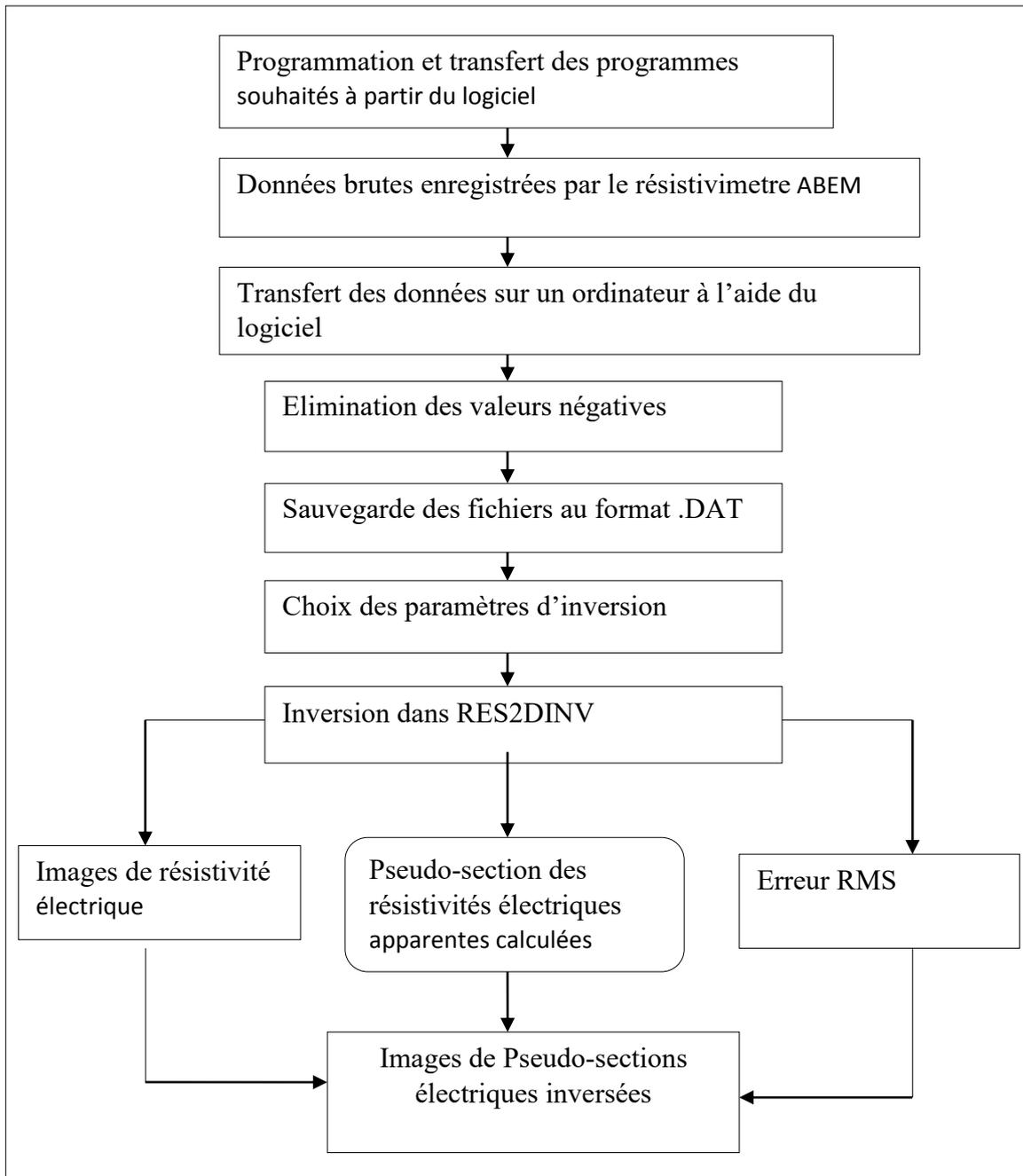


Figure 37: Etapes du traitement des données de résistivité électrique

La modélisation inverse prend le sens contraire de la modélisation directe dans son cheminement. Pour la modélisation inverse, un modèle de base(C) est élaboré à partir des données de résistivités apparentes mesurées. L'algorithme calcule la réponse du modèle et génère les valeurs de résistivités apparentes calculées. Il détermine ensuite le degré de différence entre les valeurs de résistivité apparente mesurée et celles de résistivités apparentes calculées par le modèle. Le modèle est ensuite modifié dans le but de minimiser le degré de différence entre les valeurs calculées et les valeurs mesurées. L'opération est alors répétée de manière itérative jusqu'à ce que le processus converge.

I.5.3.2.2. L'inversion par le programme RES2DINV

Le logiciel RES2DINV permet à partir des valeurs de résistivités apparentes mesurées sur le terrain de trouver les résistivités vraies du terrain d'étude. La méthode ETR fournit la mesure des résistivités apparentes des formations du sous-sol. La procédure de modélisation permet de créer un modèle de distribution des résistivités calculées qui rend compte des données observées. Le logiciel RES2DINV propose trois types d'inversion. Une, dite des "Moindre-carrés", aussi appelée norme L2, qui suppose une distribution gaussienne des erreurs sur les données (Figure 38) (Marescot, 2004). Dans ce cas l'inversion repose sur la minimisation d'une fonction f aux moindre-carrés, qui prend en compte la différence entre les valeurs de résistivités apparentes mesurées in situ (M) et calculées (C) (Al-Chalabi, 1992) :

$$f = \sum_{i=1}^N (M_i - C_i)^2$$

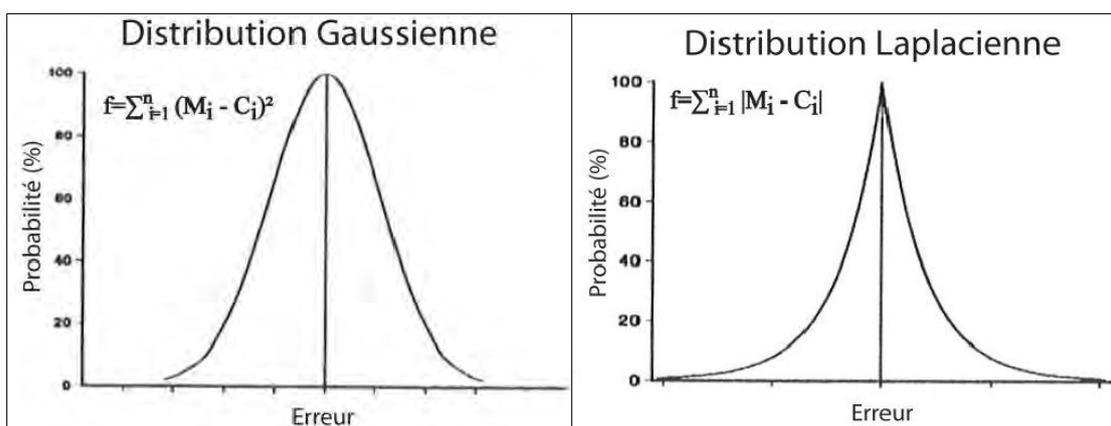


Figure 38 : Distribution des erreurs sur les données électriques, f représente la fonction minimisée lors de l'inversion (modifiée par Al-Chalabi (1992)).

La seconde est l'inversion dite "Robuste", dont on distingue l'inversion "à contraintes moindre-carrées" et celle "à contraintes robustes". Elles entrent dans une norme plus faible, L1, qui suppose une distribution Laplacienne, plus restreinte, des erreurs sur les données (figure 38) (**Al-Chalabi, 1992**). L'utilisation d'une norme plus faible est nécessaire avec des données affectées de bruits non aléatoires.

Elle permet, en réalité, d'attribuer un poids plus faible que la norme L2 à ces points bruités (**Al-Chalabi, 1992**). La solution recherchée par l'inversion robuste n'est plus la moyenne des valeurs (cas de l'inversion par moindre-carrés), mais la médiane.

Cette dernière affecte un poids identique et égal à 1 à chaque valeur. L'inversion prend alors en compte la différence absolue entre les valeurs mesurées et calculées par le modèle (**Loke, 2002**).

Le logiciel procède par une méthode itérative. En premier lieu il découpe le profil en plusieurs blocs dont la taille augmente avec la profondeur : c'est le maillage du modèle (Figure 39). Cette augmentation est due à la perte de résolution des méthodes électriques avec la profondeur et dépend du nombre de points de mesure et du niveau d'acquisition (**Marescot, 2008**). Pour cette opération d'inversion, les premières valeurs introduites dans le modèle sont les valeurs de résistivités apparentes mesurées.

A partir de ces valeurs le logiciel crée un modèle (Figure 40 ; stade 1), puis injecte un courant fictif dans ce modèle et recalcule les valeurs de résistivités apparentes (Figure 40 stade 2), valeurs qu'il compare avec celles mesurées sur le terrain (Figure 40, stade 3). Cette comparaison lui permet d'ajuster son modèle et ainsi de réduire la différence entre les valeurs apparentes calculées et les valeurs mesurées sur le terrain en répétant le processus par itérations successives. Cette différence représente l'erreur RMS. Ainsi on obtient comme résultat une coupe montrant la répartition des résistivités vraies du terrain étudié. L'interprétation portera sur la coupe de résistivités vraies (la dernière sur la figure 40).

Les modèles avec de faibles valeurs RMS, ne représentent pas pour autant la réalité de façon objective. Il est donc recommandé de calculer plusieurs modèles, avec des paramètres d'inversion différents, afin d'obtenir une gamme aussi large que possible de modèles qui permettront une interprétation plus objective de la structure (et surtout des incertitudes que l'on aura sur cette structure) (**Portal, 2012**).

I.6. Limite des méthodes électriques

Les limites des méthodes électriques sont résumées en deux principes fondamentaux :

I.6.1. Le principe d'équivalence

Le principe d'équivalence est mis en évidence par le fait que certaines couches peu épaisses dont les résistivités sont peu différentes de celles des couches voisines affectent très faiblement la courbe de sondage. En tomographie le principe d'équivalence est moins contraignant puisqu'on enregistre les variations verticales et horizontales de la résistivité.

I.6.2. Le principe de suppression

A partir de 3 terrains la courbe de sondage n'est plus univoque, et lorsqu'on a des couches dont la résistivité est intermédiaire entre celle des couches encaissantes ; tant qu'elles n'ont pas une épaisseur assez grande, elles ne modifieront pas ou peu le diagramme de sondage électrique.

En plus de ces deux limites on peut citer d'autres qui sont :

- Difficulté d'injecter du courant dans les terrains secs et les problèmes de contact des électrodes ;
- Interprétation délicate sans données de puits ou de forages ;
- Influence importante des hétérogénéités des résistivités en surface ;
- Temps de mesure important si on a une grande longueur de ligne ;
- En tomographie la non unicité du modèle calculé : cette ambiguïté provient du fait que le modèle est calculé en deux dimensions alors que les mesures de terrain sont influencées par les trois dimensions (**Marescot, 2008**).

Bien que permettant une imagerie haute résolution des structures géologiques ou hydrogéologiques complexes, les principales limites de l'ETR concernent, comme pour les SEV (**Goldman et al., 2005**) : d'une part une baisse importante de la résolution avec la profondeur (dispersion du signal et prise en compte des hétérogénéités latérales parfois difficiles à restituer par le modèle d'inversion) et d'autre part, la nécessité d'établir un bon contact électrique avec le sol. En zone côtière, ces deux points peuvent être problématiques lorsque l'interface est située à grande profondeur ou en région aride quand le milieu est fortement résistant du fait de sols très secs sur une importante épaisseur d'où l'utilisation de l'électromagnétique qui ne nécessite pas de contact avec le sol. Toutefois, les mesures géophysiques de surface n'intègrent pas seulement la résistivité de la nappe mais également celle du milieu géologique, ce qui complique parfois l'interprétation hydrogéologique puisqu'il est difficile de distinguer la signature électrique des argiles de celle de l'eau salée.

II. Méthodes électromagnétiques de surface

Comme les méthodes électriques, les méthodes électromagnétiques (EM) permettent de caractériser la résistivité ou conductivité du sous-sol et donc, en milieu côtier, les différences entre l'aquifère à eau douce et l'aquifère à eau salée. A cet effet, la technique EM dans le domaine des temps (time-domain electromagnetics : TDEM), aussi appelée EM transitoire (transient electromagnetics : TEM) est particulièrement utilisée (**Goldman et al., 1991; Mills et al., 1988**).

Bien qu'actuellement limité à des applications en sondage vertical (les outils récents d'acquisition et d'inversion ne permettent pas encore les interprétations 2D ou 3D), le TDEM présente les avantages de posséder une résolution importante en profondeur, de cibler spécifiquement les anomalies conductrices (**Fitterman et Stewart, 1986**) et surtout de ne pas être tributaire des contacts galvaniques avec le sol. Ce qui limite l'application des méthodes électriques en particulier dans les régions arides (les sols très secs rendent les contacts électriques difficiles) au profit des méthodes EM (**Everett et Meju, 2005**). Le TDEM permet d'identifier la superposition des couches du sous-sol présentant des contrastes de conductivité et donc la position de l'interface ou zone de transition saline (**Goldman et al., 2005; Paillet, 2001**). De la même manière que pour les sondages électriques, les corrélations latérales entre plusieurs sondages TDEM permettent d'évaluer la morphologie générale de l'interface. Par rapport à l'imagerie électrique, le TDEM présente cependant l'inconvénient assez significatif de pouvoir difficilement identifier la zone de diffusion eau douce-eau salée, ainsi que les géométries complexes telles que les remontées coniques ou les pendages forts de l'interface.

II.1. Principe

Un transmetteur parcouru par un courant alternatif de fréquence f est à l'origine dans le sous-sol de l'émission d'un champ magnétique primaire (Figure 41). Le processus de coupure brusque du courant émetteur induit selon la loi de Faraday une force électromotrice de courte durée dans le sol due à la conductivité finie du sol, des courants de Foucault sont générés causant un champ magnétique secondaire qui se superpose au champ magnétique primaire.

Le paramètre physique mesuré par les méthodes EM est la conductivité [σ en siemens/mètres (S/m)], qui est simplement l'inverse de la résistivité. En géophysique, on utilise le plus souvent le milli siemens/mètre (mS/m), qui équivaut à 0.001 S/m.

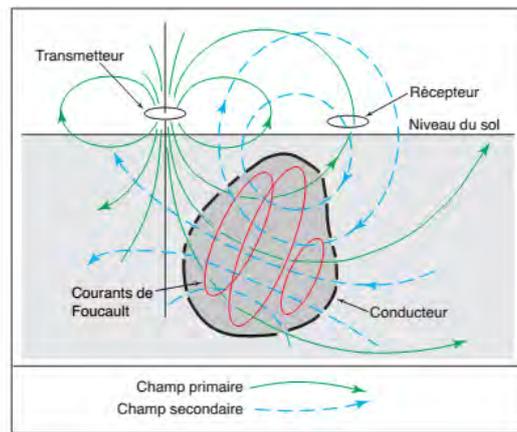


Figure 41 : illustration du principe de la méthode électromagnétique à basse fréquence (EM)

II.2. Matériel

Le matériel utilisé est un EM31 (Figure 42) et il est constitué d'un boîtier qui comporte le galvanomètre ou conductivimètre, sur lequel est rattaché deux bobines grâce à des tubes. Le conductivimètre et les deux tubes font une longueur de 3,6 m.

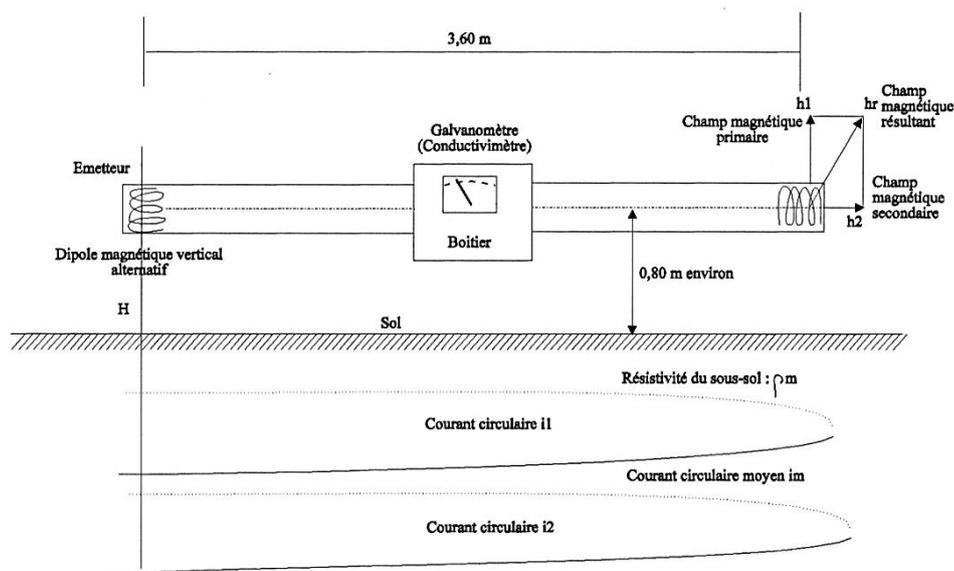


Figure 42 : Les différentes composantes du EM31 et son schéma de principe

III. Les diagraphies

III.1. Diagraphies de conductivité électrique

Pour la détection et le suivi du biseau, la méthode la plus utilisée est la mesure indirecte de la salinité totale par relevé ponctuel de conductivité électrique de l'eau (notée EC) ou log vertical en forage

(Custodio, 1997). La conductivité électrique de l'eau de mer est en effet bien plus élevée que celle de l'eau douce. Cette mesure est possible par l'utilisation de sondes conductimètres facilement transportables et d'un coût abordable. La salinité (solides totaux dissous : TDS) est déterminée grâce à l'utilisation de courbes de calibration (courbes standards généralement fournies avec le matériel) et l'enregistrement en simultané de la température (permettant de ramener les conductivités à une température de référence, classiquement 25 °C). L'utilisation de telles sondes implique toutefois l'existence de forages (dont les coûts de réalisation sont élevés) et reste soumise au problème de mélange des eaux douces et salées à l'intérieur des forages.

III.2. Diagraphie de résistivité électrique

Les logs de résistivité (ou conductivité, son inverse) totale, c'est-à-dire impliquant à la fois la matrice rocheuse et l'eau des pores, peuvent être utilisés pour mettre en évidence les variations de résistivité de l'aquifère sur une verticale, c'est-à-dire indirectement, pour un aquifère côtier homogène, les variations de salinité. **Debuisson et Moussu (1967)** sont parmi les premiers à avoir appliqué cette méthode dans un aquifère côtier dunaire au Sénégal. Les mesures ont permis à la fois d'identifier la zone de transition eau douce-eau salée, mais également de suivre l'invasion marine volontairement provoquée par pompages (**Debuisson, 1966, 1970; Moussu et Debuisson, 1966**).

CHAPITRE 3 : LES METHODES GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

Pour comprendre le fonctionnement des hydrosystèmes salins ainsi que l'origine et les mécanismes de salinisation des nappes côtières, l'utilisation de la géochimie des ions majeurs et des isotopes de l'eau s'avère importante. En effet, l'outil géochimique permet de distinguer les sources de salinisation (**Appelo et Postma, 2005; Jones et al., 1999; Richter et Kreitler, 1993**) qui peuvent être diverses : elles varient de l'intrusion marine (eau de mer actuelle), au mélange avec les résidus d'eau de mer ancienne évaporée (saumures primaires), en passant par la dissolution d'évaporites (saumures secondaires) et le mélange de l'eau douce avec des fluides hydrothermaux suivant le contexte géologique. L'utilisation des rapports ioniques des ions majeurs permet de préciser les mécanismes de la salinisation. Le processus de salinisation est souvent dominé par les échanges ioniques entre l'ion calcium et l'ion sodium ainsi que le mélange entre l'eau de mer actuelle ou bien des saumures évaporées et l'eau douce de la nappe côtière. Ces processus sont élucidés par de nombreux travaux dont on peut citer ceux de **Appelo et Potsma (2005)**, de **Richter et Kreithler (1993)**, **Kloppmann et al. (2011)** et de **Jones et al. (1999)**.

Concernant les isotopes environnementaux, ils constituent une boîte à outils pour l'hydrogéologue et l'hydro-géochimiste, qui a été complétée depuis ces dernières années par de nombreux éléments et qui sont particulièrement utiles dans les investigations géochimiques, notamment le traçage de la salinité (**Bourhane, 2010**). Le dosage des isotopes lourds de l'eau tels que l'oxygène-18 et le deutérium permet de voir si le mécanisme responsable de la salinisation est l'évaporation ou non. La teneur de ces isotopes permet même de calculer le pourcentage d'eau évaporée (**Clark et Fritz, 1997**).

I. Aperçu sur la géochimie des hydrosystèmes salins

I.1. Facteurs contrôlant la composition chimique des saumures

Il existe plusieurs facteurs pouvant modifier la composition chimique des eaux dans les systèmes salins.

I.1.1. Processus de dissolution-précipitation

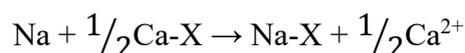
La précipitation de sulfate de calcium peut être causée par la dolomitisation qui augmente la concentration de calcium dans la saumure. Ce processus peut changer la composition chimique de l'eau de mer en saumure de faciès chloruré calcique, dans les lacs salés et dans les systèmes de Sébkhas (**Yechieli et Wood, 2002**).

1.1.2. Echanges ioniques

L'importance des échanges cationiques dans les environnements salins (intrusion marine) a été traitée dans les détails par **Appelo et Postma, 2005**. Ces échanges ioniques sont très importants dans le contrôle des rapports entre les ions dissouts dans l'eau. Ce sont des indicateurs de salinisation ou de désalinisation des aquifères côtiers.

La chimie de l'eau douce est, généralement et particulièrement, dominée dans les régions côtières par le calcium (Ca^{2+}) et le bicarbonate (HCO_3^-) provenant d'une part, de la dissolution de la calcite, et d'autre part de celle des plagioclases et des feldspaths. En revanche, l'eau de mer est dominée par les ions Na^+ et Cl^- .

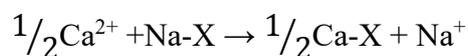
La présence des minéraux argileux dans les sédiments favorise les échanges ioniques entre la matrice argileuse et les ions de l'eau (**Jones et al., 1999**). Quand l'eau de mer pénètre dans un aquifère d'eau douce, le sodium remplace le calcium au niveau de la matrice argileuse et par conséquent l'ion Ca^{2+} est libéré. Ceci est démontré par l'équation suivante (**Appelo et Postma, 2005**) :



X indique la matrice échangeuse (sédiment en contact avec l'eau de mer, argile le plus souvent).

Ces échanges entre l'eau et la matrice peuvent changer le faciès chimique des eaux qui passe de chloruré sodique (Cl-Na) à chloruré calcique (Cl-Ca).

Cependant, lorsque l'eau douce repousse les eaux océaniques, c'est la réaction inverse qui se produit. Le calcium et le magnésium sont captés par la matrice argileuse et concomitamment il y a libération de l'ion Na^+ dans l'eau et formation du faciès bicarbonaté sodique ($\text{HCO}_3\text{-Na}$). Cela matérialise le processus de lessivage des aquifères à eau salée par les eaux douces.



Ces deux phénomènes qui se produisent dans les environnements salins côtiers peuvent être décrits en utilisant les rapports ioniques, notamment celui de Na/Cl et de $(\text{Ca+Mg})/\text{Cl}$. En effet, l'avancée des eaux salées dans l'aquifère côtier entraîne une baisse du rapport Na/Cl et une augmentation du rapport $(\text{Ca+Mg})/\text{Cl}$. Quand les eaux douces repoussent les eaux salées ; c'est le rapport Na/Cl qui augmente et celui de $(\text{Ca+Mg})/\text{Cl}$ diminue (**Jones et al., 1999**). Il convient de noter que ce processus d'échange ionique est probablement moins effectif dans les saumures très salées parce que la capacité spécifique

des ions de l'argile est relativement faible par rapport à celle des ions présents dans les saumures (Yechieli et Wood, 2002).

1.1.3. La réduction des substances organiques

La réduction des substances organiques peut être responsable du changement de la chimie des eaux (Jones et al., 1999), particulièrement au niveau de l'interface entre les eaux douces et les eaux salées (Custodio, 1997). Un des processus de réduction, le mieux décrit dans ses environnements salins, est la réduction du sulfate en sulfure. Le mécanisme est principalement, la réduction du soufre par les bactéries sulfato-réductrices (Yechieli et Wood, 2002). Une des souches de ces bactéries a été isolée dans le lac Rétba. Elles sont responsables de la production de H₂S (Garnier, 1978) dans ces environnements salins par réduction des sulfates.

La réduction d'autres ions tels que le nitrate peut se produire dans ces environnements salins ; elle produit de l'ammonium ou du gaz N₂. Evidemment dans de telles saumures, la concentration en oxygène dissoute devrait être égale à zéro. L'activité biologique dans ces environnements salins est donc le fait de certains organismes adaptés à des conditions de salinité extrême (Yechieli et Wood, 2002).

I.2. Facteurs contrôlant l'évolution chimique des saumures

La géochimie des systèmes salins a été étudiée par plusieurs auteurs dont Hardie et Eugster (1970); Hardie et al. (1978); Wood et Sanford (1990); Yechieli et Wood (2002). L'évaporation est le principal processus qui contrôle l'évolution des solutés dans les saumures de la plupart des sébkhas, des lacs salés et playas ainsi que dans les systèmes hydrologiques ouverts des zones arides. La perte d'eau par mécanisme évaporatoire entraîne une augmentation de la concentration des solutés jusqu'au point où la précipitation des minéraux se produit. La précipitation des minéraux et l'évolution des solutés dans un système chimique fermé sont contrôlées par le concept de fractionnement chimique (Hardie et Eugster, 1970). Dans ces systèmes fermés, la concentration des cations et des anions ainsi que les constantes d'équilibre des minéraux évaporitiques sont les seuls facteurs qui contrôlent l'évolution des solutés dans la saumure.

Dans les systèmes ouverts, le concept de fractionnement chimique est modifié par les apports de solutés dans le système ainsi que les pertes de solutés par le système (Sanford et Wood, 1991; Wood et Sanford, 1990) autrement dit par les transferts de solutés entre le système (lac salé) et les autres composantes de l'hydrosystème (nappe ; mer, étangs dans le cas du lac Rétba). Ainsi, la précipitation des minéraux dans le système va dépendre du rapport entre les apports et les pertes de solutés. Cela est

illustré par **Yeichieli et Wood (2002)** qui montrent que la variation du rapport entre les apports et les pertes de soluté par le système modifie les assemblages minéralogiques observés dans les systèmes salins.

Dans les systèmes salins, l'évaporation permet la concentration et la précipitation des solutés. Cependant, cette dernière est limitée par l'activité thermodynamique de l'eau (**Langmuir, 1997**). L'activité thermodynamique est définie comme étant le rapport entre les pressions de vapeur d'une solution donnée et celle de l'eau pure dans les mêmes conditions de température et de pression.

L'activité de l'eau pure est égale à 1 ; dans l'eau de mer cette activité est de 0,98. Dans une solution saturée de NaCl, l'activité de l'eau est de 0,78, et pour les saumures très évaporées elle est de 0,5. On voit donc que pour une pression et une température données, l'augmentation de la concentration des ions dissouts dans l'eau réduit l'habilité de l'eau à s'évaporer parce qu'elle est moins libre. Ce qui a pour conséquence, une évaporation relativement faible de l'eau des systèmes salins, comparée à celle des systèmes à eau douce. Au niveau du lac Rébba, **Garnier (1978)** a montré que l'eau du lac s'évapore avec un rapport de 1/4 par rapport à l'eau douce. Cela veut dire que pour une évaporation de 4 mm d'eau douce, on note une évaporation correspondante de 1 mm pour l'eau du lac.

L'eau d'une mare ou d'une sébkha ne s'évapore pas lorsque son activité est inférieure à celle de la vapeur d'eau de l'atmosphère. Il existe donc une relation étroite entre l'humidité relative de l'atmosphère et l'activité de l'eau.

II. Aperçu sur l'utilisation des isotopes en hydrogéologie

La théorie concernant les isotopes et leur utilisation en hydrogéologie est relatée par de nombreux auteurs tels que **Clark et Fritz (1997)**, **Mazor (1991)**, **Etcheverry (2002)**, il y a aussi la publication de l'AIEA qui constitue une référence dans ce domaine. Nous donnons ici une brève synthèse sur ce concept.

La molécule d'eau est composée d'hydrogène et d'oxygène. Comme la plupart des autres éléments, il existe différents atomes d'hydrogène et d'oxygène possédant des nombres de neutrons différents mais ayant le même nombre de protons. Ces différents atomes qui appartiennent à un même élément sont appelés isotopes. Beaucoup de ces isotopes sont instables et subissent la dégradation radioactive, ils peuvent être utilisés donc pour la géochronologie ou la détermination de l'âge des eaux ou des roches, comme par exemple le ^{14}C , mais certains comme l'oxygène-18 (^{18}O) et le deutérium (^2H) sont stables.

Il existe trois isotopes stables d'oxygène (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) et deux isotopes stables de l'hydrogène (^1H , ^2H). Le deutérium (^2H) qui est un atome d'hydrogène possédant un proton et un neutron, possède une occurrence relative naturelle de 0,015% par rapport à l'ensemble des autres isotopes stables de l'hydrogène. Pour l'oxygène 18 (^{18}O), son occurrence est de 0,2% par rapport à l'ensemble des autres isotopes stables de l'oxygène. L'addition d'un ou de deux neutrons relatifs à un isotope dont l'élément possède un faible nombre de neutron a une influence sur la masse atomique. Plus est basse la position de l'élément dans le tableau périodique des éléments (le tableau de Mendeleïev), plus est faible l'importance relative de cette différence de masse par rapport à la masse atomique de l'élément.

Ainsi la molécule d'eau peut être divisée en molécules légères : $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ (les plus courantes) et en molécules lourdes : principalement $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ et $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ (qui sont rares). Il existe six autres espèces d'isotopes de la molécule d'eau mais seules ces trois présentent un intérêt en hydrologie (**Etcheverry, 2002**) de surface et souterraine.

Cette différence de poids atomique jouera son rôle dans les processus physico-chimiques, telle que l'évaporation. Au cours de l'évaporation, les molécules ayant un poids atomique léger se déplacent facilement dans la phase vapeur, ce qui fait que la vapeur s'enrichit en molécules légères, pendant que l'eau résiduelle s'enrichit en molécules lourdes. Ce phénomène est appelé fractionnement isotopique : Le fractionnement isotopique est le phénomène qui modifie la composition isotopique d'un élément dans un certain composé par le passage de ce composé d'un état physique ou d'une composition chimique à un autre. Ce phénomène est à la base des méthodes utilisant les isotopes stables en hydrogéologie (**Etcheverry, 2002**). Dans le cycle hydrologique, la variation de la composition isotopique dépend en premier lieu du fractionnement accompagnant les changements de phase et les processus de transport dans le cycle (**AIEA**). Il peut être utilisé donc pour retracer l'histoire d'un corps d'eau.

Les abondances isotopiques peuvent être données à partir de leurs rapports, par exemple, $^2\text{H}/^1\text{H}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Pour des raisons pratiques, plutôt que d'utiliser le rapport isotopique R, les compositions isotopiques sont généralement données en δ , qui correspond aux déviations par rapport à une valeur standard, δ est définie par :

$$\delta = \frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{standard}}} - 1$$

Le standard reconnu et accepté pour les isotopes de l'eau est le V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), qui est proche du SMOW, premier standard défini par **Craig (1961)**. R étant le rapport d'abondance des espèces isotopiques, c'est à dire $^2\text{H}/^1\text{H}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, respectivement.

$$^2\text{R}_{\text{VSMOW}} = (155.75 \pm 0.05) \times 10^{-6} \quad ^{18}\text{R}_{\text{VSMOW}} = (2005.20 \pm 0.45) \times 10^{-6}$$

Ces abondances sont les valeurs utilisées pour le standard de référence, correspondant à la valeur $\delta = 0$ sur l'échelle VSMOW. Les valeurs de δ pour les échantillons d'eau sont données par :

$$\delta_{\text{VSMOW}}(\text{‰}) = [(R_{\text{échantillon}}/R_{\text{VSMOW}}) - 1] * 1000$$

Comme δ est habituellement un petit nombre, il est donné en ‰. Donc un δ positif traduit un enrichissement en isotopes lourds de l'échantillon Vs (versus) le standard qui est ici le VSMOW et vice versa un δ négatif traduit un appauvrissement en isotopes lourds par rapport au standard.

L'évolution des concentrations en ^{18}O et ^2H des eaux météoriques mondiales apparaît assez bien corrélée de telle sorte que dans le graphe ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$), les compositions isotopiques des précipitations s'alignent sur une droite appelée Droite des Eaux Météoriques (DEM) dont la moyenne globale est :

$$\delta^2\text{H}(\text{‰}) = 8 \cdot \delta^{18}\text{O}(\text{‰}) + 10\text{‰}.$$

Cette droite correspond à la Droite des Eaux Météoriques Globale.

Pour les eaux sujettes à l'évaporation, en particulier les eaux de surface et les nappes peu profondes, les conditions concernant la relation $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ sont telles que les pentes d'évaporation sont généralement différentes de 8. En effet, plus l'air est sec, plus l'évaporation est intense et plus l'enrichissement en isotopes lourds de l'eau est plus fort. La pente peut passer dans ces cas de 8 à 4.

Dans cette étude les isotopes lourds de l'eau ont été utilisés afin de voir l'impact de l'évaporation sur la chimie des eaux et de voir aussi les éventuels mélanges entre les différents réservoirs présents dans le bassin. En effet, le mélange de deux eaux différentes sera représenté par un segment de droite dont les extrémités seront les compositions isotopiques des eaux ayant servi à préparer le mélange (**Etcheverry, 2002**). Le graphe oxygène-18/deutérium peut être utilisé aussi pour déterminer l'intrusion saline dans la zone côtière.

***PARTIE III : PROTOCOLE EXPERIMENTAL,
ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES***

CHAPITRE 1 : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES PIEZOMETRIQUES, BATHYMETRIQUES ET LIMNIMETRIQUES

I. Acquisition et traitement des données piézométriques

I.1. Acquisition des données piézométriques

Pour l'acquisition des données piézométriques, un réseau de suivi de la nappe, constitué par des puits villageois, a été mis en place (Figure 43). Au mois d'octobre 2012 ce réseau a été étoffé de 7 piézomètres (Figure 44).

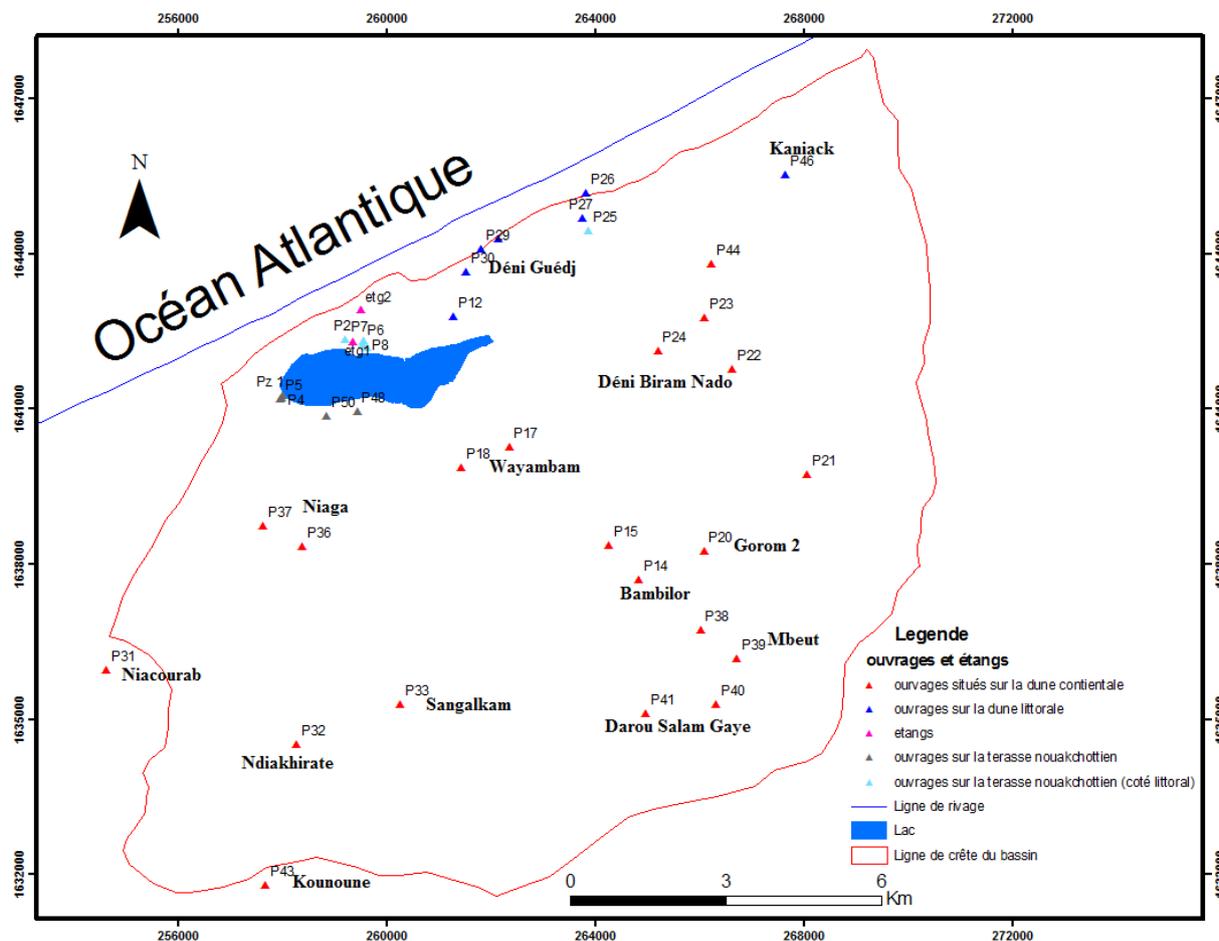


Figure 43 : Distribution des puits suivis sur le bassin versant du lac Retba

Les piézomètres sont répartis comme suit : une ligne de 4 piézomètres (PA, PB, PC et PD) sur la dune littorale entre le lac et l'océan et une ligne de 3 piézomètres (PE, PF, et PG) sur la dune continentale, allant du lac vers le continent. Les observations du niveau des nappes (nappe de la flèche littorale et des nappes ogoliennes) ont été effectuées pendant la période allant du mois de mai 2009 au mois de mai 2011. Les ouvrages d'observations (puits et piézomètres) ont été nivelés avec un GPS différentiel.

Les altitudes du niveau du lac et des étangs ont été également déterminées par nivellement pendant cette campagne.



Figure 44 : Localisation des piézomètres PA, PB, PC et PD sur la dune littorale et PE, PF, et PG sur la dune continentale.

I.2. Traitement des données piézométriques

Pour les aquifères ne contenant que de l'eau douce, les niveaux piézométriques reflètent directement les charges hydrostatiques. Ils s'expriment en équipotentiels et déterminent le sens des écoulements, des potentiels les plus élevés vers les plus bas. Lorsque l'eau n'est plus douce, le niveau piézométrique observé, ne reflète plus la charge hydrostatique.

La superposition, dans le réservoir, des eaux à conductivité électrique élevée (eaux salées) et des eaux à conductivité électrique basse (eaux douces), nécessite une correction des niveaux piézométriques observés.

Ceci se fait de deux manières. Par le concept d'équivalence eau douce et par la méthodologie de **Montoroi (1997)**. Cet auteur a mis en évidence une régression non linéaire entre la conductivité électrique (CE) et la densité de l'eau de la nappe correspondante, y compris l'eau pure. Cette relation, obtenue à 25 °C et à 1 atm, est valable dans le domaine 0-110 dS/m et a pour expression :

$$D_n = 0,9966 \text{Exp}^{(5,505 \cdot 10^{-4} \text{CE}_n)}$$

Avec D_n densité de l'eau de la nappe et CE_n conductivité électrique de l'eau de la nappe.

Sachant que la charge piézométrique dépend de la densité de l'eau, en calculant la densité des eaux salées, on peut corriger les niveaux piézométriques en les recalculant avec la valeur corrigée de la densité.

II. Acquisition des données bathymétriques et limnimétriques

La bathymétrie a été réalisée à l'aide d'une pirogue et d'une perche pendant la période de hautes eaux, en octobre 2008, et pendant celle de basses eaux, en mai 2009. Des transects Nord-Sud ont été effectués et des points sont levés à des intervalles de distances plus ou moins réguliers. A chaque point, la profondeur est mesurée et les coordonnées relevées.



Photo 2 : Echelles limnimétriques permettant le suivi du niveau du lac, la première (à droite) est dotée d'un thalimèdes.

La version 8 du logiciel surfer a été utilisée pour faire les cartes bathymétriques. La méthode d'extrapolation utilisée est celle du Krigeage. Concernant la limnimétrie, elle a fait l'objet d'un suivi manuel au cours des différentes missions de terrain. Deux échelles (photo 2) ont été installées à cet effet : une à l'ouest du lac et une à l'est. L'échelle située à l'ouest était équipée d'un thalimèdes. Il permet de scruter le niveau du plan d'eau toutes les 5 mn et l'appareil fait une moyenne, des mesures prises, après 30 mn d'enregistrement. Cela a permis d'enregistrer automatiquement les fluctuations du niveau du lac du 13/01/2009 au 30/12/2009.

CHAPITRE 2 : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES HYDROCHIMIQUES

I. Missions d'échantillonnage

Trois missions d'échantillonnage ont été effectuées. Une première au mois de juin 2012, une deuxième au mois de septembre 2012 et une troisième au mois d'avril 2013. Les échantillons du mois de juin 2012 et du mois d'avril 2013 ont été analysés au laboratoire d'hydrochimie du Département de Géologie de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar et ceux du mois de septembre 2012 ont été analysés au laboratoire de l'Université de Lausanne en Suisse.

I.1. Échantillons de juin 2012

Cet échantillonnage des eaux a été effectué en fin de saison sèche (au mois de juin 2012). Au total 41 échantillons ont été prélevés, répartis entre les eaux de la nappe des sables de la dune littorale et celle des sables de la dune continentale, les eaux du lac, les eaux des étangs situés au nord du lac et les eaux de la source située à l'ouest du lac. Ces échantillons sont répartis comme suit :

- 38 prélevés de la nappe ;
- 1 dans le lac ;
- 1 dans les étangs ;
- 1 dans la source.

Les ouvrages échantillonnés sont constitués essentiellement de puits villageois. Dans chaque ouvrage, l'échantillonnage est effectué en même temps que la mesure du niveau à l'aide d'une sonde électrique lumineuse et sonore. Le prélèvement est effectué à l'aide d'un seau. Dans chaque ouvrage, deux échantillons de 150 ml sont pris, dont l'un acidifié avec du HNO_3 concentré pour l'analyse des cations et l'autre laissé intacte pour l'analyse des anions. Les paramètres physico-chimiques sont en même temps mesurés in situ à l'aide d'une sonde multiparamétrique de type HACH. Les échantillons sont ensuite acheminés au laboratoire d'hydrochimie du Département de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université Cheikh Anta Diop pour une analyse des ions majeurs et des ions mineurs.

I.2. Echantillons de septembre 2012

Cet échantillonnage a porté sur 48 puits villageois et 7 piézomètres pour les eaux souterraines. Pour les eaux de surface, l'échantillonnage a porté sur le lac, les étangs, la source et l'océan. Lors de cet échantillonnage, un essai de stratification des eaux a été effectué. Il consiste à échantillonner à différentes profondeurs, de la surface au fond de l'ouvrage, ceci à l'aide d'une pompe immerisible

Eijkelkamp. L'ouvrage est, au préalable, vidangé et laissé au repos avant toutes ces manipulations. Trois échantillons sont pris à chacun des horizons de prélèvement. Les paramètres physico-chimiques (salinité, conductivité, température) sont également mesurés avec un conductimètre 315i WTW. Le p^H est, quant à lui, mesuré avec un kit Merk p^H liquide indicateur (1.111.07). Les échantillons sont préfiltrés in situ avec un filtre de 0,2 µm puis filtrés, avec une membrane de 45 µm.

I.3. Echantillons d'avril 2013

Cette mission a été effectuée en mi-saison sèche afin de voir l'influence de la saison sur la chimie des eaux. Au cours de cette mission, 48 puits villageois, et 6 piézomètres ont été échantillonnés (le piézomètre PD étant détruit). En ce qui concerne les eaux de surface, le lac et les étangs ont fait l'objet de prélèvements. Le même principe demeure maintenu (un échantillon acidifié, l'autre non).

Tableau 2: Récapitulation des différents ouvrages échantillonnés

Echantillons	Localisation	Type	
PA	Transect nord	eau des piézomètres	
PB			
PC			
PD			
PE	Transect sud		
PF			
PG			
PZ1	Piézomètre du chenal		
Etg1	Etangs du nord du lac		eau de surface
Etg2			
Source	Source ouest du lac		
LacH1	Lac Retba		
LacH2			
Océan	océan atlantique		
P01 à	zone sud-est du lac	Eau des puits villageois	
P50			

II. Analyses des ions majeurs

Au laboratoire d'hydrochimie du Département de Géologie, les analyses des échantillons des campagnes du mois de juin et du mois d'avril ont porté sur les cations majeurs (Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+}) et sur les anions majeurs (HCO_3^- , CO_3^{2-} , OH^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}). Les carbonates/bicarbonates ont été dosés par titrimétrie avec une solution d'acide sulfurique et le chlorure, au Nitrate d'Argent. Le sodium et le potassium ont été dosés par photométrie d'émission de flamme. Les nitrates et sulfates ont été analysés respectivement par spectrophotométrie par réduction au cadmium et par spectrophotométrie au chlorure de baryum. L'analyse du calcium et du magnésium a été effectuée par complexométrie avec une solution d'EDTA et celle du fer par spectrophotométrie à la phénanthroline.

Le contrôle de la fiabilité des données chimiques a été fait par le calcul de la balance ionique. Cette balance ionique, exprimée en pourcentage, permet d'évaluer la précision des analyses chimiques.

La balance ionique d'une analyse fiable doit être inférieure à 5%. Les échantillons ayant une balance ionique supérieure à 5% sont considérés comme peu fiables.

Pour les données de juin 2012, les balances ioniques sont comprises entre 0,05% et 3% pour tous les échantillons, à l'exception d'un seul qui affiche une balance de 30%, ce qui fait que l'analyse a été rejetée.

Pour ceux de septembre, les concentrations en nitrate ont été mesurées in situ en utilisant un système de Reflectoquant Merk. Au laboratoire, la composition chimique a été déterminée par chromatographie ionique avec un Dionex DX 1100/2100 pour les cations et les anions majeurs (**Jackson, 2006**). Les teneurs en carbone inorganique totales sont déterminées par oxydation en forte température.

III. Les analyses isotopiques

Les teneurs en isotopes stables de l'eau ^{18}O et du ^2H ont été mesurées comme suit : 5 ml d'échantillon ont été distillés sous une température de 90 °C, et ensuite à 105 °C pendant une heure dans un Evapoclean, qui est un dispositif d'évaporation fermé ; ce dispositif permet d'éviter une concentration élevée de sel pour l'analyse ultérieure des isotopes stables. Les teneurs en oxygène 18 et deutérium, ont été déterminées en utilisant un Picarro L1102i WS-CRDS (système de Spectroscopie cavité Anneau à longueur d'onde numérisée), comme décrit par **Halder et Decrouy (2013)**. Chaque échantillon a été injecté huit fois, et la moyenne des cinq dernières mesures a été prise pour le calcul de la valeur brute. Chaque séquence a été calibrée en utilisant trois normes internes différentes, qui sont périodiquement étalonnées aux normes internationales (normes standards).

V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) et le SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation, caractérisé par de très faibles teneurs en oxygène-18 et en deutérium) qui sont des normes de l'AIEA (Agence internationale de l'énergie atomique). Les compositions isotopiques mesurées sont reportées en unité delta (déviations exprimées en ‰) du rapport isotopique de l'échantillon à celui de V-SMOW, normalisée de telle sorte que le SLAP a une $\delta^{18}\text{O} = -55,5 \text{ ‰}$ et un $\delta^2\text{H} = -428,0 \text{ ‰}$ (Copley, 1994; EOS, 1996). Les incertitudes sur les mesures répétées, des normes et des échantillons, sont de $\pm 0,1 \text{ ‰}$ pour l'oxygène-18 et $\pm 1,4 \text{ ‰}$ pour le deutérium.

IV. Traitement des données hydrochimiques

IV.1. Analyse en composante principale (ACP)

IV.1.1. Principe

L'ACP est une méthode statistique qui permet une représentation de p variables mesurées sur n individus. Elle permet de mettre en évidence les corrélations entre les variables et les ressemblances entre les individus. Lorsqu'on dispose de p variables observées sur n individus, on cherche à représenter le nuage de points : A chaque individu noté e_1 on peut associer un point dans l'espace des individus noté \mathbb{R}^e et à chaque variable de l'individu e_1 est associé un axe de \mathbb{R}^e . Il existe donc autant d'axes que de variables donc impossible de visualiser ce nuage de points lorsque le nombre de variables est supérieur à 3.

Le principe de l'ACP est donc de chercher une représentation des n individus, dans un sous-espace noté F_k de \mathbb{R}^e de dimension k (k petit, 2 ou 3 par exemple un plan). Autrement dit, on cherche à définir à partir des variables initiales, K nouvelles variables, combinaisons linéaires des p variables initiales qui feront perdre le moins d'information possible.

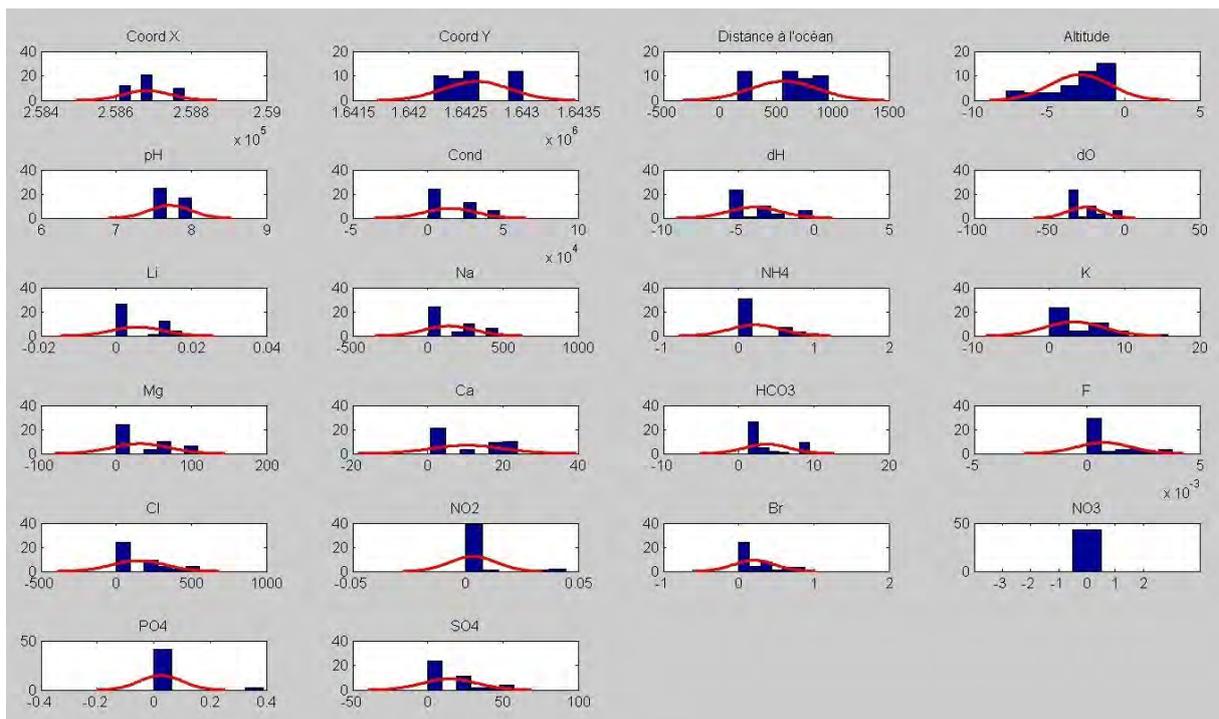
Ces nouvelles variables seront appelées « composantes principales », les axes qu'elles déterminent « axes principaux ».

IV.1.2. Interprétation

L'interprétation d'une ACP se fait grâce à deux graphiques : le cercle des corrélations qui est la projection du nuage de variables sur le plan défini par les deux axes principaux ou composantes principales et la représentation de la projection des individus sur ce même plan. L'étude de ces deux graphiques permet de déceler les variables qui sont bien corrélées et les individus qui se ressemblent et qu'on pourrait regrouper en une seule famille.

IV.2. Application aux données chimiques des eaux des piézomètres de la dune

L'analyse multivariée des données chimiques a été effectuée sur les échantillons prélevés dans les piézomètres PA, PB, PC et PD. Pour rappel, un échantillonnage stratifié a été effectué, ce qui a permis de procéder à une analyse statistique multivariée type ACP (Analyse par composante principale) en vue de déceler les différentes catégories d'eau qui constituent la nappe dunaire, d'une part et de l'autre, identifier la relation "nappe-lac-océan". Le traitement a été effectué avec les logiciels MATLAB et R, grâce à un programme ou script. Les données brutes ont été d'abord traitées et les variables qui ne suivent pas une distribution normale ou gaussienne ont été normalisées. Pour cela le programme transforme les données brutes une première fois avec le filtre $\text{Log}_{10}(x+1)$ ensuite il vérifie leur distribution. Ces variables sont transformées une seconde fois avec le filtre racine $(x+(3/8))$. Les valeurs d'altitude et des teneurs en isotopes stables n'ont pas été transformées avec le filtre racine $(x+(3/8))$ (du fait des valeurs négatives). Ceci permet d'obtenir une distribution, des variables, proche de la distribution normale (gaussienne). Ce qui permet d'avoir une ACP de qualité puisque normalisée.



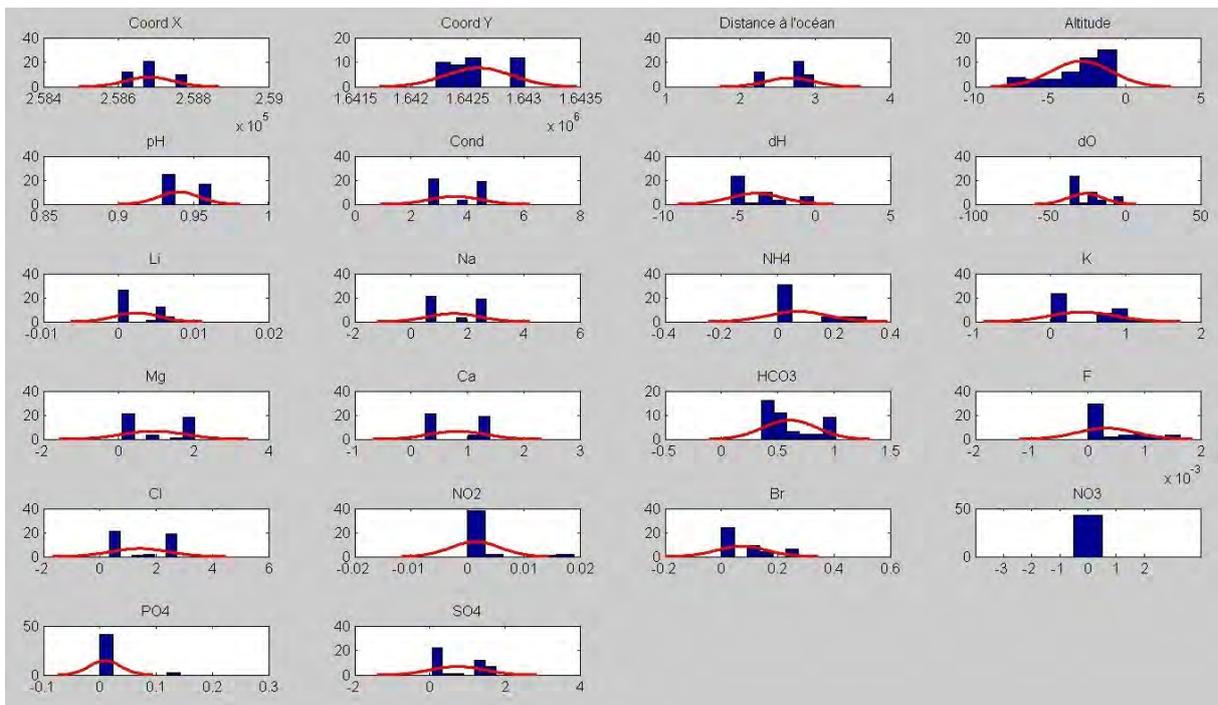


Figure 45 : Distribution des données brutes (en haut) et des données transformées par le filtre $\text{Log}_{10}(x+1)$ (en bas)

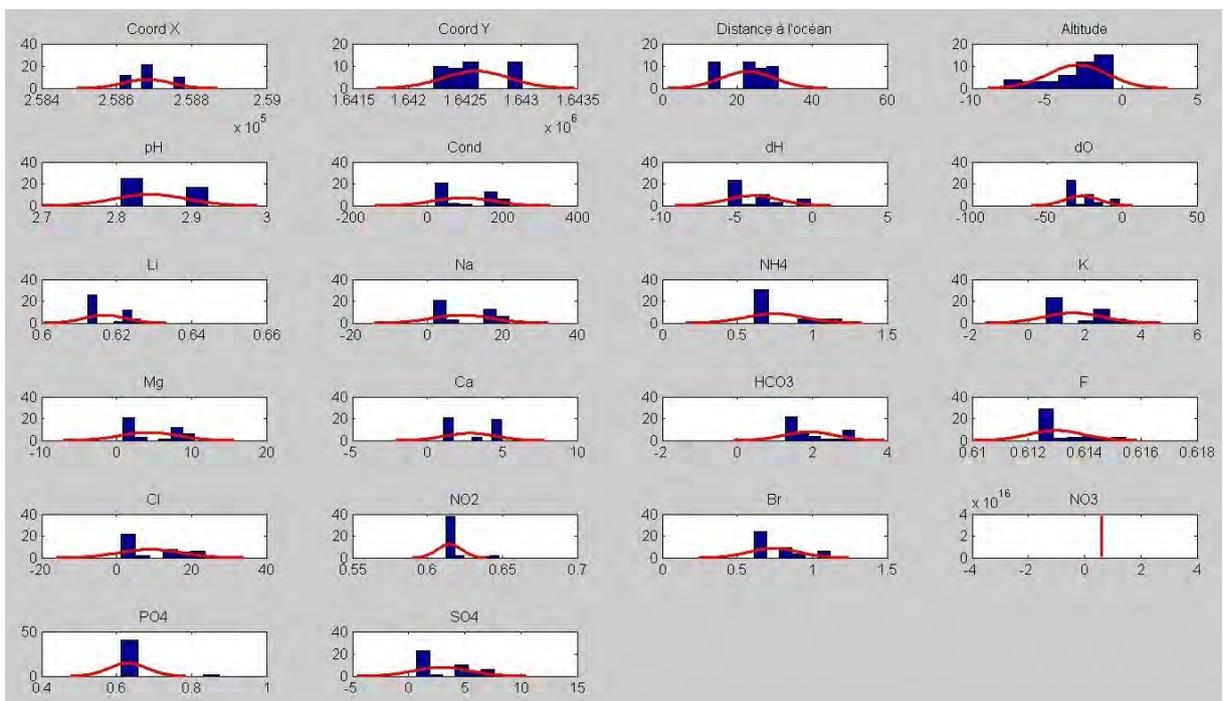


Figure 46 : Distribution des variables transformées selon le filtre "Racine" $(x+(3/8))$

Les données brutes et transformées, par les deux fonctions citées précédemment sont représentées par des histogrammes (Figure 45) (données regroupés en 6 classes de fréquence) et comparées à une distribution normale (courbe rouge) (Figures 45 et 46). Ensuite, sont retenus, selon les similitudes à une distribution normale, les données brutes de : l'altitude, d'hydrogène (H), d'oxygène (O), de lithium (Li), d'ammonium (NH₄), de potassium (K), de calcium (Ca), de chlorure (Cl), de bromure (Br), et de sulfate (SO₄).

Sont retenues, selon leurs similitudes à une distribution normale, les données "Racine" de Distance à l'océan, le sodium (Na), le bicarbonate (HCO₃), le magnésium (Mg) et la conductivité.

Certaines variables peuvent présenter une distribution normale, après traitement, mais elles ne sont pas retenues dans l'élaboration de l'ACP puisque leur contribution n'est pas significative dans les processus étudiés. Cela apparaît dans les calculs des vecteurs propres et il apparaît également dans la projection des variables sur le cercle de corrélation. Plus une variable est significative, plus elle se rapproche du périmètre du cercle, donc celles qui se trouvent sur le cercle de corrélation sont plus significatives que les autres qui se trouvent à l'intérieur du cercle.

D'autres outils comme le diagramme de Piper, les diagrammes binaires tracés à partir du calcul des divers rapports ioniques caractéristiques sont également utilisés dans le traitement des données chimiques.

CHAPITRE 3 : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES DE SONDAGE ELECTRIQUE (SEV et ETR)

I. Acquisition des données de sondage électrique (SEV)

Dans le cas de cette étude la technique du sondage a été utilisée car elle permet de voir la superposition d'eaux douces et d'eaux salées mais également d'investir une grande profondeur pour localiser le substratum des sables dunaires. La géophysique a été effectuée sur la dune séparant le lac et l'océan. Elle a été effectuée pendant la période du 23 au 31 septembre 2013. Vingt-deux (22) sondages ont été effectués en deux transects. Un transect de 18 sondages, allant de la mer au lac (Figure 47), un deuxième de 4 sondages allant de la mer à l'étang 2, dans la zone de l'ancien chenal du lac. Ces sondages ont été nivelés avec une station Totale type TS02, marque Leica.



Figure 47 : Localisation des sondages électrique verticaux (SEV) avec leur numéro

Le choix du dispositif expérimental a été guidé par les expériences précédentes. En effet, depuis le début des travaux sur le lac Retba, des campagnes de sondages géophysiques ont été effectuées sur la dune littorale avec le dispositif "Schlumberger". Les résultats, de ces expérimentations n'avaient jamais été probants, marqués par une incohérence sur la courbe expérimentale et par une dispersion importante

des mesures à partir d'une certaine profondeur (figure 48). Cela fait que la modélisation géophysique ne pouvait pas être effectuée. C'est la raison pour laquelle le dispositif "Schlumberger" a été remplacé par le dispositif "Wenner" lors de ces nouvelles opérations comptant pour la thèse. Cette méthode a permis l'obtention des courbes expérimentales cohérentes et une bonne modélisation géophysique.

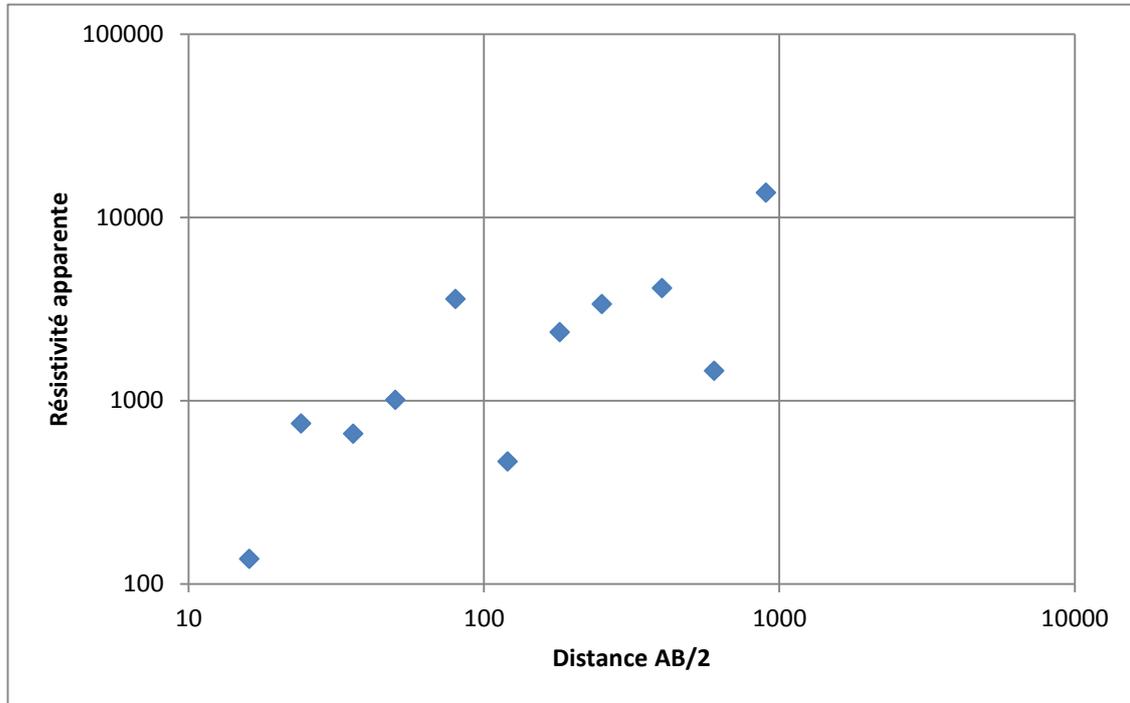


Figure 48 : répartition des points expérimentaux en dispositif "Schlumberger"

En dispositif "Wenner", les distances AB et MN sont augmentées progressivement, laissant le centre du dispositif O fixe tout en maintenant aussi le rapport AB/MN égal à 3. Ce qui fait qu'à chaque mesure correspond une distance AB et une distance MN. Au fur et à mesure que la profondeur d'investigation augmente, l'intensité du courant est aussi augmentée, pour obtenir des valeurs de résistivité représentatives des couches profondes. A chaque valeur de résistivité, est associée une valeur de facteur géométrique, caractérisant la disposition des électrodes au sol. Ce facteur est donc fonction des distances AB et MN. Pour le dispositif " Wenner" ce facteur K, est égal $2\pi MN$.

Pendant l'acquisition des données de résistivité, une courbe expérimentale est tracée sur un papier bi-logarithmique au fur et à mesure que les mesures se font. Cette courbe représente le logarithme de la résistivité apparente (Rho app.) en fonction du double de la distance MN qui est noté a. Ainsi, on a :

$$\text{Log (Rho app.)} = f(\log a)$$

Ce choix permet, en premier lieu, d'avoir une bonne précision pour les faibles valeurs de résistivité et une bonne interprétation pour les faibles profondeurs. Il permet aussi de rectifier les mauvaises valeurs

en reprenant la mesure quand une augmentation de résistivité est très forte de telle sorte que la courbe fasse une pente avec un angle supérieur à 45°.

Il a été constaté, sur le terrain que l'arrosage des électrodes permet d'améliorer conséquemment la qualité des mesures de résistivité. En effet, à chaque fois qu'une mauvaise valeur de résistivité est obtenue, c'est-à-dire une valeur qui ne suit pas la tendance de la courbe expérimentale, les électrodes sont ressorties pour un ajout d'eau. Elles sont à nouveau enfoncées, puis la mesure est répétée. Cette mesure est toujours meilleure que la précédente puisque l'intensité du courant injectée augmente du fait de l'amélioration du contact.

Dans un premier temps, 15 sondages ont été effectués, avec un écartement moyen de 50 m. Mais au centre de la dune, où on suppose que la nappe est plus épaisse, cet écartement est réduit à 25 m. Ceci afin de mieux caractériser le contact "eau douce eau salée".

Ce transect de sondages dunaires, suit une ligne de piézomètres existant afin de caler les résultats avec la profondeur de la nappe connue. Le transect, entre l'océan et le chenal, est destiné à vérifier les hypothèses issues des résultats d'analyse de l'eau de l'étang 2 qui confortent un contact entre le lac et l'océan, au travers de ce chenal. Le biseau salé océanique, sous la dune, se déverserait dans le lac par ce chenal où l'eau est saumâtre avec un gradient de salinité vers le lac.

II. Interprétation des données de sondage

L'interprétation des sondages permet de passer de la résistivité apparente à la résistivité vraie, l'épaisseur et à la profondeur des couches. Elle se fait avec des logiciels mais appuyée par une bonne connaissance de la géologie et de l'échelle régionale des résistivités (**Astier, 1971**). Pour cela nous nous sommes référé aux travaux de prospections géophysiques effectuées par **Moussu et Debuison (1966)** sur la dune littorale qui sépare l'océan et le lac Youi, la même dune se prolonge jusqu'au lac Rétba. Ces travaux ont permis d'établir, à partir de carottages électriques et de sondages, l'échelle des résistivités suivantes :

1. Sables secs de 300 à 8000 Ohm.m ;
2. Sables à eau douce supérieurs 200 à 250 Ohm.m ;
3. Sables argileux (sédiments de lagune) 25 à 50 Ohm.m ;
4. Sables à eau douce inférieurs 50 à 250 Ohm.m ;

5. Sables à eau salée 20 Ohm.m.

La zone du lac Youi est le prolongement vers l'ouest de notre zone d'étude. Le lac Youi est séparé de l'océan par la dune littorale, la même qui sépare l'océan du lac Rétba. Dès lors, on peut considérer que l'environnement géologique et géomorphologique ne varie pas beaucoup. Cette échelle de résistivité pourrait donc être utilisée pour étalonner nos sondages.

Les données de stratigraphie sont très importantes aussi dans l'interprétation des sondages électriques.

Debuisson (1966) identifie les différentes couches qui suivent (Figure 49) :

1. Un cordon dunaire supérieur ;
2. Une plage consolidée récente, formée par des sables coquilliers localement indurés, c'est une formation essentiellement sableuse contenant des dalles discontinues de grés coquilliers (*Senilia sinilis Donax rugosus*). Cette formation a été rencontrée au niveau du piézomètre PA ;
3. Un cordon dunaire inférieur ;
4. Un cordon des sables jaunes ;
5. Une Assise des sables à passées argileuses et niveau graveleux de base, où l'on note la présence d'un niveau de 3 m de sables ferrugineux très indurés ;
6. Une assise des sables blancs ;
7. Un substratum des sables, marnes verdâtres d'âge Yprésien, surmontés d'un niveau constant d'argiles brunes épais de 1m.

Concernant la granulométrie, généralement les sables sont fins à moyen avec quelques niveaux de sables moyens à grossiers.

Sur le site hétérogène étudié, on mesure les résistivités apparentes qui sont les données d'entrée du modèle. Le but de l'interprétation est donc de caractériser chacune des couches existantes par une résistivité vraie c'est-à-dire de définir un modèle multicouche ayant des caractéristiques s'approchant, au mieux, de la réalité. L'interprétation consiste en une individualisation des différentes couches qui composent le sondage électrique par la détermination de leur résistivité vraie et de leur épaisseur. Dans ce travail, la superposition de la courbe expérimentale a été faite avec des abaques en coordonnées bi-logarithmiques. Un abaque est un modèle préconçu à 2, 3, 4 et même 5 couches de terrain.

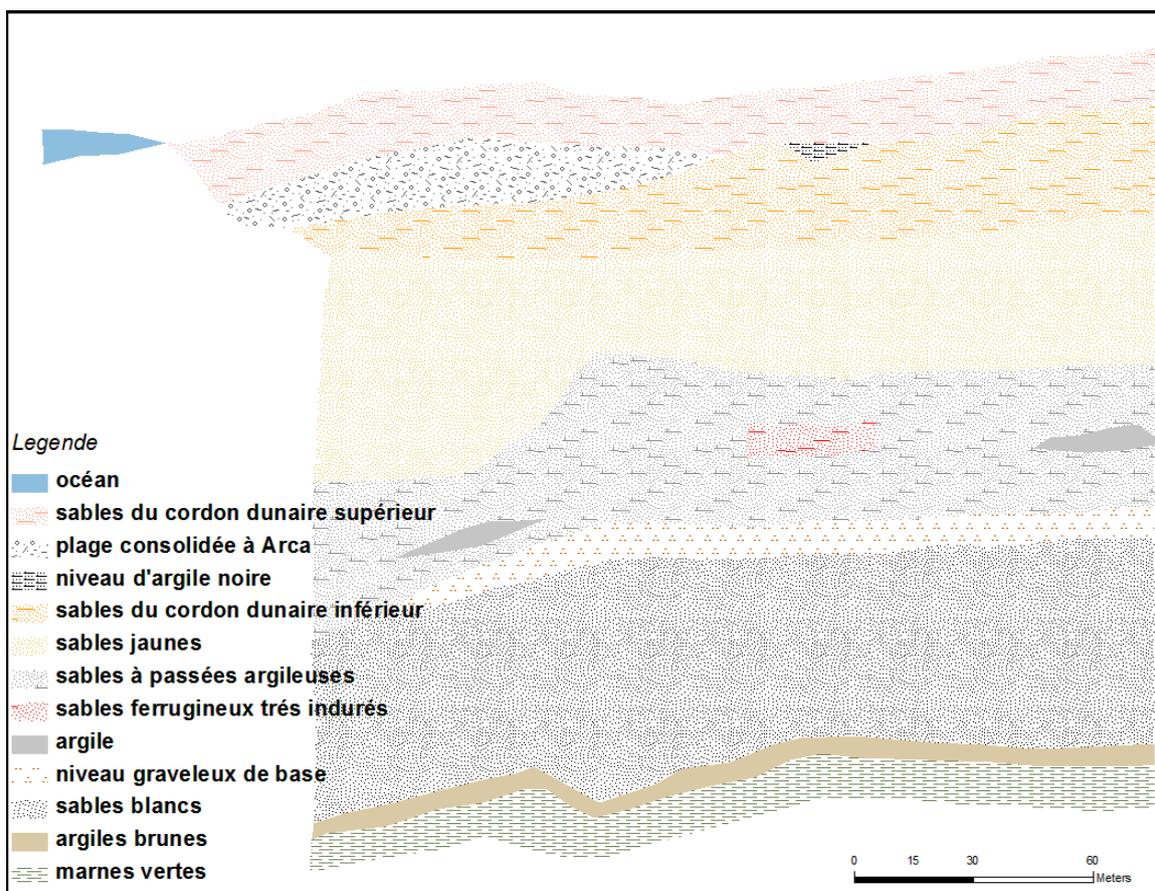


Figure 49 : Stratigraphie de la dune littorale (De Buisson, 1966)

L'interprétation automatique consiste à résoudre le problème inverse. C'est-à-dire à choisir un modèle le plus proche de la réalité, calculer sa réponse et la comparer ensuite au modèle réel du terrain ou modèle expérimental.

Cette opération consiste à minimiser la somme des écarts relatifs quadratiques entre les deux courbes, l'une est la courbe mesurée ou expérimentale, l'autre est la courbe calculée ou la réponse du modèle. Ce calcul étant itératif, on utilise pour cela la méthode du Gradient qu'on peut mettre en œuvre sur micro-ordinateur à l'aide de logiciels d'interprétation.

Cette technique d'interprétation permettra un gain assez considérable de temps, comparativement à l'interprétation par abaque. La précision de l'estimation de paramètre (Résistivité-épaisseur) sera améliorée, en outre, elle nous donne une grande liberté dans le choix et le test de plusieurs modèles. Cela forme un atout essentiel de la méthode automatique d'interprétation des sondages électriques.

Les résistivités calculées correspondent aux résistivités de l'aquifère. En appliquant la loi d'**Archie (1942)**, la résistivité de l'eau d'imbibition peut être calculée. En effet, entre la résistivité ρ d'un aquifère et la résistivité ρ_w de l'eau d'imbibition on a la relation.

$$\rho = F \cdot \rho_w$$

avec $F = p^{-m}$ où p est la porosité utile et m le facteur de cimentation constant pour une roche donnée.

D'après la C.G.G. (1970), pour les sables purs non consolidés m est voisin de 1,3 ; le facteur de formation F est alors voisin de 5. Donc la résistivité du liquide d'imbibition est inversement proportionnelle à la résistivité de l'aquifère et le facteur de proportionnalité est de 1/5. Donc, $\rho_w = \frac{\rho}{5}$, cette formule permet de calculer la résistivité de l'eau à partir de la résistivité de l'aquifère et de traduire cette résistivité en conductivité électrique.

Dans le cadre de ce travail deux logiciels ont été utilisés pour interpréter nos sondages. Il s'agit d'Ip2 et qWseln. Cela permet de compléter les informations données par l'un par celles données par l'autre donc on cherche l'effet de complémentarité.

III. Acquisition des données d'ETR (tomographie en résistivité électrique)

III.1. Le Matériel

Pour effectuer les mesures de résistivité on a utilisé le système ABEM LUND dont le matériel est constitué essentiellement :

- D'un ABEM Terramètre LS ;
- D'un Kit de câbles LUND CVES avec trois sections, y compris les deux joints du câble ;
- De 21 électrodes et cavaliers de connexion ;
- D'une batterie de 12 V.

III.1.1. Le terramètre ABEM LS

Le terramètre ABEM LS en mode résistivité constitue le résistivimètre ; il est équipé d'un micro-ordinateur PC compatible qui fonctionne avec un système linux et contrôlé par un clavier incorporé ; un écran LCD permet de suivre en temps réel la construction de la pseudo-section. Ce terramètre de dernière génération est équipé d'un sélecteur à l'intérieur. Le terramètre est alimenté par une batterie de 12 V. Il a en mémoire les différents dispositifs utilisés en tomographie (Wenner, dipôle-dipôle etc.) ce qui fait qu'on pourra commander le dispositif souhaité pour les mesures.

Plusieurs mesures peuvent être effectuées avec des dispositifs différents. Le terramètre effectue des cycles de mesures et affiche la moyenne. Il peut arriver qu'il fasse trois mesures et affiche la valeur de la résistivité. Cela veut dire qu'au cours du prélèvement de ces trois premières mesures les valeurs de résistivité sont stables.

III.1.2. Le sélecteur

Comme son nom l'indique, il sélectionne les électrodes d'injection de courant et de mesure de potentiel suivant le dispositif adopté. En tomographie toutes les électrodes peuvent être utilisées indifféremment comme électrode de courant ou de potentiel. Pour ce terramètre LS le sélecteur est intégré à l'intérieur ; il existe d'autres pour qui le sélecteur est un boîtier à part.

III.2. Mise en place du dispositif d'acquisition des données d'ETR

Cette manipulation a été effectuée le 2 septembre 2015 sur la dune littorale séparant le lac et l'océan. Trois rouleaux de câbles sont utilisés, chaque câble mesure 100 m et possède 21 électrodes espacées de 5 m les unes des autres.

Pour une nouvelle acquisition, le dispositif employé, pour les mesures, est choisi. Le terramètre procède ensuite à la vérification des électrodes puis il affiche les numéros des électrodes qui n'ont pas de contact. Si ce nombre d'électrodes est inférieur à 10, la mesure peut être lancée en demandant à l'appareil de les ignorer, ou bien on arrose ces électrodes pour améliorer le contact. Dès qu'on lance l'acquisition, le sélecteur choisit automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et les électrodes pour la mesure du potentiel. La mesure est ensuite stockée dans la mémoire de l'ordinateur intégré dans le terramètre. Pour le terramètre LS la pseudo-section est suivie en temps réel grâce à l'écran LCD incorporé (Photo 3).

Les problèmes de contact étaient presque annulés du fait de l'état des dunes qui sont très humides au mois de septembre. Ce qui facilite la mise en œuvre de la procédure d'acquisition de la pseudo-section.



Photo 3 : Acquisition des données avec le Resistivimètre type ABEM doté d'un écran LCD

Localisation des profils

Deux profils ont été réalisés sur la dune littorale entre l’océan et le lac. Pour le premier profil, la première électrode se trouvait vers la sortie de la bande de filaos à quelques mètres du lac et la dernière électrode se trouvait à 315 m environ de la première (Figure 50). Le deuxième profil est juxtaposé au premier et mesure lui aussi 315 m sa dernière électrode était implantée presque sur la plage. Au total 630 m de câbles ont été utilisés sur ce transect.



Figure 50 : Localisation des profils d’ETR (Tomographie électrique des résistivités) sur la dune littorale.

Le profil 3 a été mis en place dans l’ancien chenal du lac (Figure 50). Le profil est transversal au chenal et mesure 210 m, de la plage jusqu’à la dépression de l’ancien chenal abritant l’étang 2. Le dispositif utilisé est le Wenner comme pour les sondages électriques verticaux (SEV).

IV. Traitement et inversion des données

Le logiciel RES2DINV version 3.54.44 a été utilisé pour le traitement des données et la réalisation des coupes de résistivités vraies. Une fois les données prétraitées, les paramètres de modélisation sont choisis avant de charger le fichier d’extension .dat dans le programme RES2DINV. Avec ce programme, le fichier où sont représentés les différents niveaux d’acquisition avec une échelle réduite peut être visualisé.

Cette représentation fait ressortir les mesures dont la résistivité apparente est très faible ou très élevée par rapport aux points voisins. Un tel changement aussi rapide ne pouvant être dû à un phénomène géologique, de telles données doivent être éliminées (Marescot, 2008).

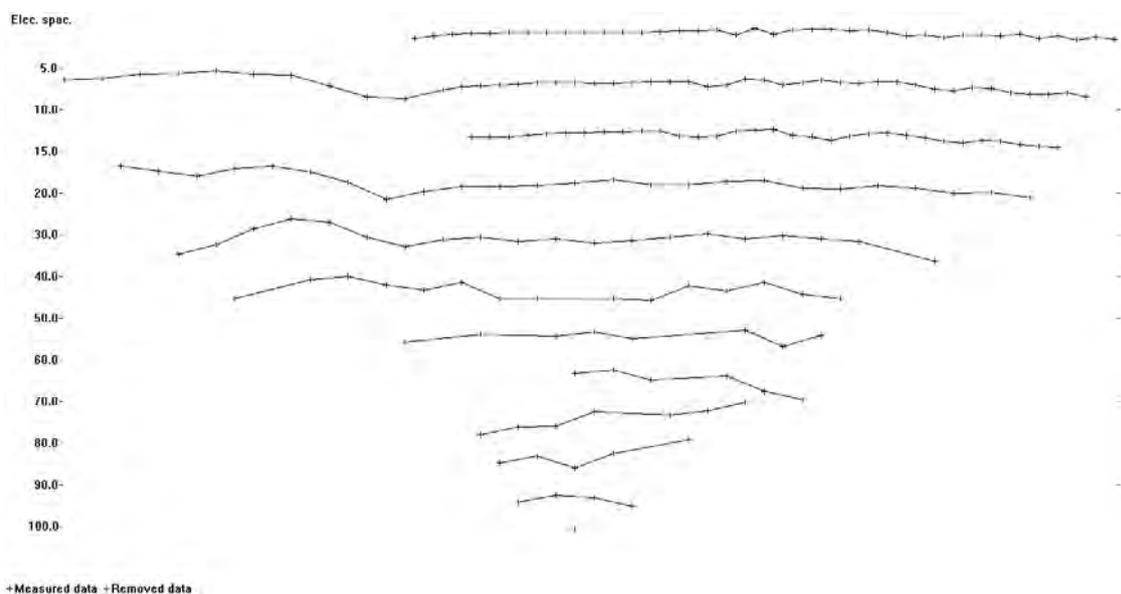


Figure 51 : Acquisition des données du profil 1, vérification de la qualité de l'acquisition

Les données acquises sont homogènes puisque le problème de contact ne s'est pas posé. Cela est illustré par la figure 51 qui montre l'acquisition des données du profil 1. Après enregistrement du fichier traité, la modélisation par inversion est lancée.

V. Acquisition et traitement des données de sondage électromagnétique

La méthode en EM diffusion, par sa facilité et sa rapidité de mise en œuvre, est généralement utilisée pour réaliser la cartographie de résistivités sur de grands espaces.

Il faut donc définir une maille de mesure suivant les anomalies à rechercher :

- quelques mètres pour des vestiges ;
- plusieurs dizaines de mètres pour les variations latérales des formations géologiques.

L'opérateur porte l'appareil (photo 4) et se déplace sur le terrain suivant les mailles déjà définies ou bien le long de transects. En ce qui concerne les mesures réalisées sur la dune, des transects nord-sud ont été effectués. L'appareil enregistre la position GPS et la conductivité de chaque point pendant les mesures de conductivité.



Photo 4 : Acquisition des données électromagnétiques sur la dune littorale avec l'EM 31 type GEONICS

Un filtrage des données est ensuite réalisé. Il s'agit d'une :

- suppression des résistivités négatives ;
- suppression des résistivités aberrantes (ex 40 000 Ohm.m) ;
- suppression des points bruités.

Ensuite, les données sont importées sous *Surfer* (logiciel de représentation cartographique). Cela permet de faire une carte de conductivité par une spatialisation des mesures en utilisant des méthodes d'interpolation. A cet effet, le krigeage a été utilisé.

***PARTIE IV : LES INTERACTIONS
HYDRODYNAMIQUES ENTRE LES DIFFERENTES
COMPOSANTES DE L'HYDROSYSTEME DU LAC
RETBA***

CHAPITRE 1 : REPONSE DE LA GEOPHYSIQUE

Les interactions entre l'océan, le lac et les étangs ont été déterminées par les données de sondages électriques (sondage électrique verticaux (SEV)) et tomographie des résistivités électriques (ETR)) et électromagnétiques.

I. Réponse des sondages électriques verticaux

I.1. Le transect de la dune

L'interprétation des données de sondage avec le logiciel qWseln a permis d'identifier la succession de 5 horizons. Les courbes interprétatives sont fournies en annexe. La figure 52 présente les interprétations de trois sondages caractéristiques : SE2, SE9 et SE18. Dans ces trois sondages tous les 5 horizons sont identifiés :

➤ **Horizon 1 :**

L'horizon 1 est constitué de plusieurs couches, de faibles épaisseurs et de très fortes résistivités. Leurs résistivités varient entre 1071 et 20 000 Ohm.m. L'épaisseur des couches varie entre 0,3 et 1 m. Cet horizon a une épaisseur variant entre 1,6 et 4 m, le long du transect. Il correspond aux sables secs qui constituent une couverture très résistante des dunes.

➤ **Horizon 2 :**

L'horizon 2 est caractérisé par une chute brusque des résistivités, comparées à celles de l'horizon 1. Pour l'horizon 2, les résistivités des couches varient entre 400 et 1500 Ohm.m et leur épaisseur varie entre 0,7 et 1,8 m. La puissance de cet horizon varie le long du profil entre 0,7 et 2 m. Cet horizon correspond à la zone non saturée où, une humidité relativement importante est notée, comparée à celle de l'horizon superficiel. Ce qui explique cette chute des résistivités. Le sondage SE18 (Figure 52) présente la succession typique qu'on attendait et cette succession est parfois présente parfois absente dans les autres sondages.

➤ **Horizon 3 :**

L'horizon 3 est constitué d'une à cinq couches, de résistivités et d'épaisseurs variables. Les résistivités varient de 50 à 500 Ohm.m et les épaisseurs de 1,2 à 7,6 m. Sa puissance maximale est de 20 m au niveau de SE9. La chute des résistivités, observée par rapport aux deux premiers horizons, montre que l'horizon 3 correspond aux sables à eau douce.

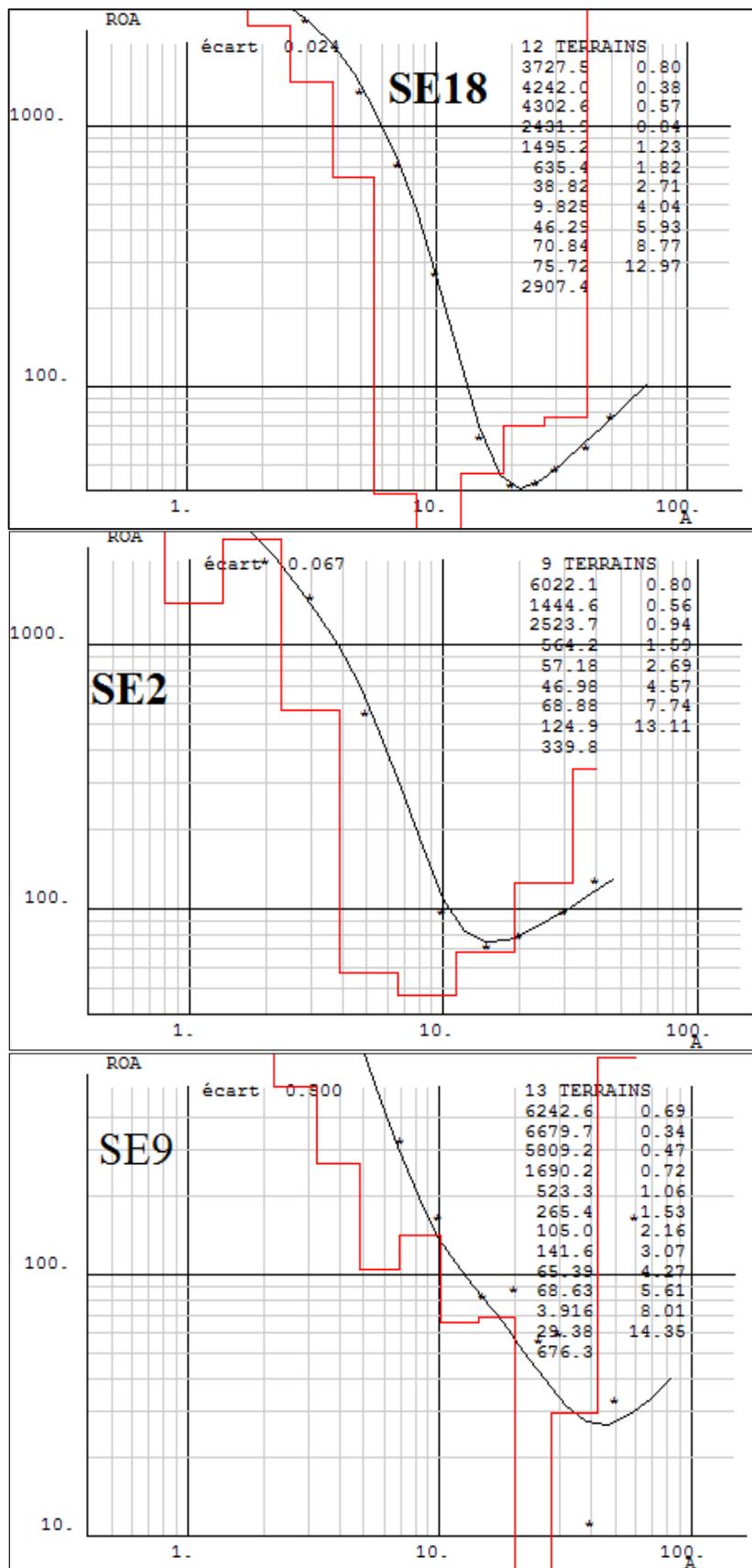


Figure 52 : Interprétation des sondages SE2, SE9 et SE18 avec le logiciel qwseln.

En effet, d'après les travaux de **Moussu et Debuissou (1966)**, et **Debuissou (1970)** sur la dune de Malika, la nappe des sables à eau douce affiche des résistivités variant entre 50 et 300 Ohm.m. La détermination de la résistivité de l'eau à partir de la loi d'Archie, donne des résistivités d'eau d'imbibition qui varient entre 10 et 100 Ohm.m. Ces résistivités traduites en conductivités donnent une gamme de conductivité variant entre 10 et 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ce qui confirme que les eaux de cette nappe des sables de la dune sont douces dans l'ensemble mais saumâtres à certains endroits tels qu'à l'approche du lac ou de l'océan. Au niveau de SE9 où l'épaisseur de la nappe à eau douce est maximale, l'interface eau douce-eau salée est localisée à une altitude de -22 m.

L'analyse de l'évolution des résistivités en fonction de la profondeur permet de déceler des couches conductrices (avec des résistivités variant autour de 50 Ohm.m) situées entre deux couches résistantes (avec des résistivités qui peuvent dépasser 140 Ohm.m). Cela pourrait s'expliquer par un enrichissement des sables en argile ou par l'existence de dépôts de lagune. Comme l'a signalé **Debuissou, (1965)** dans la zone du lac Youi. Le caractère plus ou moins argileux des sables quaternaires est rapporté par plusieurs auteurs dont **Debuissou (1965)**, **Moussu et Debuissou (1966)**, et **Vallet (1972)**.

➤ **Horizon 4 :**

Il est constitué d'une à quatre couches dont les résistivités sont faibles et varient entre 3 et 57 Ohm.m. Les faibles résistivités de cet horizon, qui contrastent bien avec celles de l'horizon 3, laissent penser qu'il s'agit de sable à eau salée. La détermination des résistivités de l'eau à partir de la loi d'Archie donne une gamme de résistivités variant entre 0,6 et 11,4 Ohm.m. Ces résistivités traduites en conductivités montrent que la conductivité de l'eau de cet horizon varie entre 877 et 16667 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ce qui confirme que les eaux de cette nappe sont salées. Toutefois, les sables pourraient être riches en argile ou en sédiments lagunaires, pour les sondages proches du lac.

➤ **Horizon 5 :**

L'horizon 5 possède deux à trois couches dont les résistivités contrastent également avec l'horizon 4. Les résistivités des couches varient entre 8 et 8104 Ohm.m. Cet horizon pourrait donc correspondre au substratum marno-calcaire sur lequel reposent les sables et qui constitue le soubassement du bassin versant. En effet, les marnes offrent des résistivités variant entre 10 et 100 Ohm.m (**Astier, 1971**) alors que les calcaires ont des résistivités importantes pouvant dépasser 5000 Ohm.m.

I.2. Le transect du chenal

L'analyse de l'évolution verticale des résistivités en fonction de la profondeur permet de distinguer quatre horizons :

➤ **Horizon 1 :**

Pour cet horizon les résistivités sont élevées et varient entre 500 et 6800 Ohm.m. Sauf pour le sondage SE4 pour lequel les résistivités de cet horizon varient entre 96 et 335 Ohm.m avec des couches dont les épaisseurs sont faibles. L'épaisseur des couches de cet horizon varie entre 0,4 et 1 m. Cet horizon est très résistant dans son ensemble et il correspond aux sables secs qui constituent la couverture dunaire. Les résistivités relativement faibles observées au niveau de SE4 pourraient être expliquées par le fait que ce sondage se trouve dans une dépression où la nappe n'est pas très profonde. Cependant malgré ces faibles résistivités, les faibles épaisseurs des couches permettent de rattacher cette partie superficielle à l'horizon 1 du sondage SE4, par conséquent à la couverture sableuse résistante. La puissance de cet horizon varie entre 1,8 et 4,15 m.

➤ **Horizon 2**

L'horizon 2 est constitué d'une couche dont les résistivités varient entre 100 et 200 Ohm.m et l'épaisseur de la couche varie entre 1 et 1,38 m. Cet horizon est observé au niveau des sondages SE3 et SE4 et n'est pas observé au niveau des autres sondages proches de l'océan. Le calcul des résistivités de l'eau d'imbibition donne des résistivités qui varient entre 20 et 40 Ohm.m. Ces résistivités traduites en conductivités donnent une gamme de conductivités, pour l'eau, variant entre 250 et 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cet horizon correspond donc à la nappe des sables à eau douce/saumâtre dont l'épaisseur diminue en allant vers l'océan et voir même s'annule.

➤ **Horizon 3**

Cet horizon est observé sur l'ensemble des quatre sondages. La résistivité de ses couches varie entre 1 et 47 Ohm.m et leur épaisseur entre 1 et 4 m. Le long du profil, l'épaisseur de l'horizon 3 varie entre 4 et 9 m. Cet horizon correspond aux sables à eau salée constituant une nappe sur laquelle repose l'horizon 2 des sables à eau douce. Le calcul de la résistivité de l'eau d'imbibition, en appliquant la loi d'Archie, donne des gammes de résistivité variant entre 0,2 et 9,4 Ohm.m. Cette gamme de résistivités correspond à une gamme de conductivités variant entre 1063 et 50 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ce qui montre des eaux salées, voire très salées, pour cette nappe. Au niveau des sondages SE1 et SE2 plus proches de l'océan, l'horizon 1 repose directement sur l'horizon 3. Autrement dit, on tombe sur l'eau salée au niveau de ces sondages en descendant à une profondeur de 3 à 4 m.

➤ **Horizon 4 :**

Cet horizon est constitué de deux à quatre couches dont les résistivités varient entre 45 et 3200 Ohm.m et les épaisseurs des couches varient entre 4 et 11 m. L'épaisseur de chaque couche est presque constante. Pour cet horizon, des couches conductrices sont observées, intercalées entre des couches résistantes. Cet horizon correspond au substratum marno-calcaire comme il a été observé au niveau du premier transect.

Les sondages électriques verticaux, effectués sur la dune entre l'océan et le lac, montrent partout une superposition des eaux douces/saumâtres et des eaux salées. Le substratum est plus profond au niveau du transect de la dune qu'au niveau du chenal. Ils identifient de façon générale quatre ensembles : la dune sèche, la nappe des sables à eau douce/saumâtre, la nappe des sables à eau salée et le substratum marno-calcaire. L'épaisseur maximale de la lentille à eau douce est de 20 m et elle est observée sur le sondage SE9 situé à 550 m de l'océan où l'interface eau douce-eau salée est localisée à une altitude de -22,2 m.

II. Tomographie Electrique 2D

Deux transects ont été effectués en tomographie électrique 2D sur l'emplacement des transects des sondages électriques (le transect de la dune, constitué des profils 1 et 2, et le transect du chenal, constitué du profil 3). Les profils sont orientés sud (côté lac)-nord (côté océan). Les profils 1 et 2 sont successifs.

II.1. Le Transect de la Dune

➤ **Profil 1 :** Le modèle de résistivité vraie de ce profil (Figure 53), obtenu après inversion des résistivités apparentes, avec une erreur RMS de 4,9%, montre cinq ensembles contrastés :

(1) Un ensemble superficiel dont les résistivités minimales tournent autour de 1000 Ohm.m et celles maximales dépassent 6000 Ohm.m. Cet ensemble correspond aux sables secs de la dune qui constituent la couverture dunaire très résistante. Son épaisseur varie entre 2 et 3 m.

(2) un ensemble résistant, avec des résistivités tournant autour de 500 Ohm.m. Cet ensemble est observé juste après celui superficiel très résistant. Cette chute brusque de la résistivité permet de penser que cet ensemble correspond aux sables humides, c'est-à-dire à la zone non saturée. Cette couche est de très faible épaisseur environ 0,5 m.

(3) un ensemble moyennement résistant, avec des résistivités comprises entre 40 et 200 Ohm.m. Les résistivités de l'eau d'imbibition varient, d'après la loi d'Archie, entre 8 et 40 Ohm.m. Ces résistivités

traduites en conductivités donnent une gamme de conductivités qui varient entre 250 et 1250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cet ensemble correspond donc à la nappe d'eau douce des sables du cordon dunaire. D'après ce profil, son épaisseur maximale est localisée à 560 m de l'océan et, elle est de 18 m.

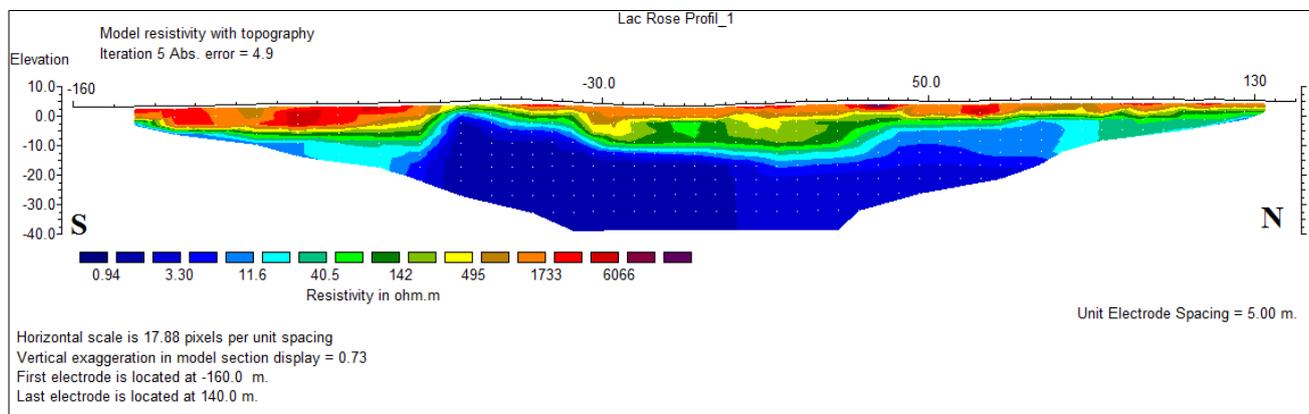


Figure 53 : Section de résistivités vraies, obtenue sur la dune littorale entre l'océan et le lac, inversion réalisée avec application de la contrainte L_1 -normée (inversion robuste).

(4) un ensemble moyennement conducteur, avec des résistivités comprises entre 10 et 40 Ohm.m. Les résistivités de l'eau d'imbibition, d'après la loi d'Archie, varient entre 2 et 8 Ohm.m. Ces résistivités traduites en conductivités donnent une gamme de conductivités variant entre 1250 et 5000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cet ensemble pourrait correspondre donc à la zone de transition entre l'ensemble sous-jacent très conducteur et l'ensemble 3.

(5) Un ensemble très conducteur de résistivités comprises entre 1 et 10 Ohm.m. Les résistivités de l'eau d'imbibition de cet ensemble, d'après la loi d'Archie, varient entre 0,2 et 2 Ohm.m. Les conductivités obtenues à partir de ces résistivités varient donc entre 5000 et 50 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cet ensemble correspond à la nappe des sables à eau salée de la dune littorale.

La variation latérale de la résistivité observée au niveau de chaque ensemble pourrait être expliquée par une variation de la proportion d'argile au niveau des sables ou bien à la variation de la salinité du liquide d'imbibition, ici l'eau.

Le profil 1 cartographie bien le contact eau douce-eau salée et montre qu'il se présente comme une pente qui s'enfonce vers l'intérieur de la dune puis se relève en direction de l'océan. La nappe d'eau douce possède une épaisseur maximale qui est de 18 m à un point situé à 560 m de l'océan. Il montre également que l'eau douce forme une faible lentille au-dessus de l'eau salée.

➤ **Profil 2** : Ce profil a été inversé avec une erreur RMS de 13%, due probablement à la faiblesse du rapport signal/bruit. Quatre ensembles contrastés ont été identifiés (Figure 54) :

(1) Un ensemble très résistant avec des résistivités supérieures à 2000 Ohm.m et qui correspond à la couverture sableuse très sèche ;

(2) Un ensemble moyennement résistant dont les résistivités sont comprises entre 35 et 130 Ohm.m. La résistivité de l'eau d'imbibition, en appliquant la loi d'Archie, varie entre 7 et 26 Ohm.m. Cette gamme de résistivités donne une gamme de conductivités variant entre 384 et 1428 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cet ensemble correspond donc à la nappe des sables à eau douce/saumâtre du cordon dunaire, puisque ce profil était plus proche de l'océan que le premier, ce qui explique que les résistivités de l'eau sont plus faibles, comparées à celles de l'ensemble du profil 1 ;

(3) Un ensemble très conducteur de résistivités comprises entre 1 et 8 Ohm.m. Les résistivités de l'eau d'imbibition obtenues, à partir de la loi d'Archie, varient entre 0,2 et 1,6 Ohm.m. Cette gamme de résistivité, traduite en conductivités, donne des conductivités qui varient entre 6250 et 50 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette unité correspond donc à la nappe des sables à eau salée identifiée sur le premier profil ; les conductivités plus importantes que sur le premier profil, s'expliquent par la proximité de l'océan.

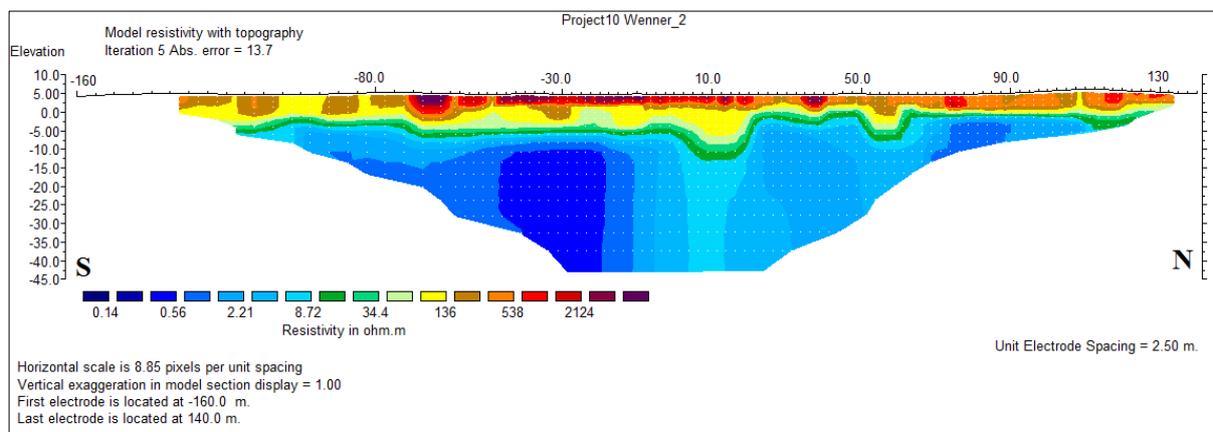


Figure 54 : Section de résistivités vraies, obtenue sur la dune littorale entre l'océan et le lac, inversion réalisée avec application de la contrainte L_1 -normée (inversion robuste).

(4) Un ensemble moyennement conducteur de résistivités tournant autour de 20 ohm.m, qui correspond à la zone de transition entre la nappe des sables à eau salé et la nappe des sables à eau douce/saumâtre du cordon dunaire ;

Au niveau du dernier ensemble, une variation latérale de la résistivité est notée. Elle peut être due également à la variation de la proportion d'argile dans les sables aquifères ou bien à la variation de la résistivité de l'eau d'imbibition ou les deux à la fois.

Sur le profil 2 (Figure 54), le contact eau douce-eau salée se relève du sud au nord c'est-à-dire vers l'océan. Ce profil prolonge le premier, donc c'est le relèvement observé au niveau du premier qui se poursuit. Ce qui montre que l'épaisseur de la nappe des sables à eau douce devient de plus en plus faible en allant vers l'océan comme le montre la figure 54.

II.2. Le transect du chenal

Le profil du chenal a été inversé avec une erreur RMS de 20%. Cependant, notre connaissance du terrain nous a permis de l'interpréter puisque jugé assez cohérent par rapport à nos observations sur le terrain. Trois ensembles contrastés ont été identifiés (Figure 55) :

(1) Un ensemble très résistant avec des résistivités supérieures à 1100 Ohm.m, cet ensemble correspond à la couverture sableuse, très résistante, des dunes.

(2) Un ensemble moyennement résistant avec des résistivités comprises entre 50 et 250 Ohm.m. Les résistivités de l'eau d'imbibition obtenues à partir de la loi d'Archie varient donc entre 10 et 50 Ohm.m. Ces résistivités traduites en conductivités donnent une gamme de conductivité variant entre 40 et 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cet ensemble correspond donc à la nappe d'eau douce/saumâtre. Son épaisseur diminue en direction de l'océan et s'annule presque à la fin du profil (côté nord). Le long du profil, sont notées de petites lentilles à eau douce/saumâtre.

(3) Un ensemble très conducteur avec des résistivités très faibles, comprises entre 0.024 et 11 Ohm.m. Les résistivités de l'eau, obtenues à partir de la loi d'Archie, varient entre 0,0048 et 5 Ohm.m. Ces résistivités traduites en conductivités donnent une gamme de conductivités variant entre 200 et 2,08 $10^5 \text{ mS}/\text{m}$. Cet ensemble correspond aux sables à eau très salée du chenal. Ces conductivités, très élevées qui laissent penser à une forte salinité pourraient être expliquées par le fait que cette zone correspond à l'ancien chenal. Donc il existe une salinité ancienne qui s'ajoute à la salinité actuelle due à l'existence du biseau. Dans la partie sud, est notée une zone de très faible résistivité comparée au reste de l'ensemble. Ces résistivités très faibles peuvent être dues aux infiltrations dans la nappe de l'eau de l'étang 2 très salée ou bien à un enrichissement en argile, des sables, à côté de l'étang2.

Sur ce profil (Figure 55), une légère pente orientée nord-sud, c'est-à-dire de l'océan vers l'étang2, avec un gradient de 0,0125 est observée. L'étang2 est situé à une altitude de -1,47 m, l'étang 1 à -3 m et le lac à -5,52 m. Cela montre un gradient en partant de l'océan vers le lac et qui favorise l'écoulement du

biseau vers le lac en passant par les deux étangs. Ce résultat est conforme avec les travaux de (Yechieli et Wood, 2002) sur les hydrosystèmes salins côtiers et leur relation avec l’océan. La nappe d’eau douce/saumâtre ne se présente pas d’emblée sous forme de lentille comme observée au niveau du profil 1. Cela est dû probablement à la faiblesse de son épaisseur. Cependant de petites lentilles sont observées le long du profil.

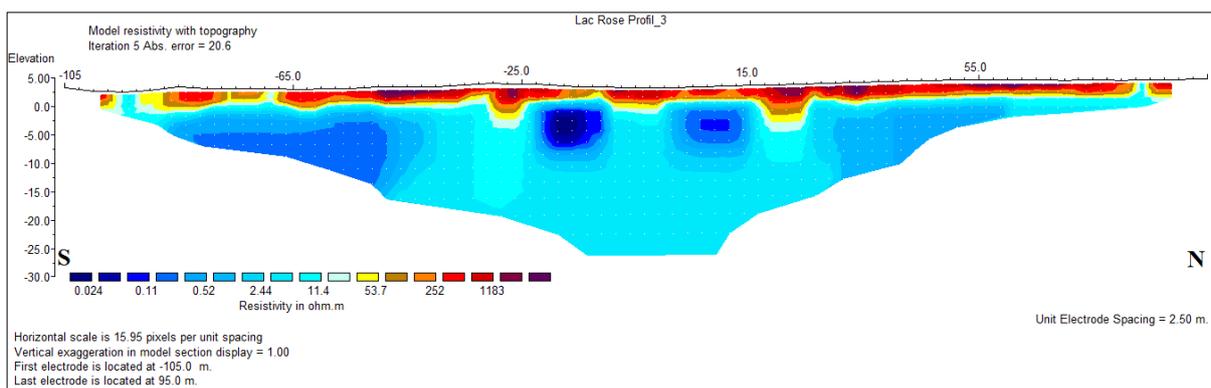


Figure 55 : Section de résistivités vraies, obtenue sur la dune littorale entre l’océan et le lac sur le site de l’ancien chenal, inversion faite avec application de la contrainte L_1 -normée.

III. Carte des conductivités au niveau du chenal

La carte des conductivités levée au niveau de l’ancien chenal par la méthode électromagnétique (Figure 56) montre trois ensembles :

(1) un ensemble situé à l’ouest dont les conductivités sont très faibles et sont comprises entre 0,8 et 2 mS/cm. Cet ensemble est donc résistant puisque les deux paramètres varient en sens inverse. Il correspond à l’aquifère des sables, d’eau douce/saumâtre ;

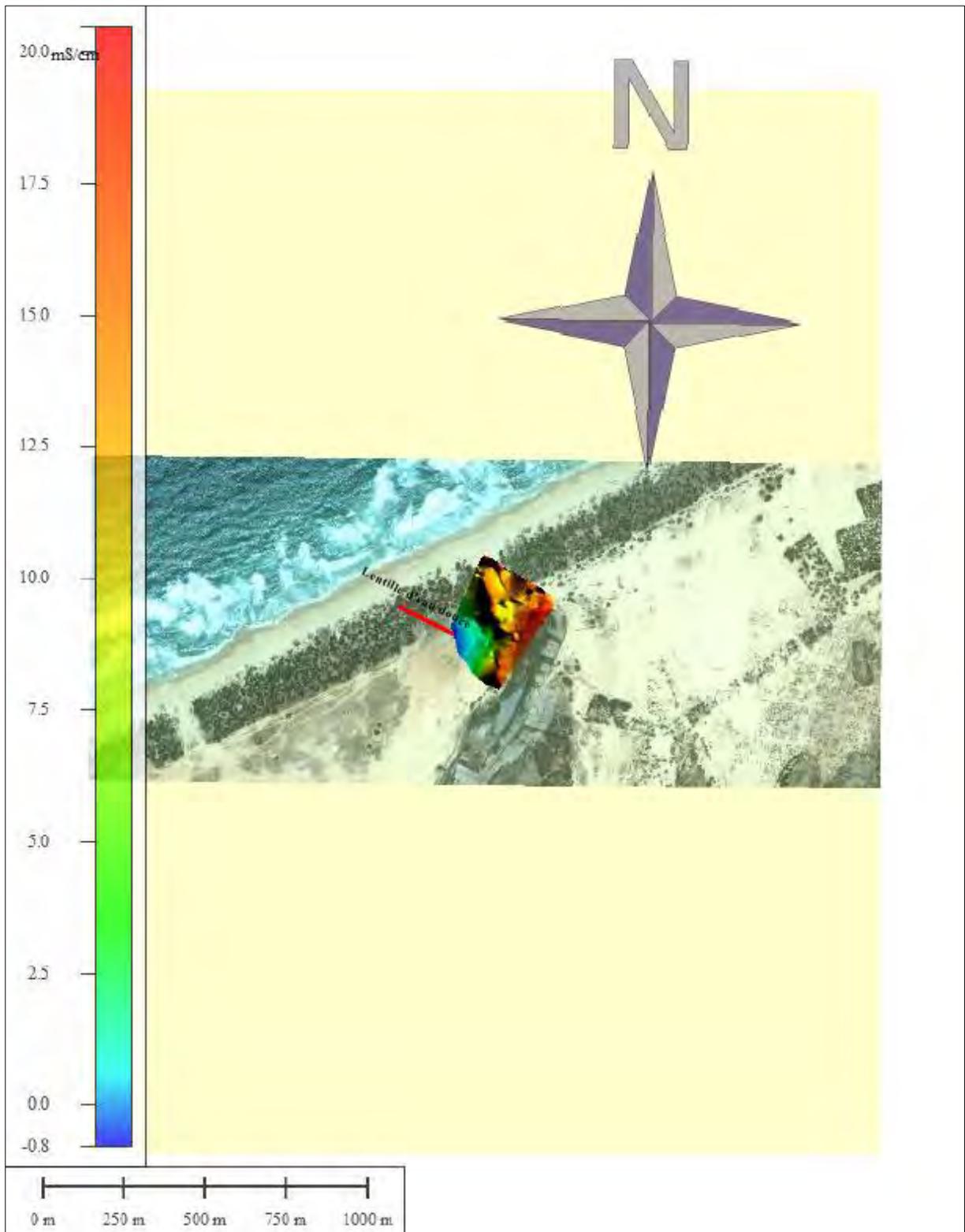


Figure 56 : Carte des conductivités levée à proximité du chenal

(2) un ensemble très conducteur situé à l'est, avec des conductivités allant de 10 à 20 mS/cm. Cet ensemble occupe la plus grande partie de la carte, il relie le chenal à l'océan et correspond à une nappe salée qui est le prolongement du biseau de l'océan comme observé au niveau du profil du chenal ;

(3) un ensemble moyennement conducteur, situé entre les deux premiers dont les conductivités varient entre 2,5 et 7,5 mS/cm correspond à une zone de transition entre la nappe d'eau douce/saumâtre et la nappe salée.

Conclusion partielle

Ces résultats sont presque conformes avec ceux de **Comte (2008)** qui ont été obtenus, par application de la tomographie électrique sur le site de la dépression de Pikine-Dagoudane, situé à l'ouest du lac. Les valeurs de résistivité entrent également dans l'échelle donnée par **Debuisson (1965)** et par **Moussu et Debuisson (1966)**. Ces profils géoélectriques montrent, qu'entre le lac et l'océan, il existe une nappe d'eau salée voire même très salée qui relie le lac à l'océan. Cette nappe est surmontée par la nappe d'eau douce/saumâtre du cordon dunaire. L'épaisseur maximale de cette nappe d'eau douce/saumâtre ne dépasse pas 20 m. Cette valeur d'épaisseur maximale est observée à une position située à 550 m de l'océan (SE9) d'après les sondages, pour les profils ETR cette position se situe à 560 m de l'océan (18 m pour les ETR). A partir de cette position l'épaisseur de la nappe diminue en allant vers le lac et allant vers l'océan. La nappe d'eau douce flotte sur celle d'eau salée sous forme de lentille. Elle n'est, cependant, pas aussi puissante de sorte à constituer une barrière hydraulique empêchant l'alimentation du lac par l'océan comme l'a signalé **Garnier (1978)**. En effet, la lentille n'est pas capable de repousser l'interface eau douce eau salée selon les proportions prédites par la loi de Ghyben-Herzberg. En effet, les niveaux piézométriques déduits des sondages électriques se trouvent en dessous du niveau de l'océan.

Le profil d'ETR exécuté sur l'ancien chenal de même que la carte des conductivités levée sur ce même site, montrent que les eaux douces/saumâtres, de la nappe, au niveau du chenal, reposent sur les eaux salées du biseau. Vu, la carte des conductivités, il y a une nette prédominance des eaux salées venant de la mer par rapport aux eaux douces de la nappe dunaire, au niveau du chenal. La géophysique montre donc l'existence d'une nappe d'eau salée dont l'extension va de la mer à l'étang 2. L'eau de mer, sous forme de biseau salé coule sous la dune et affleure dans la dépression de l'ancien chenal qui constitue l'étang 2. Cet étang à son tour alimente le lac. Cela montre que ce chenal fonctionne toujours de façon souterraine.

Les modèles électriques et électromagnétiques ont donc mis en évidence une interaction hydrodynamique entre le lac et l'océan. Le lac est en permanence alimenté par l'océan, sous la dune littorale. Ces résurgences sont très perceptibles le long du chenal, qui les conduit au lac. La cartographie des résistivités, par la tomographie montre clairement une extension du biseau salé le long de ces étangs. Ceci explique amplement la résistance du lac face à l'assèchement qui a affecté les autres lacs margino-littoraux tels que le lac Tanma.

Ces modèles ont permis de préciser l'altitude de l'interface eau douce/eau salée, et l'épaisseur de la nappe des sables à eau douce. Ces modèles doivent être validés par des mesures hydrogéochimiques des différents types d'eau de l'hydrosystème et par un modèle hydrodynamique. Ce qui constitue les chapitres 2 et 3.

CHAPITRE 2 : REPONSE DE LA CHIMIE DES EAUX SOUTERRAINES ET DE SURFACE

Les interactions océan-nappe-lac ont été étudiées par une analyse chimique des eaux de l'ensemble des composantes de l'hydrosystème du lac. Trois missions d'échantillonnage ont été effectuées pendant lesquelles les eaux ont été recueillies dans des puits villageois, les piézomètres, le lac, les étangs, la source et l'océan.

I. Juin 2012

I.1. Statistique des ions majeurs

I.1.1. Eaux de surface

L'analyse statistique (Tableau 3) permet également de relever que pour les cations, l'ion Na^+ présente la plus grande valeur moyenne qui est de 1428 méq/l avec un écart-type de 2378 et une valeur médiane de 362 méq/l. Le potassium présente la plus faible moyenne qui est de 23,2 méq/l avec un écart-type de 35,5 méq/l. Pour les anions l'ion HCO_3^- possède la teneur moyenne la plus faible avec 2,2 méq/l alors que l'ion chlorure possède la teneur moyenne la plus élevée avec 1396,2 méq/l. Les teneurs minimales des ions majeurs, exceptés, HCO_3^- , OH^- , CO_3^{2-} et NO_3^- , sont observées au niveau des eaux de la source alors que celles maximales sont notées au niveau du lac. Les eaux de surface présentent donc deux pôles : un pôle représenté par les eaux de la source, de faible minéralisation et un pôle représenté par les eaux du lac fortement minéralisées. Entre ces deux pôles, se retrouvent les eaux des étangs. La conductivité moyenne des eaux de surface est de 161163 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Tableau 3 : Statistique des ions majeurs des eaux de surface

	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	OH^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	T°C	Ph	EC $\mu\text{S}/\text{cm}$	FDS (mg/l)
minima	1,9	0,1	1,1	2,5	2,7	0,4		2	0,1	0,9	26,4	6,6	553	398
maxima	4986,4	76,1	303,1	40,9	2,8	10,8	24,7	4690,1	1,1	674,3	35,8	9,5	540000	32110
moyenne	1428	23,2	139	23,9	2,2	2,8	6,2	1396,2	0,5	204,4	30,9	7,9	161163	95468,3
mediane	361,9	8,3	125,9	26,1	2,8	0,2	0	446,4	0,5	71,3	30,8	7,7	52050	30187,5
ecart-type	2378,4	35,5	126,6	16	1,5	5,3	12,4	2206,5	0,4	315	3,9	1,3	253774	151100

Le p^{H} variant de 6,6 à 9,3, montre des eaux neutres à basiques. La température moyenne des eaux de surface reflète celle ambiante et est de 30° C.

I.1.2. Eaux souterraines

L'analyse statistique (Tableau 4) montre que la valeur moyenne du TDS est de 956 mg/l. 37% des puits ont un TDS compris entre 1000 et 4350 mg/l et pour le reste entre 98 et 1000 mg/l. Les eaux ont donc une tendance saumâtre à salée au niveau de certains puits (P25). En ce qui concerne les anions, l'ion Cl⁻ présente la plus grande valeur moyenne (6,51 méq/l) avec une valeur médiane de 4,91 et un écart-type de 1,57, suivi de l'ion sulfate (SO₄²⁻) qui affiche une valeur moyenne de 2,6 méq/l.

Tableau 4 : Statistique des ions majeurs (en méq/l) et des paramètres physico-chimiques

	Ca ⁺⁺	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃	T°C	pH	EC	TDS
minima	0,3	0,1	0,7	0,04	0,1	0,5	0,26	0,01	25,7	5,6	138	98
maxima	9,4	6,3	54,2	0,9	16	44,2	8,1	13,2	29	9,2	6780	434
moyennes	4,3	2	7,5	0,2	2,7	6,5	2,6	2,2	27,4	7,9	1453,3	956,9
médianes	4,2	1,6	4,7	0,1	2,7	4,9	2,2	0,4	27,3	8	1377	831
écart-types	0,1	0,4	2,7	0,04	0,05	1,5	0,4	1,8	0,1	-0,1	76,3	125,9

Pour les cations, le sodium (Na⁺) possède la plus grande valeur moyenne (7,5) avec une valeur médiane de 4,70 et un écart-type de 2,70 suivis du magnésium (Mg²⁺), avec une moyenne de 2 méq/l. Ces statistiques prouvent que les teneurs en chlorure et sodium sont très variables dans le bassin.

Tableau 5 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques

	Ca ²⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	T°C	pH	EC	TDS
Ca⁺⁺	1,00											
Mg⁺⁺	0,35	1,00										
Na⁺	0,27	0,58	1,00									
K⁺	0,53	0,66	0,92	1,00								
HCO₃⁻	0,29	0,50	0,64	0,60	1,00							
Cl⁻	0,33	0,60	0,97	0,92	0,72	1,00						
SO₄⁻	0,65	0,49	0,47	0,55	0,37	0,44	1,00					
NO₃⁻	0,30	0,30	0,29	0,39	-0,38	0,15	0,16	1,00				
T°C	0,03	0,16	0,29	0,28	-0,01	0,19	0,04	0,46	1,00			
pH	-0,05	-0,08	-0,18	-0,13	0,34	-0,06	-0,16	-0,58	-0,49	1,00		
EC	0,49	0,69	0,95	0,96	0,66	0,94	0,58	0,34	0,26	-0,13	1,00	
TDS	0,52	0,69	0,95	0,97	0,63	0,93	0,61	0,41	0,31	-0,20	0,99	1,00

La matrice de corrélation des ions (Tableau 5) montre une forte corrélation entre les ions Na^+ , K^+ et Cl^- et de ceux-ci avec le TDS, le coefficient de corrélation de chacun de ces ions avec le TDS dépassant 0,9. La corrélation entre Na^+ et Cl^- est bonne ($r=0,97$). Cela permet de dire que les ions Cl^- , Na^+ et K^+ sont issus d'un même processus de minéralisation. Il existe une corrélation moyenne entre les ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} et le TDS, avec des coefficients de corrélation tournant autour de 0,6.

Le p^{H} varie entre 5,6 et 9,2, avec une moyenne de 7,9 et une médiane de 8,0. L'analyse statistique montre que 56,7% des échantillons ont un p^{H} compris entre 8 et 9,2 ; cela indique que les eaux de la nappe sont généralement alcalines.

La conductivité électrique (EC) varie entre 138 et 6780 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Sa valeur moyenne est de 1453 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et sa médiane est de 1377 $\mu\text{S}/\text{cm}$. L'écart-type qui est de 76,3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ montre une forte dispersion des valeurs de conductivité autour de la valeur moyenne. 67,5% des échantillons ont une conductivité supérieure à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cela montre le caractère saumâtre, en fin de saison sèche, des eaux de la nappe.

I.2. Faciès chimiques

Un faciès chimique est défini comme un type d'eau souterraine qui a une composition ionique spécifique, fixée dans des limites bien définies. Les faciès hydrochimiques sont particulièrement utiles pour identifier l'évolution hydrochimique des eaux souterraines ainsi que pour étudier la variabilité spatiale de la chimie des eaux souterraines dans les systèmes multi-composants complexes (**Gumm, 2011**). Les faciès chimiques ont été obtenus grâce au logiciel Diagramme 6.49 développé par le laboratoire d'hydrogéologie de l'université d'Avignon.

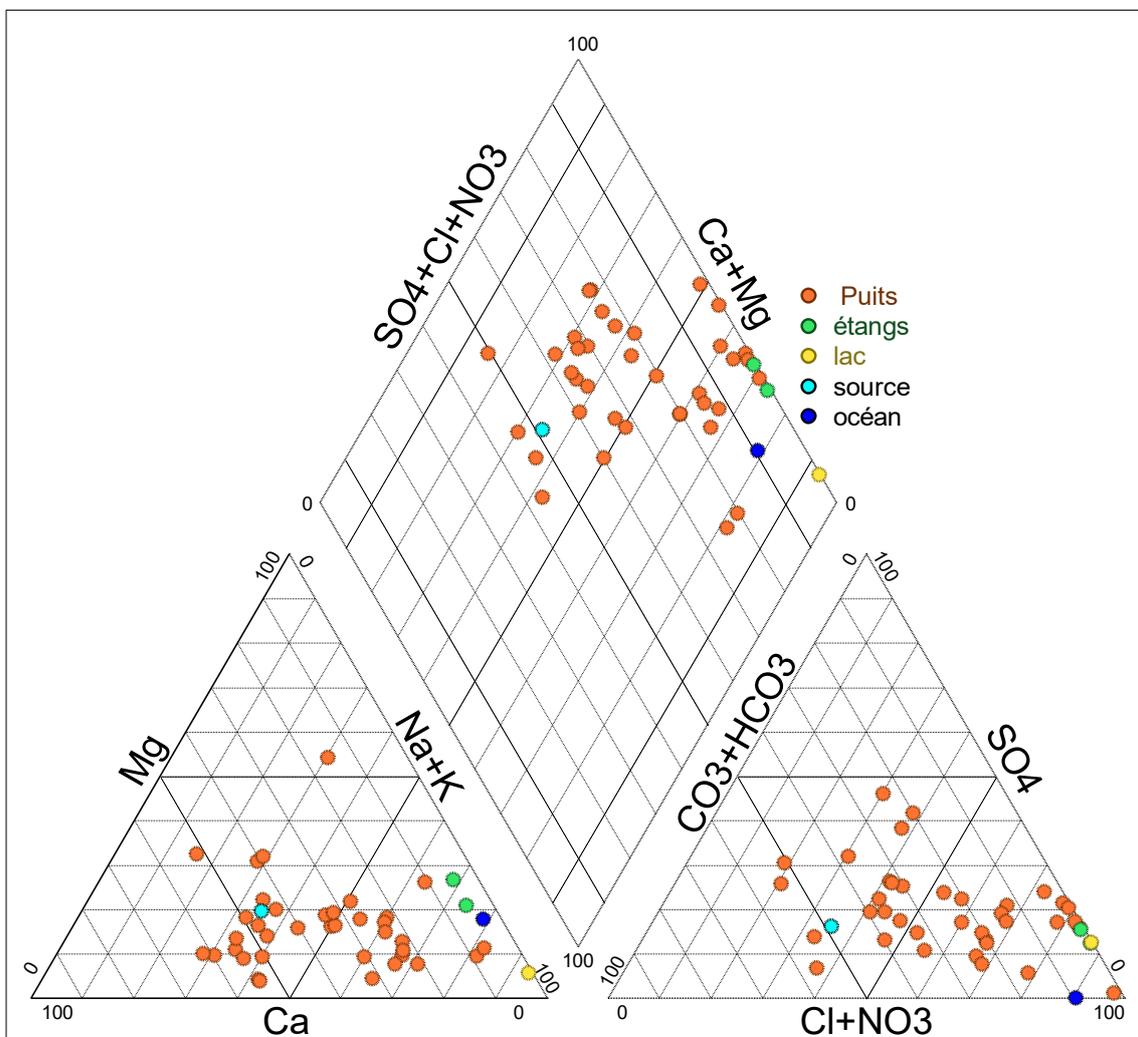
I.2.1. Eaux de surface

Les eaux de la source présentent un faciès chloruré calcique (Cl-Ca) qui pourrait être dû à la dissolution des coquilles des terrasses nouakchottiennes et post-nouakchottiennes ou bien à l'influence d'eau de mer, puisque ce faciès caractérise aussi l'intrusion d'eau de mer dans une nappe côtière (**Appelo et Postma, 2005**). Les eaux de l'étang 1 et 2 montrent un faciès chloruré sodique et potassique (Cl-Na-K). Quant à celles du lac, en fin de saison sèche (mois de juin), elles sont hyper-chlorurées sodiques et potassiques.

I.2.2. Eaux souterraines

Deux faciès chimiques (Figure 57) dominent les eaux de la nappe en fin de saison sèche. Il s'agit :

- Du faciès chloruré calcique (Cl-Ca) avec un pourcentage de 45,9% observé dans les puits P12, P41, P40, P15, P30, P8, P38, P20 P29, P7, P17, P18, P36, P43, P45, P4, P39, P27, P32.
- Du faciès chloruré sodique et potassique (Cl-Na-K), avec un pourcentage de 43,2% observé dans les puits P2, P6, P28, P37, P23, P24, P22, P21, P33, P14, P25, P26, PZ1, P5, P46, P48.



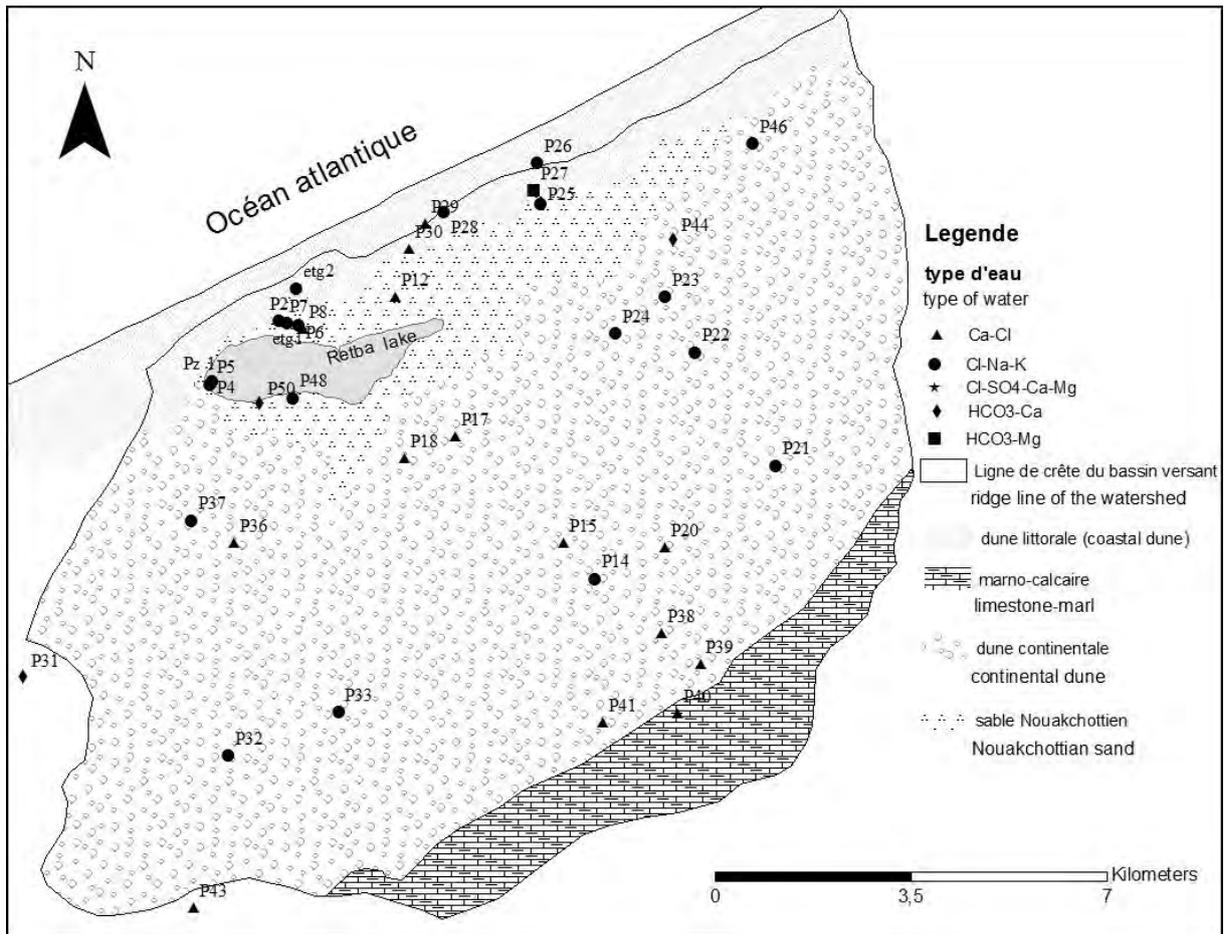


Figure 58 : Distribution spatiale des faciès chimiques en fin de saison sèche à travers le BVLR

Deux faciès minoritaires, le bicarbonaté calcique ($\text{HCO}_3\text{-Ca}$), 8,1%, dans les puits P50, P44, P31 et le bicarbonaté magnésien ($\text{HCO}_3\text{-Mg}$) dans un seul puits, le P27, sont également relevés.

La distribution de ces faciès à l'échelle du bassin est montrée par la figure 58.

II. Septembre 2012

En septembre 2012, sept nouveaux piézomètres ont été foncés et ajoutés au réseau d'observation. Comme lors de la mission précédente, les ions majeurs et mineurs ont été recherchés dans les eaux ainsi que les isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H).

II.1. Statistiques des paramètres physico-chimiques

II.1.1. Eaux de surface

En fin de saison des pluies, le sodium (Na^+) est le cation dominant avec une valeur moyenne de 680 méq/l, suivi de l'ion magnésium qui a une valeur moyenne de 603,2 méq/l. Les anions sont toujours dominés par les chlorures avec une valeur moyenne de 1054 méq/l, suivi de l'ion sulfate (SO_4^{2-}) qui présente une valeur moyenne de 159 méq/l (Tableau 6).

Tableau 6 : Statistique de la physico-chimie des eaux de surface en fin de saison des pluies

	Li	Na	NH4	K	Mg	Ca	HCO3	CO3	Cl	Br	NO3	SO4	T°C	pH	EC
Minima	0,2	13,4	0	0,4	3,7	3,1	1,5	3,1	14,6	0,3	0,3	0,2	28,5	6,6	1983
Maxima	0,3	1453,7	9,7	99,4	1541	41,5	3,9	7,6	2173,2	7	0,4	352,6	32,5	9,5	2309100
Moyenne	0,1	680,7	3,7	40,2	603,2	22,7	2,5	5	1054,5	1,5	0,1	159	31,4	8,1	
Médiane	0,2	354,6	0	7,6	74	16,6	1,6	3,3	530,8	0,3	0	53,2	32,2	8,1	
Ecart-type	0,1	628,4	5	48,5	762,2	15,6	1,2	2,5	983,5	3,1	0,2	171,2	1,7	1	

La température moyenne des eaux de surface est de 31°C. Cela montre que les eaux de pluie n'ont pas une forte influence sur la température des eaux de surface, qui ne varient pas en fonction de la saison.

Les eaux de surface sont en moyenne basiques, avec un p^{H} de 8,1. La conductivité est dominée par celle du lac qui est très élevée, même après la saison des pluies.

II.1.2. Eaux souterraines

Après la saison des pluies (septembre), la chimie des eaux souterraines est toujours dominée chez les cations, par le sodium (Na^+), avec une moyenne de 10,97 méq/l, suivi du magnésium (Mg^{2+}) qui affiche une moyenne de 3,4 méq/l. Chez les anions, elle est dominée par les chlorures (Cl^-), suivis des carbonates avec respectivement 11,5 et 4,7 méq/l de moyenne (Tableau 7).

Tableau 7 : Statistique de la physico-chimie des eaux souterraines en fin de saison des pluies

	Na	NH4	K	Mg	Ca	HCO3	CO3	Cl	NO2	Br	SO4	T°C	Ph	EC	TDS
minima	0,58	0	0,03	0,21	0,81	0,02	0,05	0,3	0	0	0,03	27,2	5,6	139	94
maxima	468	1,07	9,62	108,5	23,87	9,44	18,9	557,3	14,5	0,88	57,3	31,1	9,6	24200	16718
moyenne	11	0,1	0,61	3,43	5,03	2,34	4,68	11,5	1,79	0,01	3,68	29	7,9	1352	1043
médiane	4,17	0,01	0,2	1,84	4,49	2,38	4,76	3,99	0,24		2,2	29	8	1083	892
écart-type	30,5	0,2	0,9	7	3,2	1,5	3	31,3	3,6		5	0,9	0,8	924	633

La conductivité varie entre 139 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 24200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, sa valeur moyenne est de 1352 $\mu\text{S}/\text{cm}$, son écart-type qui est de 924 traduit une dispersion des valeurs autour de la moyenne, d'où une forte variabilité de la conductivité en fin de saison des pluies. Cette moyenne traduit une baisse de la conductivité après la saison de pluies qui pourrait s'expliquer par l'effet de dilution et de mélange des eaux. 45% des points échantillonnés ont une conductivité comprise entre 100 et 950 $\mu\text{S}/\text{cm}$, les 55% restant ont une conductivité comprise entre 1000 et 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cela montre qu'en fin de saison des pluies, le caractère doux à saumâtre des eaux souterraines persiste toujours.

Les valeurs extrêmes observées au niveau des piézomètres A et D n'ont pas été prises en compte dans le calcul de cette moyenne. La conductivité, mesurée au niveau du piézomètre PA, s'élève à 24200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et celle observée au niveau du piézomètre PD est de 7640 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (échantillons superficiels).

Tableau 8 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques

	pH	EC	² H	¹⁸ O	Na	NH4	K	Mg	Ca	HCO 3	Cl	Br	SO4
pH	1												
EC	-0,09	1											
dH	0,04	0,13	1										
dO	0,03	0,22	0,98	1									
Na	-0,07	0,99	0,13	0,22	1								
NH4	-0,21	0,50	0,24	0,26	0,50	1							
K	-0,38	0,72	0,20	0,27	0,69	0,57	1						
Mg	-0,09	0,96	0,09	0,18	0,96	0,50	0,69	1					
Ca	-0,03	0,64	0,14	0,20	0,61	0,38	0,48	0,56	1				
HCO3	0,23	0,62	0,26	0,33	0,63	0,52	0,28	0,64	0,44	1			
Cl	-0,05	0,98	0,13	0,22	1,00	0,49	0,68	0,96	0,63	0,64	1		
Br	-0,06	0,94	0,09	0,18	0,97	0,51	0,65	0,94	0,55	0,63	0,98	1	
SO4	0,02	0,56	0,07	0,10	0,58	0,22	0,43	0,60	0,46	0,44	0,55	0,50	1

Le TDS varie entre 94 mg/l et 16718 mg/l. Cela montre qu'il existe une large gamme de TDS observée au niveau des eaux du bassin. En effet, 54% des échantillons prélevés ont un TDS compris entre 95 et 990 mg/l contre 46% des échantillons qui présentent un TDS compris entre 1000 et 16718 mg/l. Ces valeurs de TDS montrent que les eaux du bassin sont douces à certains endroits, saumâtres voire salées à d'autres.

La matrice de corrélation des ions majeurs (Tableau 8) montre une forte corrélation entre les ions Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , Br^- et Ca^{2+} d'une part et la conductivité électrique d'autre part avec des coefficients de corrélation supérieurs à 0,98. Ces ions contrôlent donc la minéralisation des eaux de la nappe en fin d'hivernage.

La température varie entre 27°C et 31°C alors que le p^{H} varie entre 5,6 et 9,6. Seuls 10% des échantillons possèdent un p^{H} acide. Les eaux sont donc généralement alcalines. Cela veut dire qu'entre la saison sèche et celle pluvieuse il n'y a pas une évolution importante du p^{H} des eaux de la nappe.

II.2. Statistique des isotopes lourds (^{18}O ^2H) des eaux du bassin

Dans les eaux souterraines, les teneurs en deutérium varient entre -36,9 et -1,5‰ alors que celle de l'oxygène-18 oscillent entre -5,6 et -0,12‰. En moyenne, le deutérium a une occurrence de -29,4‰ et l'oxygène-18, une occurrence de -4,2‰. Pour les eaux de surface, les teneurs en deutérium varient entre -32,1 et 2,4‰ alors que celles en oxygène-18 varient entre -5,1 et 1‰, la teneur des étangs en oxygène-18 est égale à 0‰. Cela montre l'importance de l'évaporation des eaux de surface.

II.3. Faciès chimique des eaux

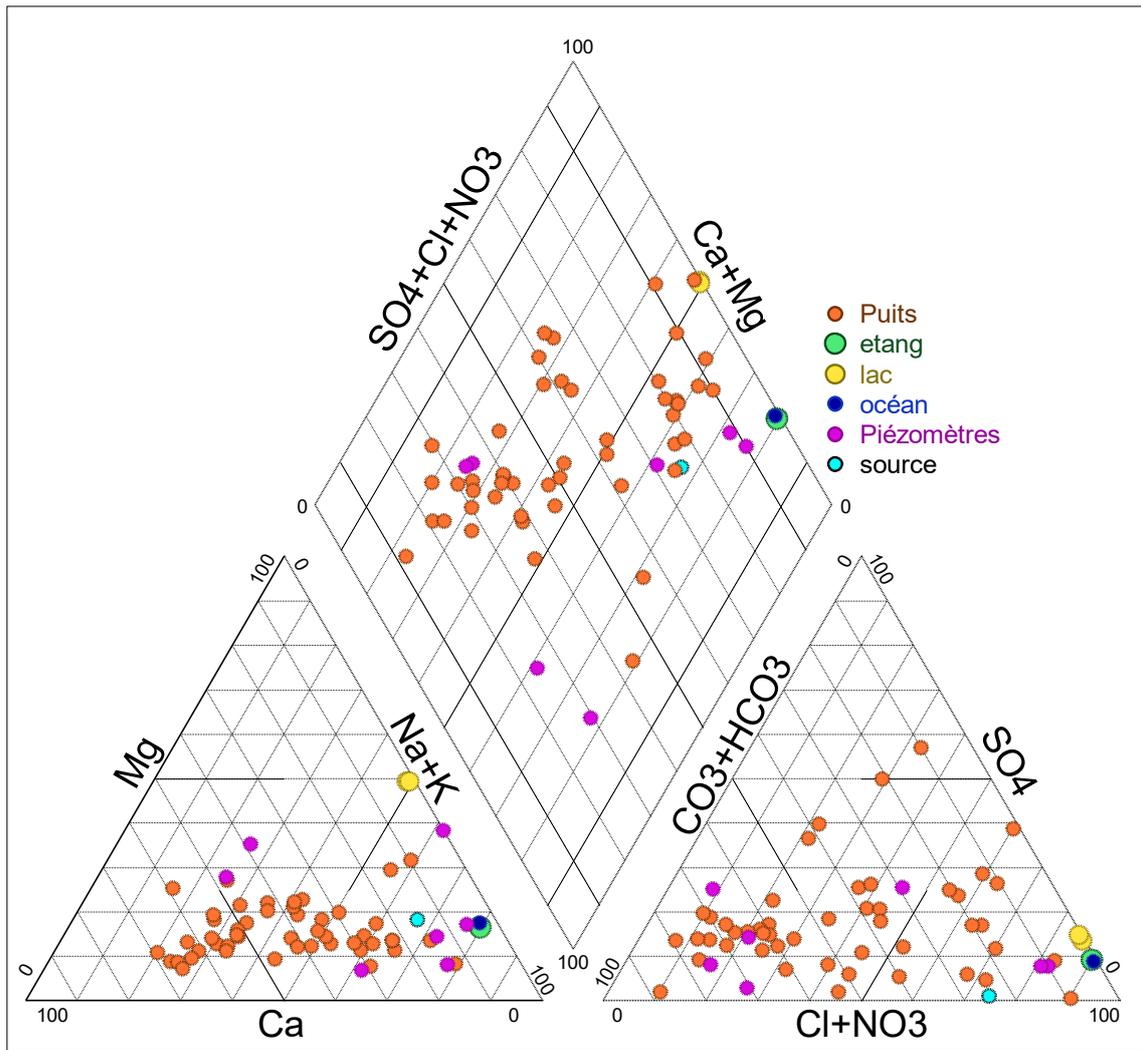
II.3.1. Eaux de surface

En fin d'hivernage, la source possède un faciès chloruré sodique et potassique (Cl-Na-K) de même que les étangs. Le lac, quant à lui montre un faciès chloruré calcique et magnésien (cela s'explique par un apport d'eau de la nappe de faciès bicarbonaté calcique et magnésien).

II.3.2. Eaux souterraines

Pour les eaux souterraines en fin d'hivernage trois faciès chimiques sont dominants (Figure 59), il s'agit :

- Du faciès bicarbonaté calcique ($\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$), observé au niveau de 20 puits (P8, P50, P17, P44, P31, P43, P20, P12, P46, P9, P5, P4, P29, P11, P27, P22, P18, P10, P6, P34, P39bis) et de deux piézomètres, il s'agit des piézomètres PF et PE du transect sud. Ce faciès représente 47,8% des échantillons prélevés ;
- Du faciès chloruré sodique et potassique (Cl-Na-K) observé au niveau de 16 puits (P45, P14, P24, P28, P33, P32, P23, P25, P26, P21, P48, P49, PZ1, P2, P19, P37) et de trois piézomètres, il s'agit des piézomètres PA, PD et PG. Ce faciès couvre 39% des points échantillonnés.



]

)

- Du faciès chloruré calcique (Cl-Ca) qui est observé au niveau de 11 puits, soit 24% des échantillons prélevés, il s'agit du : P16, P39, P36, P35, P41, P38, P15, P40, P30, P3, P7.

Le faciès bicarbonaté sodique n'est observé qu'au niveau d'un seul puits (P26) et de deux piézomètres, il s'agit des piézomètres PC et PB situés sur la dune littorale. L'apparition des faciès bicarbonatés qu'ils soient sodiques ou calciques et magnésiens traduit une recharge de la nappe par les eaux de pluie. En effet, la composition de l'eau douce dans les aquifères côtiers est souvent dominée par les ions Ca^{2+} et les bicarbonates (HCO_3^-) (Appelo and Postma, 2005).

III. Avril 2013 (mi saison sèche)

III.1. Statistique des paramètres physico-chimiques des eaux

III.1.1. Eaux de surface

Le chimisme des eaux de surface en mi- saison sèche (Tableau 9) est toujours dominé, chez les cations, par le sodium et le magnésium, avec respectivement 1506 et 1063 méq/l de moyenne. Ces deux ions ont une forte variabilité, en effet, le sodium varie entre 3 et 3420 méq/l alors que le magnésium varie entre 2 et 2679 méq/l. Chez les anions, les ions dominants sont encore les chlorures et les sulfates avec respectivement 2119 et 345 méq/l de moyenne.

Tableau 9 : Statistique des paramètres physico-chimiques des eaux de surface (Avril 2013)

	Na	K	Mg	Ca	HCO3	CO3	Cl	NO3	SO4	T°C	Ph	EC	TDS
moyenne	1506	39	1063	42	3	1	2119	0,1	345	28	9	96550	141838
médiane	440	8	97	41	3	0	543	0,1	72	27	8	53700	35803
écart-type	1708	47	1370	25	1	1	2446	0,1	417	2	1	88385	164434
minima	3	0	2	2	2	2	2	0,1	1	26	8	649	450
maxima	3420	92	2679	64	4	3	4845	0,2	821	31	10	191800	322780

La température moyenne des eaux de surface est de 28°C et celle maximale est de 31°C. Les eaux sont généralement alcalines avec un p^{H} qui oscille entre 8 et 10. La conductivité électrique moyenne est élevée et est égale à 96550 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de même que le TDS moyen qui s'élève à 141838 mg/l.

III.1.2. Eaux souterraines

Pour les eaux souterraines, en mi- saison sèche (Tableau 10), le cation dominant reste le sodium avec une moyenne de concentration de 9,1 méq/l, suivi du calcium avec une moyenne de concentration de 4,3 méq/l. Les concentrations de sodium varient entre 0,3 et 176 méq/l, l'écart-type, de 23,8, montre une forte variation des concentrations. Pour le calcium, la concentration varie entre 0,3 et 17 méq/l. Pour les anions, les chlorures sont toujours dominants, avec une concentration moyenne de 9,1 méq/l, suivis des sulfates qui affichent une concentration moyenne de 3,1 méq/l.

Tableau 10 : Statistiques des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines

	Na	K	Mg	Ca	HCO3	Cl	NO3	SO4	T°C	Ph	EC	TDS
moyenne	9,1	0,3	3	4,3	2,7	9,1	2,4	3,1	27,1	8,3	1638,8	1132
médiane	4,1	0,2	2,3	3,8	2,8	5,1	0,4	2,3	27	8,6	1156,5	773
écart-type	23,8	0,4	4,7	3	1,9	26	5,4	4,2	1,3	1,5	2864,4	1818
Minima	0,3	0	0,2	0,3	0	0,3	0	0,1	24,7	4,1	153	99
Maxima	176,2	3,3	35	17	8,4	195	34,9	25,3	30	12,2	21600	13600

La conductivité électrique varie entre 153 et 21600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec une moyenne de 1638 $\mu\text{S}/\text{cm}$. 60% des points échantillonnés ont une conductivité comprise entre 1018 et 21600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 40% ont une conductivité qui oscille entre 153 et 925 $\mu\text{S}/\text{cm}$; ce qui confirme le caractère saumâtre et salé au niveau de certains ouvrages, des eaux de la nappe, en mi-saison sèche. Le TDS par contre varie entre 99 et 13600 mg/l. Parmi les 54 points échantillonnés, 40% ont un TDS compris entre 1000 et 13600 mg/l contre 60% dont le TDS varie entre 99 et 997 mg/l. La température moyenne des eaux de la nappe est de 27°C, cette température est proche de celle ambiante, ce qui est conforme avec le caractère libre de la nappe.

Le p^{H} varie entre 4 et 12, parmi les 54 échantillons prélevés, seuls 10 ont un p^{H} inférieur à 7. Les eaux de la nappe gardent alors leur caractère alcalin observé en fin de saison sèche et en fin de saison des pluies.

III.2. Faciès chimique

III.2.1. Eaux de surface

En mi-saison sèche, les étangs et le lac présentent le même faciès chimique, il s'agit du faciès chloruré sodique et potassique (Cl-Na-K) de même que l'échantillon représentant l'eau de mer. Ceci conforte la thèse de l'alimentation des étangs par la mer. La source quant à elle possède un faciès chloruré et sulfaté calcique et magnésien. On ne note pas de cations ni d'anions dominants pour les eaux de la source.

III.2.2. Eaux souterraines

Pour les eaux souterraines, contrairement à la signature chimique des eaux du mois de septembre, deux faciès sont dominants (Figure 60) ; il s'agit :

➤ Du faciès chloruré calcique (Cl-Ca) : observé au niveau de 22 puits (P40, P25, P22, P36, P28, P5, P13, P4, P15, P34, P29, P41, P38, P9, P18, P12, P50, P8, P35, P43, P46, P10) et de 3 piézomètres (PE PZ1 PF PC) soit 46% des points échantillonnés.

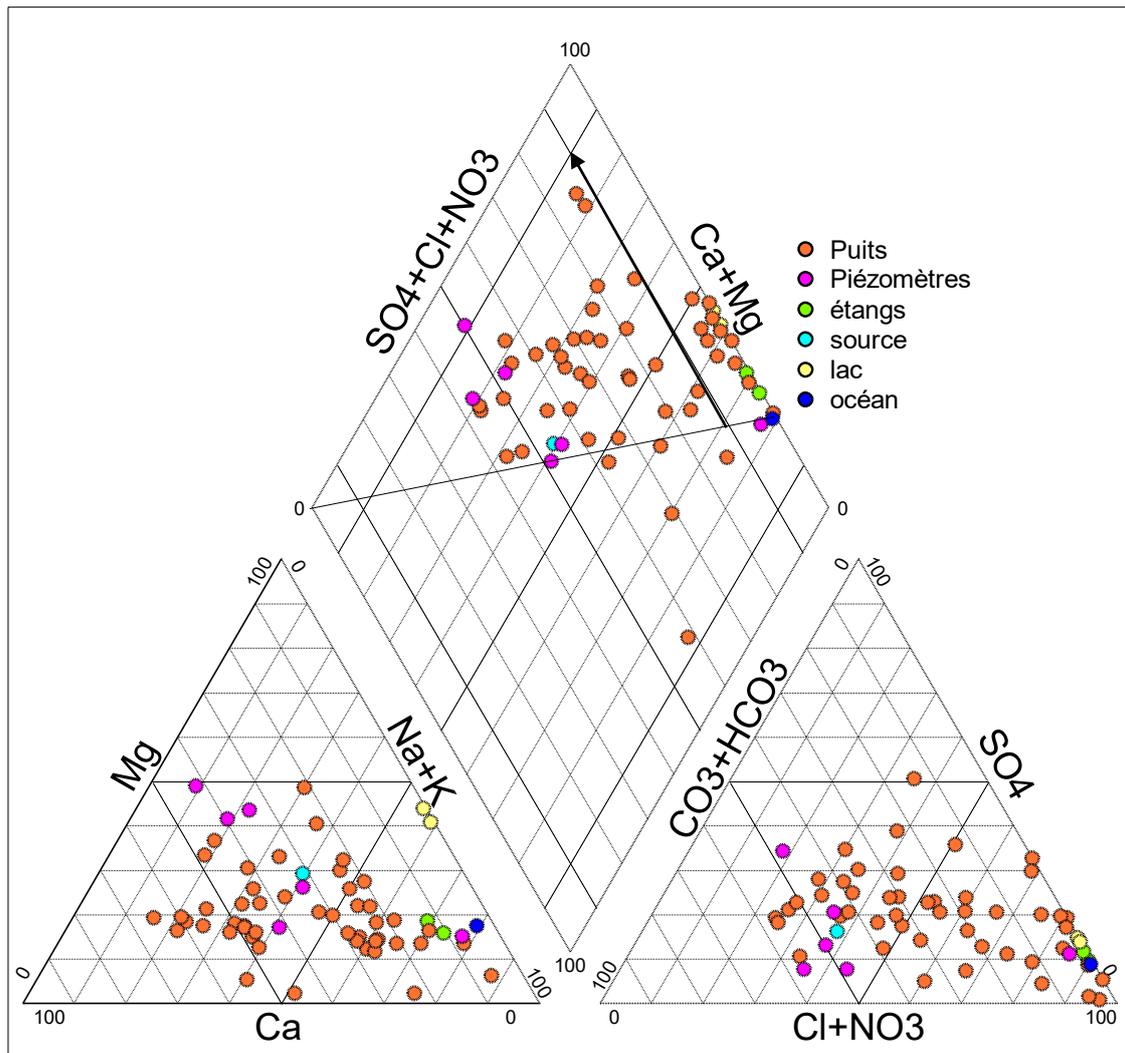


Figure 60 : Faciès chimiques des eaux en mi- saison sèche (avril 2013)

➤ Du faciès chloruré sodique et potassique (Cl-Na-K) : observé au niveau de 21 puits, il s'agit : des puits P26, P25, P2, P6, P49, P30, P48, P3, P7, P19, P43BIS, P45, P24, P21, P23, P37, P16, P39, P39BIS, P33, P14, et du piézomètre (PA) soit 40% des échantillons prélevés.

Le faciès bicarbonaté calcique subsiste toujours en mi-saison sèche. Il n'est observé qu'au niveau de 5 puits (P27, P20, P11, P32, P44) et d'un piézomètre (PB).

De cette analyse on peut conclure que l'abondance relative des ions n'est pas trop affectée par la variation saisonnière. Cependant, la variation des faciès des eaux de surface et souterraine traduit bien une forte variation inter-saisonnière de la minéralisation des eaux, aussi bien de surface que souterraines.

IV. Evolution inter-saisonnière du comportement chimique des eaux

IV.1. Eaux de surface

Les étangs maintiennent un faciès chloruré sodique (Cl-Na) quel que soit la saison. Ce faciès chimique est caractéristique de l'eau de mer évoluée d'après **Appelo et Postma (2005)** et des eaux dont le processus principal, contrôlant leur minéralisation, est l'évaporation/évapotranspiration (**Atkinson et al., 2014**). Leurs faciès chimiques ne se modifient donc pas malgré une variation des faciès observés au niveau des puits. C'est la preuve que l'eau des étangs n'est pas uniquement constituée par l'eau de la nappe. A vrai dire, cette différence entre le faciès des étangs (qui est chloruré sodique) et celui des eaux de la nappe est souvent attribuée à la présence du biseau de la mer (**Wood et Harrington, 2015**) dans les environnements côtiers. Pour le lac, il passe d'un faciès chloruré sodique en fin de saison sèche à un faciès chloruré calcique (Cl-Ca) après l'hivernage ; les eaux du lac retournent à un faciès chloruré sodique en mi-saison sèche. L'existence du faciès chloruré calcique après la saison des pluies peut être expliquée par le fait qu'après l'hivernage le faciès dominant des eaux de la nappe est celui bicarbonaté calcique (HCO₃-Ca). L'eau de la source, quant à elle, présente un faciès chloruré calcique (Cl-Ca) en fin de saison sèche puis un faciès chloruré sodique en fin d'hivernage. Ce faciès chloruré sodique passe à un faciès chloruré calcique en mi-saison sèche. Le passage du faciès chloruré sodique au faciès chloruré calcique pourrait s'expliquer par l'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère suivie d'un échange cationique (**Appelo et Postma, 2005; Kortatsi, 2006**).

IV.2. Eaux souterraines

Le tableau 11 montre l'évolution des faciès chimiques des eaux échantillonnées au niveau des puits et des piézomètres pendant les trois campagnes effectuées. L'évolution des faciès sera abordée en prenant comme situation de référence la fin de la saison sèche, c'est-à-dire la campagne du mois de juin 2012.

Le diagramme de Piper a permis de suivre le changement de faciès de la fin de la saison sèche à la fin de la saison des pluies et jusqu'à la mi-saison sèche suivante. Cependant, ce diagramme ne nous renseigne pas sur les mécanismes qui gouvernent ces changements. C'est pourquoi nous donnerons les mécanismes idoines qui pourraient conduire aux changements de faciès observés. L'étude des rapports caractéristiques et de leurs relations nous permettra de trancher en faveur d'un mécanisme ou d'un autre. Le diagramme de Piper (Figure 57) montre l'existence de 3 faciès en fin de saison sèche (juin 2012) : un faciès chloruré calcique, un faciès chloruré sodique et un faciès bicarbonaté calcique.

Tableau 11 : Tableau signalétique de l'évolution inter-saisonnière des faciès chimiques

Faciès	Echantillons du mois de juin 2012	Echantillons du mois de septembre 2012	Echantillons du mois d'avril 2013
Chloruré sodique et potassique	P2, P6, P28, P37, P23, P24, P22, P21, P33, P14, P25, P26, PZ1, P5, P46, P48.	P45 P14 P24 P28 P33 P32 P23 P25 P21 P48 P49 PZ1 P2 P19 PA	P26 P25 P2 P6 P49 P30 P48 P3 P7 P19 P43 P45 P24 P21 P23 P37 P16 P39 P39BIS P33 P14 PA
Chloruré calcique	P12, P41, P40, P15, P30, P8, P38, P20 P29, P7, P17, P18, P36, P43, P45, P4, P39.	P16 P39 P36 P35 P41 P38 P15 P40 P30 P3 P7.	P40 P25 P22 P36 P28 P5 P13 P4 P15 P34 P29 P41 P38 P9 P18 P12 P50 P8 P35 P43 P46 P10 PE PZ1 PF PC P17 P35 P34
Bicarbonaté calcique	P50, P44. P31	P50 P31 P44 P17 P43 P20 P12 P46 P9 P5 P4 P29 P11 P27 P22 P8 P18 P10 P6 P34 P39bis PE PF	P27 P20 P11 P32 P44 PB
Bicarbonaté sodique et potassique		PC et PB P26	

IV.2.1. Le faciès chloruré sodique

Le faciès chloruré sodique est observé au mois de juin au niveau des puits, P2, P5, P6, P14, P21 P22, P23, P24, P25, P26, P28, P33, P37, P46, P48, et PZ1 (Tableau 11). L'existence de ce faciès serait due à la combinaison de plusieurs processus que sont : l'intrusion marine et la concentration des eaux par

évaporation (**Kortatsi, 2006**). Ce faciès caractérise des eaux d'origine marine (**Appelo et Postma, 2005**) ayant subi une évolution hydrochimique (eaux souterraines évaporées, échanges cationiques).

D'après **Garnier (1978)**, les eaux de la nappe se divisent en faciès bicarbonaté calcique et sulfaté calcique pour les faibles concentrations. Elles deviennent chlorurées sodiques, à l'approche du lac, où elles se mélangent avec les eaux de ce dernier. Les résultats de la campagne de juin 2012 montrent que la chimie des eaux de la nappe a fortement évolué depuis les années 1970, puisque le faciès bicarbonaté calcique n'est observé maintenant qu'au niveau de trois puits contrairement au faciès sulfaté calcique qui a disparu. Le faciès chloruré sodique, qui était observé à l'approche du lac, a maintenant une extension importante dans la nappe principalement au niveau de 15 ouvrages, répartis dans tout le bassin. Cela pourrait trouver son explication dans l'avancée du biseau salé dans le continent.

Ce faciès évolue en fin de saison des pluies (septembre/octobre) au niveau de certains puits en faciès bicarbonaté calcique, pour le P5, P6, P22 et P46 et en faciès bicarbonaté sodique pour le P26. Les autres puits (P2, P14, P21, P23, P24, P25, P28, P33, P37, P48, et PZ1) gardent le même faciès en fin de saison des pluies, c'est-à-dire chloruré sodique.

L'enrichissement des eaux en bicarbonate pourrait être dû à l'arrivée d'eau douce (**Appelo et Postma, 2005**) occasionnée par la recharge ou par une alimentation latérale venant des zones à forte charge hydraulique. En effet, les puits P5, P6 et P8 ont des niveaux piézométriques négatifs au mois de septembre qui sont respectivement de -3,3, -3,2 et -3,9 m. Donc, le passage de leur faciès de chloruré sodique à bicarbonaté calcique entre le mois de juin et le mois de Septembre ne pourrait que résulter d'un apport latéral d'eau douce. En effet, le faciès bicarbonaté calcique ($\text{HCO}_3\text{-Ca}$) caractérise les eaux douces. Ce faciès est observé au niveau des zones de recharge comme l'a signalé **Jalali (2007)**. Les puits, P22, P46 et P26 ont des cotes piézométriques positives, respectivement égales à 13, 0,5 et 1,4 m. Dès lors, leur changement de faciès pourrait résulter de la recharge par les eaux de pluie. L'enrichissement en calcium, quant à lui, pourrait se justifier par les échanges cationiques de base ou par la dissolution des coquilles de la terrasse nouakchottienne.

A la mi- saison sèche (avril) les puits P5, P22, P46 passent du faciès bicarbonaté calcique (du mois de septembre) au faciès chloruré calcique. Ce même faciès apparaît au niveau des puits P25, P28, PZ1 qui avaient, en fin de saison des pluies, un faciès chloruré sodique et potassique. Cette apparition du faciès chloruré calcique résulterait de l'avancée des eaux salées qui s'accompagne d'un enrichissement des eaux en calcium, résultant des échanges de base inverses (**Appelo et Postma, 2005**). Les eaux du P6 retournent à leur faciès du mois de juin ; chloruré sodique et potassique de même que le P26.

L'évolution des faciès converge donc vers le faciès chloruré calcique. En effet, les puits P5, P22, et P46 passent du faciès bicarbonaté calcique au faciès chloruré calcique tandis que les puits P25, P28 et PZ1 voient leur faciès passer de chloruré sodique au faciès chloruré calcique aussi.

Les autres puits (P2, P14, P21, P23, P24, P33, P37, P48) maintiennent toujours leur faciès chloruré sodique quel que soit la saison. Cela pourrait s'expliquer par le fait que ces puits se trouvent dans une zone qui garde une paléo-salinité à cause de l'incursion de la mer pendant le Nouakchottien. Ces zones ne seraient pas lessivées par les eaux de pluies.

IV.2.2. Le faciès chloruré calcique

Le faciès chloruré calcique n'a pas été signalé par **Garnier (1978)**. Il est observé au mois de juin au niveau des puits P4, P7, P8, P12, P15, P17, P18, P20, P27, P29, P30, P36, P38, P39, P40, P41, P43 et P45. D'après **Appelo et Postma (2005)**, ce faciès caractérise l'intrusion d'eau de mer dans les aquifères côtiers. Au mois de septembre, ce faciès évolue en chloruré sodique pour les eaux du puits P45, et en bicarbonaté calcique pour les eaux des puits P4 (-4,01m), P12 (-0,75m), P17 (3,5m) P18 (4,63m), P20(21,9m), **P27**, P29(3m), P43(25,3m). Ce faciès caractérise un temps de séjour court de l'eau dans les aquifères détritiques (**Kouzana et al., 2009; Kouzana et al., 2007**). Les eaux de ces puits pourraient donc correspondre à la recharge. Pour les autres puits, leur faciès n'évoluant pas, ils restent, en fin de saison humide, chloruré calcique.

Entre la fin de la saison des pluies et la mi- saison sèche, les faciès des eaux des puits P4, P12, P18, P29, P43 passent de bicarbonaté calcique à chloruré calcique et ceux des puits P7, P30, et P39 passent de chloruré calcique à chloruré sodique. Par contre, seul le puits P20 maintient des eaux de faciès bicarbonaté calcique. Les autres conservent leur faciès de la fin des saisons des pluies à la mi-saison sèche, c'est-à-dire chloruré calcique, il s'agit des puits P36, P41, P15 et P38 (incursion marine ancienne qui pourrait justifier le faciès des eaux de ces puits).

IV.2.3. Le faciès bicarbonaté sodique

Ce faciès n'a pas été observé au mois de juin c'est-à-dire en fin de saison sèche. Par contre, il a été observé sur trois ouvrages seulement en fin de saison des pluies (campagne du mois de septembre 2012), il s'agit du puits P26 et des piézomètres PC et PB situés au milieu de la dune littorale entre le lac et l'océan.

Les piézomètres PC et PB passent du faciès bicarbonaté sodique ($\text{HCO}_3\text{-Na}$) au faciès bicarbonaté calcique et magnésien ($\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$) en avril. Ces deux piézomètres maintiennent toujours une eau

relativement douce à la mi- saison sèche. Les valeurs de TDS et de la conductivité prouvent cela. En effet, ces deux piézomètres ont respectivement 377 et 351 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de conductivité et 264 et 245 mg/l de TDS. Cependant, leur minéralisation a évolué puisqu'ils s'enrichissent en magnésium et calcium. Cette évolution s'explique par l'effet de la recharge qui apporte des eaux de faciès bicarbonaté calcique et magnésien ($\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$).

Pour le P26 son évolution a été déjà évoquée dans la partie évolution du faciès chloruré sodique.

Certains puits ont été suivis entre le mois de septembre et le mois d'avril. Il s'agit :

- des puits P19, P32, P49, et le piézomètre PA : ces ouvrages ont un faciès chloruré sodique au mois de septembre ; ils maintiennent ce même faciès au mois d'avril à l'exception du P32 qui passe à un faciès bicarbonaté calcique ;

- Des puits P16, P35 et le P3, tous de faciès chloruré calcique, en fin de saison des pluies. Le P16 et le P3 passent à un faciès chloruré sodique, à la mi- saison sèche (avril 2013), tandis que le P35 maintient un faciès chloruré calcique ;

- Des puits P9, P10, P11, P34, et des piézomètres PE et PF tous de faciès bicarbonaté calcique au mois de septembre. Seul le puits P11 conserve ce faciès au mois d'avril. En ce qui concerne les eaux des autres ouvrages, elles passent à un faciès chloruré calcique (Cl-Ca) à la mi-saison sèche.

V. Origine et mécanismes de la minéralisation des eaux du bassin versant

Cette partie est structurée en deux sous-parties. Une première qui traite de la minéralisation des eaux de la nappe, une seconde portant sur l'évolution verticale de la chimie, de la nappe de la dune littorale séparant l'océan du lac afin de déceler la signature du biseau salé sur les eaux de la nappe dunaire. Pour ce deuxième volet, seuls les échantillons d'eau prélevés dans les quatre piézomètres PA, PB, PC et PD, situés sur la dune littorale ont été traités.

L'origine de la minéralisation désigne les sources des ions contenus dans les eaux. Ces sources peuvent être diverses et variées allant de l'eau de mer pour les nappes littorales à la roche encaissante en passant par l'activité anthropique. Les mécanismes désignent les processus par lesquels, l'eau acquiert une minéralisation. Ces processus sont très variés. On peut noter les échanges de bases cationiques directes et inverses, la dissolution des roches encaissantes, l'intrusion d'eau de mer entre autres.

Pour déterminer les différentes sources et identifier les mécanismes afférents, les rapports ioniques des divers ions ont été utilisés. En effet, les rapports caractéristiques des ions sont généralement les meilleurs traceurs des sources d'eau salée (**Richter et Kreitler, 1993**). Les rapports caractéristiques permettent de comparer les types d'eau mais également de suivre leur évolution chimique.

V.1. Intrusion marine et processus associés

L'intrusion marine peut être mise en évidence en utilisant plusieurs techniques dont les rapports ioniques entre les différents ions majeurs des eaux. La relation entre $[\text{Na}^+\text{-Cl}^-]$ et $[\text{Ca}^{2+}\text{+Mg}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}\text{-HCO}_3^-]$ permet de montrer l'existence des échanges ioniques dans un aquifère côtier. L'alignement des échantillons sur une droite de pente -1, prouve l'existence des échanges ioniques au niveau des points échantillonnés (Abid et al., 2011 ; Demetriades, 2010 ; Garcia et al., 2001; Jalali, 2007; Jankowski et al., 1998 ; Kortatsi, 2006). Les réactions cationiques inverses sont caractéristiques des mouvements de mélange des eaux de mer avec les eaux douces (Richter et Kreitler, 1993 ; Trabelsi et al., 2004). Le rapport $\text{Na}^+/(\text{Na}^+\text{+Cl}^-)$ permet également d'apporter une preuve évidente à l'intrusion d'eau de mer dans un aquifère côtier. En effet, les eaux qui sont sous l'influence marine ont un rapport $\text{Na}^+/(\text{Na}^+\text{+Cl}^-)$ inférieur à 0,5 (Hounslow, 1995; Kortatsi, 2006).

Dans cette étude, le graphe $[\text{Na}^+\text{-Cl}^-]$ en fonction de $[\text{Ca}^{2+}\text{+Mg}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}\text{-HCO}_3^-]$ (Figure 61) montre que la majorité des points (groupe 1) sont alignés sur une droite de pente -1 avec un coefficient de régression égal à 0,95. Cela veut dire que les échanges ioniques constituent le facteur principal contrôlant la charge chimique des eaux. Ces échanges ioniques font suite à l'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère.

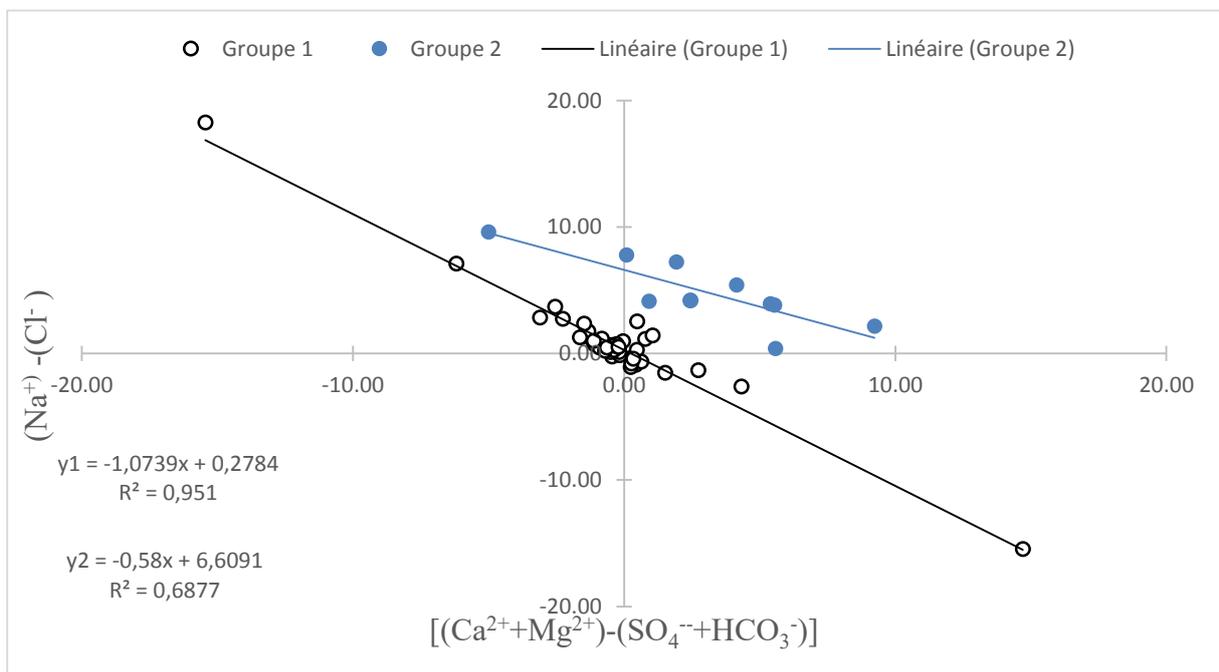


Figure 61 : Relation entre $[\text{Na}^+\text{-Cl}^-]$ et $[(\text{Ca}^{2+}\text{+Mg}^{2+})\text{-}(\text{SO}_4^{2-}\text{+HCO}_3^-)]$

Certains échantillons (groupe 2) ne s'alignent pas sur cette droite. Le rapport montre une large dispersion des points autour d'une droite de régression linéaire de pente -0,5. Il s'agit des puits : P14, P21, P23, P24, P33, P37, P39, P39bis, P40, P43. La charge minérale des eaux de ces puits peut être

liée à d'autres facteurs tels que l'activité anthropique et la contamination. Tous ces puits ont un faciès chloruré sodique (Cl-Na) sauf les puits P37, P40, P43bis, qui présente un faciès chloruré calcique (Cl-Ca). La majeure partie des échantillons qui constituent le groupe 1 ont un rapport $\text{Na}^+(\text{Na}^++\text{Cl}^-)$ inférieur à 1. Ils sont issus de 31 puits parmi les 45 puits du groupe 1. Ce qui montre l'étendue de l'intrusion saline dans l'aquifère.

V.2. Relation Na^+/Cl^-

Les échanges ioniques peuvent être directs ou inverses et sont liés aux mouvements des eaux salées et des eaux douces dans les aquifères côtiers. Ils sont mis également en évidence par les rapports entre les chlorures et le sodium (Gumm, 2011 ; Kortatsi, 2006 ; Magaritz et al., 1981 ; Richter et Kreitler, 1993). Les chlorures sont considérés comme des halogènes conservatifs et non influencés par les processus redox et les minéraux de faible solubilité (Tellan et LLoyd, 1996), de ce fait l'enrichissement en Cl^- des échantillons qui se trouvent sous la droite d'égale concentration traduit un appauvrissement en sodium.

Ce phénomène s'explique par les échanges cationiques inverses (Kortatsi, 2006). Ces échanges cationiques inverses, pour les trois campagnes, expliquent l'existence du faciès chloruré calcique (Cl-Ca) des eaux (Figure 62a). Ce faciès est caractéristique de l'intrusion d'eau de mer dans les aquifères côtiers (Appelo et Postma, 2005). On note quelques échantillons de faciès chloruré sodique, et de faciès bicarbonaté calcique ($\text{HCO}_3\text{-Ca}$) (campagne du mois de septembre 2012) qui sont affectés aussi par ces échanges. Les points qui se trouvent au-dessus de la droite d'égale concentration (1:1) présentent un enrichissement en sodium. Cet enrichissement indique une occurrence des réactions d'échanges cationiques qui deviennent souvent fréquentes, lorsque les eaux subissent une évolution hydrochimique (Gumm, 2011). Ces échantillons ont généralement des eaux de faciès chloruré sodique (Cl-Na). L'existence de ce faciès caractérise des eaux d'origine marine.

Au mois de juin, la majorité des points échantillonnés (22) (Figure 62a) se trouve sur la droite d'égalité de concentration entre Na^+ et Cl^- de même qu'au mois d'avril (Figure 62b), cela veut dire que ces deux ions ont une origine commune. Ces ions peuvent venir d'une dissolution de la halite ou de l'eau de mer puisque la halite se trouve dissoute sous forme ionique dans l'eau de mer. Il n'existe pas dans les formations sédimentaires de cette partie du bassin une halite en tant que roche consolidée dont la dissolution entraîne ces ions dans l'eau de la nappe.

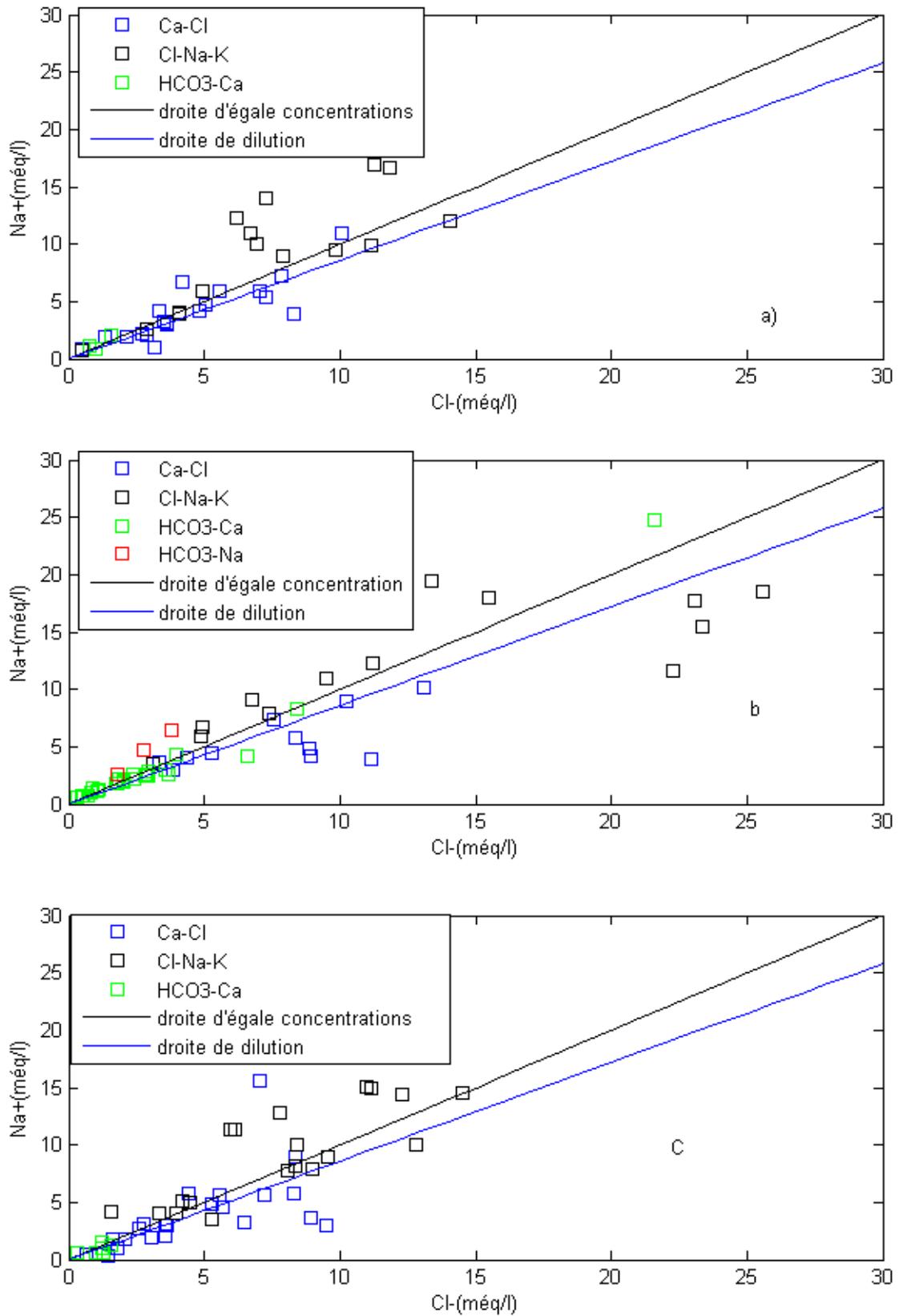


Figure 62 : Relation entre Na et Cl pour les campagnes de juin 2012 (a), septembre 2012 (b) et d'avril 2013 (c).

L'augmentation de ces ions pendant la saison sèche dans les eaux ne reflète ici que la signature de l'eau de mer. L'origine de ces ions est l'eau de mer qui pénètre dans les sables par son biseau pendant la saison sèche. Ce qui corrobore bien avec l'évolution saisonnière des faciès déjà mise en évidence et qui montre une partie de la nappe sous influence marine saisonnière et permanente.

V.3. Indice de saturation du gypse

L'évolution de l'indice de saturation (IS) du gypse en fonction de la concentration en ion SO_4^{2-} (Figure 63), montre, que la nappe (faciès $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Na}$, Cl-Ca) est sous saturée en gypse et l'IS tend vers une valeur asymptotique qui est environ égale à 0, c'est-à-dire vers l'équilibre. Cela s'expliquerait par le fait que les concentrations en sulfate augmentent dans la nappe en prenant une allure asymptotique vers 100 méq/l (Garnier, 1978). Cela veut dire que la nappe se charge en sulfates. Ces sulfates ont une origine marine (faciès Cl-Na) puisque dans notre zone d'étude il n'existe pas de gypse consolidé en tant que roche dont la dissolution enrichie les eaux de la nappe en ions sulfates. Cela montre encore l'influence de la mer sur la nappe.

Le lac est saturé en gypse, l'indice de saturation des eaux du lac est supérieur à 1. C'est ce qui explique la sédimentation du sel observée dans le lac. Par contre les étangs et la source sont sous saturés en gypse.

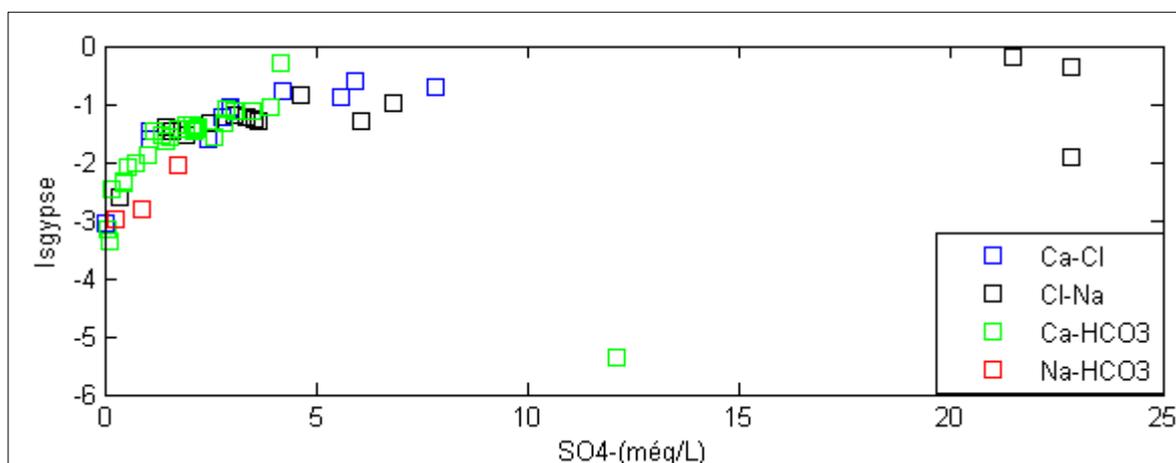


Figure 63 : Evolution de l'indice de saturation du gypse en fonction de la concentration de SO_4^{2-}

V.4. Relation entre les ions Ca^{2+} et les bicarbonates (HCO_3^-)

Une bonne corrélation, entre ces deux ions, traduit une origine commune qui pourrait être la dissolution de calcite. En ce qui concerne nos échantillons, on note une faible corrélation entre ces ions (Figure 64) ($R^2 = 0,189$ pour le mois de septembre et il est de 0,244 pour le mois d'avril). Cela suggère que la dissolution de la calcite n'existe pas dans l'aquifère (Atkinson et al., 2014). Cela est conforté par la géologie puisqu'il n'existe pas de roche riche en calcite dans notre zone.

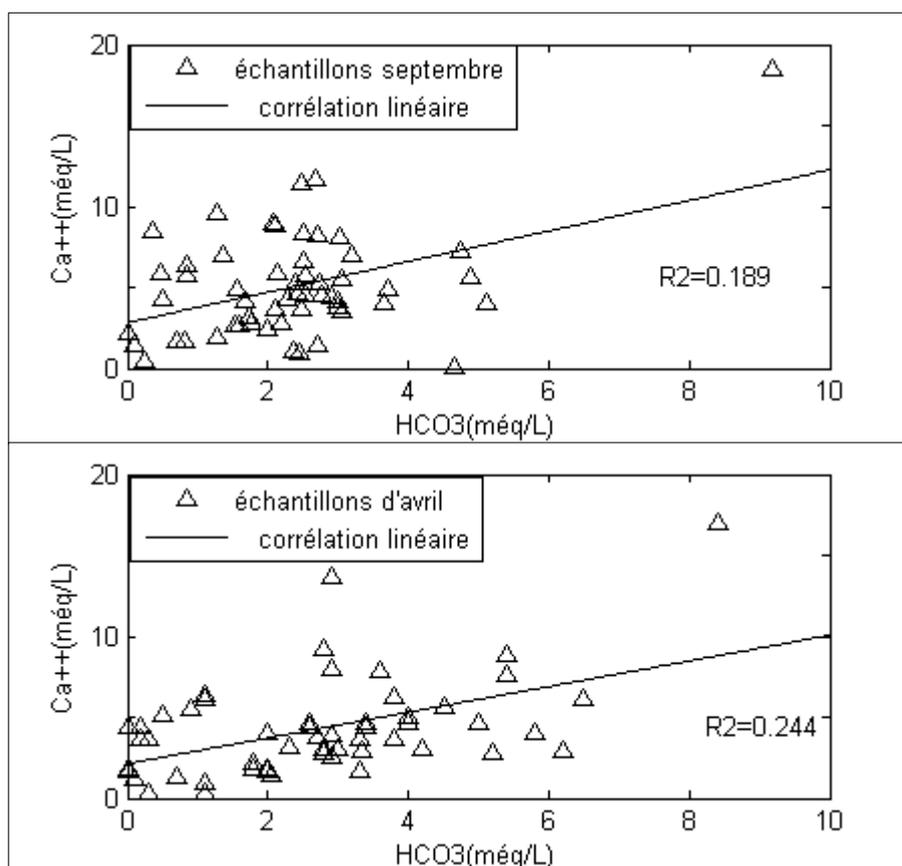


Figure 64: Relation entre les bicarbonates et l'ion calcium

VI. Evolution verticale de la chimie de la nappe dunaire

Pendant le mois de septembre de l'année 2012, un échantillonnage stratifié, à différentes profondeurs, des eaux des quatre piézomètres de la dune littorale, a été effectué afin de mieux comprendre l'évolution verticale de leur chimie et de la comparer avec celle de l'océan d'une part et avec celle des étangs et du lac d'autre part. La figure 65 ci-dessous montre les profondeurs échantillonnées et la salinité mesurée à chaque profondeur.

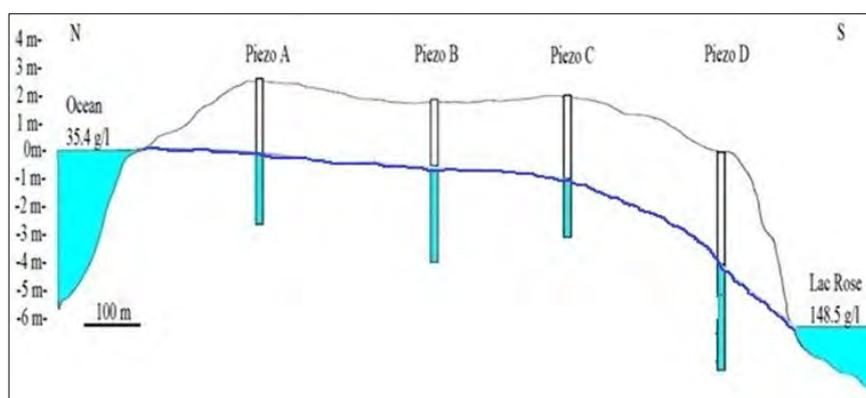


Figure 65 : Distribution des piézomètres sur la dune

VI.1. Evolution de la salinité et des chlorures avec la profondeur

Tableau 12 : Teneur en chlorure, ^2H , ^{18}O et salinité des eaux de la nappe de la dune

Piézomètres	Profondeur(m)	Chlorures (még/l)	$^2\text{H}\text{‰}$	$^{18}\text{O}\text{‰}$	Salinité g/l
PA1.1	2,75	231,11	-22,30	-3,48	15
PA1.2	2,75	234,14	-22,80	-3,38	15
PA1.3	2,75	233,78	-22,90	-3,47	15
PA2.1	3,25	251,67	-22,70	-3,39	16
PA2.2	3,25	252,52	-22,80	-3,37	16
PA2.3	3,25	250,03	-23,10	-3,47	16
PA3.1	3,75	260,95	-23,70	-3,38	16
PA3.2	3,75	259,82	-23,30	-3,46	16
PA3.3	3,75	258,67	-23,30	-3,43	16
PA4.1	4,5	298,36	-17,30	-2,60	19
PA4.2	4,5	289,30	-18,30	-2,64	19
PA4.3	4,5	279,30	-20,00	-2,97	19
PB1.1	2,65	2,78	-36,90	-5,39	0
PB1.2	2,65	1,77	-36,40	-5,53	0
PB1.3	2,65	1,71	-36,50	-5,45	0
PB2.1	3,25	1,61	-36,40	-5,50	0
PB2.2	3,25	1,62	-36,50	-5,61	0
PB2.3	3,25	1,68	-36,10	-5,41	0
PB3.1	3,65	1,68	-36,00	-5,50	0
PB3.2	3,65	1,66	-36,30	-5,44	0
PB3.3	3,65	1,66	-36,20	-5,48	0
PB4.1	5,45	1,75	-36,10	-5,45	0
PB4.2	5,45	1,73	-35,20	-5,44	0
PB4.3	5,45	1,74	-35,70	-5,40	0
PC1.1	3,3	1,80	-34,30	-5,23	0
PC1.2	3,3	1,23	-33,80	-5,08	0
PC1.3	3,3	1,21	-33,70	-5,25	0
PC2.1	4,1	1,22	-33,70	-5,12	0
PC2.2	4,1	1,20	-33,60	-5,22	0
PC2.3	4,1	1,18	-34,20	-5,34	0
PC3.1	4,95	1,31	-33,50	-4,99	0
PC3.2	4,95	1,29	-33,20	-4,91	0
PC3.3	4,95	1,27	-33,80	-4,96	0
PD1.1	4,5	44,12	-30,60	-4,37	3,5
PD1.2	4,5	53,66	-32,70	-4,72	3,5
PD1.3	4,5	54,00	-33,60	-4,86	3,5
PD2.1	5,5	294,76	-15,30	-2,29	29
PD2.2	5,5	457,47	-5,00	-0,79	29
PD2.3	5,5	457,94	-4,60	-0,62	29
PD3.1	6,5	466,91	-4,30	-0,54	29
PD3.2	6,5	472,09	-4,00	-0,41	29
PD3.3	6,5	506,21	-1,50	-0,16	29
PD4.1	7,5	557,27	-1,60	-0,12	31

La salinité augmente avec la profondeur aux piézomètres PA et PD. Au PA, elle passe de 15 g/l, (à 2,75 m de profondeur), à 19 g/l (à 4,5 m). Au PD elle est de 3,5 g/l à 4,5 m de profondeur et de 31g/l à 7,5 m de profondeur. Les chlorures sont également élevés, dans les eaux de ces deux ouvrages, et augmentent avec la profondeur. Au PA, elles sont comprises entre 231 et 298 méq/l et, entre 44 et 557 méq/l au PD. La salinité mesurée au niveau des eaux des échantillons des piézomètres PB et PC est très faible (Tableau 12).

Les piézomètres, PA et PD captent une nappe salée et les piézomètres PB et PC, d'environ 5 m de profondeur, captent la nappe des sables à eau douce.

Ces piézomètres situés au milieu de la dune captent la lentille d'eau douce coincée, de part et d'autre par les eaux salées captées par les piézomètres PA et PB.

VI.2. Analyse en composantes principales (ACP)

VI.2.1. Choix des composantes principales

On choisit de n'étudier que les deux composantes principales. Le choix de ces composantes principales est justifié par l'histogramme des variances en fonction des différentes composantes (figure 66) sur lequel est tracée la courbe des éboulis (courbe en rouge). Cette courbe permet de voir que les axes associés aux valeurs propres situées avant la cassure représentent la variance la plus importante. Il s'agit de l'axe 1 (Dim1) et l'axe 2 (Dim 2).

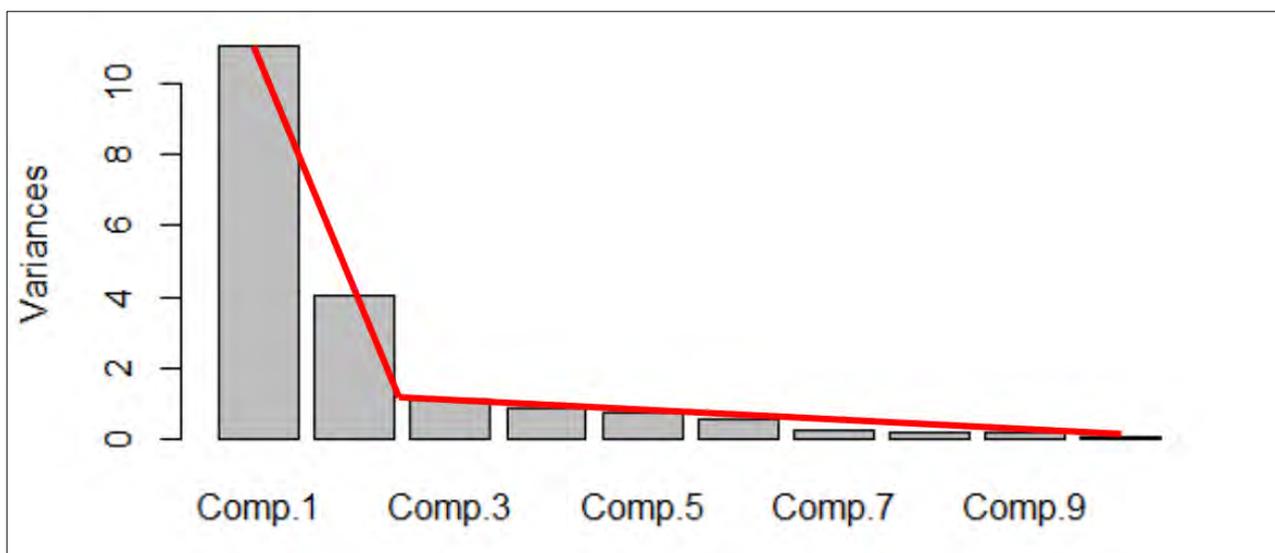


Figure 66 : Histogramme des variances en fonction des différentes composantes

Ces deux composantes principales (axe1 et axe2) (Figure 66, et 67) rendent compte à 79,33 % de la variabilité totale dont l'axe1 explique près de 58,14% des variations et l'axe2, 25,24%. Cela témoigne

de la qualité des données puisque 20,67% seulement de l'information est perdue. Le plan factoriel sera donc constitué de ces deux axes. L'analyse sera effectuée suivant ces deux axes.

VI.2.2. Etude du nuage des variables

La représentation des variables sur le cercle des corrélations (figure 67) montre qu'il existe deux groupes de variables :

- Le groupe des variables dont les extrémités des vecteurs les représentant sont toutes très proches du cercle des corrélations ou se trouvent sur sa limite. Ces variables sont significatives, bien représentées. Les qualités des représentations de ces variables sont satisfaisantes. Ces variables sont : la distance, l'altitude, la conductivité (cond) le bicarbonate (HCO_3), l'ammonium (NH_4), le bromure (Br), le deutérium (dH), l'oxygène-18 (dO), le magnésium (Mg), le sodium (Na), le calcium (Na), le chlore (Cl) et le sulfate (SO_4).

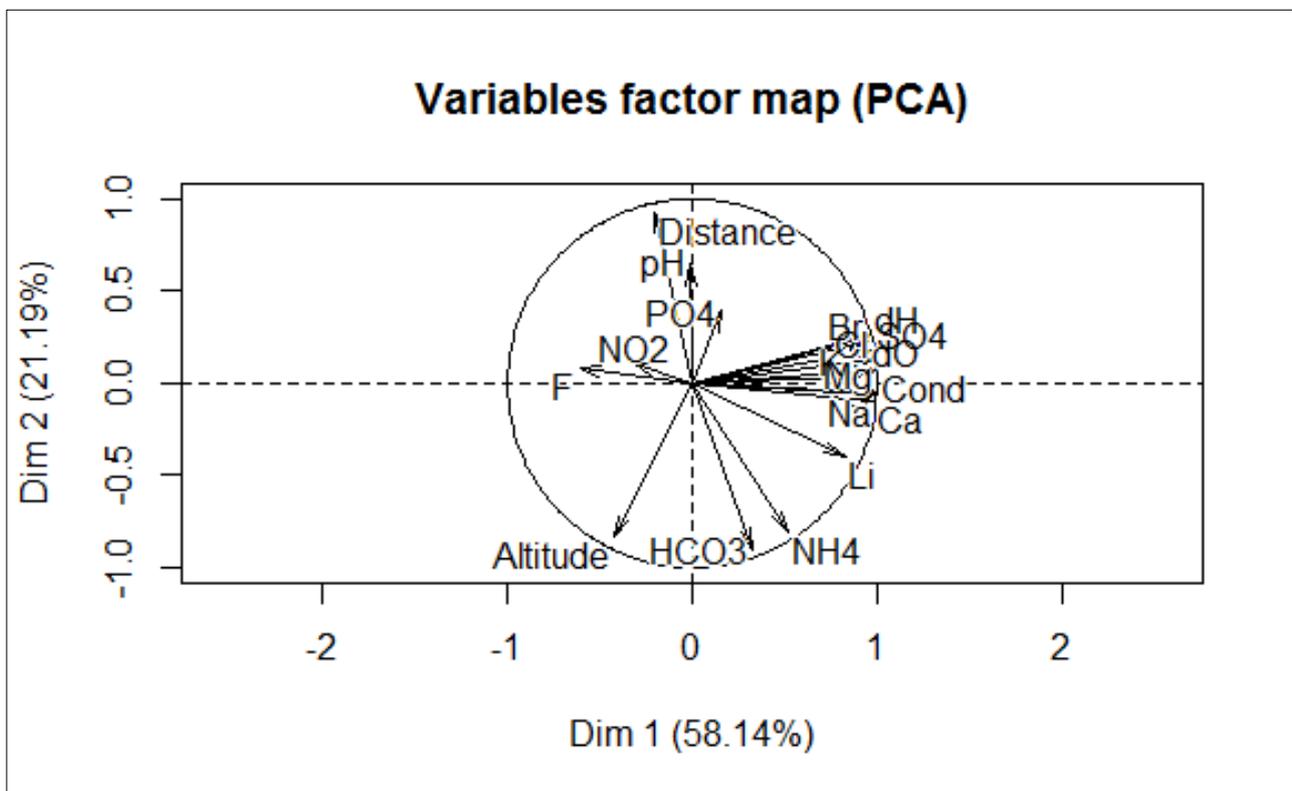


Figure 67 : Cercle des corrélations des variables

- Le groupe des variables dont les extrémités des vecteurs les représentant sont proches de l'origine (c'est-à-dire 0). Ces variables ne sont pas significatives et sont donc mal représentées. Il s'agit : du nitrite (NO_2), de l'ion phosphate (PO_4), du p^{H} et du fluor (F). Ces variables

ne seront pas tenues en compte dans l'analyse puisqu'elles ne contribuent pas dans la variance de la composition chimique des eaux.

Les variables : conductivité (cond), bicarbonate (HCO_3), ammonium (NH_4), brome (Br), deutérium (dH), oxygène-18 (dO), magnésium (Mg), sodium (Na), calcium (Na), chlore (Cl) et sulfate (SO_4) sont fortement corrélées avec l'axe 1 (Dim1). Ces variables contribuent donc à la formation de cet axe. Elles sont fortement corrélées avec la conductivité. Par contre les variables altitude et distance (par rapport à la mer) ne sont pas corrélées avec cet axe. Cet axe (Dim 1) oppose donc les variables qui contribuent à la salinité à celles qui ne contribuent pas à la salinité. Il définit ainsi, un gradient de salinité.

VI.2.3. Etude du nuage des individus

La projection des individus (échantillons) sur le plan factoriel constitué de l'axe 1 et de l'axe 2 donne la figure 68. Elle montre que les individus (eaux des échantillons) peuvent être séparés en cinq groupes : G1 (eaux des échantillons des piézomètres PB et PC), G2 (eaux des trois premiers échantillons superficiels du piézomètre PD), G3 (eaux des deux échantillons intermédiaires du piézomètre PD), G4 (eaux des échantillons du piézomètre PA) et G5 (eaux des échantillons profonds du piézomètre PD). Les individus des groupes G1 et G2 ont des coordonnées négatives sur l'axe 1 (Dim1) et ceux des groupes G3, G4 et G5 ont des coordonnées positives sur ce même axe. Les échantillons des groupes G3, G4 et G5 ont donc des valeurs plus élevées, pour les variables suivantes : conductivité (cond), bicarbonate (HCO_3^-), ammonium (NH_4^+), brome (Br^-), deutérium (dH), oxygène-18 (dO), magnésium (Mg^{2+}), sodium (Na^+), calcium (Ca^{2+}), le chlore (Cl^-) et sulfate (SO_4^{2-}) que ceux des groupes G1 et G2. L'axe 1 oppose donc les individus des groupes G1 et G2 qui possèdent une salinité faible à nulle aux individus des groupes G3, G4 et G5 qui possèdent une forte salinité. Cet axe représente donc la salinité. Il définit ainsi un gradient de salinité, allant des eaux douces/saumâtres, constituées par les eaux des piézomètres PC et PB et les eaux des trois premiers échantillons superficiels du piézomètre PD, aux eaux salées constituées par les eaux des échantillons profonds et intermédiaires du piézomètre PD et des eaux du piézomètre PA. Le plan factoriel montre que les eaux superficielles du piézomètre PD sont plus proches des eaux des piézomètres PB et PC. Ces eaux sont représentatives de la nappe des sables à eau douce/saumâtre de la flèche littorale. Les eaux des échantillons intermédiaires du piézomètre PD (G3) sont plus proches des eaux des échantillons du piézomètre PA (ces échantillons ont des coordonnées comprises entre 2 et 4 sur l'axe1) qui sont sous influence marine du fait de leur proximité avec l'océan. Ces eaux intermédiaires sont influencées donc par le biseau de la mer. Les eaux des échantillons profonds du piézomètre PD se démarquent complètement des autres groupes avec des coordonnées comprises entre 5 et 6 sur l'axe 1 (Dim1). Ces eaux montrent donc une forte salinité supérieure à celle des eaux du piézomètre PA, pourtant plus proche de la mer. Cette salinité se justifie

donc par une influence lacustre. L'eau du lac s'infiltré à l'intérieur de la dune augmentant ainsi la salinité de ces eaux.

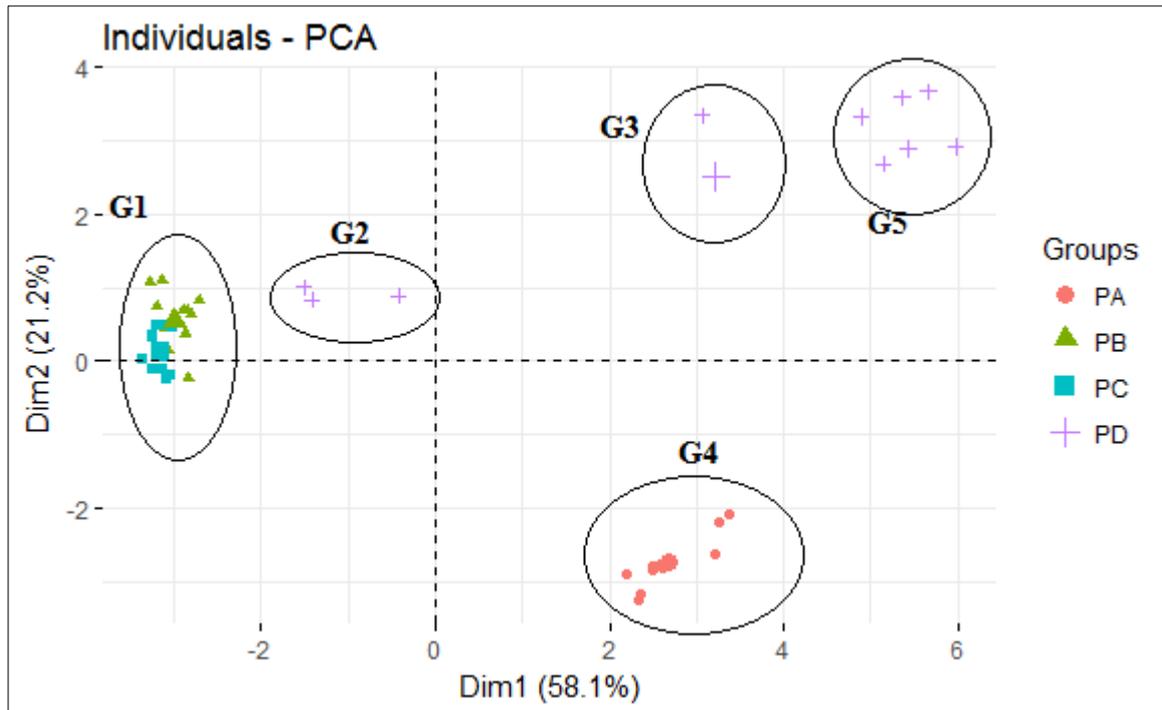


Figure 68 : projection des échantillons d'eau des piézomètres PA, PB, PC et PD sur le plan factoriel (Dim 1, Dim 2)

De cette analyse, il ressort qu'au niveau de la dune littorale, existent trois type d'eau à savoir la nappe douce/saumâtre représentée par les groupes G1 et G2, la nappe à eau salée du biseau de la mer représentée par les groupes G3 et G4 et la nappe à eau très salée représentée par le groupe G5. Les groupes G2, G3, G5 sont des eaux du piézomètre PD. Leur disposition spatiale sur le diagramme indique une stratification de ces trois types d'eau. Ce piézomètre contient des eaux de la nappe de la dune littorale (eaux douce/saumâtre) qui se trouve sur les eaux du biseau de la mer qui, elles même, reposent sur les eaux très salées venant probablement du biseau du lac. Cela montre donc une continuité du biseau de la mer au niveau de ce piézomètre et une superposition des eaux de l'océan sur les eaux du lac.

VII. Etude isotopique des eaux de la nappe de la dune littorale

VII.1. Relation $^{18}\text{O}/^2\text{H}$

La relation $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ des eaux de la nappe des sables dunaires, captées par les piézomètres PA, PB, PC et PD, s'aligne sur une droite d'équation $\delta ^2\text{H}(\text{‰}) = 6,5\delta ^{18}\text{O}(\text{‰}) - 0,7$ avec un coefficient de corrélation de 0,99 (Figure 69). La pente de la droite de régression est égale à 6,5, elle est de 8 pour la droite des

eaux météorologiques mondiales et de 7 pour celle locale. Ceci montre que ces eaux présentent un caractère légèrement évaporé. La distribution des échantillons retrouve les cinq groupes déterminés à partir de l'ACP :

Les groupes G1 et G2 : les eaux des échantillons ont des teneurs en oxygène 18 qui varient entre -5,6 et -4,3‰. Leur teneur en deutérium varie entre -33,9 et -30,6‰. Les eaux des échantillons de ces groupes plotent sur la droite météorologique locale, tracée grâce aux isotopes de l'eau de pluie locale par **Diouf (2012)**. Elles ont donc un signal isotopique proche de celui de l'eau de pluie. Elles sont représentatives des eaux douces de la nappe de la dune littorale.

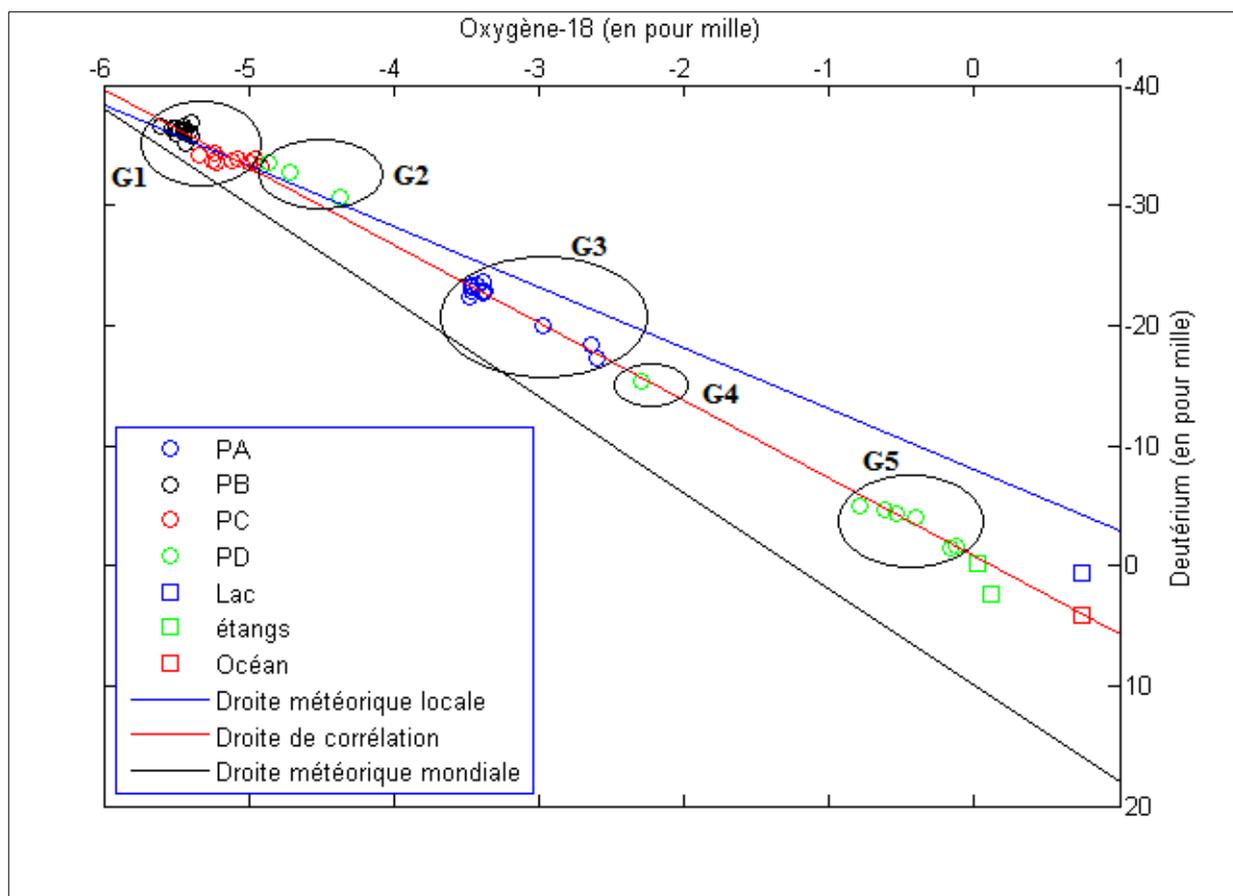


Figure 69: Distribution du deutérium en fonction de l'oxygène des eaux des piézomètres PA, PB, PC et PD

Les groupes G3 et G4 constitués des échantillons du piézomètre PA dont les teneurs en oxygène 18 varient entre -3,4‰ et -2,6‰ et celles en deutérium varient entre -17,3‰ et -23,3‰ et les eaux de l'échantillon intermédiaire du piézomètre PD (teneur en oxygène 18 : -2,29‰, teneur en deutérium : -15,3‰). Leur teneur en oxygène 18 est proche de celle de l'eau de mer qui est de 0,73‰. La fraction

d'eau de mer dans une eau sous influence marine peut être calculée par la formule suivante (Appelo and Postma, 2005) :

$$f_{eau.mer} = \frac{M-m}{S-m} \times 100$$

avec $f_{eau.mer}$ = fraction d'eau de mer en pourcentage, M est la concentration en mmol/l des ions chlorures d'un échantillon, m est la concentration des ions chlorures en mmol/l de l'eau douce, S est la concentration des ions chlorures en mmol/l de l'eau de mer.

Pour les eaux des groupes G3 et G4 la fraction d'eau de mer calculée varie entre 31 et 51%. Cela montre que les eaux de la nappe au niveau du piézomètre PA sont sous influence marine ainsi que les eaux du niveau intermédiaire du piézomètre PD

Le groupe G5 constitué des eaux des échantillons profonds du piézomètre PD. Leur teneur en oxygène 18 varie entre -1‰ et 0‰ et celles en deutérium varient entre -10‰ et -1,5‰, alors que les teneurs en oxygène 18 des piézomètres PB et PC varient entre -5,6‰ et -4,9‰ et celles en deutérium de ces piézomètres varient entre -36,9‰ et -33,2‰. Le lac a des teneurs en oxygène 18 qui varient entre 0,7‰ et 1‰ et des teneurs en deutérium variant entre 0,6‰ et 1‰. La teneur en deutérium de l'eau de mer est de 4,2‰ et celle en oxygène-18 est de 0,7‰. Cela montre d'une part, que les eaux du lac ont une signature isotopique proche de celles de l'eau de mer et d'autre part, que les eaux profondes du piézomètre PD sont proches de celles du lac. Ces eaux sont influencées par les eaux du lac qui s'infiltrent à l'intérieur de la dune.

Cette étude isotopique confirme la répartition des groupes affichée par l'ACP et la relation entre les groupes G1 et G2 d'une part et entre les groupes G3 et G4 d'autre part. Elle confirme également que les eaux du groupe G5 n'appartiennent pas au même type que les autres groupes représentatifs de la nappe (douce et salée), ces eaux sont plus proches de celles du lac. Cela confirme la stratification des eaux au niveau du piézomètre PD où on a : l'eau de la nappe dunaire douce/saumâtre (G1 et G2) qui repose sur l'eau du biseau de la mer (G2 et G3) qui à son tour repose sur une eau très salée (mélange de l'eau du biseau de la mer et de l'eau du lac (G5).

VII.2. Relation deutérium (²H)/chlorure

La relation « isotopes lourds/chlorures » et la discrétisation des échantillons en fonction de leur profondeur d'échantillonnage, permet également de retrouver les groupes d'échantillons identifiés par l'ACP :

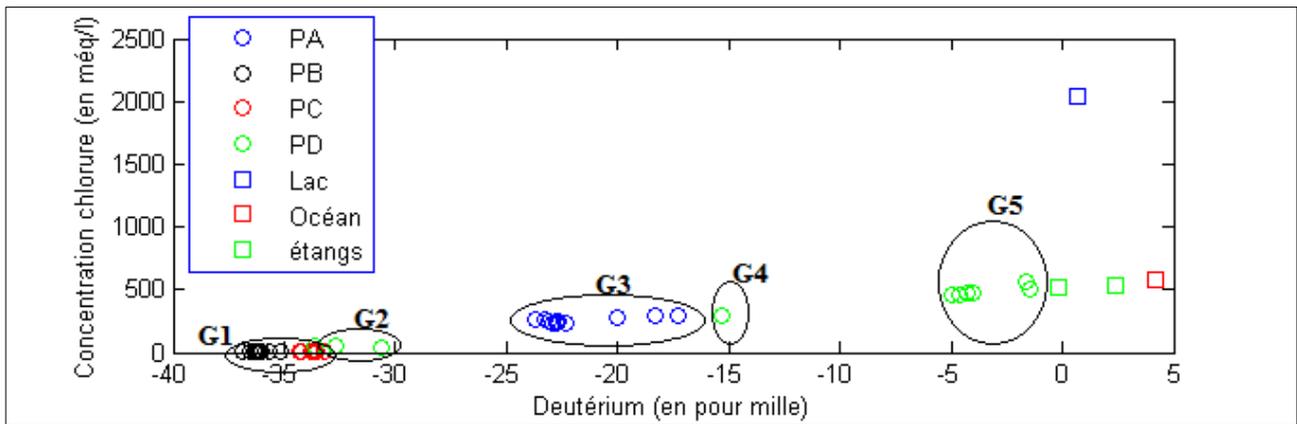


Figure 70 : Distribution du deutérium ($\delta^2\text{H} \text{ ‰}$) en fonction de la concentration des chlorures (méq/l) des eaux des échantillons des puits PA, PB, PC et PD

Il s'agit :

Des groupes G1 et G2 : Le groupe G1 présente des teneurs faibles en deutérium ($\delta^2\text{H}$) (variant entre -36,9‰ et -33,2‰), leurs teneurs en chlorure varient entre 1 et 3 méq/l. Le groupe G2 présente des teneurs en deutérium faibles (variant entre -33‰ et -30‰) et des concentrations en chlorure plus ou moins fortes variant entre 40 et 55 méq/l. Leurs teneurs en deutérium sont donc proches de celles des eaux du groupe G1 mais elles présentent une salinité plus importante. Ces eaux représentent la nappe douce de la dune littorale. Les eaux du groupe G2 (eaux superficielles du piézomètre PD) font partie de cette nappe mais elles ont subies une influence des eaux salées profondes d'où ces teneurs en chlorures relativement importantes.

Des groupes G3 et G4 : Elles ont des teneurs en deutérium ($\delta^2\text{H}$) qui varient entre -25,6‰ et -15‰. Leurs concentrations en chlorure varient entre 200 et 300 méq/l. Elles sont plus enrichies en deutérium que les eaux des piézomètres PB et PC. La figure 70 confirme la proximité, déjà vue au niveau de l'ACP, entre ces deux groupes (G3 et G4) d'une part et entre ces deux groupes et l'échantillon d'eau de mer d'autre part. Cela montre que ces eaux sont sous influences marines et leurs concentrations en chlorure corroborent cela.

Et du groupe G5 qui est constitué des eaux des échantillons profonds du piézomètre PD. Elles montrent des teneurs en deutérium ($\delta^2\text{H}$) qui varient entre -5‰ et -1,5‰ et des teneurs en chlorures variant entre 300 et 500 méq/l. Leur signature isotopique en deutérium se rapproche de celle de l'eau du lac et leurs concentrations en chlorure se rapprochent de celles de l'eau de mer (Figure 70). Ceci confirme les résultats déjà évoqués sur l'origine des eaux profondes du piézomètre PD. Ces eaux ont une origine

marine mais elles subissent une influence lacustre provenant de l'infiltration de l'eau du lac dans la dune.

D'après la figure 70 les étangs ont une signature isotopique et des concentrations en chlorure proches de l'échantillon d'eau de mer. Cela confirme les résultats de la géophysique déjà évoqués : Ces étangs sont un affleurement du biseau de la mer. L'eau de mer domine, dans ces étangs, malgré les apports d'eau douce de la nappe dunaire. Et, l'alimentation du lac par la mer, au niveau du chenal, passe par ces étangs en surface, et par le biseau en profondeur.

VIII. Relation entre le rapport Br^-/Cl^- et les concentrations en chlorures (Cl^-)

L'évolution des bromures (Br^-) en fonction des chlorures (Cl^-) (Figure 71) montre une forte corrélation entre les ions Br^- et les ions (Cl^-), avec un coefficient de corrélation égal à 0,959. Cela signifie que ces deux ions ont une origine commune ou bien proviennent d'un même processus.

Le rapport Br^-/Cl^- permet de mettre en évidence l'influence de l'eau de mer sur la nappe littorale. Ce rapport, bromure-chlorure, est constant et égal à $3,47 \cdot 10^{-3}$ pour l'eau de mer (**Marjoua et al., 1997**). Lorsque les valeurs du rapport Br^-/Cl^- des eaux douces sont proches ou supérieures à $3,47 \cdot 10^{-3}$ cela traduit une arrivée d'eau de mer dans la nappe. Ce rapport est utilisé donc pour identifier l'origine saline des eaux (**Faye et al., 2005 ; Marjoua et al., 1997 ; Richter et Kreitler, 1993 ; Viviana et al., 2010**). Les eaux superficielles du piézomètre PD (G2) ainsi que les eaux des échantillons des piézomètres PC et PB (G1) ont des rapports Br^-/Cl^- et des concentrations en chlorure faibles (Figure 72). Pour les eaux superficielles du piézomètre PD, le rapport varie entre 0,0001 et 0,00038 et leur concentration en chlorure varie entre 45 et 50 méq/l et pour les piézomètres PB et PC, le rapport Br^-/Cl^- varie entre 0,00075 et 0,001 alors que leur concentration en chlorure varie entre 1 et 3 méq/l. En comparant ces valeurs avec celles du rapport de l'eau de mer, on peut dire que ces piézomètres ne subissent pas ou subissent peu l'influence de l'eau de mer. Les valeurs de chlorure, plus ou moins élevées, observées au niveau des eaux superficielles du piézomètre PD s'expliquent par sa proximité avec le lac.

Les eaux des échantillons du piézomètre PA (G3) et les eaux de l'échantillon intermédiaire du piézomètre PD ont un rapport Br^-/Cl^- variant entre 0,2723 et 0,4552 et des concentrations en chlorure qui varient entre 230 et 300 méq/l. Ces rapports Br^-/Cl^- supérieurs à celui de l'eau de mer permettent de dire que les eaux de ce piézomètre subissent l'influence de l'eau de mer par l'intermédiaire de son biseau salé.

Les eaux profondes du piézomètre PD ont un rapport Br^-/Cl^- qui varie entre 0,00153 et 0,00157. Leur concentration en chlorure varie entre 300 et 500 $\text{m}\text{éq}/\text{L}$. Leurs rapports Br^-/Cl^- sont inférieurs à celui de l'eau de mer mais leur concentration en chlorure est proche de cette dernière (550 $\text{m}\text{éq}/\text{l}$). Cela montre que les eaux profondes du piézomètre PD subissent également une influence marine par l'arrivée du biseau au niveau de ce piézomètre. Leur signature isotopique milite également en faveur d'une influence lacustre.

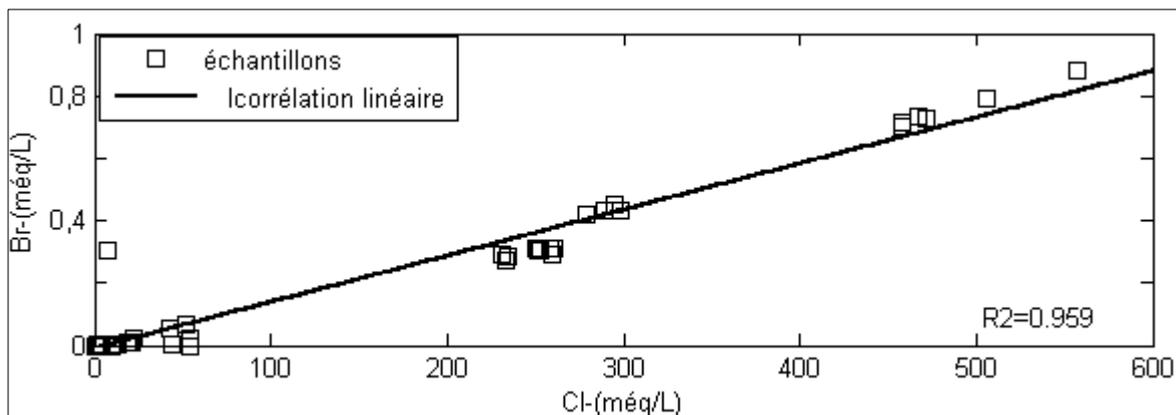


Figure 71 : Corrélation Br^-/Cl^-

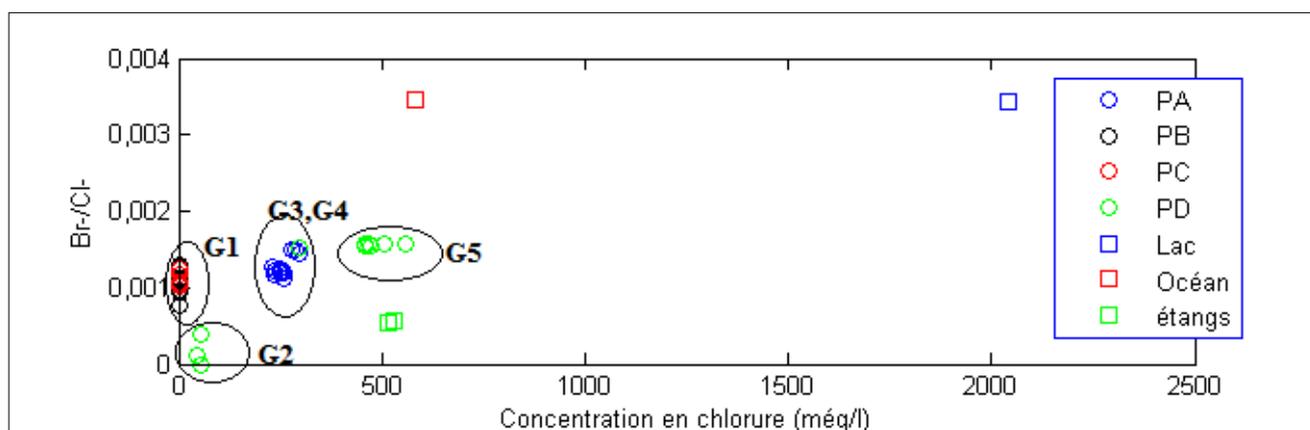


Figure 72 : Relation Br^-/Cl^- et les chlorures (Cl^-)

L'eau du lac a un rapport Br^-/Cl^- égale à 0,00344 donc sensiblement égal à celui de l'eau de mer. Sa teneur en chlorure est de 2000 $\text{m}\text{éq}/\text{l}$ alors que celle de l'eau de mer est de 550 $\text{m}\text{éq}/\text{l}$. Cela montre clairement que les eaux du lac sont des eaux d'origine marine qui ont subies une concentration par évaporation. Ces outils isotopiques montrent que cette alimentation se fait par le biseau salé via la dune et par les étangs connectés au biseau salé de la mer via l'ancien chenal.

IX. Relation entre les rapports Mg^{2+}/Ca^{2+} , SO_4^{2-}/Cl^- et le chlore (Cl)

Les rapports SO_4^{2-}/Cl^- et Mg^{2+}/Ca^{2+} ont été utilisés pour décrire la relation entre les eaux de la nappe et l'eau de mer. En effet, ces rapports sont utilisés par plusieurs auteurs comme **Tellan et LLOYD (1996)**, **Pulido-Leboeuf et al. (2003)**, **Trabelsi et al. (2004)**, **Kouzana et al. (2009)** afin de montrer l'origine de la salinité des eaux d'une nappe. D'après ces auteurs, le rapport SO_4^{2-}/Cl^- diminue et le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} augmente lorsque la proportion d'eau de mer, dans la nappe côtière, augmente. Le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} (en méq/l) est égale à 5 pour l'eau de mer alors que pour l'eau douce il est inférieur à 1 (**Pulido-Leboeuf et al., 2003**). Pour l'eau de mer le rapport SO_4^{2-}/Cl^- est égale à 0,09. Le graphe Mg^{2+}/Ca^{2+} en fonction de Cl^- (Figure 73) montre que les échantillons sont répartis en trois groupes. Le premier groupe correspond aux échantillons des piézomètres PB et PC. Les eaux du piézomètre PB ont des ratios Mg^{2+}/Ca^{2+} et SO_4^{2-}/Cl^- variant respectivement entre 0,29 et 0,5 et entre 0,08 et 0,12. Pour les eaux du piézomètre PC le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} varie entre 0,20 et 0,28 et celui SO_4^{2-}/Cl^- entre 0,11 et 0,47. Au milieu de la dune la nappe a donc des rapports Mg^{2+}/Ca^{2+} et SO_4^{2-}/Cl^- inférieurs à 1.

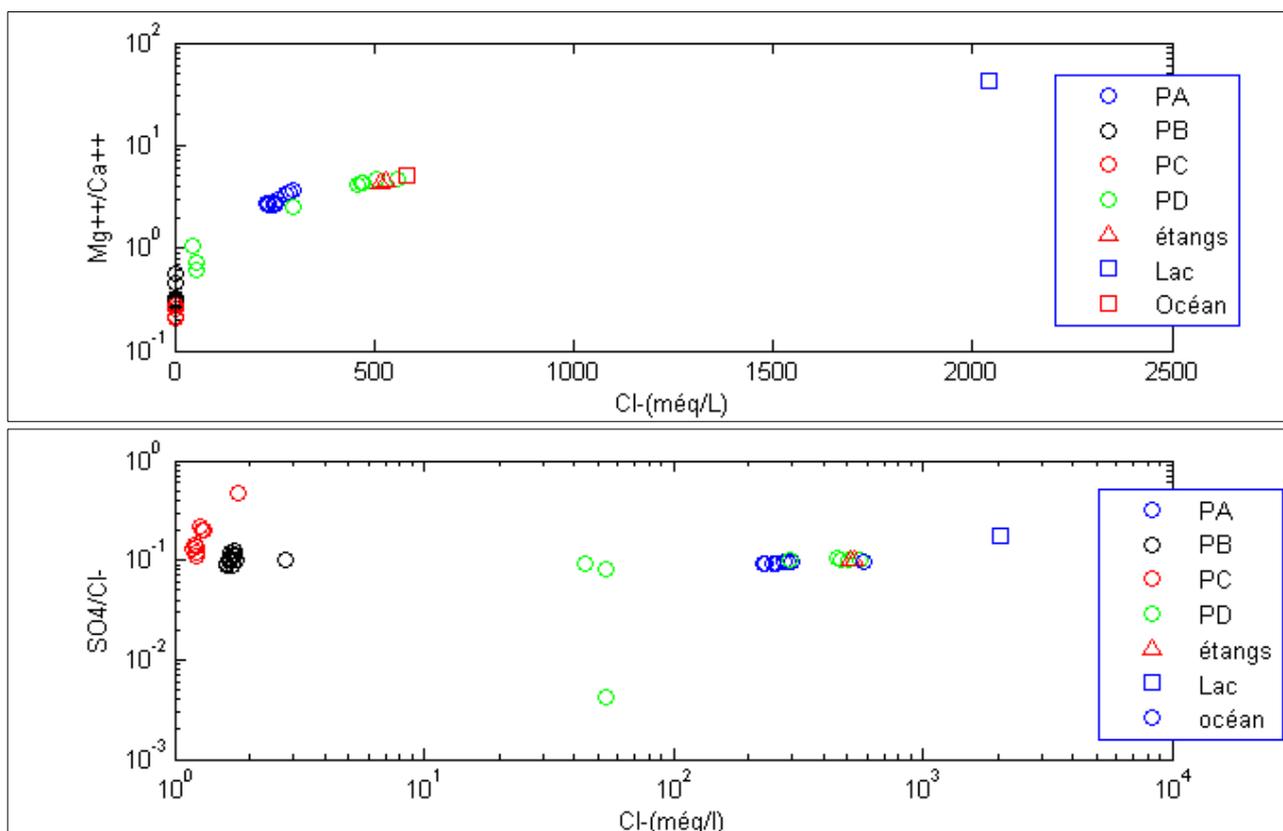


Figure 73 : Relation entre les rapports Mg^{2+}/Ca^{2+} , SO_4^{2-}/Cl^- et le chlore (Cl)

Le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} de ces eaux est donc très différent de celui de l'eau de mer. Ces eaux ne subissent donc pas l'influence de l'océan ou bien elles la subissent moins. Ces piézomètres (PC PB) captent donc la nappe relativement douce au milieu de la dune.

Le deuxième groupe est constitué par les échantillons superficiels du piézomètre PD. Ces échantillons ont un ratio SO_4^{2-}/Cl^- qui varie entre 0,004 et 0,09 alors leur ratio Mg^{2+}/Ca^{2+} varie entre 0,6 et 1. Ils présentent des concentrations de chlorures comprises entre 40 et 50 méq/L. Ces eaux (eaux superficielles du PD) subissent l'influence du lac et des eaux profondes du piézomètre PD.

Le troisième groupe est constitué par les eaux des échantillons du piézomètre PA et de l'échantillon intermédiaire du piézomètre PD (G3 et G4). Le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} varie entre 3 et 4, celui de SO_4^{2-}/Cl^- varie entre 0,0091 et 0,0097. Cela confirme l'influence, déjà évoquée, de l'océan sur cette partie de la nappe.

les échantillons d'eau profonde du piézomètre PD (Mg^{2+}/Ca^{2+} varient entre 4 et 5, SO_4^{2-}/Cl^- tournent autour de 0,1), des étangs (Mg^{2+}/Ca^{2+} varient entre 4,3 et 4,4, SO_4^{2-}/Cl^- tournent autour de 0,1) et de l'échantillon représentant l'eau de mer possèdent tous un ratio SO_4^{2-}/Cl^- inférieur à 1 et un ratio Mg^{2+}/Ca^{2+} proche de 5, avec des concentrations en chlorure variant entre 200 et 600 méq/l. L'eau de ces échantillons et l'eau des étangs correspondent donc à de l'eau de mer. Cela est encore prouvé par le regroupement de l'échantillon de l'eau de mer avec ces échantillons (PA, PD (profonds), étangs).

Le lac possède un ratio Mg^{2+}/Ca^{2+} égal à 45, donc 9 fois plus que celui de l'eau de mer, avec une concentration en chlorure égale à 2000 méq/l. Son rapport SO_4^{2-}/Cl^- est égale à 0,17 (inférieur à 1). Cela confirme les résultats de l'isotopie, le facteur de concentration peut aller jusqu'à 9.

Conclusion partielle

L'analyse de l'évolution des faciès chimiques montre que les étangs ont un faciès caractéristique de l'eau de mer quel que soit la saison. Donc ces plans d'eau de surface reçoivent l'eau de mer pendant toute l'année ; ce qui confirme les données géoélectriques déjà présentées. D'après cette analyse chimique, les étangs et le lac présentent le même faciès chimique, en mi-saison sèche, il s'agit du faciès chloruré sodique et potassique (Cl-Na-K) identique à celui de l'eau de mer, ce qui corrobore un apport d'eau de mer. L'influence de l'océan, sur la nappe, par le biseau salé, est mise en évidence par une grande extension du faciès chloruré sodique observé à l'approche du lac depuis les années 1970 par **Martin (1967)**

De cette analyse de la variation saisonnière des faciès de la nappe, trois zones se définissent :

- la zone où la nappe est sous l'influence permanente de la mer ;
- la zone où la nappe est sous influence temporaire (saisonnière) de la mer ;
- la zone où la salinité est permanente et matérialisée par la persistance du faciès chloruré sodique. Ces zones correspondent à d'anciennes zones de transgression marine qui n'ont pas été lessivées par l'eau douce.

Les isotopes stables de l'eau (à savoir oxygène-18 et deutérium) sont concluants en ce qui concerne une alimentation du lac par la mer via le biseau et à travers les étangs de l'ancien chenal. Ils ont confirmé les différents types d'eau donnés par l'analyse en composantes principales des différentes variables. Les rapports Br^-/Cl^- , $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ et $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ ont clairement montré l'origine marine des eaux du lac confirmant ainsi les résultats de l'isotopie.

Cette analyse montre que les échantillons du piézomètre PD ont une distribution qui renseigne sur la stratification des eaux au niveau de cet ouvrage : les eaux des deux premiers échantillons superficiels de ce piézomètre PD sont proches des eaux des piézomètres PB et PC. Les eaux de ces piézomètres représentent la nappe de la dune littorale à eau douce/saumâtre. Les eaux des échantillons intermédiaires du piézomètre PD sont proches de celles des échantillons du piézomètre PA. Ces eaux subissent donc une influence marine comme celles du piézomètre PA. En dernier lieu les eaux des échantillons profonds du piézomètre PD qui sont du biseau de la mer, mais qui subissent une influence lacustre donc elles sont proches des eaux du lac. En somme au niveau de cet ouvrage on note une stratification qui se fait comme suit :

- les eaux douces/saumâtres de la nappe de la dune littorale ;
- les eaux du biseau de la mer ;
- (qui reposent sur) les eaux sursalées (mélange d'eau de mer et d'eau du lac).

L'existence de cette stratification aux abords du lac montre à coup sûr l'arrivée du biseau au niveau du lac, vu la position du piézomètre PD. Elle montre également que les eaux du lac s'infiltrèrent à l'intérieur de la dune sous la forme probablement d'un biseau.

CHAPITRE 3 : REPONSE DE LA DYNAMIQUE DE LA NAPPE

I. Ecoulement de la nappe

I.1. Profondeur de la nappe

La nappe des sables est une nappe libre et peu profonde. En fin de saison sèche, les profondeurs varient entre 1,25 et 18 m (Figure 74). La majeure partie des puits ont une profondeur variant entre 1,25 et 9,75 m. Seuls quatre puits ont des profondeurs qui varient entre 11 et 18 m, il s'agit des puits P31, P39, P46, et P38bis.

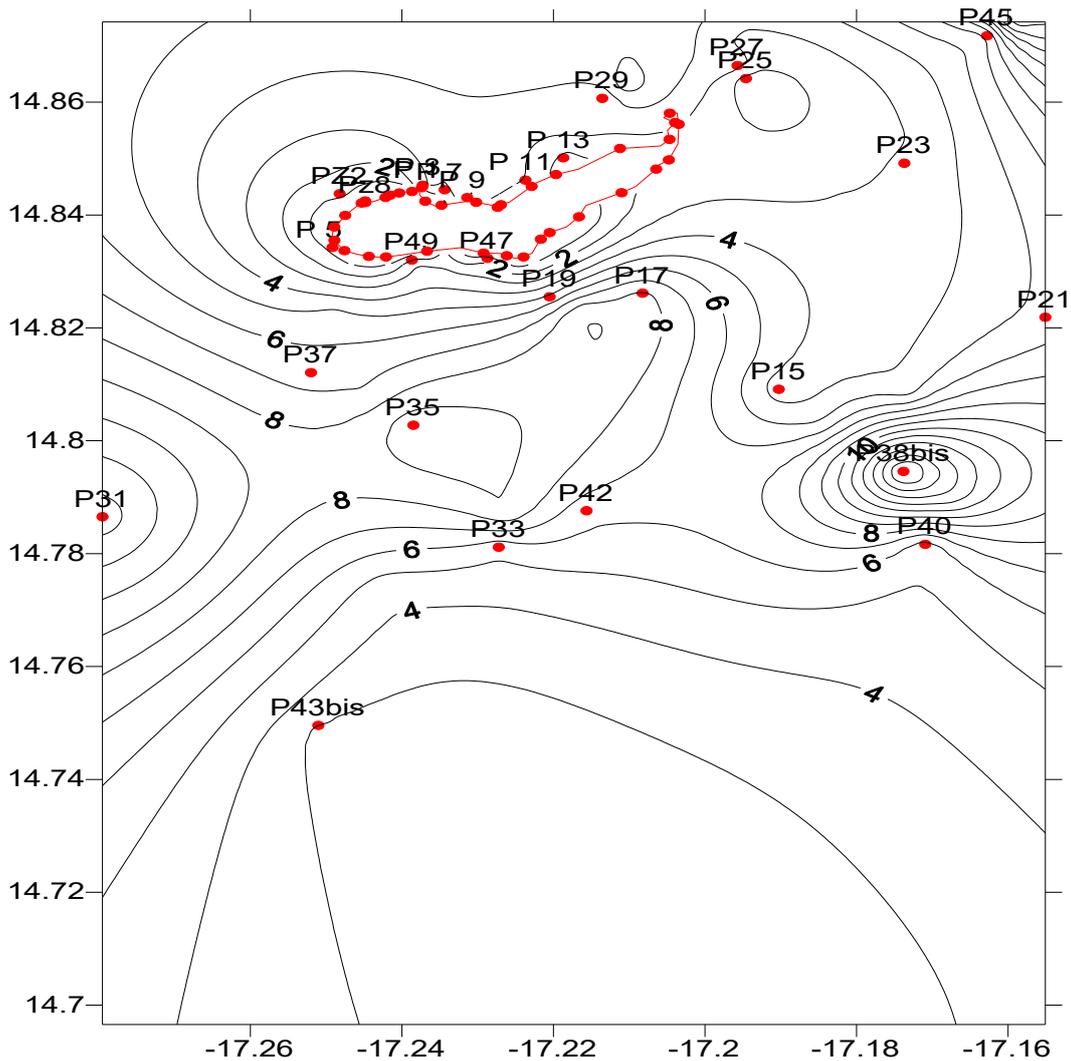


Figure 74 : Distribution des profondeurs de la nappe dans le bassin versant du lac Retba (fin saison sèche)

En fin de saison humide, dans la plupart des puits, l'eau a des profondeurs qui varient entre 0,92 et 8 m. Seuls quatre puits ont des profondeurs comprises entre 11 et 13 m. Il s'agit du P30, P31, P38, P38bis, et P46. D'une manière générale les profondeurs de l'eau varient donc entre 0,92 et 13 m.

Comparées avec les profondeurs de l'eau en fin de saison sèche, ces valeurs montrent un relèvement conséquent du niveau statique de la nappe après la saison des pluies. Cela traduit généralement une bonne capacité d'infiltration des eaux vers la nappe.

I.2. Piézométrie de la nappe

L'analyse des niveaux piézométriques montre que, la nappe a des niveaux piézométriques variant entre -4,93 et 33,96 m. En fin de saison humide, 55% des puits ont des niveaux piézométriques compris entre -4,93 et -0,25 m, 23% des puits ont des niveaux piézométriques compris entre 0,04 et 8,27 m. Les puits dont les niveaux varient entre 10 et 33 m ont aussi ce même pourcentage (Figure 75). Cela veut dire qu'une bonne partie de la nappe se trouve sous le niveau de la mer, d'où sa sensibilité à l'influence marine.

Pour étudier l'évolution spatiale de la piézométrie, les cartes des basses et hautes eaux ont été dressées. L'analyse des cartes piézométriques de la période d'étiage et de crue de la nappe (Figure 76 et 77) montre que la surface piézométrique se trouve sous le niveau marin dans l'interface océan/lac (nappe de la dune littorale), ce qui traduit une forte baisse de la nappe car d'après **Garnier (1978)** le niveau piézométrique se trouvait à 2 m au-dessus du niveau marin, dans les années 1970. Ainsi, se définit un gradient hydraulique océan/lac qui indique un écoulement de la nappe de la dune littorale vers le lac comme le montre la figure 76. Ces cartes montrent aussi, pour la nappe des dunes continentales, un écoulement convergent sur le lac.

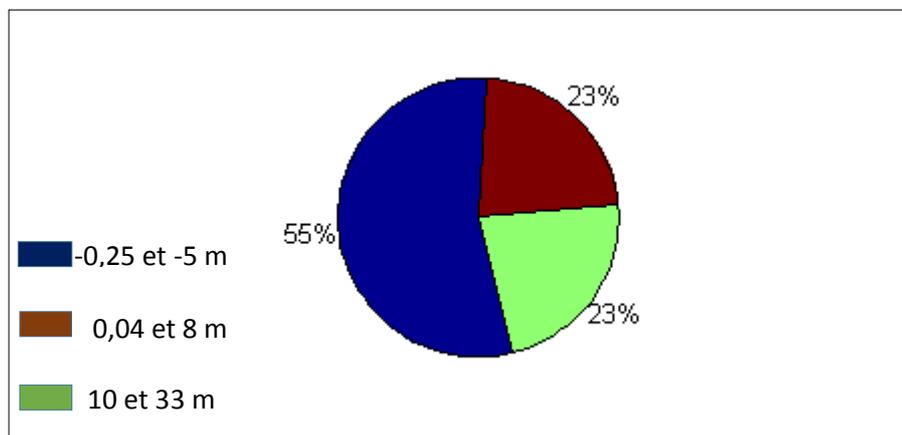


Figure 75 : Distribution des niveaux piézométriques de la nappe en pourcentage

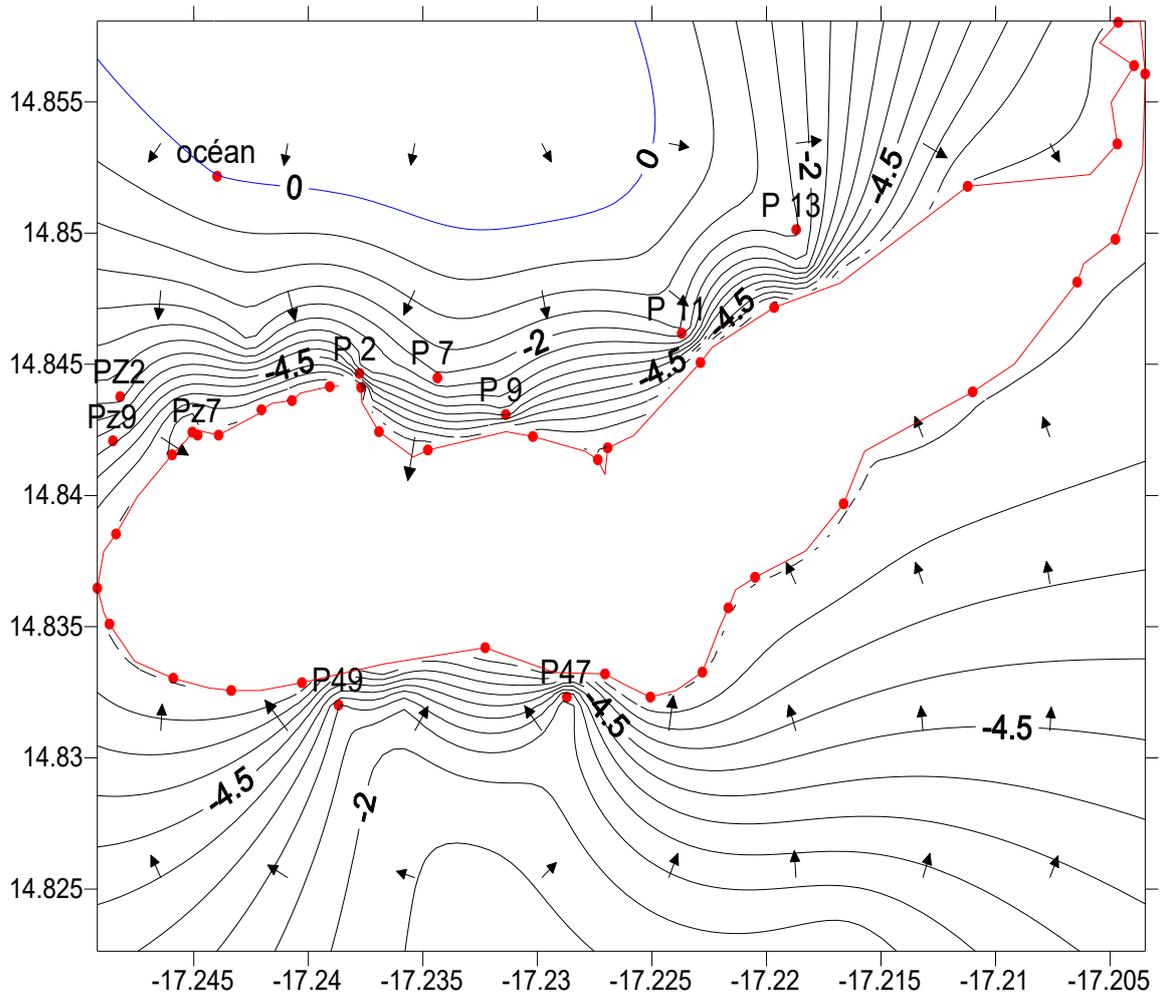


Figure 76 : Carte piézométrique des hautes eaux (Septembre 2009)

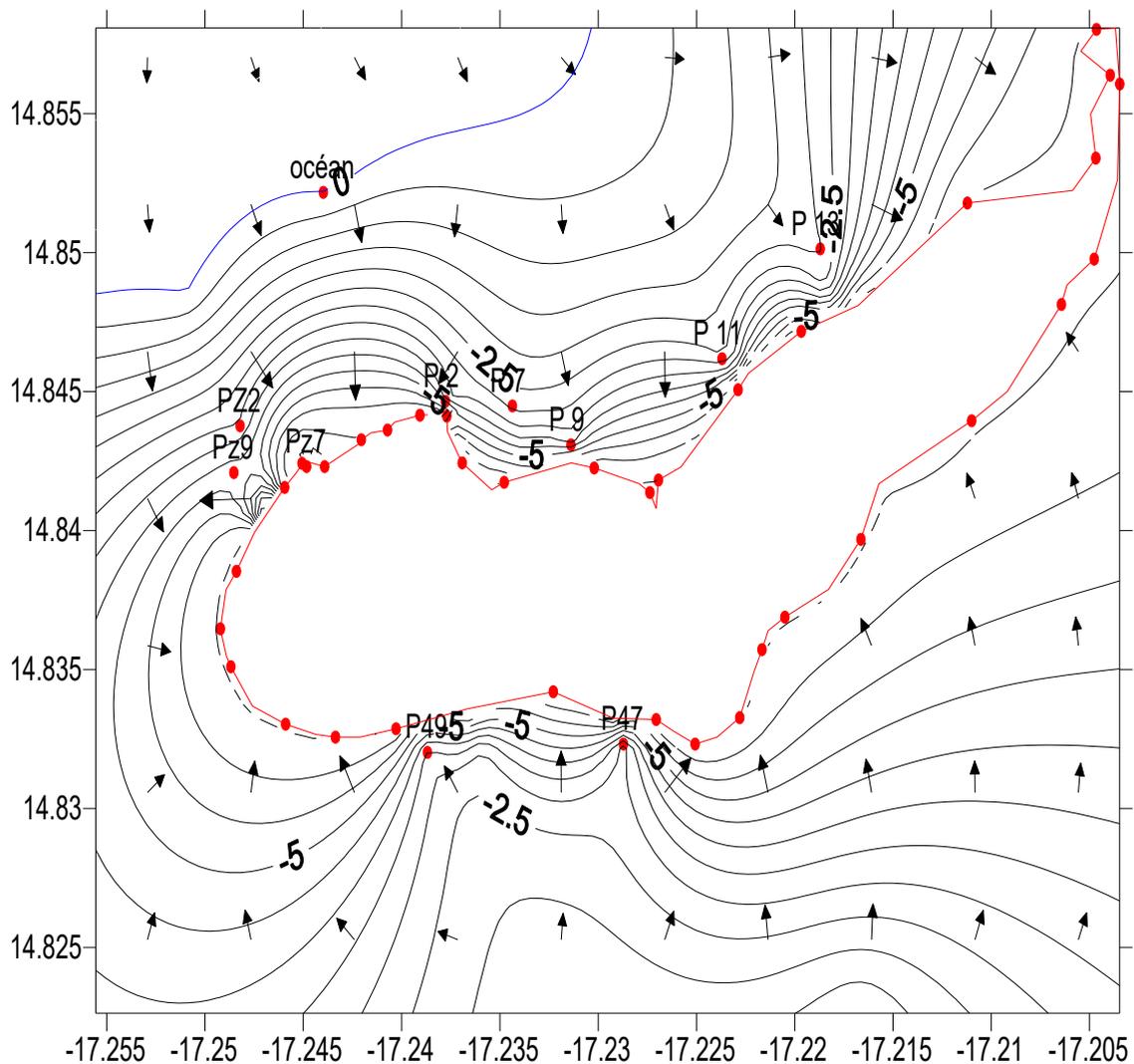


Figure 77 : Carte piézométrique des basses eaux (mai 2009)

La comparaison des cartes piézométriques d'été et de crue, montre que l'écoulement ne varie pas avec la saison. Quelle que soit la saison, cet écoulement vers la dépression lacustre est observé, ce qui fait que le lac est alimenté pendant toute l'année par la nappe qui soutient son niveau de base.

II. Fluctuations saisonnières de la nappe

Le niveau des eaux souterraines subit des fluctuations en réponse à différents phénomènes. Les fluctuations du niveau d'une nappe n'indiquent pas toujours la recharge et la décharge de cette dernière (Healy et Cook, 2002). De ce fait, pour comprendre les mécanismes de fluctuation du niveau statique dans la zone d'étude, un suivi a été fait sur un réseau de 49 ouvrages répartis dans le bassin, entre le 27 janvier 2009 et le 3 juillet 2011. Ces fluctuations sont d'une importance variable d'un point à un autre. Ainsi, l'on remarque des puits dont les fluctuations sont directement influencées par les conditions pluviométriques. Pour ces puits, la fluctuation traduit les conditions de recharge et de décharge de la

nappe. Pour d'autres puits, ces fluctuations traduisent une alimentation latérale et une faiblesse de l'évaporation. Les fluctuations du niveau statique de la nappe peuvent être regroupées en quatre types de fluctuations.

II.1. Les fluctuations de type 1

Ce comportement est observé au niveau des puits comme le P43 (Figure 78). Le niveau statique subit une légère hausse après la saison humide, ce qui témoigne d'une faible recharge de la nappe. Ce type de fluctuation est observé, le plus souvent au niveau des puits situés sur la dune continentale. En effet, la nappe se trouve dans des sables riches en argile. En plus dans certaines zones, on note des horizons franchement argileux. Les logs stratigraphiques (voir annexe) montrent des proportions importantes d'argile. La présence de ces horizons argileux dans l'aquifère est aussi attestée par **Vallet (1972)**. Le pourcentage élevé des argiles dans les sables aquifères retarde l'infiltration de l'eau, d'après **Moon et al. (2004)**, ce qui aurait pour conséquence une faible hausse du niveau qui peut aller jusqu'à s'amortir complètement avec l'augmentation de la fraction argileuse dans la zone non saturée (ZNS). Ainsi, l'eau peut être reprise par évaporation avant d'atteindre la nappe. Cela explique la faible hausse du niveau dans ces puits après la saison pluviale.

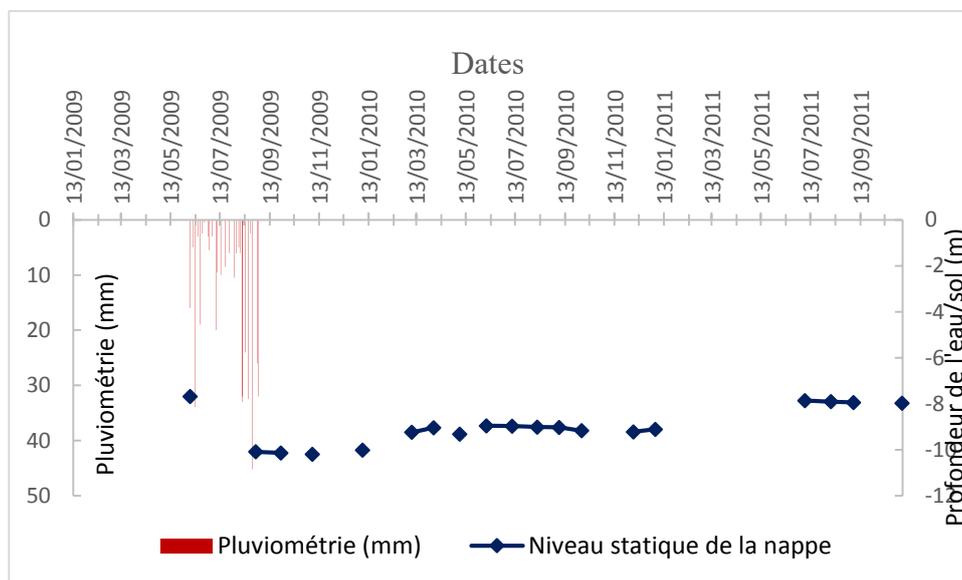


Figure 78 : Fluctuations du niveau statique de type 1 (observées au niveau du P43)

Pendant la saison sèche (avril à juin) la baisse est faible. Cela peut être expliqué par l'épaisseur de la zone non saturée et donc par la profondeur de la nappe qui est ici d'environ 10 m. Cette forte épaisseur de la zone non saturée favorise une faible évaporation de la nappe. En somme, dans cette partie de la nappe, la hausse du niveau qui fait suite à la saison des pluies est faible mais dure dans le temps (entre

juillet et décembre) et témoigne d'une faible recharge qui est même différée. Pendant la saison sèche la baisse du niveau est également très faible, ce qui entraîne, dans ces parties du bassin, une faible fluctuation du niveau statique.

II.2. Les fluctuations de type 2

Dans les parties du bassin où sont localisés les puits comme le P22 et le P23, la nappe réagit fortement à la pluie. Le niveau subit une hausse du mois de juin jusqu'au mois de décembre. Ce qui traduit une bonne recharge efficace et une bonne perméabilité des sables. Dans cette partie du bassin, une bonne recharge de la nappe par les eaux de pluies est notée comme le montre la Figure 79.

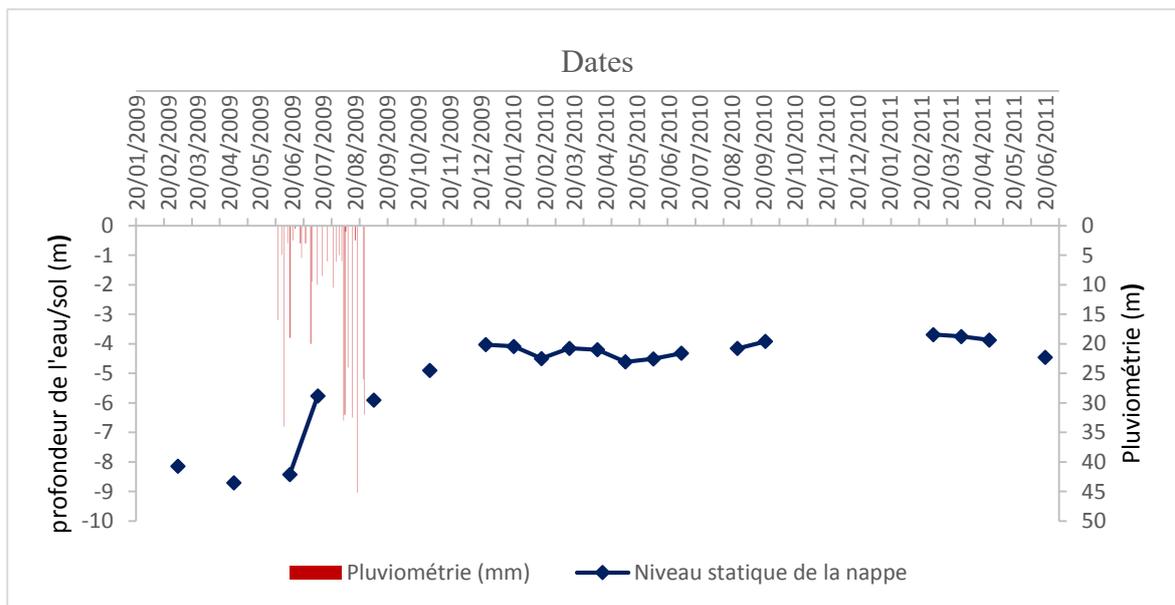


Figure 79 : Fluctuations du niveau statique de type 2 observées au niveau du puits P22

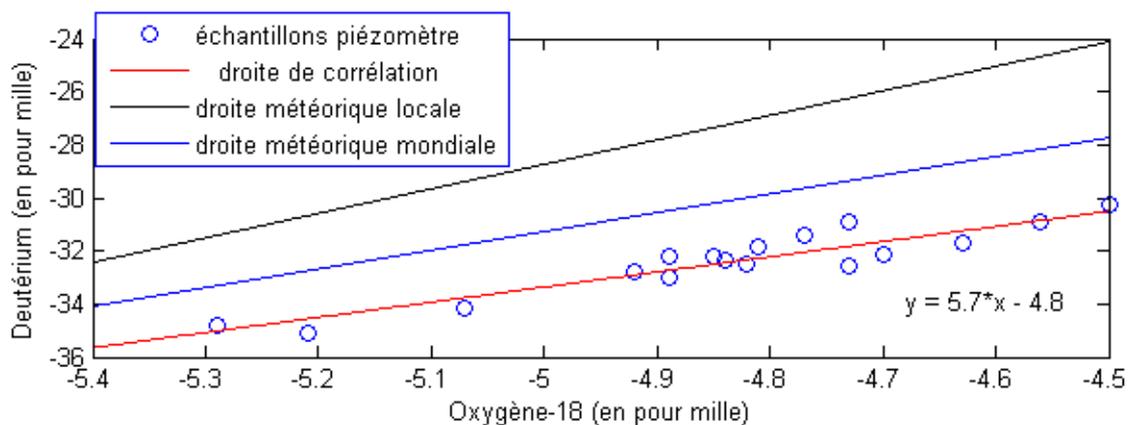


Figure 80 : Relation oxygène-18 deutérium dans les eaux de la nappe

En revanche, pendant la saison sèche, du mois de décembre 2009 au mois de juin 2010, le niveau subit une faible baisse. Cela peut être expliqué par la faiblesse des reprises évaporatoires du fait de la profondeur de la nappe. En effet, l'évaporation de la nappe est forte dans les zones où sa profondeur est comprise entre 2 et 3 m. Cela est prouvé par les isotopes stables de l'eau, étudiés sur les échantillons des piézomètres PE, PF et PG (Figure 80) situés sur la dune continentale dont les profondeurs sont comprises entre 2 et 3 m. Les eaux des échantillons de ces piézomètres s'alignent sur une droite de pente 5,7. Cette pente comparée à celle de la droite météorique locale (7,1) et à celle de la droite météorique mondiale (8) (Figure 80) renseigne sur une évaporation importante de la nappe.

Cela veut dire que dans les zones où la nappe se comporte comme observée au niveau du puits P22 et du puits P43, seule la faiblesse de l'évaporation explique cette baisse observée pendant la saison sèche.

II.3. Les fluctuations de type 3

Le niveau augmente progressivement à partir du mois d'août (saison pluviale) et même pendant la saison sèche (Figure 81). Cette évolution est observée uniquement au niveau du puits P31.

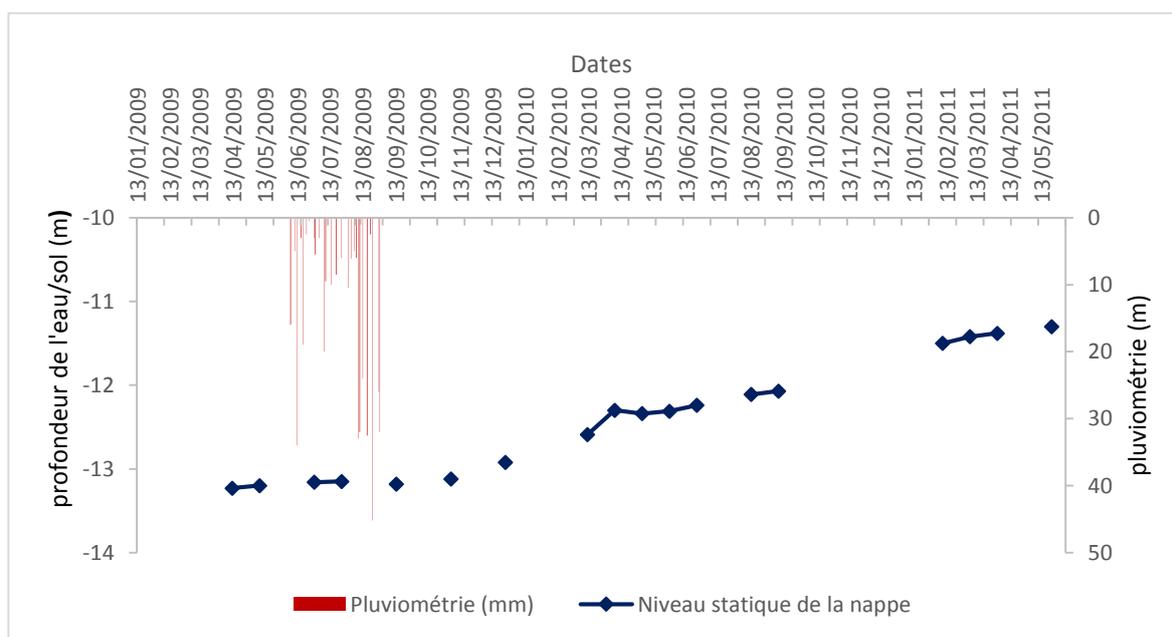


Figure 81 : Fluctuations du niveau statique de type 3 observées au niveau du puits P31

L'augmentation du niveau de la nappe dans cette zone ne renseigne pas uniquement d'une recharge efficace. A ce niveau, il existerait un autre mécanisme de recharge de la nappe qui s'ajoute à celle due à l'infiltration des eaux de pluies. Ce mécanisme semble être une alimentation latérale ou une recharge différée, ou les deux à la fois. Il y'a aussi la faiblesse de l'évaporation, due à l'épaisseur de la zone non saturée (13 m au niveau du P31). Ce phénomène a été observé par **Ngom Diop (2000)** dans le bassin versant de la Néma au centre du Sénégal.

II.4. Les Fluctuations de Type 4

Les fluctuations montrent une remontée du niveau statique durant la saison des pluies et une baisse continue et progressive qui débute début du mois de novembre (Figure 82). La majorité des puits présentent ce type de fluctuation avec des amplitudes qui diffèrent selon qu'on se trouve sur la dune littorale ou sur la dune continentale et selon la profondeur du niveau statique. Les puits qui se trouvent sur la dune littorale ont des amplitudes de fluctuation plus importantes que les autres. Cela s'explique par une bonne perméabilité des dunes due au fait que le pourcentage d'argile ne soit pas très élevé. Dans ces zones où la profondeur de la nappe est faible la hausse du niveau consécutive à la saison humide est très forte. La baisse du niveau statique pendant la saison sèche est également très importante, du fait de la forte évaporation qui s'installe dans ces zones où la profondeur de la nappe est faible comme cela a été montré à la figure 82. La baisse est aussi due au fait que la nappe se vidange dans le lac et par les exhaures pour la consommation et l'agriculture. Tout autour du lac, des résurgences de la nappe, sous forme de petites sources qui alimentent le lac, sont observées et traduisent cette décharge de la nappe dans le lac.

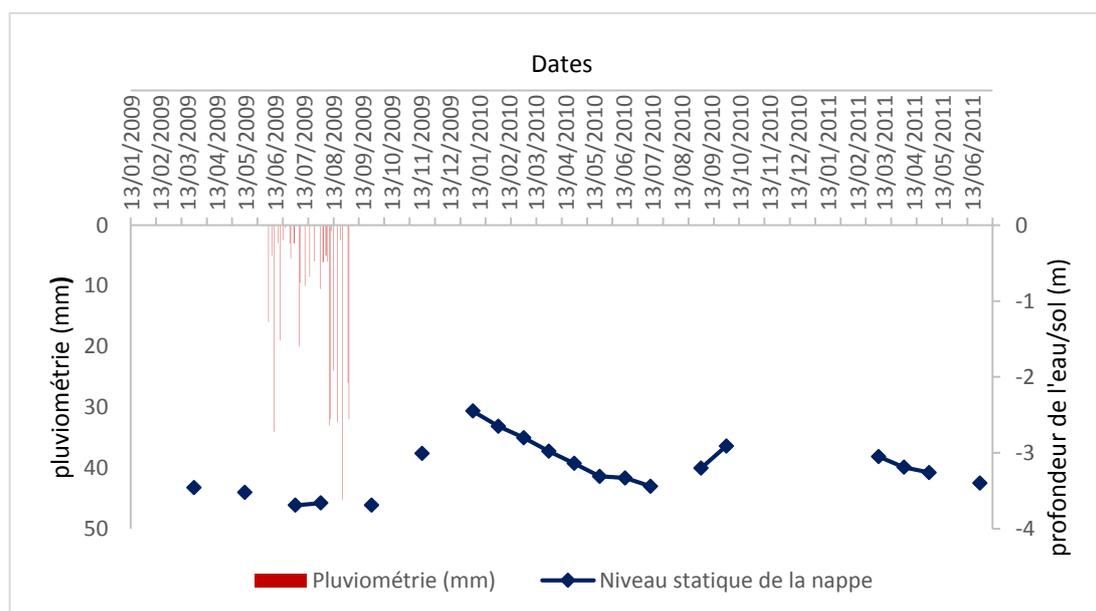


Figure 82 : Fluctuations du niveau statique de type 4 observées au niveau du puits P13

III. Bathymétrie et limnimétrie du lac

III.1. Bathymétrie du lac

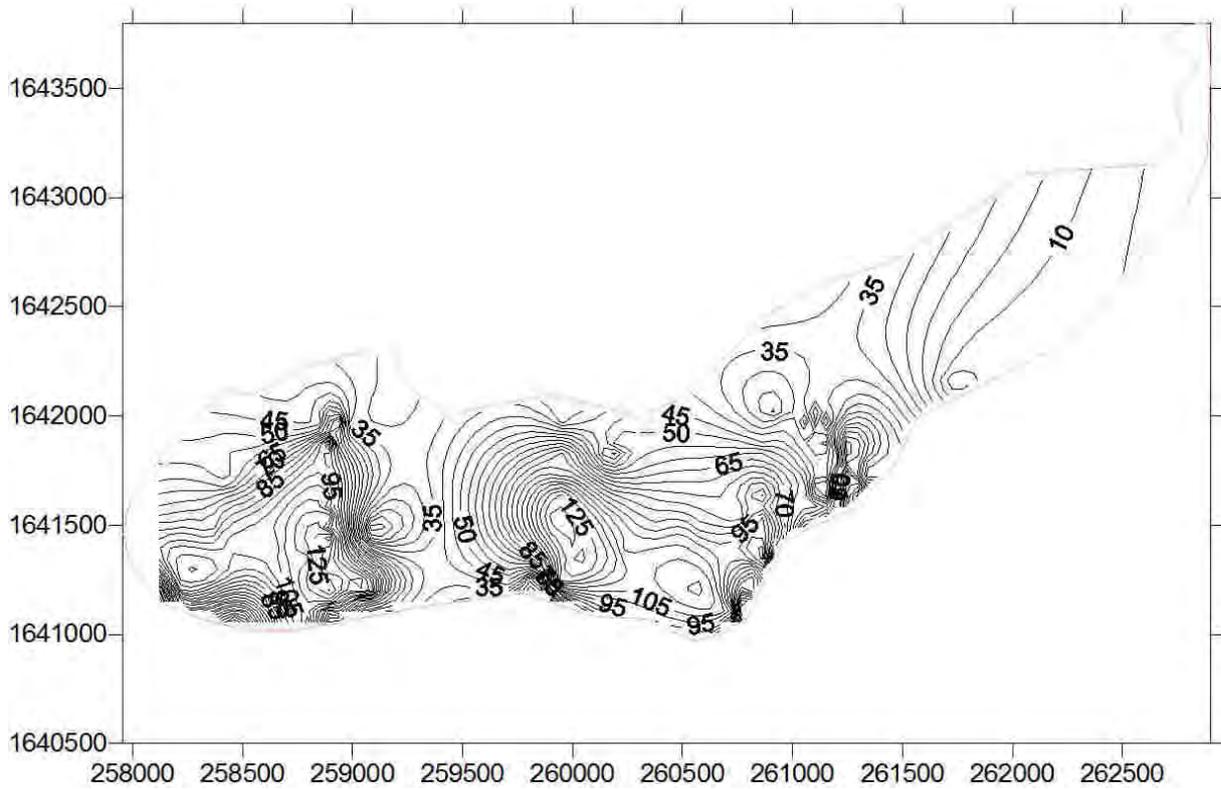


Figure 83 : Bathymétrie (en cm) des hautes eaux (octobre 2009)

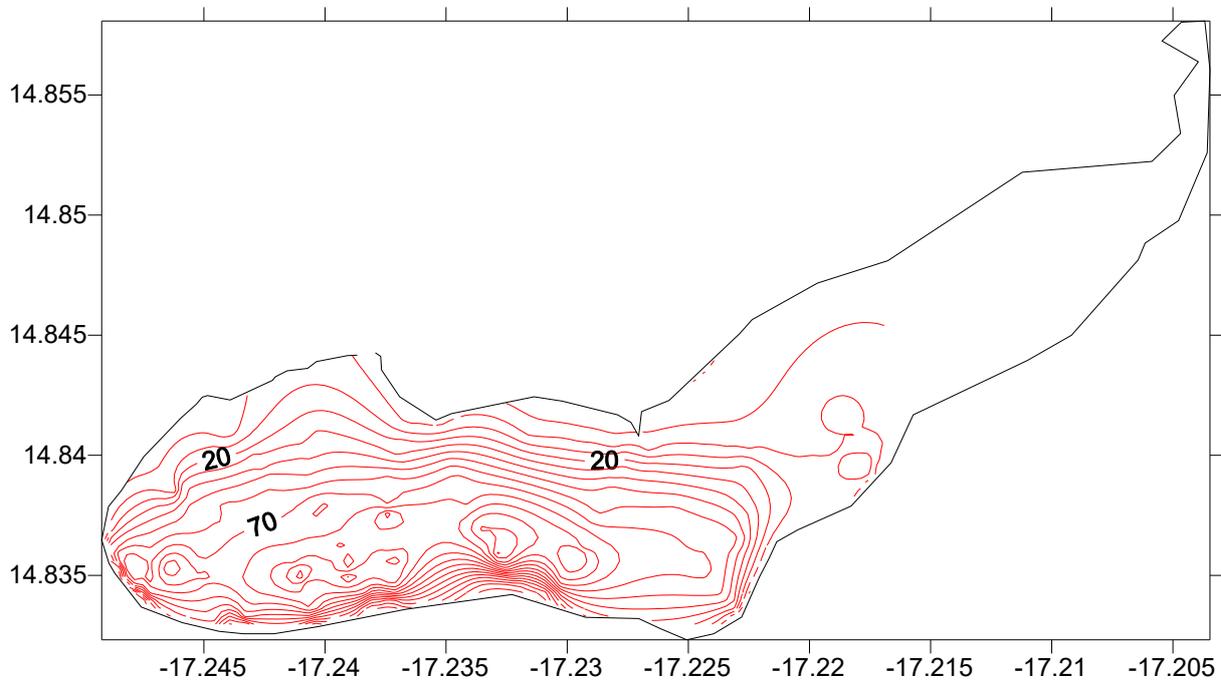


Figure 84 : bathymétrie (en cm) des basses eaux (mois de mai)

La bathymétrie du lac a été étudiée en période de crue (Figure 83) et en période d'étiage (Figure 84). La carte bathymétrique en hautes eaux montre que les profondeurs varient entre 10 et 125 cm. Les profondeurs minimales sont relevées dans la partie NE du lac et les profondeurs maximales sont observées à côté de la rive sud du lac et au centre.

Pendant la saison sèche (Figure 82), du fait de l'évaporation, le retrait de la ligne de rivage du lac est plus perceptible du côté N.E. où la lame d'eau est faible.

III.2. La limnimétrie

La figure 85 montre l'évolution du plan d'eau du lac observée avec une échelle limnimétrique, pendant la période allant de janvier 2009 à Juillet 2010. Entre janvier et mars, le niveau du lac est relativement stable.

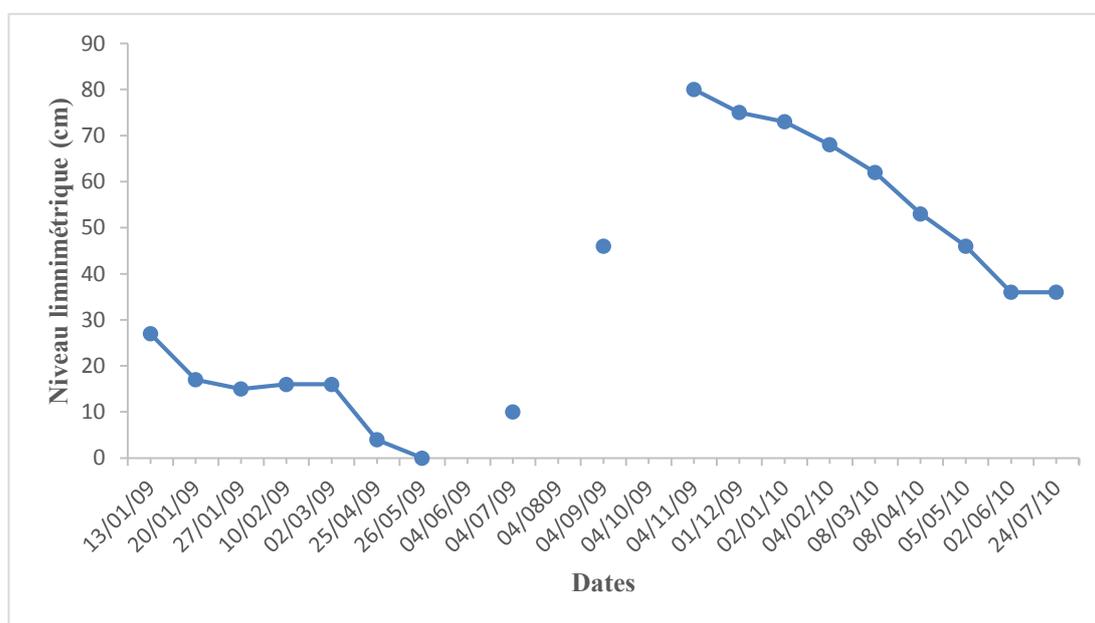


Figure 85 : Evolution du plan d'eau du lac observée à l'échelle

A partir de mars, s'opère une baisse continue qui se poursuit tout le reste de la saison sèche (Figure 85). En fin de saison sèche, au maximum du rétrécissement du lac, la ligne de rivage s'est retirée au-delà des stations d'observation, sur une vingtaine de mètres et des cotes négatives ont été enregistrées en juin 2009 (Figure 86). Cela traduit l'ampleur de la saison sèche et son influence sur le lac. En début de saison de pluies (juillet), le remplissage du lac est enclenché et un niveau maximal de 80 cm est atteint en octobre/novembre. La saison humide de "2009" a été beaucoup plus pluvieuse que celle "2008" dans le bassin du lac. Les cumuls pluviométriques ont été de 670 mm pour l'année 2009 et 364 mm pour

l'année 2008, au poste pluviométrique de Déni Birame Ndao. A partir de novembre, la baisse du niveau est enclenchée. Elle se poursuit jusqu'en juin où va redémarrer le remplissage du lac.

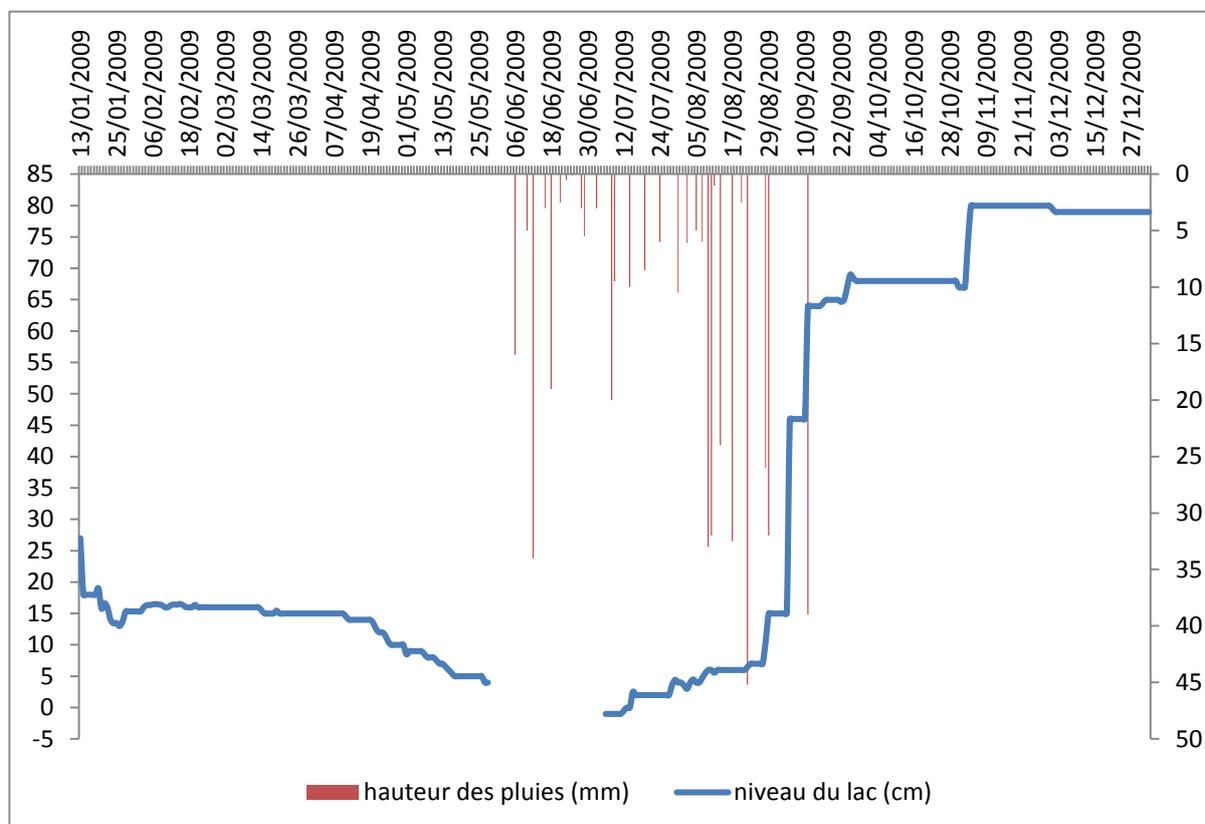


Figure 86 : Evolution du plan d'eau observé par le thalimèdes.

L'évolution du plan d'eau du lac, observée au niveau du thalimèdes, montre des fluctuations journalières du niveau du lac. Pendant la saison sèche, en plus de l'allure générale de baisse observée, l'enregistrement avec le thalimèdes montre des fluctuations journalières. Ces fluctuations s'expliquent par l'évaporation du plan. L'évaporation est très variable (Figure 87) avec des fluctuations journalières et des variations saisonnières. Les variations saisonnières sont fortes (comprises entre 5 et 9) en fin de saison des pluies (novembre/ décembre), faibles (entre 4 et 5) en hiver (décembre/mars), moyennes (entre 5 et 7) au printemps (mars/juin) et élevées (oscillant autour de 7 entre, 6 et 8) en été (entre juin et novembre). Il ressort de ces valeurs que ce paramètre, de l'Evaporation Réelle (ER), est élevé pendant la saison pluvieuse où les disponibilités en eau permettent une satisfaction de la demande potentielle de l'atmosphère et est faible, en revanche, pendant la saison sèche (décembre/juin) où le déficit en eau est réel et ne permet pas la satisfaction de ladite demande. Le lac s'évapore en fonction de cette variation saisonnière de l'ER. Sa concentration est en hausse permanente au cours de la saison sèche et il se

rétrécie considérablement au cours de cette période. Si c'était un plan d'eau douce, il se serait probablement asséché vu que la concentration en sel diminue l'activité de l'eau et réduit l'évaporation d'un plan d'eau salée. D'après **Garnier (1978)**, le lac s'évapore quatre fois moins comparé à un plan d'eau douce.

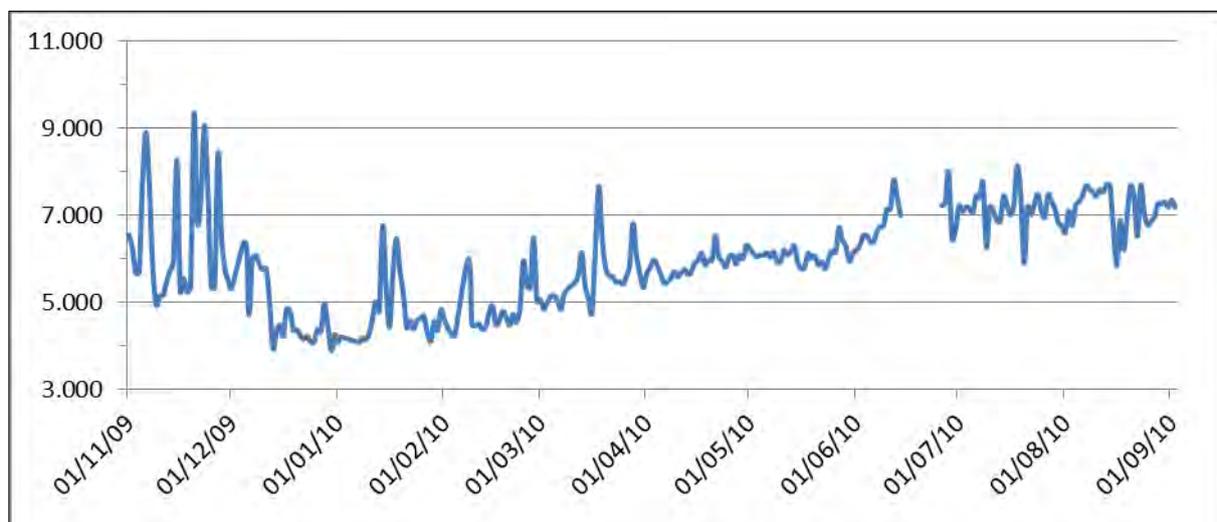


Figure 87 : Evolution de l'évaporation réelle journalière

Cette évaporation réelle de l'eau du lac observée au niveau de l'échelle, pendant la période allant du 13/01/2009 au 26/05/2009, est de 0,27 m. Traduite en volume, pour une superficie moyenne de 3 km², elle est de 810000 m³ pendant cette saison sèche.

IV. Relation hydrodynamique entre la nappe, le lac et l'océan

Des profils piézométriques ont été réalisés sur la dune littorale, en vue de compléter l'étude cartographique de la dynamique de la nappe. La figure 88 indique le trait de coupe sur la dune littorale, au nord-ouest et sur la dune continentale au sud-est.

La Figure 89 montre la relation des profils topographiques et piézométriques, de la dune littorale. L'on y note, en particulier, le caractère négatif du niveau de la nappe dunaire, situé entre la cote zéro mètre (niveau marin) et moins cinq mètre (-5 m) environ aux abords du lac. Il s'établit, ainsi un écoulement d'ensemble, de cette nappe, vers le lac. Le profil piézométrique prend l'allure d'une courbe parabolique, indiquant une augmentation du gradient hydraulique dans le sens de l'écoulement, ce qui indique une baisse de la perméabilité de l'aquifère et donc une diminution de la vitesse d'écoulement. Ainsi, cette

nappe présente un écoulement non uniforme de type "nappe cylindrique". Ceci est bien perceptible dans les cartes piézométriques.



Figure 88 : Localisation des profils piézométriques sur la dune continentale et littorale

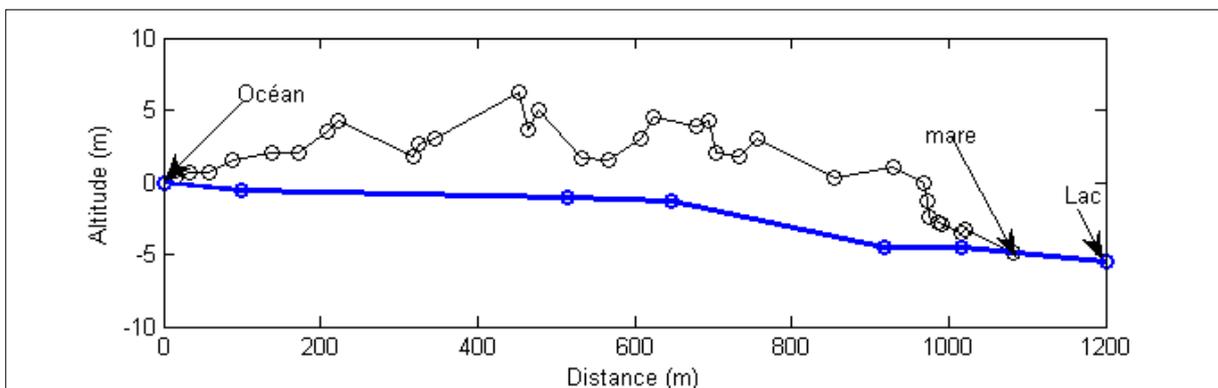


Figure 89 : Profil topographique et piézométrique sur la dune littorale entre l'océan et le lac.

A l'opposé de cet écoulement non uniforme de nappe cylindrique, Garnier, en 1978 décrit un écoulement non uniforme de nappe radiale sous forme de dôme piézométrique centré sur la dune

littorale. Ainsi une ligne de partage des eaux, sur l'axe de la dune, induit un écoulement divergeant, d'une part vers l'océan et d'autre part vers le lac, avec du côté océan un écoulement uniforme (nappe plate) et du côté lac un écoulement non uniforme à nappe cylindrique décrit sous sa forme actuelle. .

Ces changements, observés dans la morphologie de la nappe dunaire (suppression du dôme piézométrique et donc de l'écoulement de la nappe vers l'océan), est sans conteste, la baisse de la recharge, due au déficit pluviométrique, en cours depuis les années 1970.

Un autre profil (Figure 90) a été levé, depuis le haut du bassin, jusqu'à la dépression lacustre, sur la dune continentale. Ce profil montre un écoulement vers le lac, de la nappe continentale, comme le révèle également les cartes piézométriques. Les hauteurs piézométriques décroissent de 30 m, du haut du bassin, pour se raccorder au niveau du lac à -5 m.

Cette nappe présente des isopièzes curvilignes et un profil piézométrique alternativement parabolique et hyperbolique (Figure 90). Ce qui indique une nappe à écoulement non uniforme, de nappe cylindrique, dans un réservoir à forte hétérogénéité. Il s'y dégage un vaste dôme piézométrique, au centre du domaine, dont la ligne de partage des eaux est perpendiculaire au lac, avec deux axes de drainage l'un au sud-ouest et l'autre au nord-est du lac, définissant ainsi deux sous-nappes, dans l'aquifère des dunes continentales des sables rouges et jaunes.

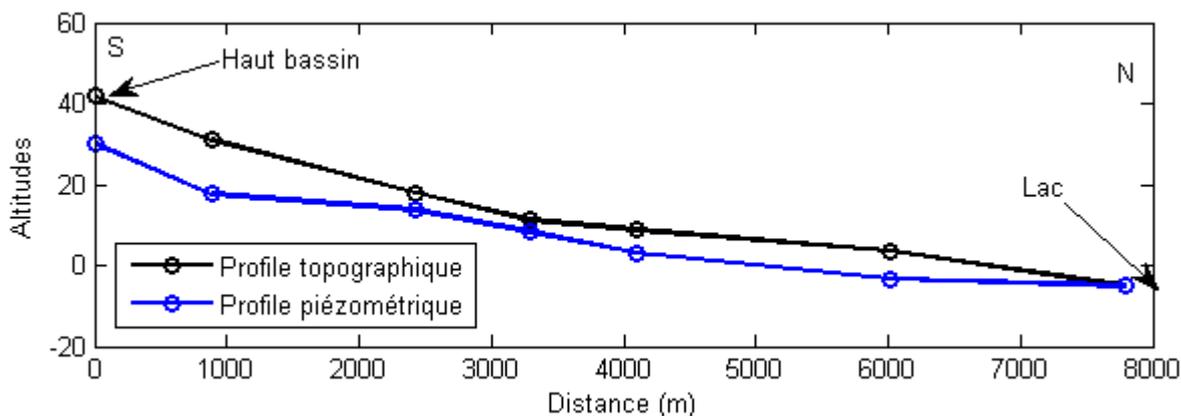


Figure 90 : Profil piézométrique et topographique sur la dune continentale

Ceci est corroboré par la géologie, qui indique que les sables des dunes jaunes et rouges, sont hétérogènes, avec des sables grossiers, moyens à fins, voire très fins et des teneurs en limons souvent importantes avec des intercalations d'argiles. Ainsi le profil piézométrique va se caractériser par des franges hyperboliques, indiquant un écoulement accéléré (dans les zones perméables) et des franges paraboliques caractéristiques d'un ralentissement de l'écoulement (dans les zones à faible perméabilité).

Le nivellement du bassin du lac effectué en février 2013, au GPS différentiel, révèle des altitudes souvent négatives dans l'environnement immédiat du lac. Ces levés topographiques montrent que la cote du lac se trouve actuellement à -5,26 m. Cette cote négative, corrobore les résultats antérieurs indiquant un apport d'eau de mer au lac. En effet, dans les systèmes où le niveau des eaux douces est en dessous du niveau de la mer, l'intrusion d'eau de mer est évidente du fait de la différence d'altitude (**Yechieli et Wood, 2002**). Elle est le résultat de l'impact de la sécheresse sur le plan d'eau du lac dont le niveau a régressé de -2,4 m, en 1956 (**Carn et al., 1976**), à -3,5 m en 1978 (**Garnier, 1978**) puis , actuellement, à -5,26 m. Cette baisse du niveau du lac est exacerbée par une hausse importante de l'évaporation qui épuise les plans d'eau de surface et les nappes phréatiques peu profondes.

Conclusion partielle

L'étude des profils et cartes piézométriques montre que le lac est bien alimenté par les nappes environnantes, nappes de la dune littorale et des dunes continentales. Ces nappes présentent un écoulement non uniforme mais unidirectionnel convergent sur le lac, l'écoulement vers l'océan, relevé par **Garnier (1978)**, étant annihilé de nos jours. Si le réservoir de la dune littorale présente une nappe unique, à écoulement unidirectionnel, axé sur le lac, celui des dunes continentales présente deux sous nappes de part et d'autre d'une ligne de partage des eaux, perpendiculaire au lac. Les axes de drainage des deux bassins hydrogéologiques, de l'aquifère des sables continentales, collectent ainsi, temporairement, les flux hydriques qui sont déversés dans le lac. Le calcul des niveaux piézométriques montre qu'une bonne partie (55 % des ouvrages observés) de la nappe se trouve sous le niveau de la mer d'où sa sensibilité à l'invasion marine.

La suppression du dôme piézométrique relevé par Garnier en 1978, est le fait du déficit pluviométrique des années 1970. Ceci demeure la modification majeure de la morphologie de la nappe dunaire. Le diagnostic hydrodynamique permet de voir quatre zones de la nappe dont le comportement est différent :

- Une zone qui réagit faiblement à la pluie et qui subit une faible baisse de son niveau pendant la saison sèche ;
- Une zone qui réagit fortement à la pluie et qui subit une faible baisse de son niveau pendant la saison sèche ;
- Une zone dont le niveau augmente après la saison humide et même pendant la saison sèche ;
- Une zone où le niveau de la nappe réagit fortement à la pluie (une bonne recharge) et qui subit une baisse forte et régulière pendant la saison sèche.

La période de recharge coïncide avec la saison pluvieuse (s'effectue entre juillet et septembre) dans les zones où la nappe est peu profonde (comprise entre 3 et 4 m). Dans les zones où la profondeur de la nappe est comprise entre 8 et 13 m, la recharge peut se poursuivre au cours des premiers mois de la saison sèche (novembre-décembre). Dans les zones profondes, les variations des flux sont, alors, faibles, en particulier la décharge, favorisant ainsi la conservation des stocks alors qu'à faible profondeur, les stockages saisonniers sont assez fugaces, susceptibles d'être entièrement repris par évaporation et vidange dans le lac. Les facteurs qui sont mis en jeu dans ce comportement différentiel de la nappe sont les facteurs climatiques (pluie, évaporation), les facteurs hydrodynamiques (l'écoulement) et les facteurs géomorphologiques (profondeur). Le plan d'eau du lac réagit à la variation saisonnière de l'évaporation. Malgré la compensation de l'océan et de la nappe, comme cela a été montré, le lac a perdu un volume de 810 000 m³ dans la période allant du mois de janvier 2009 au mois de juin de la même année.

CHAPITRE 4 : BILAN HYDROLOGIQUE, ESTIMATION DU DEPÔT DE SEL ET MODELE CONCEPTUEL

I. Bilan hydrologique du lac et estimation du dépôt de sel

I.1 Bilan hydrologique

Le bilan hydrologique est effectué pendant la période sèche et pendant la période humide.

- Durant la période sèche, allant du **13/01/2009** au **26/05/2009**, l'équation du bilan stipule que la variation de stock dans un système hydrologique est égale au débit entrant (Q_E) moins le débit sortant (Q_S) dans celui-ci. Elle s'écrit comme suit :

$$Q_E - Q_S = \frac{dV}{dt} \quad (1)$$

Avec $V = A \cdot h$

Et $dV = A \cdot dh$

Où A est la superficie du lac et dh la variation de niveau ou hauteur d'eau dans le lac durant l'intervalle de temps dt .

On peut écrire donc $V_E - V_S = A \cdot dh$ (2)

V_E correspond au volume d'eau entrée dans le système et V_S au volume d'eau sortie du système.

$$V_E = V_{OC} + V_C \quad (3)$$

Avec V_{OC} le volume d'eau venant de la mer et V_C le volume d'eau venant de la nappe continentale. Autrement dit V_{OC} correspond aux apports océaniques et V_C correspond aux apports de la nappe continentale.

(2) permet d'écrire $V_E = A \cdot dh + V_S$ (4)

V_S qui correspond aux sorties, est approché avec la valeur de l'évapotranspiration.

L'ETP, calculée selon la formule de Turc, pendant cette période, est de 638 mm soit 0,638 m. Cette ETP est corrigée selon le facteur de **Garnier (1978)** qui est de 1,4 pour avoir l'évapotranspiration du lac (ETP_L) compte tenu de sa salinité. Elle devient égale $0,638/1,4 = 0,455$ m. Elle est traduite en volume en la multipliant par la superficie A du plan d'eau.

Cela donne, $V_S = ETP_L * A$

A est une superficie moyenne du lac calculée et qui est égale à 3 km^2 soit $3 \cdot 10^6 \text{ m}^2$. D'où

$$V_S = 3 \cdot 10^6 \times 0,455$$

$$V_S = 1\,365\,000 \text{ m}^3$$

dh correspond à la variation du niveau du lac. Pendant la saison sèche, cette variation est de $0,27 \text{ m}$. En effet, le niveau passe de 27 cm à la date du $13/01/2009$ à 0 cm à la date du $26/05/2009$. Cette lame est traduite en volume en la multipliant par la superficie du lac A

$$Adh = 0,27 \times 3 \cdot 10^6 \text{ d'où}$$

$$Adh = 810\,000 \text{ m}^3$$

L'équation (4) permet de calculer V_E

Son application numérique donne $V_E = 810000 + 1365000$

$$V_E = 2\,175\,000 \text{ m}^3$$

L'équation (3) permet d'écrire :

$$V_{OC} = V_E - V_C \quad (5)$$

Dans l'équation (5) il manque seulement V_C pour calculer V_{OC} . V_C peut être calculé en cherchant le débit q_C de la nappe continentale par la loi de Darcy. Les deux puits situés sur la dune continentale, le P14 et le P47 permettent d'avoir q_C en appliquant la loi de Darcy. La transmissivité au niveau de la dune continentale est égale à $T = 4,75 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (**Debuisson, 1965**). On tient compte des résurgences de la nappe de la dune continentale sur tout le rebord de la dépression du lac. Cette longueur est estimée à 5 Km sur les cartes. La loi de Darcy permet de calculer q_C en utilisant le gradient hydraulique entre le P14 situé à Bambilor et le P47 situé sur la rive sud du lac. La distance entre ces deux ouvrages est de 5310 m .

$$q_C = T * \frac{\Delta h_i}{D} * L \quad (6)$$

Δh_i est le gradient entre le P14 et P47, L est la longueur (m) du rebord de la dépression sur laquelle on observe les résurgences de la nappe de la dune continentale, D (m) est la distance entre les deux puits.

L'application numérique de l'équation (6) est :

$$q_C = 4,75 * 10^{-3} * \frac{11,12 - (-3,5)}{5310} * 5000$$

Ce qui donne :

$$q_C = 0,0650 \text{ m}^3/\text{s}$$

Le bilan s'effectue sur une période de 134 jours, cette période évaluée en seconde donne 11232000s

$$q_C = \frac{V_C}{t} \text{ donc } V_C = q_C * t \quad (7)$$

V_C est le volume d'eau (m^3) déversé par la nappe continentale sur le lac et t (s) le temps. L'application numérique de l'équation (6) donne : $V_C = 0,0650 * 11232000$

$$V_C = 734\,469 \text{ m}^3$$

Ce volume correspond aux apports de la nappe de la dune continentale au lac pendant la saison sèche.

L'équation (5) permet donc de calculer V_{OC}

$$V_{OC} = 2175000 - 734469$$

$$V_{OC} = 1\,440\,531 \text{ m}^3$$

Ce volume correspond aux apports de l'océan au lac. En tenant compte de la période du bilan ce volume peut être traduit en débit $q_{OC} = 1440531/11232000$

On obtient :

$$q_{OC} = 0,128 \text{ m}^3/\text{s}$$

➤ Pendant la période humide allant du **26/05/2009 au 4/11/2009**

L'équation du bilan stipule que la variation de stock dans un système hydrologique est égale au débit entrant (Q_E) moins le débit sortant (Q_S) dans celui-ci. Elle s'écrit comme suit :

$$Q_E - Q_S = \frac{dV}{dt} \quad (1)$$

Avec $V = A \cdot h$

Et $dV = A \cdot dh$

Où A est la superficie du lac et dh la variation de niveau ou hauteur d'eau dans le lac durant l'intervalle de temps dt .

On peut écrire donc $V_E - V_S = A \cdot dh \quad (2)$

V_E correspond au volume d'eau entrée dans le système et V_S au volume d'eau sortie du système.

$$V_E = V_{OC} + V_C + P_L + R \quad (3)$$

Avec V_{OC} le volume d'eau venant de la mer et V_C le volume d'eau venant de la nappe continentale, P_L est la pluie directe dans le lac et R le ruissellement. R est négligé puisque difficile d'être évalué.

V_S correspond aux sorties, elle est toujours approchée avec la valeur de l'évapotranspiration.

Les équations (2) et (3) donnent :

$$V_E = Adh + V_S \quad (4)$$

Pendant cette période, le niveau du lac a connu une hausse de 0,8 m qui correspond à dh . Cette lame d'eau est traduite en volume en la multipliant par A . On obtient : $Adh = 0,8 \times 3 \times 10^6$

$$Adh = 2\,400\,000 \text{ m}^3$$

La valeur de l'évapotranspiration pendant cette période est de 724 mm soit 0,724 m. Cette valeur corrigé avec le facteur de Garnier donne $ETP_L = 0,724/1,4 = 0,517 \text{ m}$

V_S qui est le volume d'eau sortie du système par évaporation est obtenu en multipliant ETP_L par la superficie A du lac qui est de $3 \times 10^6 \text{ m}^2$. $V_S = ETP_L * A$

$$V_S = 0,517 \times 3 \times 10^6$$

$$V_S = 1\,551\,000 \text{ m}^3$$

L'équation (4) permet donc de calculer V_E

$$V_E = 2\,400\,000 + 1\,551\,000$$

$$V_E = 3\,951\,000 \text{ m}^3$$

L'équation (3) permet d'avoir V_{OC} :

$$V_{OC} = V_E - (V_C + P_L) \quad (5)$$

V_C est calculé en déterminant d'abord q_C par la loi de Darcy avec les mêmes puits c'est-à-dire le P14 et le P47. Son application numérique donne :

$$q_C = 4,75 * 10^{-3} * \frac{12,48 - (-1,98)}{5310} * 5000$$

$$q_C = 0,0646 \text{ m}^3/\text{s}$$

La période du bilan est égale à 14688000 s, q_C est traduit donc en volume compte tenu de cette période V_C est donc égal à $0,0646 \times 14688000$

On obtient

$$V_C = 948\,844 \text{ m}^3$$

Pendant cette période, la pluviométrie enregistrée au poste pluviométrique de Déni Birame Ndao qui se trouve non loin du lac est de 670 mm soit une lame d'eau de 0,67 m. Cette lame d'eau est traduite en volume, pour avoir la pluie directe sur le lac, en la multipliant par la superficie du lac A :

$$P_L = 0,67 \times 3 \times 10^6$$

$$P_L = 2\,010\,000 \text{ m}^3$$

L'équation (5) permet donc de calculer V_{OC} : $V_{OC} = 3\,951\,000 - (948\,844 + 2\,010\,000)$

$$V_{OC} = 992\,156 \text{ m}^3$$

V_{OC} est traduit en débit ; compte tenu de la période du bilan cela donne $q_{OC} = 992156/14688000$

$$q_{OC} = 0,067 \text{ m}^3/\text{s}$$

Ces apports océaniques et continentaux ont été estimés grâce au bilan hydrologique du lac (Tableau 13). Ce bilan est effectué en saison humide et en saison sèche. Il permet de constater que les apports de la nappe de la dune continentale sont plus importants en saison humide (948844 m^3) qu'en saison sèche (734469 m^3). Ceux de l'océan sont plus importants en saison sèche (1440531 m^3) qu'en saison humide (992156 m^3). Cela veut dire que, pendant la saison sèche, le lac reçoit plus d'eau salée que pendant la saison humide. Cela est dû à l'avancée du biseau qui a été mise en évidence par l'étude de l'évolution saisonnière des faciès chimiques et confirmée par les outils chimiques et isotopiques. Ceci montre clairement que la sécheresse favorise l'arrivée d'eau de mer dans le lac. Plus elle perdure, plus le lac va recevoir des apports marins, ce qui explique la tendance à l'équilibre observée à partir des années 1970 au niveau de la courbe de résorption (Figure 91). Cette courbe de résorption est obtenue par le calcul du taux de résorption qui est le rapport entre la superficie perdue et le nombre d'années correspondant à cette perte.

Tableau 13 : Apports de la nappe continentale et de la mer au lac

Saisons	Variation du niveau du lac en volume (m ³)	Apports en volume (m ³)		Apports en débit (m ³ /s)	
		Nappe continentale	océan	Nappe continentale	Océan
Saison humide	2400000	948844	992156	0,0646	0,067
Saison sèche	2175000	734469	1440531	0,065	0,128

Cet indice indique trois phases dans l'évolution de la superficie du lac depuis sa formation au 14^{ème} siècle (figure 91) :

1. Une première phase allant du 14^{ème} (origine du lac) au 20^{ème} siècle, marquée par une forte résorption de la superficie du lac ;

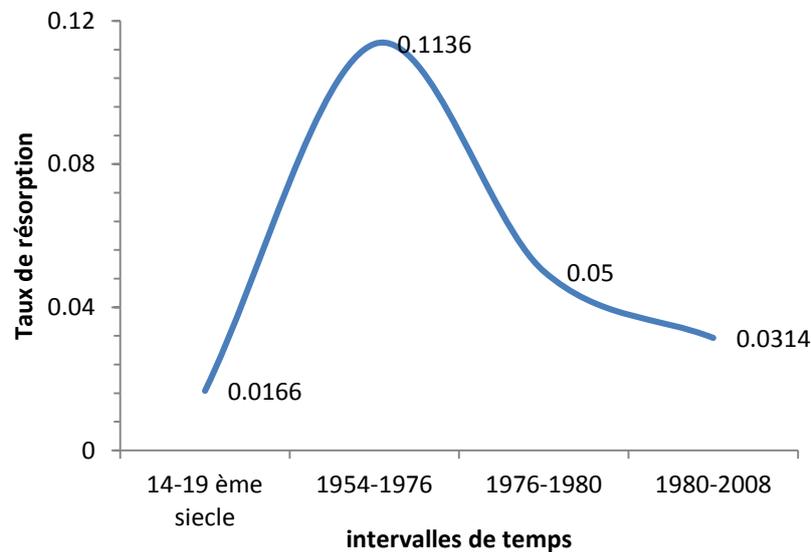


Figure 91 : Evolution du taux de résorption depuis la fermeture de la lagune

2. Une deuxième phase allant du début des années 50 aux années 1970, marquée par une forte diminution du taux de résorption ;
3. Une troisième phase, allant des années 1970 à nos jours, pour laquelle la courbe de résorption tend vers un palier.

Cette dernière phase fait suite à la sécheresse des années 1970. Le taux de résorption diminue de plus en plus. Cela veut dire que le lac tend à se maintenir grâce aux apports océaniques favorisés par la sécheresse comme cela est corroboré par le bilan hydrologique. Son évolution donc ne tend pas à la disparition comme l'a dit **Sarr (1997)**. Ceci explique le fait qu'il se maintienne contrairement aux autres lacs qui ont disparus.

1.2 Estimation du dépôt de sel

Le bilan hydrologique du lac a permis de calculer la lame d'eau évaporée, au cours de la période d'étiage (entre janvier 2009 et mai 2009), elle est de 0,27 m. Cette lame d'eau est traduite en volume on obtient $Adh = 0,27 \times 3 \times 10^6$, ce qui correspond à un volume évaporé de 810 000 m³ compte tenue de la superficie évaporante de 3 km² en 2008/2009. Rapportée à une salinité moyenne du lac de 285 g/l, la sédimentation haline a été estimée à 230 850 tonnes, au cours de la période d'étiage, soit une

moyenne mensuelle de 51 682,83 tonnes. Ceci correspond, à un taux de sédimentation journalier proche de 1700 tonnes. Pour optimiser le potentiel économique du lac l'exploitation du sel pourrait être faite à un taux de 200 000 tonnes l'année. Un taux d'exploitation qui dépasse 230 000 tonnes pourrait entraîner la récolte d'un sel de mauvaise qualité du fait de la boue qui se mélange avec ce dernier. Une exploitation en deçà de 200 000 tonnes n'optimise pas le potentiel économique du lac.

II. Modèle conceptuel

Le niveau piézométrique de la nappe dunaire est sous le niveau de la mer comme le montre les profils piézométriques. Cela veut dire que la loi de Ghyben-Herzberg ne peut pas être appliquée dans cette partie de la dune. En effet, cette loi stipule que, 1 m de piézométrie au-dessus du niveau marin correspond à 40 m de profondeur de l'interface entre l'eau douce et l'eau salé ($H = 40h$, h le niveau piézométrique de la nappe à eau douce et H la profondeur de l'interface eau douce-eau salée). Cette relation a été établie par ces auteurs en se basant sur la résistivité de l'eau douce (1 g/cm^3) et celle de l'eau salée ($1,025\text{ g/cm}^3$). Ce constat (niveau piézométrique en dessus de celui de la mer) fait que cette loi n'est pas valide sur la dune littorale au regard du lac bien que l'eau de mer soit plus dense que l'eau de la nappe. Cette configuration ne permet pas une application de la loi de Ghyben-Herzberg. Ce qui fait que la nappe d'eau douce ne constitue pas une lentille capable de repousser l'interface à 40 m de profondeur constituant ainsi une barrière hydraulique pouvant empêcher une alimentation du lac par la mer comme l'a soulignée **Garnier (1978)**. Ainsi, l'altitude ou la profondeur de l'interface ne peut être approchée que par sondages géophysiques (tomographie et SEV) afin de concevoir un modèle conceptuel. Ces sondages électriques ont permis de voir que l'interface eau douce-eau salée a une altitude de -27 m à une position située à 550 m de l'océan. Le tableau ci montre les sondages qui ont été mis à profit afin de suivre l'altitude de l'interface.

Tableau 14 : Altitude de l'interface eau douce-eau salée sur la dune littorale

		Sondages							
S18		S14		S9		S7		S2	
X ₁₈	Alt/int	X ₁₄	Alt/int	X ₉	Alt/int	X ₇	Alt/int	X ₂	Alt/int
832	-6,5	772	-11	550	-22,2	490	-18,5	300	-9

Avec ce tableau pour chaque sondage on a son abscisse ($x = \text{distance/mer}$ prise comme origine) et la valeur de l'altitude de l'interface eau-douce eau-salée. En plaçant ces points sur les profils

topographiques et piézométriques superposés déjà, on obtient l'allure de la morphologie de l'interface eau douce-eau salée.

Les données géophysiques, chimiques et isotopiques montrent clairement une arrivée de l'eau du biseau de l'océan au niveau du lac (Piézomètre PD). Entre l'eau de mer et l'eau du lac on a une différence de densité. L'eau de mer est moins dense que l'eau du lac. L'eau du lac, plus salée (environ 285 g/l), coule donc nécessairement vers l'eau de mer moins salée (35 g/l). Il s'établit donc aux abords du lac deux biseaux : le biseau de la mer, qui arrive au niveau du lac comme cela a été montré, et le biseau du lac qui découle de l'infiltration de l'eau du lac à l'intérieur de la dune. Aux abords du lac, l'eau de mer se superpose donc à l'eau du lac, d'où l'importance de tenir compte de la profondeur de cette interface dans la réalisation du modèle conceptuel.

La relation Ghyben-Herzberg peut nous permettre de calculer la profondeur de cette interface. Cette relation permet, en effet, de calculer l'interface entre deux masses d'eau de densités différentes (Yechieli et Wood, 2002). La masse d'eau qui est moins dense doit avoir un niveau piézométrique au-dessus de celle qui est plus dense. C'est la condition d'application de cette loi.

L'eau de mer se situe à 5,5 m au-dessus du niveau du lac. Donc, l'eau de mer, moins dense, se trouve au-dessus de l'eau du lac, plus dense. Cette configuration permet une application de la loi de Ghyben-Herzberg pour connaître la profondeur de l'interface entre le biseau de la mer et celui du lac. Ainsi, on écrit :

$$H_S = \frac{\rho_{lac}}{(\rho_{lac} - \rho_{mer})} \times h_{mer} \quad (1)$$

Avec H_S la profondeur de l'interface eau de mer – eau du lac,

ρ_{lac} est la densité de l'eau du lac,

ρ_{mer} est la densité de l'eau de mer,

h_{mer} est le niveau de l'eau de mer au-dessus du niveau du lac.

La densité de l'eau de mer est de 1,025 g/cm³, celle de l'eau du lac peut être déterminée en utilisant une table qui donne la densité de l'eau en fonction de la concentration en NaCl. Pour une concentration de 285 g/l, la densité de l'eau du lac est de 1,1804 g/cm³.

L'application numérique de l'équation (1) donne $H_S = 7,5h_{mer}$.

Le niveau de la mer étant à 5,5 m au-dessus de celui du lac donc : $H_S = 7,5 \times 5,5 = 41$ m

L'interface entre le biseau de la mer et le biseau du lac se trouve à une profondeur de 40 m.

L'eau de mer se superpose à l'eau du lac, la pente du biseau de l'océan va donc être similaire à celle du biseau du lac. Et, il a été montré que les eaux profondes du piézomètre PD sont influencées par les eaux du lac. Cela permet de représenter sur le modèle le biseau du lac puisqu'on a la pente qui est donnée par une droite qui part de la rive du lac et passe à un point situé à -7,5 m d'altitude (fond du piézomètre PD), cette droite va jusqu'à une profondeur de 41 m. Le modèle suivant (Figure 92) a été réalisé sur cette base

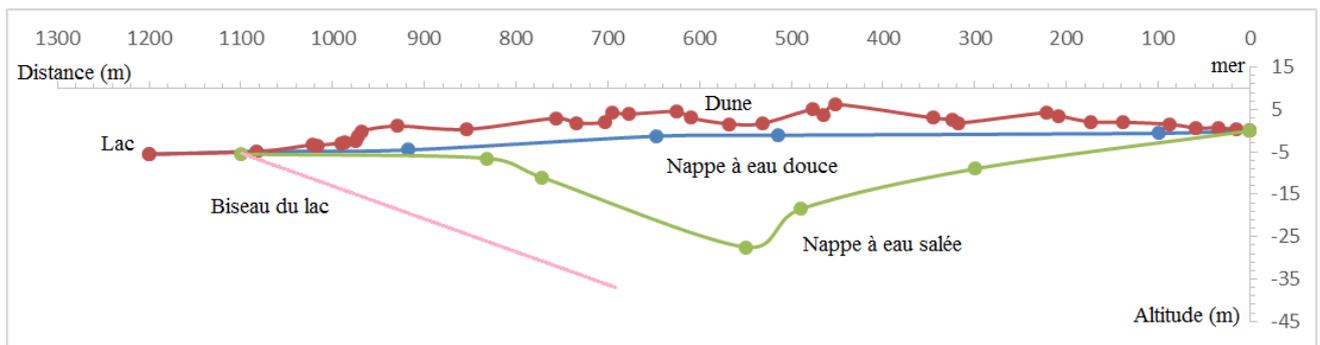


Figure 92 : Modèle conceptuel expliquant le fonctionnement du lac et sa résilience face à l'assèchement

Ce modèle explique au mieux la résilience du lac face à la sécheresse puisque montrant clairement les apports océaniques par le biseau et les apports de la nappe d'eau douce du littoral. Aux abords du lac on aura donc une superposition de trois masses d'eau de densités différentes à savoir :

- eau de la nappe ;
- eau de mer du biseau :
- et l'eau du lac ;

Avec $\rho_{eau_lac} > \rho_{eau_mer} > \rho_{eau_nappe}$

Conclusion partielle

Le bilan hydrologique a permis d'estimer les apports océaniques et continentaux. Il montre que pendant la saison humide le soutien de la nappe (94488844 m^3) est plus important que pendant la saison sèche (734469 m^3). Par contre, les apports océaniques sont plus importants pendant la saison sèche (1440531 m^3) que pendant la saison humide (992156 m^3). Ces apports d'eau de mer pendant la saison sèche sont à l'origine du sel qui se dépose au fond du lac suite à son évaporation. Ce sel est exploité par les populations à la fin de la saison sèche. Cette sédimentation haline a été estimée, dans la période d'étiage allant de janvier 2009 à mai 2009 à 230 850 tonnes. Ceci correspond, à un taux de sédimentation

journalier de 1700 tonnes. Le modèle conceptuel ainsi conçu sur la base des résultats (de la géophysique, de la piézométrie, de la chimie, et de l'isotopie) traduit l'évolution du système depuis le modèle de Garnier (1978). Ce modèle montre un système dynamique dont les composantes, à savoir, la nappe de la dune littorale, le lac, et la mer, sont en interaction. La nappe de la dune et le biseau de la mer font résurgence aux contre-bas de la dune, alimentant ainsi, le lac. Ceci montre que l'hydrosystème du lac Rétba est toujours actif, et ne se présente pas en un relique du biseau déconnecté de l'océan et sans relation hydrodynamique avec cette dernière comme l'avaient signalé **Carn et al. (1976)**; **Martin (1970)**, et **Garnier (1978)**. Ce modèle explique le fonctionnement du lac qui a permis au plan d'eau de se maintenir malgré la sécheresse.

CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE

Cette étude montre des résultats intéressants et sans précédents sur le bassin versant du lac Rétba eu égard aux différentes méthodes mises en œuvre pour comprendre la relation océan-lac-nappe. L'hydrosystème salin du lac Retba est actif, il résulte de l'évolution d'un système décrit par **Garnier (1978)**.

Les sondages géophysiques (SEV) ont identifié quatre ensembles géologiques : i) la dune sèche, ii) la nappe des sables à eau douce/saumâtre, iii) la nappe des sables à eau salée, et iiiv) le substratum marno-calcaire. Il est apparu que la puissance de la nappe d'eau douce/saumâtre est variable et ne dépasse pas 20 m. Cette épaisseur est observée à une position située à 550 m de l'océan. La puissance de la nappe salée quant à elle, varie entre 4 et 21 m. L'épaisseur des sables est environ de 45 m sur le transect. La tomographie confirme les résultats de sondages et montre une nappe d'eau douce/saumâtre, qui flotte sur la nappe d'eau salée qui relie l'océan au lac, sous forme d'une lentille. Elle cartographie bien le contact eau douce eau salée.

Les levés topographiques ainsi que l'étude hydrodynamique montrent que la nappe se trouve à faible profondeur. La distribution des niveaux piézométriques confirme qu'une bonne partie de la nappe se trouve sous le niveau de la mer d'où sa vulnérabilité à l'intrusion marine. Ces nappes se rechargent et se déchargent saisonnièrement, traduisant ainsi une bonne perméabilité des formations dunaires, notamment de la dune littorale, mais, à l'évidence une forte baisse des niveaux par rapport aux années 1970. Les cartes piézométriques montrent que le lac est alimenté par les nappes environnantes (nappe littorale et continentale) ainsi que par l'océan, ce qui permet le maintien du niveau de base du lac pendant l'étiage. Ce fonctionnement hydrodynamique explique la résistance du lac à l'assèchement, comme le relève la courbe de résorption. Les fluctuations du niveau statique de la nappe ont été élucidées par un suivi mensuel qui montre quatre types de comportements différents de la nappe, à l'échelle du bassin.

Le bilan hydrologique permet de voir que les apports de la nappe de la dune continentale sont plus importants en saison humide (948844 m³) qu'en saison sèche (734469 m³). Ceux de l'océan sont plus importants en saison sèche (1440531 m³) qu'en saison humide (992156 m³). Ceci montre clairement que la sécheresse favorise l'arrivée d'eau de mer dans le lac. Plus elle perdure, plus le lac va recevoir des apports marins. Le sel exploité par les populations se renouvelle de façon saisonnière. La sédimentation haline est estimée à 230 850 tonnes, au cours de la période d'étiage de l'année 2009. Ceci correspond, à un taux de sédimentation journalière proche de 1700 tonnes. Donc pour optimiser le potentiel économique du lac un taux d'exploitation de 200 000 tonnes l'année serait raisonnable.

Le fonctionnement de l'hydrosystème du lac a été élucidé donc par les isotopes, la chimie des eaux, la géophysique et la piézométrie. Le lac subit les influences conjuguées de l'océan et de la nappe des sables de la flèche littorale. En saison sèche elle reçoit les apports continentaux. Les données de la chimie des eaux, par la relation bromure-chlorure, du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} et SO_4^{2-}/Cl^- ont été concluantes en ce qui concerne ce fonctionnement. Ces données montrent que, proche de l'océan (piézomètres PA), la nappe des sables dunaires subit l'influence marine. Proche du lac (piézomètre PD), cette influence est encore prouvée par la signature isotopique de l'eau de mer. Ceci démontre le prolongement de ce biseau salé sous la lentille d'eau douce à saumâtre et alimente le lac. En revanche, le caractère évaporé des eaux, à cet horizon (proche du lac), prouve une influence lacustre, donc un mélange des deux eaux. Ceci est, également, corroboré par le caractère hyper-salé des eaux profondes du piézomètre PD, dont la salinité est proche de celle du lac (très supérieure à celle de l'eau de mer). Proche du lac (position du PB), l'influence de la nappe perchée, d'eau douce, se fait également sentir, ce qui se traduit par une stratification des eaux à cet endroit et une résurgence d'eau douce sur les berges du lac sous forme de sources. Cette eau douce est franchement présente dans les piézomètres, PB et PC au centre de la flèche littorale. La superposition "nappe d'eau douce/nappe d'eau salée" est également attestée par les modèles géoélectriques. Il en est de même de la chimie des eaux, tel que le rapport Br^-/Cl^- , qui confirme que les eaux du lac sont bien d'origine marine. L'ancien chenal est également un témoin de cette alimentation du lac par l'océan. On y note une forte résurgence du biseau salé marin dans les étangs qui le jalonnent. Le lac constitue ainsi, un bac évaporatoire, dont la source permanente est l'océan et la lentille d'eau douce de la dune littorale. Il s'y opère une telle concentration des eaux, par évaporation, que la salinité de ses eaux atteint 9 fois celle de l'eau de mer. En saison de pluies, il s'y ajoute le ruissellement, par l'intermédiaire du réseau hydrographique qui y apporte un léger adoucissement des eaux. En saison sèche, la concentration est, à nouveau, enclenchée. La relation oxygène-18, deutérium étudiée sur les eaux des piézomètres, montre que la nappe est sensiblement évaporée. L'évolution des faciès chimiques des eaux montre une zone occupée en permanence par les eaux océaniques et une zone occupée temporairement par ces mêmes eaux. Ceci montre des mouvements saisonniers de balancement des eaux océaniques au niveau de la nappe.

Toutes ces méthodes, confirment l'alimentation du lac par l'océan. Elles montrent également que le chenal est toujours fonctionnel et qu'il est le lieu principal d'alimentation du lac par la mer. La lentille d'eau douce, à saumâtre ne constitue pas une barrière hydraulique susceptible d'empêcher une communication entre l'océan et le lac puisque dans cette zone la loi de Ghyben-Herzberg ne s'applique pas. La nappe des sables littoraux est donc en réalité une nappe d'eau salée sur laquelle flotte une lentille d'eau douce à saumâtre de faible extension verticale : la puissance ne dépasse pas 20 m et elle

est circonscrite au milieu de la dune coincée entre les eaux salées. Ainsi le lac est en permanence alimenté par la mer avec laquelle il est en équilibre hydrostatique sous un régime de flux entrant. Le modèle conceptuel conçu à partir de ces résultats explique mieux la résilience du lac face à la sécheresse comparé à celui de Garnier.

RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES

Pour sauvegarder le lac et en même temps sauver toutes les activités économiques qui découlent du lac, il faut nécessairement préserver les étangs et les protéger contre le foncier galopant dans la zone. La suppression des étangs affectera fortement le niveau, l'alimentation en eau salée du lac et le conduirait à un assèchement progressif. En cas de survie, par les eaux météoriques (survenue d'une période humique) ses fonctions touristiques et économiques actuelles (exploitation du sel) disparaîtront. Les projets d'aménagement prévus par les autorités dans la zone tels que l'autoroute Dakar-St Louis et la création du troisième pôle de développement du pays doivent tenir compte aussi du fragile équilibre entre eau douce et eau salée afin de protéger cet écosystème capital pour l'économie locale. L'exploitation du sel doit tenir compte de la sédimentation saisonnière, elle est optimale pour un taux de 200 000 tonnes par an.

Sur le plan de la recherche, les codes SUTRA ou HYDRUS pourront être utilisés pour une modélisation de l'hydrosystème puisqu'ils permettent de prendre en charge les écoulements densitaires. Il faut étendre la cartographie avec la méthode électromagnétique qui ne demande pas beaucoup de jours de travail et qui pourrait fournir des résultats très intéressants. Il faut étendre cette étude aux lacs asséchés tels que Tanma et Mbawouane afin de comprendre leurs mécanismes d'assèchement et de proposer un modèle conceptuel qui permettra de valider celui déjà obtenu sur le lac Retba. On peut aussi utiliser le lac (précisément le dépôt de vase au niveau de la dépression lacustre) pour connaître l'évolution récente du climat de la presqu'île. Cela pourrait être intéressant puisqu'il peut permettre de mieux comprendre l'évolution actuelle du climat eu égard aux changements qui affectent actuellement une bonne partie du globe terrestre.

BIBLIOGRAPHIE

- Abdul Nassir, S. S., Loke, M. H., Lee, C. Y., & Nawawi, M. N. M. 2000**, Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys: *Geophysical Prospecting*, v. 48, no. 4, p. 647-661.
- Abid, K., Zouari, K., Dulinski, M., Chkir, N., & Abibi, B. 2011**, Hydrologic and géologic facotors controlling groundwater geochemistry in the Turonian aquifer (Southern Tunisisa). *Hydrogeology Journal*, v. 19, p. 415-427.
- Adefolalu, D. O. 1983**, Monsoon onset in west Africa application of satellite imagery: *Arch. for Meteorol. Geophy. and bioclim.*, v. B(23), p. 219-230.
- Al-Chalabi, M. 1992**, When "Least-squares" squares least: *Geophysical Prospecting*, v. 40, p. 359-378.
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. 2005**, *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, Rotterdam, A.A. Balkema.
- Archie, G. E. 1942**, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics.: *Trans. Am. Inst. Min. Met. Pet. Eng.* , v. 146, p. 54-62.
- Astier, J. L. 1971**, *Géophysique appliquée à l'hydrogéologie*, 277 p.
- Atkinson, A. P., Cartwright, I., Gilfedder, B. S., Cendón, D. J., Unland, N. P., & Hofmann, H. 2014**, Using ^{14}C and ^2H to understand grounswater flow and recharge in an aquifer window: *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v. 18, p. 4951-4964.
- Bagnouls, F., & Gaussen, H. 1957**, Les climats biologiques et leur classification: *Ann. Géogr.*, Fr, no. 66, p. 193-220.
- Batayneh, A. T. 2006**, Use of electrical resistivity methods for detecting subsurface fresh and saline water and delineating their interfacial configuration: a case study of the eastern Dead Sea coastal aquifers, Jordan: *Hydrogeology Journal*, v. 14, p. 1277-1283.
- Bear, J. 1999**, Conceptual and Mathematical Modeling in: Baer et al. (eds), *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers-Concepts, Methods and Practices*, Volume 14: Netherlands, Kluver Academic Publisher, p. 127-161.
- Bellion, Y. J. C. 1989**, Histoire géodynamique post-Paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudeni, Iullemeden, Tchad) Thés. de Doctorat: Univ. Avignon et des Pays de Vaucluse, 302 p.

- Binley, A., & Kemna, A. 2005**, DC resistivity and induced polarization methods, *in* Hydrogeophysics, ed., Rubin, Y., & Hubbard, S.S. : Dordrecht, Springer, p. 523.
- Bourhane, A. 2010**, Discrimination de l'origine de la salinité dans les eaux souterraines : (contexte hydrogéologique et méthodes d'étude) Master 2: Université de La Réunion, , 109 p
- Bricquet, J. P., Bamba, F., Mahe, G., Toure, M., & Olivry, J. C. 1997**, Evolution récente des ressources en eau de l'Afrique atlantique.: *Revue des sciences de l'eau*, v. 10 no. 3, p. 321-337.
- C.G.G., 1970**, Prospection Electrique dans la Presqu'île du Cap-Vert: Sangalkam-Niakoul Niaga-Ber Tialane-Niayes: O.M.S.
- Carn, J., Garnier, J. M., & Maglione, G. F. 1976**, Données préliminaires sur les possibilités d'installation d'une saline à l'emplacement du lac Retba, Cap-Vert, Sénégal: Rapport ORSTOM, Dakar.
- Chaoui, S., 1996**, Hydrogéologie et Hydrochimie de la Presqu'île du Cap-Vet (Nappe infrabasaltique et nappe de Thiaroye) Sénégal: Ministère de l'Hydraulique/Division Hydrogéologie/O.R.S.T.O.M/Dakar.
- Cheng, A. H.-D., & Ouazar, D. 1999**, Analytical Solutions *in* Bear, J., ed., Seawater Intrusion in Coastal Aquifers, Volume 14: Netherlands, Kluwer Academic Publishers, p. 163-191.
- Clark, I., & Fritz, P., 1997**, Environmental Isotopes in Hydrogeology, US America, CRC Press.
- Comte, J.-C. 2008**, Apport de la Tomographie Electrique à la Modélisation des Ecoulements Densitaires dans les Aquifères Côtiers : Application à trois contextes Climatiques Contrastés (Canada, Nouvelle-Calédonie, Sénégal), Doctorat Hydrogéologie: Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 198 p.
- Comte, J.-C. & Banton, O., 2005**, Apport de la tomographie électrique à la modélisation des intrusions salines dans les aquifères côtiers, Exemple des aquifères gréseux des Îles-de-la-Madeleine (Québec, Canada), 5e Colloque GEOFCAN: Orléans, France, 20-21 Sept., 83-86.
- Coplen, T. B. 1994**, Reporting of stable hydrogen, carbon, and oxygen isotopic abundances.: *Pure Appl. Chem.* , v. 66, p. 273-276.
- Custodio, E. 1997**, Detection, *in* Seawater intrusion in coastal aquifers, *in* van Dam, J. C. E., ed., guidelines for study, monitoring and control, Volume Reports 11: Rome, FAO Water, p. 1-152.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. 1983**, Hidrología subterránea: Ediciones Omega Barcelona, v. 2 no. Sec. 13: Relaciones agua dulce-agua salada en regiones costeras, 13, 1313-1389. , p. 2350

- Dahlin, T. 1993**, On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications [Doctoral Thesis: Lund University, 187 p.
- Debuissou, J. 1965**, Analyse des facteurs régissant les contacts eaux-douces-eaux salées dans les sables de la presqu'île du Cap-Vert (Dakar-Sénégal) - Campagne 1964 - Mise en place du dispositif d'observation et étude des fluctuations en équilibre naturel, BRGM Rapport 65-A10 39 p.
- Debuissou, J. 1966**, Analyses des facteurs régissant les contacts eaux douces-eaux-salées dans les sables de la Presqu'île du Cap-Vert (Dakar-Sénégal) - 2e Campagne 1965 - suite des observations en équilibre naturel, travaux complémentaires et préparatoires à la phase dynamique de l'étude, BRGM Rapport Dak 66-A9, 84 p.
- Debuissou, J. 1970**, La nappe aquifère du cordon dunaire de Malika (Sénégal): Bulletin du BRGM, v. 2e sér., sec. III, n°3, p. 148–161.
- Debuissou, J., & Moussu, H. 1967**, Une étude expérimentale de l'intrusion des eaux marines dans une nappe côtière du Sénégal sous l'effet de l'exploitation, Artificial Recharge and Management of Aquifer, Haifa Symposium, Volume 72, IAHS publications, p. 15-44.
- Demetriades, A., 2010**, General ground water geochemistry of Hellas using bottled water samples.: Journa of Geochemical Exploration, v. 107, p. 283-298.
- Dey, A., & Morrison, H. F. 1979**, Resistivity modeling for arbitrary shaped three-dimensional structures: Geophysics, v. 44, p. 753-780.
- Diedhiou, Y., Youm, C. I., Sow, E., Sarr, R., and Malou, R., 2018**, Les amas coquilliers d'âge holocène du lac Retba (Sénégal, Afrique de l'Ouest): Inventaire faunistique, lithologie et paléo-environnement. Holocene shelly accumulations of the Retba lake (Senegal, West Africa): Faunal inventory, lithology and palaeoenvironment: Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre, v. 40, p. 39-52.
- Diouf, A., 2012**, Combined uses of water-table fluctuation (WTF),chloride mass balance (CMB) and environmental isotopes methods to investigate groundwater recharge in the Thiaroye sandy aquifer (Dakar, Senegal): African Journal of Environmental Science and Technology, v. 6, no. 11, p. 425-437.
- Diouf, M. B. 1984**, Contribution à l'étude des beach-rock sénégalais: Révision et nouvelles données. mémoire de D.E.A environnement sédimentaire: Université de dakar, 80 p.
- Elouard, P. 1965a**, Excursion géologique sous-sol de Dakar. : Notes africaines v. 105, p. 2-12.

- Elouard, P. 1965b**, Excursion géologique de Bargny à Toubab Dialao: Notes africaines v. 106, p. 34-35.
- Elouard, P., Evin, J., and Hébrard, L. 1975**, Observations et résultats de mesures au radiocarbone sur les cordons littoraux coquilliers du lac Retba - Sénégal: Bulletin de Liaison de l'ASEQUA, v. 46, p. 15-19.
- Elouard, P., Faure, H., & Hébrard, L. 1977**, Variations du niveau de la mer au cours des 15 000 dernières années autour de la presqu'île du Cap-Vert, Dakar - Sénégal: Bulletin de Liaison de l'ASEQUA, v. 50, p. 29-49.
- EOS, 1996**, Ratios for light-element isotopes standardized for better interlaboratory comparison: Transaction, American Geophysical Union, Washington, D.C, v. 77/27.
- Etcheverry, D. 2002**, Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène: Rapport de l'OFEG, Serie Géologie.
- Everett, M. E., & Meju, M. A. 2005**, Near-surface controlled-source electromagnetic induction: background and recent advances, *in* Rubin, Y., and Hubbard, S. S. E., eds., in Hydrogeophysics, Volume 523 p.: Dordrecht, Springer, p. 157–183.
- Faye, S., Maloszewski, P., Stichler, W., Trimborn, P., Cissé Faye, S., & Gaye, C. B. 2005**, Groundwater salinization in the Saloum (Senegal) delta aquifer minor elements and isotopic indicators.: Science of the Total Environment, v. 343, p. 243-259.
- Ferry, L., L'hote, Y., & Wesselink, A. 1998**, Les précipitations dans le sud-ouest de Madagascare IAHS Publication, v. 252, p. 89-96.
- Fetter, C. W., 1994**, Applied Hydrogeologie, New York, M.C.P. Company, 691 p:
- Fitterman, D. V., & Stewart, M. T. 1986**, Transient electromagnetic sounding for groundwater: Geophysics, v. 51(4), p. 995–1005.
- Furman, A., Ferre, T. P. A., & Warrick, A. W. 2003**, A sensitivity analysis of electrical resistivity tomography array types using analytical element modeling: Vadose Zone Journal v. 2, p. 416-423.
- Garcia, M. G., Hidalgo, M. V., & Blesa, M. A. 2001**, Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucumàn province, Argentina: Hydrogeology Journal, v. 9, p. 597-610.
- Garnier, J., M. 1978**, Evolution géochimique d'un milieu confiné: le lac Retba (Cap-Vert) Sénégal: Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, v. XX, no. 2, p. 13-58.

- Gaye, A. T. 2002**, Caractéristiques dynamiques et pluviosité des lignes de grains en Afrique de l'ouest. [Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Physiques: Univ. Cheikh Anta Diop, 135 p.
- Gaye, C., B 1990**, Etude isotopique et géochimique du mode de recharge par les pluies et de décharge évaporatoire des aquifères libres sous climat semi-aride au nord du Sénégal, Thèse de Doctorat d'Etat: Université Cheikh Anta Diop, 280 p+ annexes.
- Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A., & Melloul, A. 1991**, Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method: *Geoexploration*, v. 28, p. 153–174.
- Goldman, M., Gvirtzman, H., Meju, M. A., & Shtivelman, V. 2005**, Hydrogeophysical case studies at the regional scale, *in* Rubin, Y., and Hubbard, S. S., eds., *Hydrogeophysics*, Volume 523: Dordrecht, Springer, p. 361–389.
- Gomez-Trevino, E., & Flores, C. 2015**, Alternative theory for signal contribution sections and depth of investigation characteristics in electrical prospecting: *Geophysical Prospecting*, v. 63, p. 740-749.
- Gueye, M. 2008**, Approche préliminaire de la compréhension des échanges hydrodynamiques entre l'océan et le lac Retba Mémoire de D.E.A: Université Cheikh Anta Diop, 77 p + annexes.
- Gumm, L. P. 2011**, A multi-tracer hydrochemical investigation of groundwater dynamics in the lower Rhine Embayment, Germany, PhD hydrogéochimie: University of East Anglia, UK, 218 p.
- Halder, J., & Decrouy, L. 2013**, Mixing of Rhône River water in Lake Geneva (Switzerland–France) inferred from stable hydrogen and oxygen isotope profiles.: *Journal of Hydrology*, v. 477, p. 152-164.
- Hardie, L. A., & Eugster, H. P. 1970**, The evolution of closed-basin brines : Mineral Society of America, v. Special Publication 3, p. 273-290.
- Hardie, L. A., Smoot, J. P., & Eugster, H. P. 1978**, Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach., *in* Matter, A., and Tucker, M. E., eds., *Modern and Ancient Lake Sediments*, Volume Special Publication, International Association of Sedimentologists, p. 7-41.
- Healy, R. W., & Cook, P. G. 2002**, Using groundwater levels to estimate recharge: *Hydrogeology Journal*, v. 10, p. 91-109.

- Hébrard, L. 1966**, Les formations tertiaires et quaternaires de l'isthme de la presqu'île du Cap-Vert (Feuille Thiaroye, Sénégal): Rapport du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Dakar.
- Hébrard, L. 1972a**, Un épisode quaternaire en Mauritanie (Afrique occidentale) à la fin du Nouakchottien : le Tafolien 4000-2000 ans avant le Présent: Bulletin de Liaison de l'ASEQUA, v. 33-34, p. 5-15.
- Hébrard, L. 1972b**, Fichier des âges absolus du Quaternaire d'Afrique au Nord de l'Equateur: Bulletin de Liaison de l'ASEQUA, v. 33-34 p. 67-91.
- Hébrard, L., & Elouard, P. 1976**, Carte géologique à 1/20 000 et Notice explicative de la carte de Tiaroye (Presqu'île du Cap-Vert): Ministère du développement industriel et de l'environnement, Direction des Mines et de la Géologie.
- Henry, J. L. 1972**, Etude sur modèle Mathématique du système aquifère de la Presqu'île du Cap-Vert, Rapport final Geohydraulique/O.M.S, 114 p.
- Herzberg, A. 1901**, Die Wasserversorgung einiger Noordseebäder: Journal für Gasbeleuchtung und Wasserversorgung München, v. 44,45, p. 815-819, 842-844.
- Hounslow, A. W. 1995**, Water Quality Data Analysis and Interpretation., Lewis, Boca Taton.
- Jackson, P. E. 2006**, Ion Chromatography in Environmental Analysis, Encyclopedia of Analytical Chemistry, John Wiley & Sons, Ltd.
- Jalali, M. 2007**, Hydrochemical Identification of Groundwater Resources and Their Changes under the Impacts of Human Activity in the Chah Basin in Western Iran: Environ Monit Assess v. 130, p. 347-364.
- Jankowski, J., Acworth, R. I., & Shekarforoush, S.**, Reverse ion exchange in a deeply weathered porphyritic dacite fractured aquifer system, Yass, New South Wales., *in* Proceedings 9th International Symposium. Water-rock interaction, Taupo, New Zeland , 30 March-3, Balkema, Rotterdam, **1998**, p. 243-246.
- Jones, B., F., A., V., Rosenthal, E., & Yechieli, Y. 1999**, Geochimical investigation in: Bear, J., et al. (Eds.), Seawater Intrusion in Coastal Aquifers-Concepts, Methods and Practice: Netherlands, Kluver Academic Publishers, p. 51-71.

- Kaba, M. 2009**, Evaluation des zones potentielles de recharge de la nappe de Thiaroye: Approche cartographique par télédétection et systèmes d'informations géographiques, Mémoire de D.E.A: Université Cheikh Anta Diop Dakar, 175 p +annexes.
- Kane, C. H. 1995**, Etude hydrochimique de la nappe des sables Quaternaire du littorale nord du Sénégal, Thèse de 3^{ème} cycle en Géologie Appliquée: Mention Hydrogéologie: Université Cheikh Anta Diop de Dakar.
- Keys, W. S. 1989**, Borehole geophysics applied to groundwater investigations, National Water Well Association.
- Kloppmann, W., Bourhane, A., & Asfirane, F. 2011**, Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau. Emploi des outils géochimiques, isotopiques et géophysiques.: BRGM.
- Kok, A.** The use of mapping the salinity distribution using geophysics on the Island of Terschelling for groundwater model calibration., *in* Proceedings 20th SWIM Salt Water Intrusion Meeting, Naples, Florida, USA, 23-27 June **2008**.
- Kortatsi, B. K. 2006**, Hydrochemical characterization of groundwater in the Accra plains of Ghana: Environ Geol v. 50, p. 299-311.
- Kouzana, L., Mammou, B. A., & Felfoul, S. M. 2009**, Seawater intrusion and associated processes: Case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia): C.R. Geoscience, v. 341, p. 21-25.
- Kouzana, L., Mammou, B. A., & Gaaloul, N. 2007**, Intrusion marine et salinisation des eaux d'une nappe phréatique côtière (Korba, Cap-Bon, Tunisie): Geo-Eco-Trop, v. 31, p. 57-70.
- Kuras, O., Ogilvy, R. D., Meldrum, P. I., Gisbert, J., Jorreto, S., Francés, I., Vallejos, A., Sánchez Martos, F., Calaforra, J. M., & Pulido Bosch, A.** Monitoring coastal aquifers with automated time-lapse electrical resistivity tomography (ALERT): Initial results from the Andarax delta, SE Spain, , *in* Proceedings, IAH International Congress, (GIRE3D-MED), Marrakech, Morocco, May 2006 , **2006**.
- Langbein, W. S. 1961**, Salinity and hydrology of closed lakes: Geological Survey Professional no. Paper 412, p. 20
- Langmuir, D. 1997**, Aqueous Environmental Chemistry, New Jersey, Prentice-Hall.
- Le Priol, J., & Dieng, B. 1985**, Synthèse hydrogéologique du Sénégal. : Ministère de l'Hydraulique, n° 065 / 85 / DEH, 1985.

- Lenclud, F. 2005**, Mobilisation de ressources en eaux alternatives pour l'irrigation dans la région de Dakar: Etude d'avant-projet détaillée, Rapport principale des phase 1 et 2, Tome 2/4 Rapport Hydrogéologique, Cabinet Merlin ingénieurs Conseils, Marché n°070610/CJ, 76 p.
- Leroux, M. 1983**, Le climat de l'Afrique tropicale., 351 fig. + Atlas 250 cartes 650 p.
- Loke, M. H. 1999**, Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys.
- Loke, M. H. 2002**, RES2DMOD ver. 3.01, Rapid 2D resistivity forward modeling using the finite-difference and finite-element methods, Wenner (alpha, beta, gamma), inline & equatorial dipole-dipole, pole-pole, pole-dipole and Wenner-Schlumberger Software.
- Loke, M. H., & Barker, R. D. 1995**, Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections: *Geophysics*, v. 60, p. 1682–1690.
- Love, A. J., Herczeg, A. L., Armstrong, D., Stadter, F., & Mazor, E. 1993**, Groundwater flow regime within the Gambier Embayment of the Otway Basin, Australia: evidence from hydraulics and hydrochemistry.: *J. Hydrol*, v. 143, p. 297-338.
- Madioune, D. H. 2005**, Etude de la vulnérabilité intrinsèque à la pollution de la nappe des sables Quaternaires de Thiaroye par les méthodes DRASTIC et GOD, Mémoire de D.E.A en Géologie Appliquée Mention Hydrogéologie: Université Cheikh Anta Diop Dakar, 168 p.
- Magaritz, M., Nadler, A., Koyumdjiski, H., and Dan, J. 1981**, The Use of Na/Cl Ratios to Trace Solute Sources in a Semiarid Zone: *WATER RESOURCES RESEARCH*, v. 17, no. 3, p. 602-608.
- Maignien, R. 1959**, Les sols de la presqu'île du Cap-Vert: Rapport technique Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-mer (ORSTOM) Dakar-Hann.
- Malou, R. 2004**, Impact du climat sur les ressources en eau souterraine en zone soudano-sahélienne. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelle: Université. Cheikh Anta Diop, 152 p.
- Marescot, L. 2004**, Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexes par la méthode des éléments finis, Thèse de Doctorat ès Géosciences en cotutelle: Université Nante et Lausanne, 208 p.
- Marescot, L. 2008**, Imagerie électrique pour géologue-acquisition, traitement, interprétation.: ETH-Swiss Federal Institute of Technology Zurich

- Marjoua, A., Olive, P., & Jusserand, C. 1997**, Apport des outils chimiques et isotopiques à l'identification des origines de la salinisation des eaux: Cas de la nappe de Chaouia côtière (Maroc). *Revue des sciences de l'eau*, v. 4, p. 489-505.
- Martin, A. 1967**, Etude géochimique des eaux souterraines de l'Afrique de l'Ouest Presqu'île du Cap-Vert (Sénégal): BRGM, DAK 67.
- Martin, A. 1970**, Les nappes de la presqu'île du Cap-Vert (République du Sénégal): Leur utilisation pour l'alimentation en eau de Dakar, Notice et cartes hydrogéologiques 1/50 000: BRGM, France.
- Mazor, E. 1991**, Applied Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology, Milton Keynes. (Open University Press) 122 p:
- Mbengue, A., & Le Gentil, A. 2006**, Etude de faisabilité marais salants et propositions pour un développement durable au lac Retba: Rapport du Ministère de l'Environnement et de la Protection de la Nature et de la Communauté Rurale de Sangalkam.
- Michel, P. 1973**, Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie : étude géomorphologique Paris, ORSTOM.
- Mills, T., Hoekstra, P., Blohm, M., & Evans, L. 1988**, Time domain electromagnetic soundings for mapping sea-water intrusion in Monterey Country, California: *Ground Water*, v. 26, p. 771–782.
- Monciardini, C. 1966**, La sédimentation éocène du Sénégal.: Mém. BRGM, n°43.
- Montoroi, J. P. 1997**, Conductivité électrique de la solution du sol et d'extraits aqueux de sol. Application à un sol sulfaté acide de Basse Casamance (Sénégal) étude et gestion des sols, v. 44, p. 279-298.
- Moon, S., Woo, N. C., & Lee, K. S. 2004**, Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge: *Journal of Hydrology*, v. 292, p. 198-209.
- Moussu, H., & Debuissou, J. 1966**, Etude expérimentale d'un équilibre eaux douces-eaux salées, sur le rivage maritime de Malika, près de Dakar (Sénégal): *Bulletin du BRGM* v. 1, p. 38-65.
- Ndiaye, A. L. 1995**, Etude et cartographie des paysages de la grande côte sénégalaise. Application à la mise en valeur et à la conservation des ressources naturelles Thés. de Doctorat de 3^{ème} Cycle de Géographie: Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 508 p.

- Ngom Diop, F. 2000**, Caractérisation des transferts hydriques dans le bassin de la Néma au Sine Saloume, Doctorat de Troisième Cycle en Géologie: Université Cheikh Anta Diop, 130 p.
- Ohm, G. S. 1827**, Die galvanische Kette, mathematisch Bearbietet, T.H. Riemann (Ed.), Berlin.
- Oldenborger, G. A., Routh, P. S., & M.D., K. 2005**, Sensitivity of electrical resistivity tomography data to electrode position errors.: *Geophys. J. Int.*, v. 163, p. 1-9.
- Oudin, L. 2004**, Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global, Doctorat Génie rural: Ecole nationale du génie rural, des eaux et des forêts, 495 p.
- Ouédraogo, M. 2001**, Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'ouest, analyse des conséquences d'une sécheresse persistante: normes hydrologiques et modélisation régionale, Thèse de Doctorat: Université Montpellier II.
- Paillet, F. L. 2001**, Integrating Surface and Borehole Geophysics in the Characterization of Salinity in a Coastal Aquifer, 1st International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers, Monitoring, Modeling, and Management: Essaouira, Morocco.
- Portal, A. 2012**, Apports des méthodes géophysiques (résistivités électriques, gravimétrie) dans l'étude des édifices volcaniques et comparaison avec la tomographie muonique : exemple du Puy de Dôme, Master 2 Recherche: Université Blaise Pascal-Clermont Ferran II, 56 p.
- Pulido-Leboeuf, P., Pulido-Bosch, A., Calvache, M. L., Vallejos, A., & Andreu, J. M. 2003**, Strontium, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ and $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ ratios as tracers for the evolution of seawater into coastal aquifers: The example of Castell de Ferro aquifer (SE Spain): *C.R. Geoscience*, v. 335, p. 1039-1048.
- Richter, B. C., & Kreitler, C. W. 1993**, Geochemical techniques for identifying sources of groundwater salinization, United States of America, Library of Congress Cataloging-in-publication Data.
- Roger, J., Nehlig, P., Serrano, O., Barousseau, J.-P., Duvail, C., Noël, B. J., Castaigne, P., Comte, J.-C., Banton, O., & Travi, Y. 2009**, Notice explicative commune des cartes géologiques à 1/50 000 et 1/20 000 de la zone d'activité du Cap-Vert DIRECTION DES MINES ET DE LA GEOLOGIE
- Roy, A., & Apparao, A. 1971**, Depth of investigation in direct current methods: *Geophysics*, v. 36(5), p. 943-959.
- Rubin, Y., & Hubbard, S. S. 2005**, Hydrogeophysics, Volume 523: Dordrecht, Springer.

- Sanford, W. E., & Wood, W. W. 1991**, Brine evolution and mineral deposition in hydrologically open evaporite basins: *American Journal of Science*, v. 291, p. 687-710.
- Sarr, F. O. 1997**, Apports de la télédétection et des systèmes d'information géographique (S.I.G) au suivi des zones côtières: Exemple du Lac Retba, Mémoire d'Ingénieur Géologue: Université Cheikh Anta Diop, 62 p.
- Sarr, R., Debenay, J. P., & Sow, E. 2009a**, Sea level changes recorded by foraminiferal assemblages in the Upper Holocene of the Retba Lake (Senegal). *Revue de micropaléontologie*, v. 52, p. 31-41.
- Sarr, R., Sow, E., & Bodergat, A. M. 2009b**, Holocene marine incursions in Lac Retba (Cap Vert, Senegal) evidenced by ostracod faunas: *Geobios*, v. 42, no. 3, p. 381-395.
- Sow, E. Sarr, R., & Malou, R. 2010**, Cartographie géologique du bassin sédimentaire-Volet "Etude du lac Rose"-Synthèse paléogéographique, hydro-climatologique et recommandations: Rapport N°GTR/PASMI/0810-374Av55.
- Scanlon, B., Healy, R. W., & Cokk, P. G. 2002**, Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge.: *Hydrogeology Journal*, v. 10, p. 18-39.
- Schoeller, H. 1962**, Les eaux souterraines, Ed. Masson, Paris.
- Shaw, M. E. 1994**, Hydrology in practice, London, Chapman & Hall.
- Sow, E. 2001**, Le quaternaire récent du Sénégal occidental (lac Retba et Tanma ; estuaire de la Casamance) implications eustatiques et paléoenvironnementale des diatomées. Thés.de Doctorat d'Etat Géologie des Environnements sédimentaires, uinv. Cheikh Anta Diop de Dakar.
- Sow, E., Compère, P., & Sarr, R. 2006**, Diatomées fossiles du lac Retba (Sénégal, Afrique de l'Ouest). Aperçu paléo-écologique.: *Algological Studies*, v. 120, p. 65-82.
- Sultan, B., and Janicot, S. 2004**, La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles saisonnière et intra-saisonnière. I : mise en place de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la convection: *Sécheresse*, v. 15, no. 4, p. 321-330.
- Tangara, 1997**, Les systèmes dunaires de la côte nord du Sénégal : de l'instabilité climatique originelle à la pénestabilité par reboisement, secteur sud (Cap Vert, Thiès), Thèse de Doctorat de Troisième Cycle en Géographie: Université. Cheikh Anta Diop.

- Tchani, J. 1997**, L'aquifère des sables quaternaires au nord de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal) : morphologie déduite des données hydrogéologiques et géophysiques (sondages électriques). Analyse d'un cas d'invasion saline, Mémoire de D.E.A de Géologie Appliquée mention Hydrogéologie: université Cheikh Anta Diop Dakar, 134 p.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. 1990**, Applied Geophysics, 2e Ed.: Cambridge University Press, New York, ISBN: 0521339383, 790 p.
- Tellan, J. H., & LLoyd, J. W. 1996**, Problems in the recognition of sea water intrusion by chemical means: an exemple of apparent equivalence: Q.J. Eng. Geol., v. 19, p. 389-398.
- Todd, D. K. 1959**, Groundwater hydrology, New York, John Wiley, 361 p.
- Trabelsi, R., Zairi, M., Smida, H., & Dhia, B. H. 2004**, Salinisation des nappes côtières : cas de la nappe Nord du Sahel de Sfax, Tunisie.: C.R. Geoscience, v. 337, p. 515-524.
- Trompette, R. 1973**, Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (Bordure occidentale du bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation du craton. Etude stratigraphique et sédimentologique, 702 p.
- Vallet, P. 1972**, Approvisionnement en eau et assainissement de Dakar et ses environs: Etude des eaux souterraines, Tome II: Etude hydrogéologique de la nappe des sables Quaternaires: Rapport OMS projet Sénégal 3201, 139 p.
- Van Dam, J. C., & Meulankamp, J. J. 1967**, Some results of the geoelectrical resistivity method in ground water investigations in the Netherlands: Geophysical Prospecting, p. 92–115.
- Viviana, R., Cissé Faye, S., Faye, A., Faye, S., Gaye, C. B., Sacchi, E., & Zuppi, G. M. 2010**, Water quality decline in coastal aquifers under anthropic pressure: the case of a suburban area of Dakar (Senegal): Environ Monit Assess.
- Ward, S. H. 1990**, Geotechnical and environmental geophysics, SEG Investigations in Geophysics, Volume 5.
- Wilson, S. R., Ingham, M., & McConchie, J. A. 2006**, The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition: Journal of Hydrology, v. 316, p. 301–312.
- Wood, C., & Harrington, G. A. 2015**, Influence of Seasonal Variations in Sea Level on the Salinity Regime of a Coastal Groundwater-Fed Wetland: Groundwater v. 53, no. 1, p. 90-98.
- Wood, W. W., & Sanford, W. E. 1990**, Ground-water control of evaporite deposition: Economic Geology, v. 85, p. 1226-1235.

Yechieli, Y., & Wood, W. W. 2002, Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes: *Earth-Science Reviews*, v. 58 p. 343-365.

Zohdy, A. A. R. 1969, The use of Schlumberger and equatorial soundings on ground water investigation near El Paso, Texas : *Geophysics*, v. 34, p. 713-728.

ANNEXES

Annexe 1 : Calcul de l'évapotranspiration mensuelle

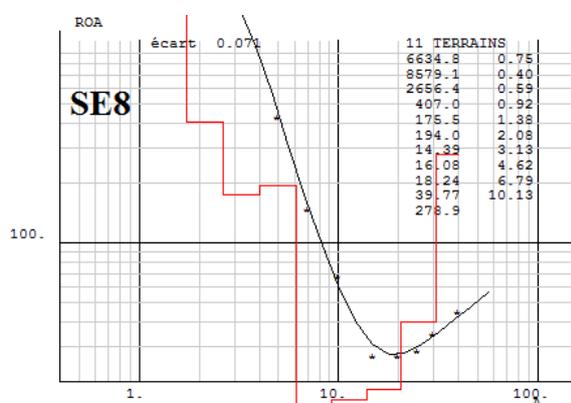
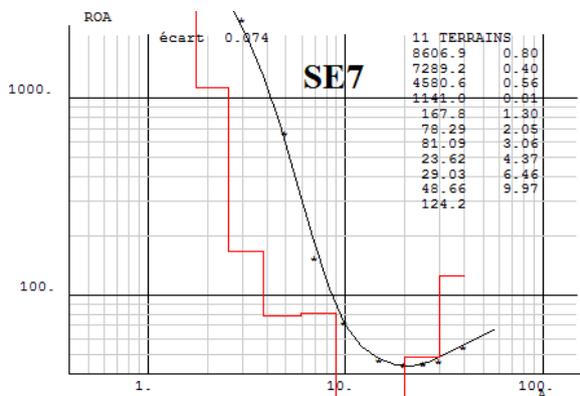
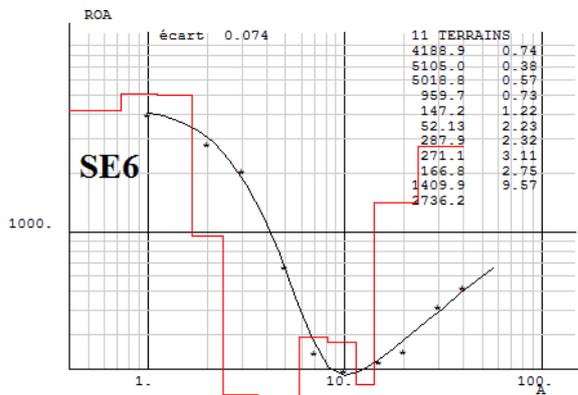
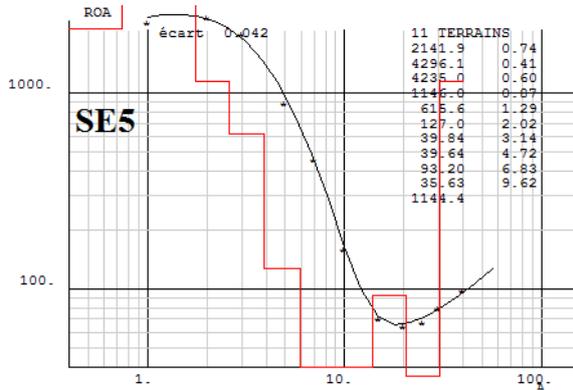
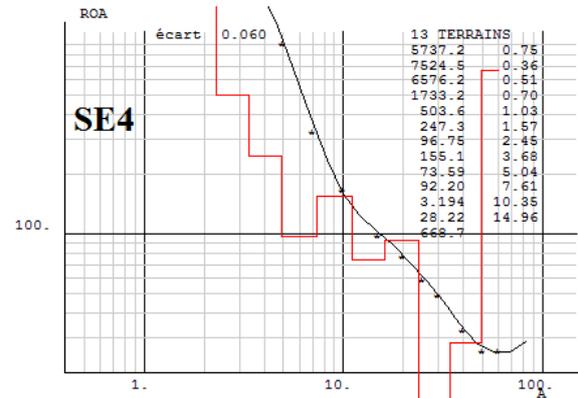
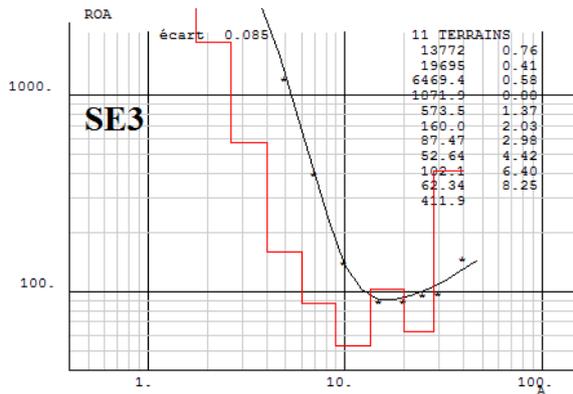
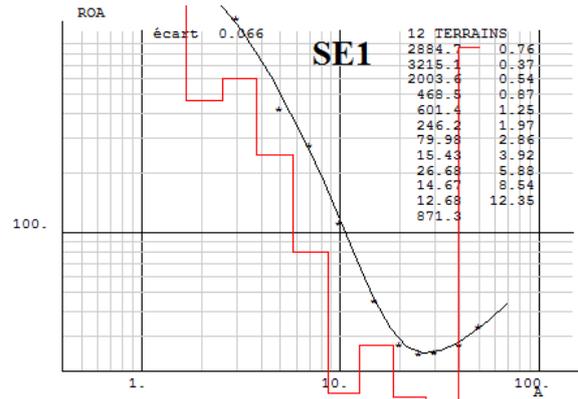
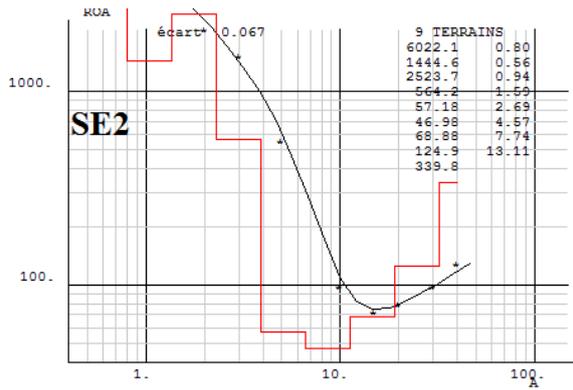
ETP mensuelle calculée avec la méthode de Thornthwaite

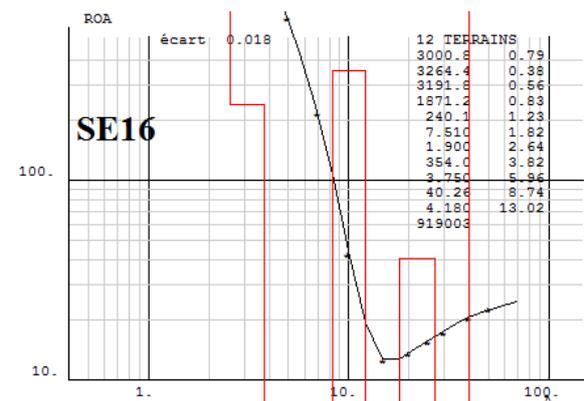
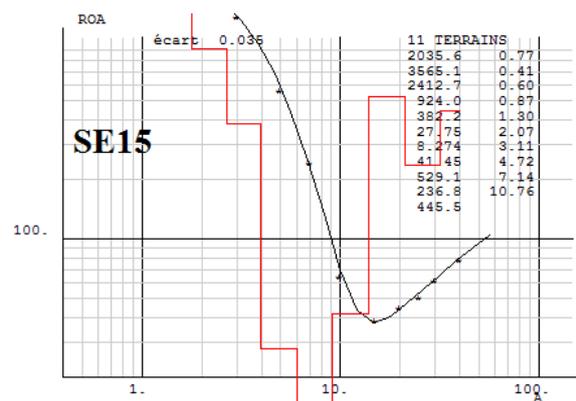
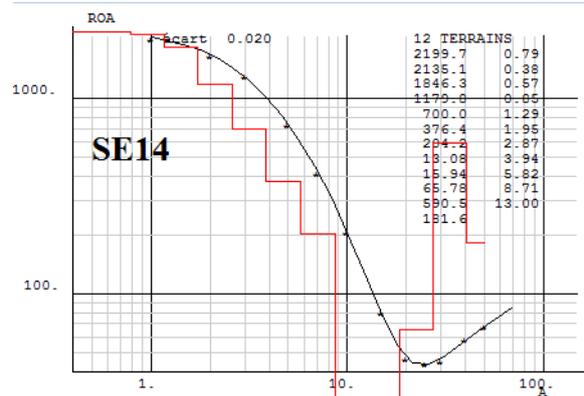
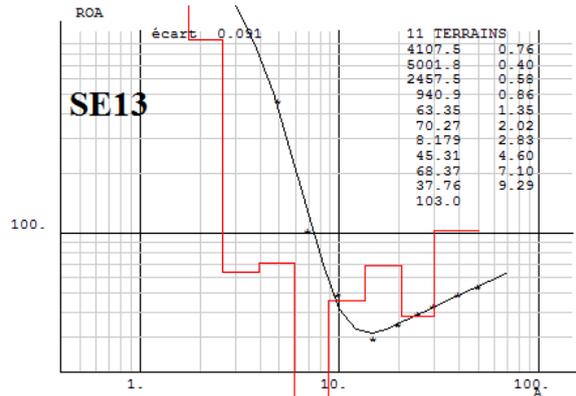
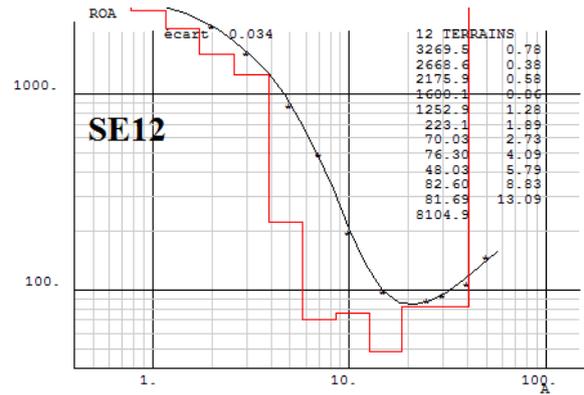
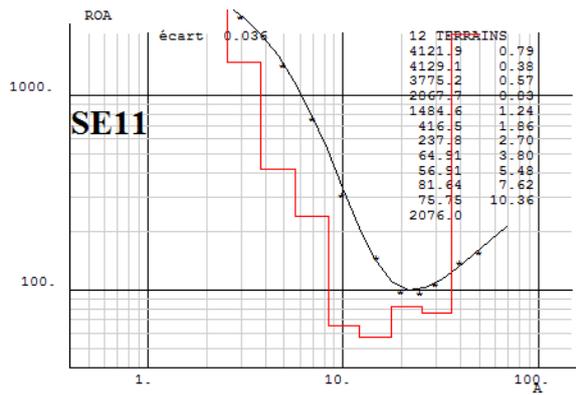
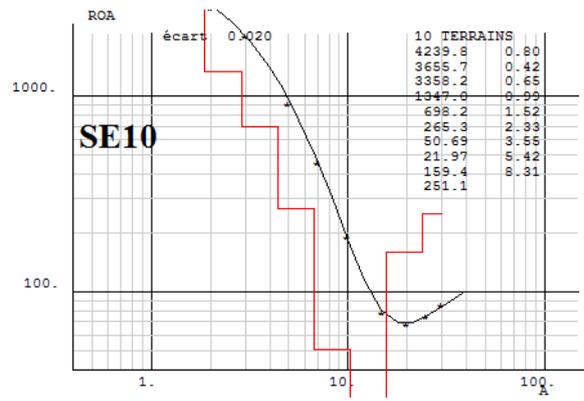
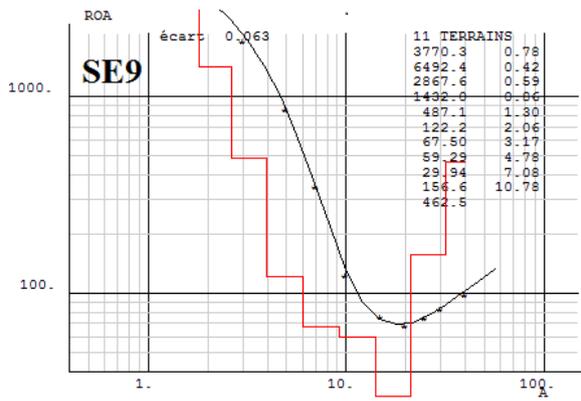
	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aou	Sept	Oct	Nov	Déc
2002	60,1	63,5	61,3	60,4	90,8	139,6	173,8	172,8	165,2	165,5	129,3	102,6
2003	59,5	43,1	69,8	73,3	97,1	125,5	155,6	162,0	165,2	172,8	129,2	107,7
2004	65,4	63,6	69,5	69,9	83,1	112,5	166,9	164,5	161,4	171,3	134,1	87,7
2005	68,5	50,2	34,2	82,2	139,1	168,4	183,7	179,7	158,4	172,3	140,8	121,5
2006	50,2	52,1	69,4	78,8	92,8	147,7	181,4	182,1	173,2	173,8	152,5	90,6
2007	68,5	50,2	34,2	82,2	139,1	168,4	183,7	179,7	158,4	172,3	140,8	121,5
2008	66,5	64,6	70,6	71,1	84,5	99,5	169,7	167,2	164,0	174,2	136,4	89,2
2009	56,8	44,3	57,4	80,6	92,7	139,0	180,5	167,8	160,5	177,0	132,9	97,5
2010	72,1	66,5	85,1	85,9	104,0	172,5	186,2	179,5	159,6	166,8	140,8	115,5
2011	96,9	60,3	57,6	74,7	89,1	142,1	176,2	176,6	173,3	189,6	126,7	107,2
2012	73,4	58,3	74,9	66,1	100,6	137,0	169,4	164,4	163,3	180,6	145,5	85,4

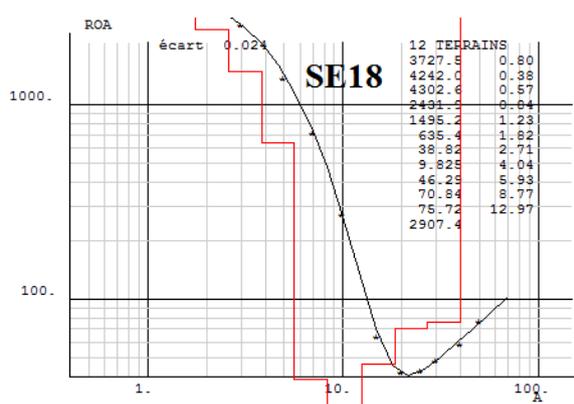
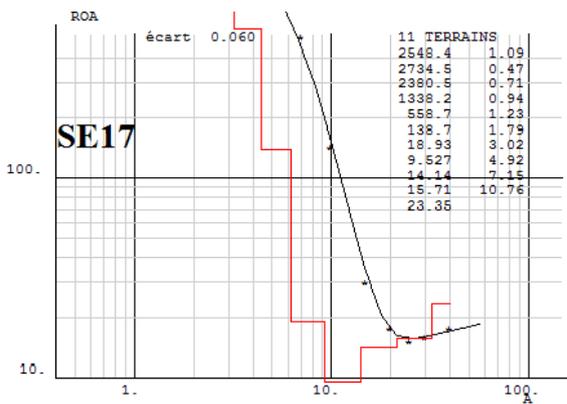
ETP mensuelle calculée avec la méthode de Turc

	jan	Fév	mar	avr	mai	juin	juillet	aug	sept	oct	nov	Déc
2002	103,3	102,1	138,1	145,7	148,2	119,3	136,5	123,1	112,0	126,6	101,8	102,0
2003	103,7	97,9	141,1	150,0	150,2	118,5	135,6	122,8	112,5	127,8	102,3	103,0
2004	104,9	102,8	141,1	149,2	147,6	117,2	136,6	123,1	112,3	127,7	102,7	100,8
2005	105,5	100,0	129,6	152,0	155,8	121,7	137,3	123,6	111,6	127,1	102,8	104,1
2006	101,3	100,0	140,6	150,8	148,9	120,0	137,0	123,7	112,5	127,2	103,5	100,7
2007	105,5	100,0	129,6	152,0	155,8	121,7	137,3	123,6	111,6	127,1	102,8	104,1
2008	104,9	102,8	141,1	149,2	147,6	115,4	136,6	123,1	112,3	127,7	102,7	100,8
2009	102,7	97,9	137,3	151,2	148,9	119,5	137,3	122,9	111,9	127,7	102,3	101,6
2010	107,0	104,2	145,4	153,9	152,2	122,5	137,9	124,0	112,1	127,2	103,2	104,1
2011	109,5	102,1	138,1	150,4	148,6	119,7	136,8	123,4	112,6	128,3	101,7	102,7
2012	106,1	101,5	142,0	147,9	150,4	119,2	136,2	122,5	111,9	127,8	103,1	100,1

Annexe 2 : Interprétation des sondages effectués sur la dune littorale entre le lac et l'océan







Annexe 3 : Logs de forages effectués sur le bassin versant du lac Rébba.

