



**Etude de l'évolution de la salinisation de l'aquifère de la
Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid, Maroc) :
climatologie, hydrogéologie, hydrochimie et tomographie
électrique**

Saliha Najib

► **To cite this version:**

Saliha Najib. Etude de l'évolution de la salinisation de l'aquifère de la Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid, Maroc) : climatologie, hydrogéologie, hydrochimie et tomographie électrique. Hydrologie. Université Chouaib Doukkali, 2014. Français. <tel-01356917>

HAL Id: tel-01356917

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01356917>

Submitted on 26 Aug 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial 4.0 International License

N° d'ordre

Année 2014

UNIVERSITÉ CHOUAÏB DOUKKALI
FACULTÉ DES SCIENCES
EL JADIDA

THÈSE

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

CENTRE D'ETUDES DOCTORALES : GEOSCIENCES ET APPLICATIONS

**ETUDE DE L'ÉVOLUTION DE LA SALINISATION DE L'AQUIFÈRE DE LA
CHAOUIA CÔTIÈRE (AZEMMOUR-BIR JDID, MAROC) : CLIMATOLOGIE,
HYDROGÉOLOGIE, HYDROCHIMIE ET TOMOGRAPHIE ÉLECTRIQUE**

par

NAJIB Saliha

SPECIALITE : Hydrogéologie - Géophysique

Soutenue le 30/09/2014 devant la commission d'examen formée de :

Mr. Zourarah Bendahhou	PES	Université Chouaïb Doukkali FS El Jadida	Président
Mr. Essahlaoui Ali	PES	Université Moulay Ismail FS Meknès	Rapporteur
Mr. Fikri Ahmed	PES	Université Hassan II FS Casablanca	Rapporteur
Mr. Younsi Abdelkader	PES	Université Chouaïb Doukkali FS El Jadida	Rapporteur
Mr. Sahabi Mohammed	PES	Université Chouaïb Doukkali FS El Jadida	Examineur
Mr. Mehdi Khalid	PES	Université Chouaïb Doukkali FS El Jadida	Directeur de thèse
Mme. Riss Joëlle	PU	Université Bordeaux 1	Co-Directeur de thèse
Mr. Sebbar Abdelali	Ing.	Direction de la Météorologie Nationale, Casablanca	Invité

Dédicace

À mes chers parents,
À mes frères et sœurs, et toute ma famille,
À mes professeurs et mes ami(e)s...

Remerciements

Cette thèse a été réalisée dans le cadre de la coopération franco-marocaine entre l'université Chouaib Doukkali (Maroc), laboratoire Géosciences Marines et Sciences du Sol (LGMSS URAC-45) sous la direction de Mr. Mehdi Khalid et l'université Bordeaux 1 (France), laboratoire (I2M UMR 5295) sous la direction de Mme. Riss Joëlle. Au terme de ce travail, j'ai l'honneur de citer et de remercier les personnes qui ont contribué en grande partie à ce travail.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse Monsieur Mehdi Khalid pour m'avoir fait confiance, et qui m'a accompagné tout au long de ma formation. Sa disponibilité, ses généreux conseils tant scientifiques qu'humains m'ont été d'une grande valeur.

Je tiens à remercier également mon co-directeur de thèse, Madame Riss Joëlle, pour m'avoir guidée, encouragée, conseillée. Merci pour votre aide, vos précieux conseils avisés m'ont été très utiles pour améliorer et développer mon esprit critique et scientifique.

Merci encore une fois à Mr. Mehdi Khalid et Mme. Riss Joëlle pour leurs encouragements incessants, leurs qualités pédagogiques et scientifiques à chaque étape de cette thèse, qu'ils trouvent ici le témoignage de mon agréable admiration.

J'exprime mes vifs remerciements à Mr. Zourarah Bendahhou Directeur du laboratoire Géosciences Marines et Science du Sol. Grâce à son expérience, il m'a conseillé, soutenu et encouragé face aux différents défis scientifiques auxquels j'ai été confronté. Je le remercie d'avoir accepté de présider le jury de ma thèse, c'est un honneur pour moi.

Messieurs Fikri Ahmed, Essahlaoui Ali et Younsi Abdelkader ont accepté d'être les rapporteurs de cette thèse, je les en remercie, de même que pour leur participation au jury. Ils ont également contribué par leurs nombreuses remarques et suggestions pour améliorer la qualité de ce manuscrit, et je leur en suis très reconnaissante.

J'adresse toute ma reconnaissance à Mr. Sebbar Abdelali et Mr. Sahabi Mohamed qui m'ont fait l'honneur d'être parmi le jury de cette thèse et qui ont accepté d'examiner mon travail.

Je présente mes profonds remerciements à Mme. Boutayeb Khadija et Mme. Guessir Hakima professeurs au département de Géologie à EL Jadida pour les discussions intéressantes que nous avons eu et pour m'avoir aidée dans l'interprétation des résultats hydrochimiques.

Mes sincères remerciements vont à Mr. Malaurent Philippe, ingénieur au laboratoire I2M UMR 5295 pour ses généreux conseils et pour avoir amélioré la qualité de ce travail. Merci également à Mme. Lavenier Marie-Charlotte, adjoint technique de recherche et de formation au laboratoire I2M UMR 5295 pour son aide et son agréable réception durant toutes mes missions à l'université Bordeaux 1.

J'adresse mes vifs remerciements à Mr. Grozavu Adrian maître de conférences à la faculté de géographie et géologie d'Iasi, Roumanie pour son aide généreuse et sa disponibilité durant ma mission en Roumanie.

Je remercie également le chauffeur de la faculté des sciences El Jadida Mr. Mansori El Houcine pour sa disponibilité et sa gentillesse durant les nombreuses missions de terrain.

Mes chaleureux remerciements à mes collègues du laboratoire Géosciences Marines et Sciences du Sol, Mr. Fadili Ahmed, Mlle. Mellas Samira, Mr. Choukri Abdelouhab, Mme. Hassou najwa, Mlle. Diallo Aissata, Mr. Habib Adnane, Mlle. Akdim Nadia, Nour el bait Majda. . . , qui ont contribué à la réalisation de ce travail. Je les en remercie profondément pour leur sincère amitié et confiance, et à qui je dois ma reconnaissance et mon attachement.

J'adresse particulièrement mes remerciements à mes très chers parents, qui ont toujours été là pour moi. Je remercie mes frères et mes sœurs pour leur soutien moral et financier et qui m'ont soutenu et encouragé tout au long de mes études.

Je présente mes remerciements, mon respect et ma gratitude à toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Ce travail de thèse a bénéficié du soutien financier des programmes nationaux et internationaux :

- l'action intégrée franco-marocaine MA/08/191 du projet Hubert Curien Volubilis ;
- le programme LAGMAR du réseau REMER ;
- le programme Eugen Ionescu de l'Agence Universitaire de la Francophonie ;
- l'action intégrée tuniso-marocaine du projet 08/TM73 ;
- le ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique qui m'a offert une bourse de recherche.

Bonne lecture...

Résumé

Cette étude a pour but de mieux comprendre les processus de la salinisation de la nappe côtière de la Chaouia par de multiples approches : hydrogéologique, hydrochimique et géophysique, afin de déterminer la limite actuelle du biseau salé. L'étude climatique sur une longue série a révélé pendant les trois dernières décennies une augmentation de la température en moyenne annuelle, une évaporation et évapotranspiration plus fortes parallèlement les apports pluviométriques ont chuté et donc des besoins en eau plus importants. Les résultats de l'état piézométrique en 2009 et 2011 déterminé par la méthode géostatistique, ont pu mettre en évidence un avancement de l'isopièze zéro vers les terres avec un recul signalé en 2011.

L'étude hydrochimique a révélé une contamination des eaux souterraines échantillonnées, l'approche statistique multivariée et la classification de Stuyfzand ont montré une salinisation élevée des eaux souterraines dans la frange littorale indiquant une contamination par l'eau marine. Ce qui confirme les résultats de la cartographie de la vulnérabilité de la nappe par la méthode GALDIT qui ont montré une forte vulnérabilité de la nappe à l'intrusion marine dans la zone côtière au SW entre Azemmour et Thine Chtouka avec une atténuation de cette vulnérabilité au-delà des deux premiers kilomètres par rapport à la mer .

L'interprétation des profils de tomographie électrique exécutés confirme que l'origine de la salinité est due à une intrusion marine dans l'aquifère. Au nord-est, la formation de schistes altérés est faiblement affectée par l'eau marine, due notamment à la faible porosité et perméabilité de schistes. Par contre au sud-ouest, la formation calcaire du crétacé est la plus touchée en liaison avec sa perméabilité élevée. Cette étude a montré que l'effet de la salinisation par les eaux marines dans la Chaouia côtière entre Azemmour et Bir Jdid est lié essentiellement à la nature lithologique des formations aquifères.

Mots clés : *Hydrogéologie ; hydrochimie ; intrusion marine ; statistique ; Chaouia côtière ; tomographie de résistivité électrique.*

Abstract

The aim of this study is to assess the salinization processes of coastal groundwater by multiple approaches : hydrogeological, hydrochemical and geophysics, and to determine the current limit of the bevel. Firstly, we focus on the hydrogeological characteristics and hydrodynamic parameters of the aquifer from the data of existing drilling and pump tests made in different aquifers (Plioquaternaire, Cretaceous and Paleozoic). The climate study on a long series has revealed over the past three decades an increase in annual average temperature, evaporation and evapotranspiration stronger and the irregular rainfall inputs and therefore more of water needs. To determine the piezometric status in 2009 and 2011, we used the kriging geostatistical method to elaborate piezometric maps. The results highlighted a progress of the zero isopieze $0 m$ worms the ocean reported in 2011.

The hydrochemical study revealed sampled groundwater contamination, the multivariate statistical approach and classification of Stuyfzand showed a high salinization of groundwater in the coastal strip indicating a marine water contamination. These results confirm those of the cartography of the vulnerability of the water by the method GALDIT which showed a high vulnerability of the water marine intrusion in coastal SW between Azemmour and Tnine Chtouka with decrease of vulnerability beyond the first two kilometres to the sea.

Interpretation of the investigated electrical tomography profiles on the study area indicates that the origin of groundwater salinity is related to a marine intrusion into the Plioquaternaire, Cretaceous and Paleozoic aquifer. At the north-east of the area, the formation of weathered shales is weakly affected by seawater intrusion, due in particular to the low porosity and permeability of shales. In contrast, to the southwest, the Cretaceous limestone formation with high permeability is more vulnerable to seawater intrusion.

Keywords : *Hydrogeology; hydrochemistry; seawater intrusion; statistics; coastal Chaouia; electrical resistivity tomography.*

Table des matières

Dédicace	i
Remerciements	iii
Résumé	vii
Abstract	ix
Table des matières	xiv
Liste des tableaux	xvii
Liste des figures	xxv
Introduction générale	1
Chapitre 1 – Cadre de l'étude	7
1.1 Généralités sur l'intrusion marine	8
1.1.1 Interaction eau marine-eau douce	8
1.1.2 Effet de l'élévation du niveau moyen de la mer	9
1.1.3 Impact du changement climatique et l'anthropisation	10
1.2 Revue de littérature	11
1.3 Cadre géographique et géomorphologique	13
1.3.1 Contexte humain et économique	13
1.3.2 Contexte pédologie	14
1.4 Cadre géologique	16
1.4.1 Terrains primaires	17
1.4.2 Terrains secondaires (Crétacé moyen)	18
1.4.3 Terrains tertiaires et quaternaires	18
1.5 Cadre structural	21
1.5.1 Les Plis	22
1.5.2 Les Failles	22
1.6 Cadre hydrologique et hydrogéologique	23
1.6.1 Cadre hydrologique	23

1.6.2	Cadre hydrogéologique et description de l'aquifère	23
1.7	Conclusion	26
Chapitre 2	– Matériels et méthodologie adoptée	27
2.1	Réseau de mesure de la piézométrie	28
2.2	Réseau de mesure et les paramètres étudiés en hydrochimie	28
2.2.1	Moyens et méthodes d'analyse	29
2.3	Vulnérabilité de la nappe	31
2.4	Généralités sur les méthodes géoélectriques	33
2.4.1	Principe	33
2.4.2	Dispositifs de mesure	35
2.4.3	Principe de la tomographie électrique	36
Chapitre 3	– Les caractéristiques climatologiques de la Chaouia	
côtière		41
3.1	Introduction	42
3.2	Évolution climatique dans la région de la Chaouia Côtière	43
3.2.1	Évolution des précipitations dans la région de la Chaouia Côtière	44
3.2.2	Évolution de la température dans la région de la Chaouia Côtière	56
3.2.3	L'évapotranspiration dans la région de la Chaouia Côtière . . .	63
3.3	Conclusion	69
Chapitre 4	– Approche hydrodynamique	71
4.1	Introduction	72
4.2	Pompages	72
4.2.1	Transmissivité	73
4.2.2	Perméabilité, conductivité hydraulique ou perméabilité intrin-	
sèque		73
4.2.3	Coefficient d'emménagement ou porosité efficace	74
4.3	Géométrie de l'aquifère	75
4.4	Etude de la piézométrie	76
4.4.1	Estimation des hauteurs d'eau par la méthode géostatistique . .	77
4.5	Estimation du bilan hydrique par la méthode de Thornthwaite	90
4.6	Conclusion	95
Chapitre 5	– Étude hydrochimique	97
5.1	Introduction	98
5.2	Analyse des paramètres physico-chimiques	99
5.2.1	Variation de température des eaux souterraines	99
5.2.2	Le potentiel hydrogène pH	101
5.2.3	La conductivité électrique	101

5.2.4	La qualité chimique des eaux souterraines	103
5.3	Faciès chimiques	106
5.4	Variation du chimisme des eaux souterraines	108
5.5	Evolution CE, Cl, Na, Mg et Br en fonction de la distance des puits échantillonnés à la mer	111
5.6	Classification hiérarchique et Analyse en Composantes Principales . .	113
5.6.1	Relation entre conductivité électrique et élément chimique . .	114
5.6.2	Classification Ascendante Hiérarchique	117
5.6.3	Analyse en composantes principales	120
5.7	Processus d'acquisition de minéralisation	124
5.7.1	Relation entre les chlorures et les ions majeurs	124
5.7.2	L'état de saturation des eaux	124
5.7.3	Variabilité saisonnière des ions majeurs	127
5.7.4	Indice d'Echange de Base (ieb)	131
5.7.5	Les rapports caractéristiques	131
5.8	Processus de salinisation selon la classification de Stuyfzand	136
5.8.1	Principe de la classification de Stuyfzand	136
5.8.2	Evolution spatiale des différents types d'eau de la Chaouia Côtière	137
5.9	Conclusion	140
Chapitre 6 – Vulnérabilité de l'aquifère de la Chaouia côtière		143
6.1	Introduction	144
6.2	Application de la méthode GALDIT	144
6.2.1	Type d'aquifère G	144
6.2.2	La conductivité hydraulique de l'aquifère A	145
6.2.3	L'altitude de la nappe par rapport au niveau de la mer (L) . .	146
6.2.4	La distance par rapport au rivage (D)	147
6.2.5	L'impact de l'intrusion saline présente dans la zone (I)	147
6.2.6	L'épaisseur de la nappe phréatique (T) ou l'épaisseur saturée d'un aquifère	149
6.2.7	L'indice de GALDIT sous les conditions actuelles du niveau de la mer	149
6.3	Conclusion	150
Chapitre 7 – Étude géophysique		153
7.1	Introduction	154
7.2	Acquisition des données en tomographie de résistivité électrique 2D .	155
7.3	Cartes de résistivités électriques apparentes	156

7.3.1	Classification hiérarchique ascendante	158
7.3.2	Analyse en composantes principales	160
7.3.3	Conclusion	163
7.3.4	Les cartes de résistivités apparentes	164
7.3.5	Conclusion	167
7.4	Résultats de l'inversion des profils de tomographie de résistivités élec- triques	170
7.4.1	Inversion des profils de la première classe	170
7.4.2	Inversion des profils de tomographie de résistivités électriques de la deuxième classe	179
7.4.3	Inversion des profils tomographiques électriques de la troi- sième classe	187
7.4.4	Conclusion	193
7.5	Conclusion	197
Chapitre 8 – Conclusion générale		199
Liste bibliographique		207
 PARTIE Annexes		 219
Annexe A – Climat		221
Annexe B – hydrodynamisme		235
Annexe C – Étude hydrochimique		247
Annexe D – Étude géophysique		253

Liste des tableaux

2.1	Les paramètres de GALDIT	32
2.2	Vulnérabilité à l'intrusion marine	32
2.3	Résistivité des eaux et des roches (Astier, 1971)	35
2.4	Profondeur d'investigation en fonction de L (distance entre les électrodes d'injection du courant) pour certains dispositifs	37
2.5	Valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs (Chapellier, 2000)	39
3.1	Stations météorologiques	43
3.2	Les valeurs manquantes des températures minimale et maximale	43
3.3	Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la station de Casablanca Anfa (1908-2010)	54
3.4	Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la station d'El Jadida (1931-2010)	55
3.5	Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la station de Settat (1909-2010)	55
3.6	Résumé statistique des températures moyennes mensuelles dans la station de Casablanca Anfa (1960-2010)	61
3.7	Résumé statistique des températures moyennes mensuelles dans la station d'El Jadida (1977-2010)	61
3.8	Résumé statistique des températures moyennes mensuelles dans la station de Settat (1984-2010)	62
3.9	Paramètres statistiques de ETP mensuelle dans la station de Casablanca Anfa (de 1960 à 2010)	67
3.10	Paramètres statistiques de ETP mensuelle dans la station d'El Jadida (de 1977 à 2010)	68

3.11	Paramètres statistiques de ETP mensuelle dans la station de Settat (de 1984 à 2010)	68
4.1	Coordonnées gographiques et la profondeur totale des piézomètres . . .	87
4.2	Les paramètres du bilan hydrologique (1984/2010) aux stations Casablanca, El Jadida Settat par la méthode de Thornthwaite	93
5.1	Résultats de l'étude statistique T, pH et CE des eaux souterraines durant les campagnes de mai, novembre et janvier	99
5.2	Résumé statistique des paramètres chimiques analysés des eaux souterraines de la Chaouia côtière au mois mai 2011 (période sèche) . . .	108
5.3	Résumé statistique des paramètres chimiques analysés des eaux souterraines de la Chaouia côtière en novembre 2011 (période humide) .	110
5.4	Résumé statistique des paramètres chimiques analysés des eaux souterraines de la Chaouia Côtière en janvier 2012 (période humide) . . .	110
5.5	Matrice de corrélation de Person	116
5.6	Corrélation des variables d'origine avec les axes factoriels, valeurs propres et le cumul pour chaque composante	121
5.7	Paramètres de Stuyfzand 1986	138
7.1	Moyennes des résistivités apparentes (Ohm.m) pour chaque profil en fonction des pseudo-profondeurs	157
7.2	Matrice de corrélation des résistivités apparentes pour les pseudo-profondeurs de 2,85 à 62,7 m	162
7.3	Caractéristiques des puits utilisés	171
A.1	Les valeurs de $f(\lambda)$ mensuelle pour la latitude de la zone de la Chaouia côtière (Marjoua, 1995)	230
B.1	Synthèse de l'étude statistique des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère de la Chaouia côtière à partir des résultats des pompages d'essai	236
B.2	Bilan hydrologique à la station de Casablanca par la méthode de Thornthwaite (1984/2010) en (mm)	242
B.3	Bilan hydrologique à la station d'El Jadida par la méthode de Thornthwaite (1984/2010) en (mm)	242
B.4	Bilan hydrologique à la station de Settat par la méthode de Thornthwaite (1984/2010) en (mm)	242
B.5	Bilan hydraulique de la nappe de la Chaouia côtière 2007	243

B.6 Répartition des cultures dans la zone d'étude pour la campagne agricole (2005-2006) 245

Table des figures

1	Organigramme de l'étude	4
1.1	Coupe schématique perpendiculaire au littoral selon le principe de Ghyben-Herzberg (Dörfliger, 2013)	9
1.2	Impact d'un pompage sur l'interface eau douce/eau salée selon le principe de Ghyben-Herzberg (Dörfliger, 2013)	10
1.3	Evolution du niveau moyen des mers au cours du <i>XXI^{ème}</i> siècle pour les quatre scénarios (GIEC, 2013)	11
1.4	Situation géographique de la zone d'étude	14
1.5	Modèle numérique de terrain	15
1.6	Carte d'occupation du sol de la zone d'étude (ONEM, 2003)	16
1.7	Carte géologique de la zone d'étude (extrait de la carte géologique 1/200 000 Lecointre et Gigout, 1950)	17
1.8	Coupe géologique au niveau de la Chaouia côtière entre Azemmour et Casablanca-sud (extrait de DRPE, 1994)	20
1.9	Log stratigraphique synthétique de la Chaouia côtière (DRPE, 1994)	21
1.10	Carte structurale de la Chaouia côtière (Bentayeb, 1971)	22
1.11	Coupes hydrogéologiques schématiques perpendiculaires à ligne de la côte	24
1.12	Coupe schématique simplifiée de la configuration de l'aquifère de la Chaouia côtière (DRPE, 1996)	25
2.1	Réseau de mesure de la piézométrie d'avril 2009	29
2.2	Réseau de mesure de la piézométrie de mai 2011	30
2.3	Localisation de l'ensemble des puits mesurés dans la zone d'étude	31
2.4	Schéma illustratif de la résistivité ρ définie à partir d'un courant I circulant à travers un cylindre de résistance R et de surface	33

2.5	Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope (d'après Van Nostrand et Cook, 1966)	34
2.6	Dispositifs quadripôles courants, K facteur géométrique	36
2.7	Schéma de principe d'acquisition des mesures de résistivité électrique en tomographie (http://www.geophy.fr/resistivite.htm)	37
2.8	Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure (Marescot, 2008a)	38
3.1	Localisation des stations météorologiques dans la zone de la Chaouia et Bouregreg	42
3.2	Augmentation probable de la température moyenne de surface entre 1950 et 2100 selon les quatre scénarios utilisés par GIEC 2013	44
3.3	Représentation sous la forme de boîte à moustaches des précipitations annuelles aux stations météorologiques	45
3.4	Histogramme de fréquences relatives en fonction des précipitations moyennes annuelles à la station de Casablanca Anfa	46
3.5	Histogramme de fréquences relatives en fonction des précipitations moyennes annuelles à la station d'El Jadida	46
3.6	Histogramme de fréquences relatives en fonction des précipitations moyennes annuelles à la station de Settat	47
3.7	Evolution de précipitations moyennes annuelles	48
3.8	Evolution des précipitations annuelles à la station de Casablanca Anfa de 1908 à 2010	49
3.9	Evolution des précipitations moyennes annuelles à la station de Casablanca Anfa de 1908 à 1960	49
3.10	Evolution des précipitations moyennes annuelles à la station de Casablanca Anfa de 1960 à 2010	50
3.11	Evolution des précipitation moyennes annuelles à la station d'El Jadida de 1931 à 1960	51
3.12	Evolution de précipitations moyennes annuelles à la station d'El Jadida de 1960 jusqu'à 2010	51
3.13	Evolution des précipitations moyennes annuelles à la station de Settat de 1909 à 2010	52
3.14	Distribution des lois normales des précipitations moyennes annuelles pour les stations de Casablanca Anfa, El Jadida et Settat	53
3.15	Evolution de la température moyenne annuelle	57
3.16	Évolution de températures annuelles minimale, moyenne et maximale de Casablanca Anfa (1960-2010)	58

3.17	Évolution de températures annuelles minimale, moyenne et maximale d'El Jadida (1977-2010)	59
3.18	Évolution de températures annuelles minimale, moyenne et maximale de Settat (1984-2010)	59
3.19	Distribution des fréquences des températures annuelles et la loi normale	60
3.20	Evolution de l'évapotranspiration potentielle annuelle aux stations météorologiques	64
3.21	Distribution des fréquences cumulées des valeurs d'évapotranspiration moyennes annuelles et la loi normale pour les trois stations	65
3.22	Evolution de l'évapotranspiration potentielle et des températures annuelles enregistrée à la station de Casablanca Anfa de 1960 à 2010	65
3.23	Evolution de l'évapotranspiration potentielle et des températures annuelles enregistrée à la station d'El Jadida de 1977 à 2005	66
3.24	Evolution de l'évapotranspiration potentielle et des températures annuelles enregistrée à la station de Settat de 1984 à 2005	66
3.25	Evolution de l'ETP mensuelle dans les trois stations Casablanca Anfa, El Jadida et Settat	69
3.26	Evolution de P-ETP moyenne mensuelle dans les trois stations météorologiques Casablanca Anfa, El Jadida et Settat	70
4.1	Carte de la transmissivité de l'aquifère de la Chaouia côtière déduite des valeurs logarithmiques estimées par krigeage (Moustadraf, 2006)	74
4.2	Carte de la conductivité hydraulique de l'aquifère de la Chaouia côtière	75
4.3	Carte du toit de substratum de l'aquifère de la Chaouia côtière (DRPE 1999)	76
4.4	Cartes des niveaux piézométriques par méthode géostatistique mai 2011	78
4.5	Corrélation entre NP calculé et NP mesuré en mai 2011 avec la barre d'erreur d'écart-type	79
4.6	Cartes des niveaux piézométriques par la méthode géostatistique en avril 2009	80
4.7	Corrélation entre NP calculé et NP mesuré en avril 2009 avec la barre d'erreur d'écart-type	81
4.8	Carte piézométrique de la nappe phréatique de la Chaouia côtière (avril 2009)	82
4.9	Carte piézométrique de la nappe phréatique de la Chaouia côtière (mai 2011)	83
4.10	Variation des niveaux piézométriques (NP) estimés par krigeage en avril 2009 et en mai 2011 avec la surface topographique	84

4.11	Evolution spatio-temporelle de la piézométrie : Périodes 1971, 1997, 2009 et 2011	86
4.12	Localisation des piézomètres dans la zone d'intérêt	88
4.13	Fluctuation de la nappe paléozoïque dans les piézomètres 4054/19, 4048/19 et 4057/19	89
4.14	Fluctuation de la nappe plioquaternaire dans les piézomètres 4044/19 et 4043/19	90
4.15	Fluctuation de la nappe cénomaniënnne dans les piézomètres 4045/19 et 4040/19	91
4.16	Variation mensuelle moyenne de précipitation (pp), ETP, ETR et RFU et les barres d'erreur (\pm l'écart type) pour la période de 1984/2010	94
5.1	Représentation graphique en boite à moustache des données de température des eaux souterraines durant mai, novembre 2011 et janvier 2012	100
5.2	Représentation graphique en boite à moustache des données de pH des eaux souterraines échantillonnées durant mai, novembre 2011 et janvier 2012	102
5.3	Représentation graphique en boite à moustache des données de CE des eaux souterraines échantillonnées	103
5.4	Répartition de la conductivité électrique dans la zone d'étude	104
5.5	Faciès chimique des eaux de la Chaouia côtière (Azemmour-Tnine Chtouka) sur le diagramme Piper	107
5.6	Evolution de la conductivité électrique en fonction de distance à la mer (missions mai, novembre 2011 et janvier 2012)	112
5.7	Evolution des Cl ⁻ , Na, Br et Mg en fonction de la distance à la mer (missions 2011-2012)	113
5.8	Relation des Na ⁺ , Cl ⁻ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Br ⁻ et K ⁺ en fonction de la conductivité électrique, avec les intervalles de confiance	115
5.9	Relation des NO ₃ , HCO ₃ ⁻ et SO ₄ ²⁻ en fonction de la conductivité électrique avec les intervalles de confiance	116
5.10	Les résultats d'analyse par classification hiérarchique : Répartition spatiale des groupes	117
5.11	Les résultats d'analyse par classification hiérarchique	119
5.12	Variation des concentrations moyennes des éléments majeurs pour les trois groupes d'eaux	120
5.13	Diagrammes des individus (a) et cercle des variables (b) sur les plans F1-F2 (90,3%)	122

5.14	Diagrammes des individus (a) et cercle des variables (b) sur les plans F1-F2 (84,1%)	123
5.15	Relations entre (a) Na^+ , (b) Ca^{2+} , (c) Mg^{2+} , (d) K^+ , (e) SO_4^{2-} et le Cl^- et la droite de mélange eau douce-eau marine (ED-EM)	125
5.16	Relation entre TDS et les indices de saturation vis-à-vis des principaux minéraux carbonatés et évaporitiques	127
5.17	Localisation des points de mesures de suivi mai-novembre 2011 et mai-janvier 2012	128
5.18	Evolution saisonnière (mai 2011 et janvier 2012) des ions majeurs en mg/l	129
5.19	Evolution saisonnière (mai 2011 et novembre 2011) des ions majeurs en mg/l	130
5.20	Rapport ionique Mg/Ca vs Cl en méq/l	132
5.21	Rapport ionique Cl/ HCO_3 vs Cl en méq/l	133
5.22	Variation du rapport Na/Cl en fonction des teneurs en chlorures	134
5.23	Evolution des chlorures et des sulfates en fonction de la conductivité électrique	135
5.24	Variation du rapport Br/Cl en fonction des teneurs en chlorures	136
5.25	Diagramme des types d'eau des cations et les anions (Stuyfzand, 1986)	137
5.26	Carte des types d'eau selon la classification de Stuyfzand 1986	140
6.1	Représentation du paramètre G dans l'aquifère de la Chaouia Côtière	145
6.2	Représentation du paramètre A (conductivité hydraulique) dans l'aquifère de la Chaouia Côtière	146
6.3	Représentation du paramètre L, l'altitude de la nappe par rapport au niveau de la mer	147
6.4	Représentation du paramètre D, distance par rapport au rivage	148
6.5	Représentation du paramètre I : L'impact de l'intrusion saline	148
6.6	Représentation du paramètre T : l'épaisseur de la nappe phréatique	149
6.7	Indice de GALDIT de l'aquifère de la Chaouia Côtière selon le scénario du niveau actuel de la mer	150
7.1	Dendrogramme de la classification hiérarchique ascendante des profils tomographiques (liaison Ward, distance euclidienne)	158
7.2	Représentation des résistivités apparentes moyennes des trois classes en fonction de la profondeur	159
7.3	Distribution de la résistivité apparente (ρ_{aPP}) pour tous les profils exécutés en fonction des pseudo-profondeurs	160

7.4	Fréquences cumulées des résistivités apparentes pour les différents profils	161
7.5	Projection des profils tomographiques sur le plan factoriel F1-F2	164
7.6	Cercle des corrélations des variables sur le plan factoriel F1-F2	165
7.7	Carte de localisation des classes obtenues par la classification hiérarchique ascendante	166
7.8	Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 10,45 m	168
7.9	Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 15,2 m	168
7.10	Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 20,9 m	169
7.11	Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 31,35 m	169
7.12	Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 41,8 m	170
7.13	Profil de tomographie de résistivité électrique P1	173
7.14	Profil de tomographie de résistivité électrique P2	174
7.15	Profil de tomographie de résistivité électrique P4	175
7.16	Profil de tomographie de résistivité électrique P7	177
7.17	Profil de tomographie de résistivité électrique P13	178
7.18	Profil de tomographie de résistivité électrique P3	181
7.19	Profil de tomographie de résistivité électrique P5	182
7.20	Profil de tomographie de résistivité électrique P6	183
7.21	Profil de tomographie de résistivité électrique P12	184
7.22	Profil de tomographie de résistivité électrique P14	185
7.23	Profil de tomographie de résistivité électrique P15	186
7.24	Profil de tomographie de résistivité électrique P8	188
7.25	Profil de tomographie de résistivité électrique P9	189
7.26	Profil de tomographie de résistivité électrique P10	190
7.27	Profil de tomographie de résistivité électrique P11	192
7.28	Synthèse des résultats obtenus par la tomographie électrique (profils P1, P2, P3), les forages et puits	194
7.29	Synthèse des résultats obtenus par la tomographie électrique (profils P4, P5, P6), les forages et les puits	195
7.30	Synthèse des résultats obtenus par la tomographie électrique (profils P8, P9, P10), les forages et les puits	196
8.1	Limite proposée de l'intrusion marine dans la Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid)	203
A.1	Evolution de la Précipitation mensuelle (mm) moyenne pour la période de 1908-2010 à la station de Casablanca Anfa	224

A.2	Evolution de la Précipitation mensuelle (mm) moyenne pour la période de 1931-2010 à la station d'El Jadida	225
A.3	Evolution de la Précipitation mensuelle (mm) moyenne pour la période de 1909-2010 à la station de Settat	226
A.4	Evolution de la température mensuelle moyenne ($^{\circ}C$) pour la période 1960-2010 à la station de Casablanca Anfa	227
A.5	Evolution de la température mensuelle moyenne ($^{\circ}C$) pour la période 1977-2010 à la station d'El Jadida	228
A.6	Evolution de la température mensuelle moyenne ($^{\circ}C$) pour la période 1984-2010 à la station de Settat	229
A.7	Evolution de l'évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne (mm) pour la période 1960-2010 à la station de Casablanca Anfa	231
A.8	Evolution de l'évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne (mm) pour la période 1977-2010 à la station d'El Jadida	232
A.9	Evolution de l'évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne (mm) pour la période 1984-2010 à la station d'El Jadida	233
B.1	Evolution de la hauteur de l'eau du capteur et de la marée pour la période du quatorze mars au quinze mars 2012	237
B.2	Validation croisée de la piézométrie mai 2011	239
B.3	Validation croisée de la piézométrie avril 2009	240
B.4	Fluctuation du niveau de la nappe dans le piézomètre 1358/19	241
C.1	Variation de la température des eaux souterraine en fonction de la profondeur	249
C.3	Variation de la conductivité électrique en fonction de la profondeur des eaux	250
C.2	Dendrogramme de la variation de la température, la profondeur des eaux souterraines et la distance par rapport au rivage des puits échantillonnés durant mai, novembre 2011 et janvier 2012	251
D.1	Résistivimètre Syscal Junior	254
D.2	Fréquences cumulées des résistivités apparentes pour les différentes profondeurs	255
D.3	les sondages de reconnaissance	256
D.4	Photo des deux premiers profils tomographiques avec les puits	257

Introduction générale

1 Problématique

A l'échelle du globe, les zones côtières n'occupent que 5% de la surface du monde, avec 50 – 70% de la population mondiale vit dans ces zones côtières (Benoit et *al.*, 2007 ; Steyl et Dennis, 2010). Les estimations des Nations Unies prédisent qu'en 2025, ce sera plus des 75% de la population mondiale qui vivra à moins de 60 *Km* de la mer, avec l'augmentation considérable de la demande en eau liée à l'activité humaine, 38% dans les zones côtières africaines sont sous une grave menace de développement (UNEP, 1998). Dans les zones côtières, l'extraction d'un volume d'eau de la nappe supérieur à la recharge accentue l'intrusion d'eaux marines ou saumâtres vers les terres, conduisant ainsi à des processus de salinisation (Panteleit et *al.*, 2001 ; Chantrel, 2002), donc une sérieuse gestion durable des aquifères côtiers devient importante voir nécessaire.

La salinisation des aquifères côtiers est un risque hydrogéologique majeur touchant les régions littorales ou insulaires, souvent densément peuplées et fortement tributaires des eaux souterraines (Cheng, 2003). La salinisation affecte plusieurs nappes arides à semi arides dans le monde. Ainsi, au sud de l'Italie, la contamination de la nappe côtière de la région de Basilicata (Satriani et *al.*, 2012) est liée à de fortes activités humaines telles que l'agriculture et le tourisme, et des facteurs naturels comme le climat, la structure géologique et la distance à la mer. La nappe côtière de Sfax en Tunisie a également connu une forte salinisation à cause de l'intrusion de l'eau de mer accentuée par l'exploitation excessive de l'eau souterraine et la dissolution du gypse et de calcite (Kouzana et *al.*, 2010). La très forte augmentation des teneurs en chlorures dans la nappe côtière de Gaza est attribuée à une intrusion d'eau de mer et/ou de saumures (Yakirevich et *al.*, 1998).

Au Maroc, sur l'ensemble du territoire marocain, Trente-deux nappes profondes (profondeurs variant de 200 à 1 000 *m*) et plus de quarante-six nappes superficielles

sont identifiées et répertoriées, l'effort d'études et de reconnaissances entrepris, permet d'évaluer le potentiel exploitable à 4 milliards de m^3 par an, dont plus de 50% sont répartis dans les régions centre et nord du pays (Algoumi et Debbah, 2006), les premières sont difficiles d'accès avec un coût de mobilisation et d'exploitation assez élevé, les secondes plus accessibles mais aussi plus vulnérables à la pollution plus particulièrement en zones côtières arides à semi-arides, notamment à cause d'une démographie croissante, et des changements climatiques. En particulier les variations du niveau marin et de la pluviométrie, modifient de manière diffuse l'extension de ces nappes. Cette dégradation des ressources en eaux côtières s'exprime très souvent en terme sanitaire, et donc vital pour la population concernée.

La Chaouia Côtière objet de cette étude constitue une région vivrière importante vouée au maraîchage, une surexploitation de ses eaux souterraines a perturbé l'équilibre naturel entre les eaux marines et les eaux souterraines, il en a résulté comme conséquence l'intrusion d'eau marine dans les couches aquifères. C'est dans cette perspective que s'inscrit le présent travail pour étudier le phénomène de l'intrusion marine lié à l'exploitation de l'aquifère côtier, avec une approche multidisciplinaire avec des méthodes telles que l'hydrodynamique, l'hydrochimie et la géophysique.

2 Objectif de la thèse

Cette étude s'inscrit dans le but de bien comprendre le fonctionnement hydrogéologique du système aquifère de la Chaouia Côtière par le dépouillement des données antérieures qui portent sur l'hydrodynamisme et faire un état des lieux de la qualité de la nappe. Pour cela un plan d'échantillonnage comprenant trois campagnes de terrain a été mis en place pour caractériser le chimisme des eaux souterraines par la détermination des paramètres physico-chimiques, les faciès chimiques, l'origine et les processus de la minéralisation des eaux ainsi que le calcul de la saturation des eaux vis-à-vis des minéraux carbonatés et évaporitiques à l'aide du programme WateqF. L'étude statistique des données climatologiques (température, précipitation et évapotranspiration) des stations météorologiques de Casablanca, El Jadida et Settat sur une longue durée permet de définir les tendances de ces paramètres climatiques et leurs évolutions avec le temps et établir le bilan hydrogéologique de la nappe.

La cartographie de la vulnérabilité de la nappe face à la pollution marine en utilisant la méthode GALDIT par SIG spécifique aux aquifères côtiers dont l'objectif est l'élaboration d'un outil d'aide à la décision en vue d'une gestion durable et prudente de la ressource en eau dans la Chaouia côtière. Le recours à la méthode de tomographie des résistivités électriques (TRE) (comme méthode d'imagerie géo-

physique pertinente), largement utilisée pour cartographier l'interface eau douce-eau salée dans les aquifères côtiers, par la réalisation de profils électriques perpendiculaires à la ligne de côte dans le but est cartographier l'extension de l'intrusion marine à l'intérieur de terres.

Pour répondre à la problématique posée et atteindre les objectifs ciblés, une méthodologie a été développée couplant des approches hydrogéologique, hydrogéochimique et la tomographie électrique (figure 1).

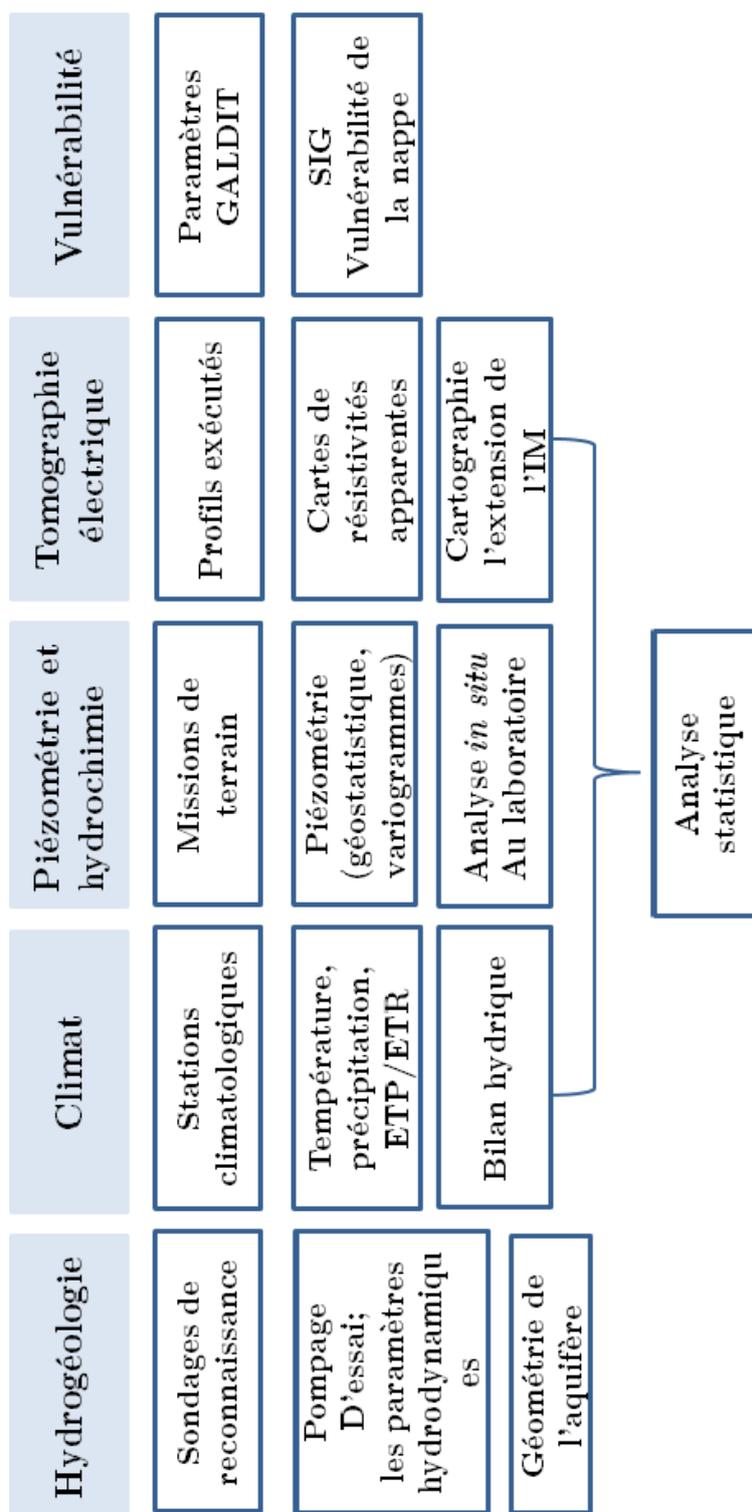


FIGURE 1 – Organigramme de l'étude

3 Structure de la thèse

Le manuscrit de la thèse s'organise en six grands chapitres précédés par une introduction qui décrit la problématique et les objectifs visés dans cette étude. Le premier chapitre présente est une présentation générale de la zone d'étude avec une situation géographique, géologique et hydrogéologique, le deuxième chapitre développe les caractéristiques climatiques tels que les précipitations, la température et l'évapotranspiration pour bien comprendre l'effet du climat sur la recharge de la nappe.

Le troisième chapitre s'intéresse au fonctionnement hydrodynamique de la nappe. Il porte principalement sur la détermination des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère étudié. Des cartes piézométriques sont établies par la méthode géostatistique sur la base des variogrammes, ainsi qu'une comparaison de l'évolution spatio-temporelle de la piézométrie depuis 1971 jusqu'à 2011.

Le quatrième chapitre aborde l'hydrochimie de la nappe de la Chaouia côtière par l'étude de la chimie des eaux souterraines échantillonnées sur les puits en terme de température, conductivité électrique, pH et teneurs en éléments chimiques, afin de déterminer leurs caractéristiques générales, leurs états de saturation et la variation de leurs paramètres physico-chimiques en fonction des saisons. A la fin de ce chapitre, une classification par la méthode de Stuyfzand a été appliquée pour caractériser les types d'eaux souterraines.

Le cinquième chapitre est consacré à l'étude de la vulnérabilité des eaux souterraines face à la pollution marine par la méthode GALDIT qui a été choisie sur la base de six paramètres.

Le dernier chapitre présente les résultats des profils 2D de la tomographie des résistivités électriques (ERT) dont le but de cartographier l'extension du biseau salé en profondeur et à l'intérieur des terres.

La conclusion générale donnera une synthèse de tous les résultats obtenus et proposera des perspectives.

Chapitre 1

Cadre de l'étude

Sommaire

1.1 Généralités sur l'intrusion marine	8
1.2 Revue de littérature	11
1.3 Cadre géographique et géomorphologique	13
1.4 Cadre géologique	16
1.5 Cadre structural	21
1.6 Cadre hydrologique et hydrogéologique	23
1.7 Conclusion	26

*C*e premier chapitre présente dans un premier temps, des généralités sur l'intrusion marine suivi par une synthèse des travaux antérieurs réalisés dans la zone d'étude. Dans un deuxième temps, il présente une synthèse de la géologie et une description des formations aquifères. Une telle approche s'avère importante pour mieux comprendre les principales caractéristiques du système aquifère de la Chaouia côtière.

1.1 Généralités sur l'intrusion marine

1.1.1 Interaction eau marine-eau douce

L'eau douce stockée dans les aquifères côtiers est particulièrement sensible à la dégradation due à la proximité de l'eau de mer, en association avec les demandes en eau intensives qui accompagnent les fortes densités de population des zones côtières. En dépit de la perturbation liée à l'activité humaine et dans un aquifère côtier, l'eau douce en provenance de l'infiltration des précipitations constitue une nappe s'écoulant vers la mer qui surmonte une masse d'eau salée affectant la forme d'un biseau pénétrant à l'intérieur des terres. La transition entre eau douce et eau salée s'effectue relativement brusquement sur une épaisseur ne dépassant pas quelques mètres. Généralement l'eau douce, plus légère que la mer, flotte sur l'eau de mer avec un contact incliné assimilé à un plan, l'interface, dont la position est liée à la différence de densité des deux milieux, 1 pour l'eau douce et environ 1,025 pour l'eau de mer.

Le principe d'intrusion saline a été décrit au $XX^{\text{ème}}$ siècle par Ghyben et Herzberg, à partir d'observations dans des aquifères des côtes septentrionales de la mer Baltique en Allemagne (Dörfliger, 2013). La position de l'interface eau douce/eau salée peut être estimée en considérant les rapports de la masse volumique de l'eau douce et de l'eau salée. L'interface se situe sous le niveau de la mer (figure 1.1), à une profondeur égale à quarante fois l'élévation du niveau de la nappe par l'équation 1.1 (à l'équilibre le poids de la colonne d'eau douce est égal au poids de la colonne d'eau de mer).

$$H = \frac{\rho_1}{\rho_2 - \rho_1} h \approx 40h \quad (1.1)$$

Avec h , profondeur de l'interface eau douce-eau salée ; H , niveau piézométrique ; ρ_1 densité eau douce ; ρ_2 densité eau de mer.

Dans le cas d'une surexploitation par pompage dans un aquifère côtier, un cône de rabattement se forme au niveau de la surface de la nappe, qui modifie l'interface entre l'eau douce et l'eau salée. Selon le principe de Ghyben-Herzberg, un rabattement d'un mètre provoqué par un pompage entraîne une remontée de l'eau salée de quarante mètres (figure 1.2).

La pénétration de l'eau de mer peut se faire sur plusieurs kilomètres à l'intérieur du continent en fonction de la géométrie de l'aquifère et du gradient hydraulique, mais aussi de la minéralisation des eaux continentales qui augmente avec la profondeur (Gilli et *al.*, 2008). L'intrusion marine (IM) est un problème mondial, exa-

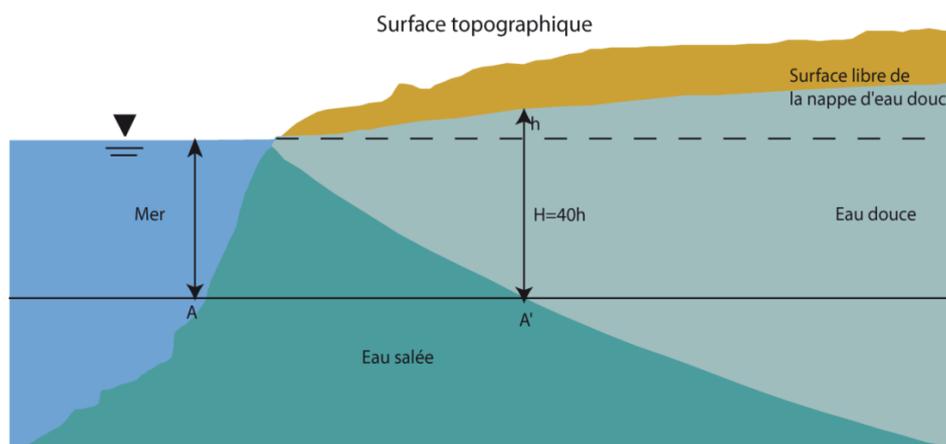


FIGURE 1.1 – Coupe schématique perpendiculaire au littoral selon le principe de Ghyben-Herzberg (Dörfliger, 2013)

cerbée par la demande croissante de l'eau douce dans les zones côtières (Werner et *al.*, 2013). La compréhension du processus de l'intrusion d'eau de mer est essentielle pour la gestion et la conservation des ressources des aquifères côtiers, donc il est important de comprendre l'interaction existante entre l'eau de mer et l'eau douce, et contrôler l'intrusion d'eau salée afin de développer une exploitation optimale des eaux souterraines.

1.1.2 Effet de l'élévation du niveau moyen de la mer

Avec deux façades côtières s'étalant sur environ 3 500 *km*, le Maroc est tout particulièrement vulnérable à l'impact de l'EANM (Elévation Accélérée du Niveau de la Mer). Le niveau moyen de la mer est un processus lent se produisant sur une période de décennie alors que toute surexploitation des eaux souterraines entraîne une intrusion d'eau salée dans des années (Darnault et Godinez, 2008). Les fluctuations de la mer ont une influence sur l'équilibre hydrodynamique entre les nappes côtières et le niveau marin, provoquant ainsi un mélange entre les eaux marines et douces. Un mélange de l'eau douce avec seulement 3 à 4% d'eau de mer est suffisant pour la rendre impropre à la consommation (Custodio, 2002).

Le niveau moyen des mers continuera à s'élever au cours du XXIème siècle pour tous les scénarios proposés par GIEC en 2013 (figure 1.3) en raison du réchauffement

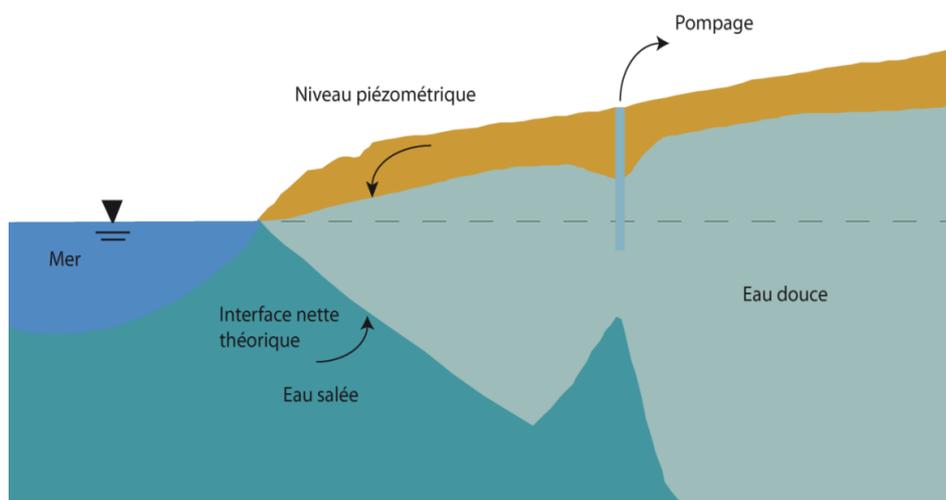


FIGURE 1.2 – Impact d'un pompage sur l'interface eau douce/eau salée selon le principe de Ghyben-Herzberg (Dörfliger, 2013)

accru des océans et de l'augmentation de la perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires. Il est probable que le niveau des mers augmentera sur plus de 95% environ de la surface des océans. Environ 70% (plus ou moins 20%) des littoraux du monde vont connaître un changement du niveau des mers (GIEC, 2013).

1.1.3 Impact du changement climatique et l'anthropisation

Les ressources en eau du Maroc sont caractérisées par une forte sensibilité au climat. Sur les 139 milliards de m^3 de précipitations moyennes annuelles, 80% sont perdues par évapotranspiration. Seules environ 16% des précipitations constituent la pluie utile (environ 22 milliards de m^3/an) alimentant les cours d'eaux superficielles et les nappes d'eau souterraines (Sinan et *al.*, 2009). Du fait du type de climat aride à semi-aride et le manque et même l'absence des eaux de surface dans la Chaouia côtière, les eaux souterraines constituent la seule ressource pour répondre aux besoins domestiques, à l'irrigation et au cheptel. Cependant la recharge des nappes côtières est modifiée d'une part par le changement climatique par l'alternance des périodes de sécheresse et d'autre part par l'anthropisation par l'exploitation intensive des eaux souterraines, et par la suite une accélération de la contamination et le rabattement des eaux souterraines.

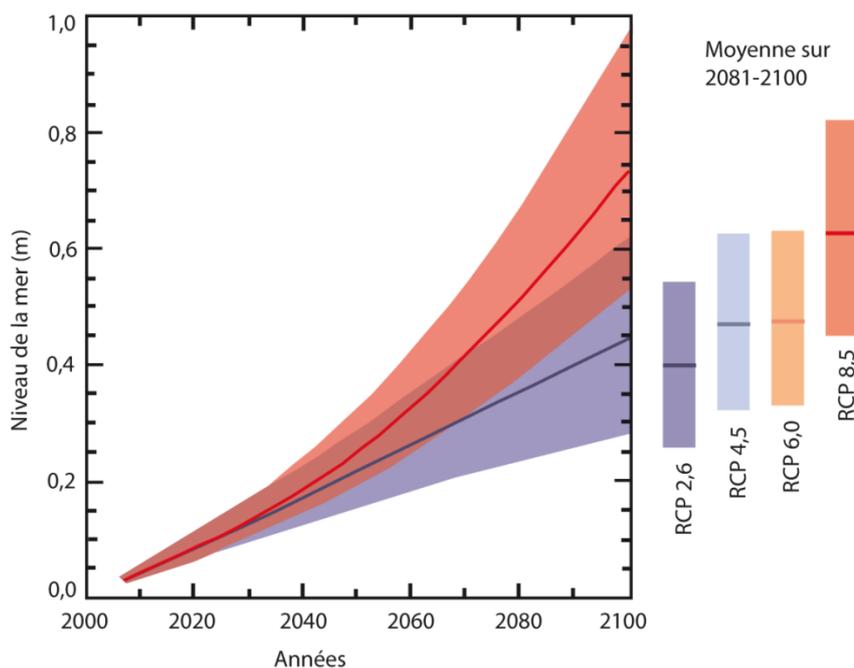


FIGURE 1.3 – Evolution du niveau moyen des mers au cours du *XXI^{ème}* siècle pour les quatre scénarios (GIEC, 2013)

1.2 Revue de littérature

La zone de la Chaouia côtière a fait l'objet de plusieurs études hydrogéologiques depuis les années soixante-dix, début de l'exploitation de la nappe. La première étude a été réalisée par Bentayeb (1972), c'est une étude hydrogéologique détaillée de la zone, elle résume essentiellement les variations piézométriques saisonnières en période des basses eaux et des hautes eaux, les influences de la marée, les caractéristiques hydrodynamiques des terrains aquifères par les essais de pompage. Il a dressé des cartes de transmissivité servant de base pour le modèle (simulation) mathématique avec un prélèvement qui ne dépasse pas un volume de $200\text{ m}^3/j$.

Amraoui en 1988, a montré dans son étude une forte minéralisation des eaux de la nappe de la Chaouia côtière qui est expliquée par la nature géologique des terrains qui influe fortement sur la composition chimique des eaux souterraines. Il conclut que la nappe de la Chaouia côtière est plus touchée par les phénomènes d'évaporation et plus sensible à l'effet de la température en raison de sa faible profondeur. En 1995 Marjoua dans ses travaux avait utilisé les mesures isotopiques

(O^{18}/O^{16} , H^2/H^1) couplées aux éléments chimiques notamment Br^-/Cl^- et exclu l'hypothèse d'une intrusion marine généralisée et que l'apport essentiel des chlorures provient de l'altération de la roche mère, des fertilisants, des embruns marins lessivés par suite de l'irrigation et entraînés vers la nappe par percolation. Il a montré que le recyclage de l'eau souterraine depuis au moins 30 ans, par l'irrigation n'a fait qu'augmenter cette salinité.

En 2001, Fakir et *al.* ont conclu à partir d'une étude isotopique de O^{18} que l'influence océanique affecte surtout les eaux de l'aquifère cénomaniens, soit directement à partir de l'océan, soit à travers le lit de l'oued Oum Er-Rbia. Avec l'application du modèle hydrodynamique en régime transitoire, Zerouali et *al.* (2001) ont montré que la nappe de la Chaouia côtière est surexploitée avec un déstockage moyen de l'ordre de $2,5 Mm^3/an$, ce déstockage a engendré la baisse du niveau piézométrique et la dégradation de la qualité de l'eau en raison de l'intrusion marine. Et que la recharge artificielle dans la zone menacée, a un effet sur la salinité de la zone en réduisant les entrées d'eau de mer et en provoquant une remontée de la piézométrie, $200 l/s$ est nécessaire pour obtenir une amélioration significative de la salinité dans le secteur. Toujours en 2001, Younsi avait signalé que dans la partie SW de la Chaouia côtière les sources potentielles correspondent aux intrusions de la nappe par des eaux marines salées, favorisées par les pompages intensifs et fréquents. Cette surexploitation de la nappe est due à la suite d'une intensification des superficies irriguées et à l'essor démographique important dans cette zone côtière.

Les résultats de la modélisation numérique du système aquifère de la Chaouia côtière, en différents scénarios de pompages réalisés sur la section en 2D dans l'étude de Moustadraf en 2006, ont montré que la surexploitation des eaux souterraines engendre des baisses du niveau piézométrique, et toute exploitation avec un débit ne dépassant pas $3 l/s$, ne provoquerait pas d'intrusion marine quel que soit l'emplacement du puits. Quant à la modélisation en 3D, les différentes simulations réalisées ont montré que la partie sud-ouest (formations marno-calcaires) constitue le principal axe de l'intrusion marine, à l'opposé, le reste du secteur (schistes altérés) à faible conductivité hydraulique joue un rôle important dans le contrôle des mouvements de l'eau marine. L'intensification des pompages pendant les périodes de sécheresse engendre l'avancée du biseau salé dans la partie sud-ouest et par conséquent entraîne la dégradation de la qualité des eaux de la nappe.

1.3 Cadre géographique et géomorphologique

La Chaouia côtière constitue une unité hydrogéologique importante du bassin hydraulique de Bouregreg et de la Chaouia, c'est une continuité naturelle de la nappe de Berrechid (Figure 1.4). Située entre Casablanca et Azemmour, elle s'étend sur une surface de $1\,200\text{ Km}^2$ sous forme d'une bande littorale limitée au nord-ouest par l'océan Atlantique, au nord-est par l'éperon quartzitique d'El Hank et la plaine de Berrechid, au sud-ouest par l'oued Oum Er-Rbia.

L'aspect géomorphologique de la plaine est celui des bas plateaux qui se présentent sous forme de bandes parallèles à la côte atlantique avec des altitudes variant de 5 jusqu'à 160 m au-dessus de niveau marin en allant du littoral vers l'intérieur de la plaine (Figure 1.5). La première bande correspond à la frange littorale ou Oulja, abritée de l'océan par un cordon de dunes. Les terres y sont légères et la faible profondeur de l'eau par rapport au sol, a permis le développement des cultures maraîchères dans cette bande vulnérable très sensible à l'intrusion marine (DRPE, 2009). La deuxième zone est constituée de collines sèches, elle s'étend sur la plus grande partie de la Chaouia côtière qui se présente sous forme de collines allongées parallèlement au littoral de couverture essentiellement Plio-Quaternaire. Les terres sont très rares, et généralement situées dans des dépressions inter-dunaires. La troisième zone est constituée de tirs, terres noires qui recouvrent en partie les terrains paléozoïques. Ces derniers forment des rochers affleurant, perçant le mince manteau de terre, tandis que les dayas, dépressions à peine marquées dans les schistes, sont marécageuses en périodes de pluies.

1.3.1 Contexte humain et économique

Au Maroc, l'activité agricole concerne neuf millions d'hectares, soit près de douze pour cent de l'ensemble du territoire (Allali, 2003). Une enquête a été réalisée par la Direction Provinciale d'Agriculture (DPA) au profit de la zone entre Azemmour et Bir Jdid en 1999, indiquant que le taux d'accroissement démographique observait pour les années 1992 et 1994 est supérieur à la moyenne nationale en milieu rural (0,67%) par conséquent la moyenne des douars est plus élevée dans les localités côtières (DPA, 1999).

La nappe est surexploitée du fait de l'existence de plus de 6 300 puits environ 2 738 équipés en motopompe (DPA, 2007), le nombre d'agriculteurs exploitants est de 9 970 dont 899 femmes. L'économie de la zone d'étude est basée essentiellement sur le secteur agricole qui est caractérisé par :

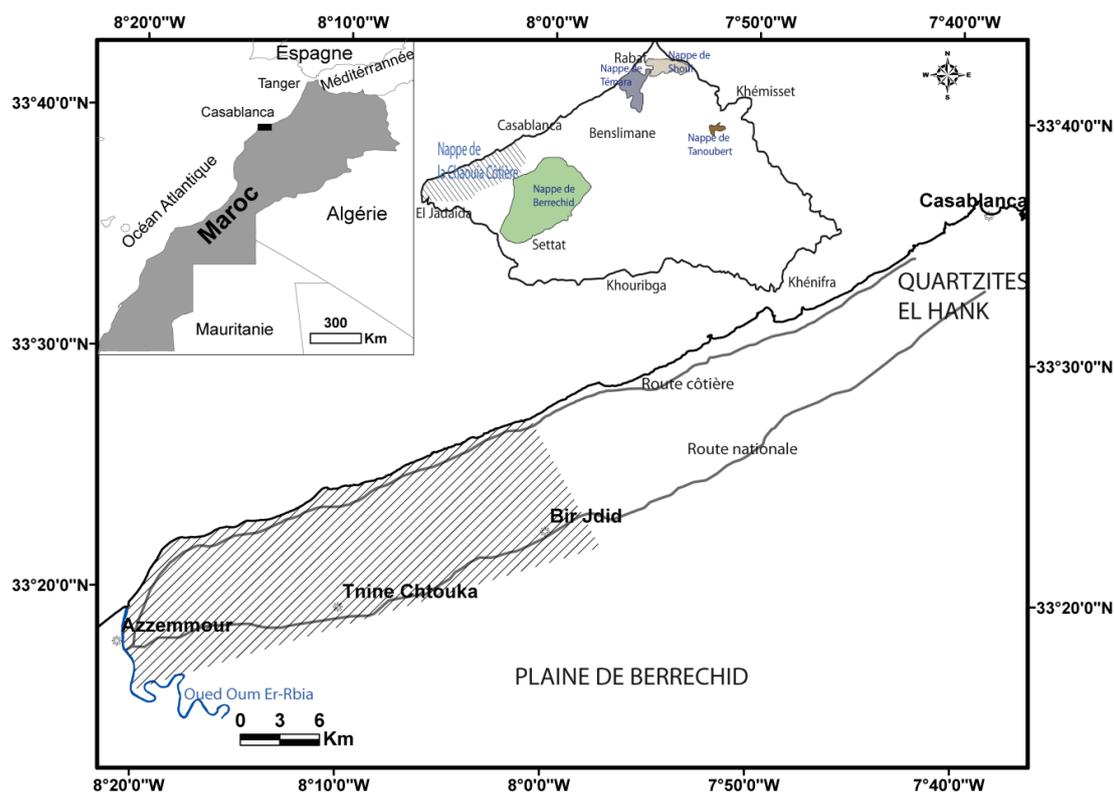


FIGURE 1.4 – Situation géographique de la zone d'étude

1. Un maraîchage varié essentiellement de primeurs sur le littoral et de saison sur l'intérieur.
2. L'introduction et le développement des cultures spéciales plus rentables (bananier, papayer, floriculture...).
3. Une céréaliculture importante et généralisée environ sur 68% de la SAU (Surface agricole utile). A part le revenu qu'il génère et la main d'œuvre qu'il emploie, le secteur horticole (primeurs, maraîchage de saison, plantation fruitière et floriculture) joue un rôle très important dans l'économie de la région

1.3.2 Contexte pédologie

Les sols ou terres arables constituent la plus importante ressource pédologique dans la zone d'étude (Figure 1.6) formés par trois principaux types de sols (DPA, 1999) qui sont les sables dunaires, sols rendziniiformes, sols rouges sableux (Hamri) peu profonds et moins profonds.

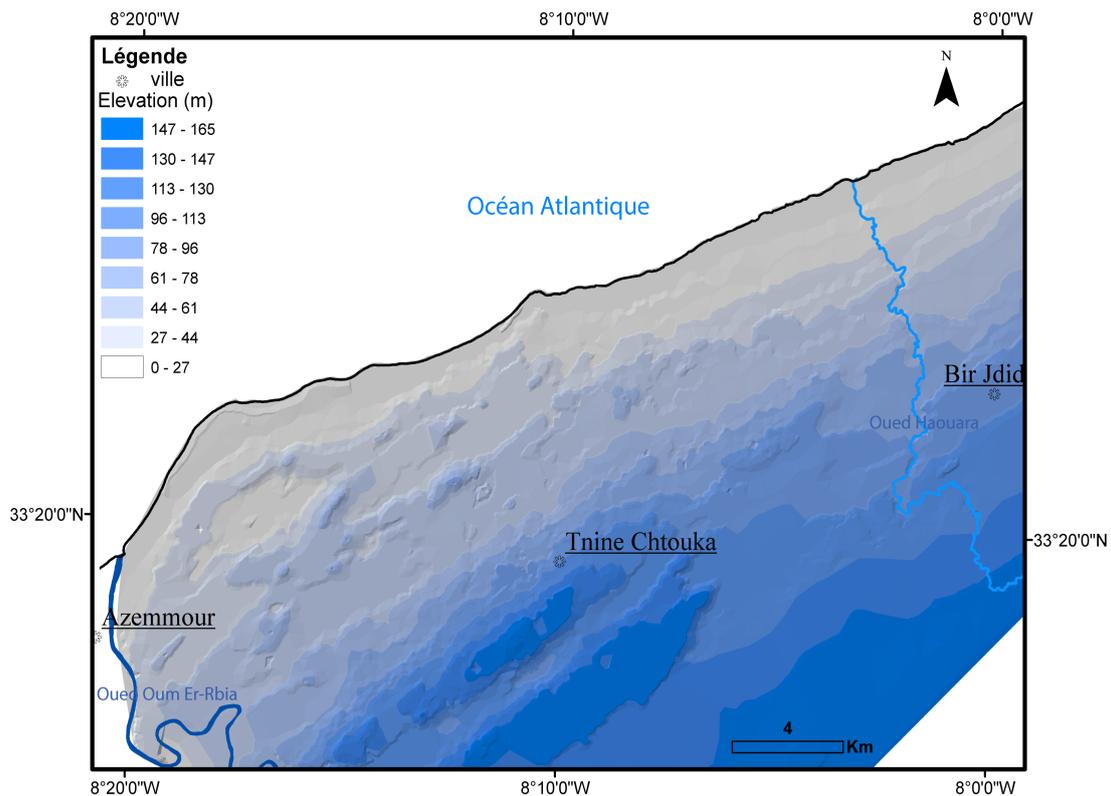


FIGURE 1.5 – Modèle numérique de terrain

Les sables dunaires : ils forment la dune vive qui s'étale d'une manière continue le long du rivage. Ils correspondent à des sols destinés à une occupation permanente par la végétation naturelle pour la fixation des sables et pour atténuer les problèmes d'érosion éolienne dans les zones de cultures avoisinantes.

Sols rendziniformes et les sols bruns calcaires : sont localisés sur les points hauts de la topographie (au-dessus de la cote 50 m) et sur les pentes, ils n'ont pas de rôle hydrogéologique important et laissent faiblement percoler les eaux météoriques. Ils sont caractérisés par la présence d'une croûte calcaire à une faible profondeur (moins de 30 cm), des affleurements de croûtes par endroits, une forte charge en cailloux qui sont les débris de la croûte, et par leur nature calcaire. Par contre, leur teneur en matière organique est relativement élevée.

Sols rouges (Hamri) sableux peu profonds : ce sont des formations pédologiques couvrant la plus grande surface, de nature sablo-argileux, ils sont généralement perméables (DRPE, 1996). Ils occupent les flancs des dunes intérieures. Ils

sont caractérisés par une profondeur moyenne comprise entre 25 et 30 *cm* reposant sur la croûte ou encroûtement calcaires, une texture sableuse faiblement limoneuse, et de très faibles teneurs en calcaires.

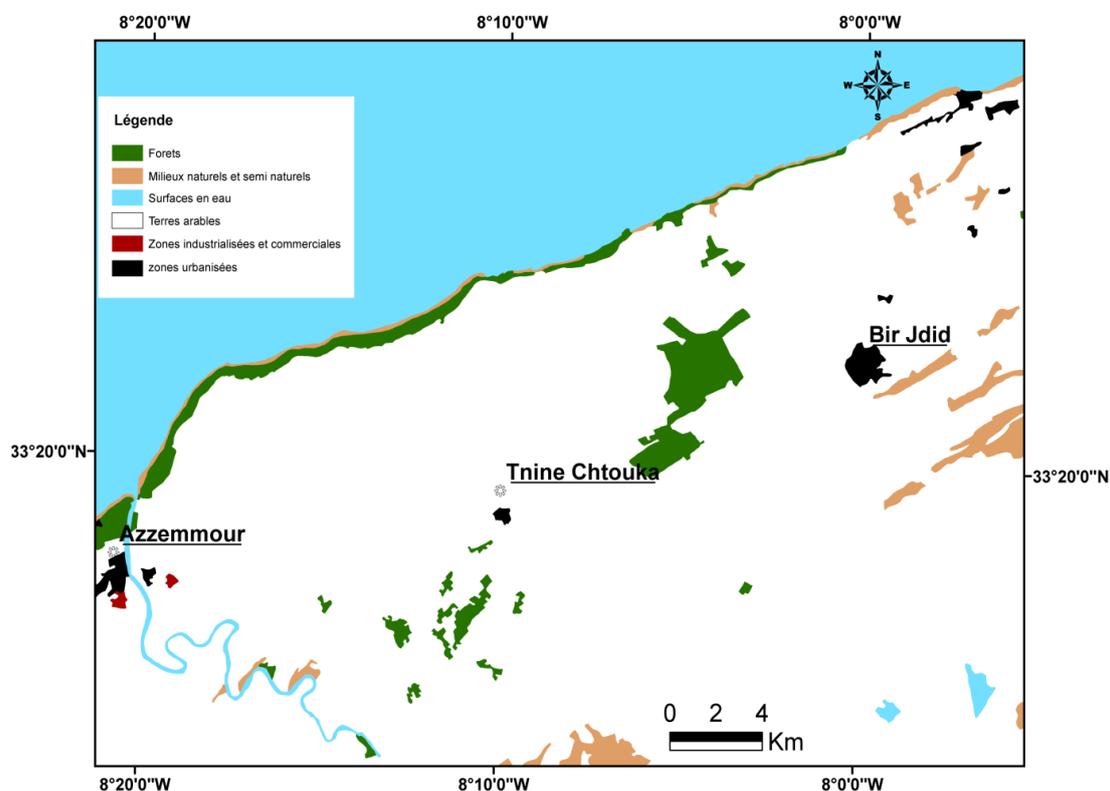


FIGURE 1.6 – Carte d'occupation du sol de la zone d'étude (ONEM, 2003)

1.4 Cadre géologique

Le secteur d'étude appartient à la meseta côtière, il a fait l'objet de plusieurs études géologiques (Lecointre, 1926; Gigout, 1951; Michard, 1976; Piqué, 1994; Ouadia, 1998, El Attari, 2001). Le substratum est formé par des terrains paléozoïques complètement imperméable ou très peu perméable dans la frange supérieure altérée. Les formations prédominantes du Primaire sont des schistes et des quartzites auxquelles s'associent des grès. L'ensemble de ces terrains est attribué au Cambrien et l'Ordovicien (Figure 1.7). En dehors de l'extrémité sud-ouest, proche d'Azemmour et de l'oued Oum-Er-Rbia, où le Quaternaire repose sur les marno-calcaires du Cénoomanien (Crétacé moyen), les formations primaires constituent le soubassement omniprésent de 5 à 30 *m* d'épaisseur sur lequel repose le Quaternaire ancien et récent

(grès marins et dunes consolidés) (DRPE, 1994). La couverture crétacée affleure au sud-ouest, dans la basse vallée d'Oum Er-Rbia sous forme de dépôts marno-calcaires qui continuent vers le nord-est sous un recouvrement Plio-Quaternaire jusqu'à Thine Chtouka.

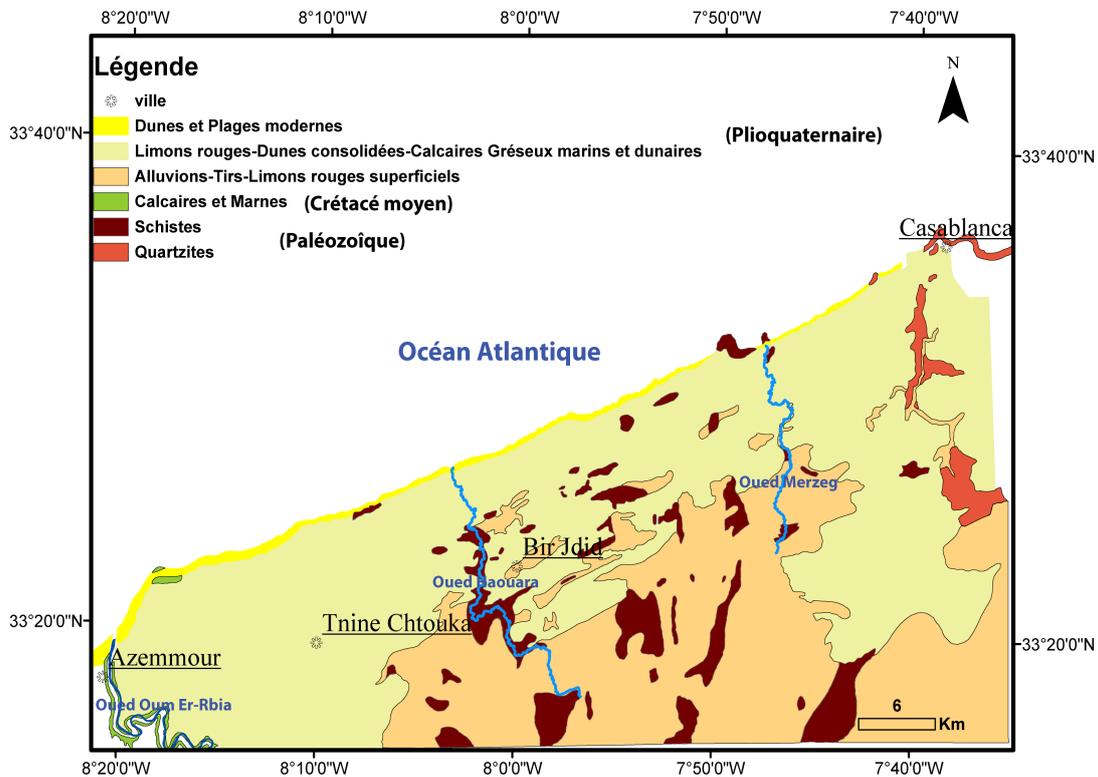


FIGURE 1.7 – Carte géologique de la zone d'étude (extrait de la carte géologique 1/200 000 Lecointre et Gigout, 1950)

1.4.1 Terrains primaires

1.4.1.1 Cambrien

Acadien (Ks1) : Ce sont des schistes en formation puissante et monotone. Leur base n'affleure pas, et leur épaisseur est inconnue; on peut cependant l'évaluer à plus de 1 000 m (Figure 1.8), il est finement psammitiques et contiennent des lits alternés de quartz détritiques très fins et de micas.

Les quartzites d'El Hank (Ks2) : Quartzites durs, ils sont reliés aux schistes acadiens sous-jacents par des psammites verts alternant avec des schistes.

L'épaisseur totale de la barre des quartzites d'El Hank et des psammites est de 100 à 200 *m* environ (Figure 1.9).

1.4.1.2 Ordovicien

Arenig (Si1) : une série schisteuse homogène et épaisse est superposée aux quartzites d'El Hank. Dans l'ensemble, ces schistes paraissent souvent plus argileux que l'Acadien, ils sont bien développés à l'ouest et au sud-ouest de l'anticlinal de Casablanca, dans la vallée de l'Oued Merzeg et les environs de Bouskoura. Il est difficile d'apprécier la puissance de ces schistes, fortement plissés entre l'anticlinal de Casablanca et la zone synclinale de Bir Jdid. Ils ont une épaisseur d'au moins 500 *m*.

Llandeilo (Si2) : cet étage est principalement composé de psammites plus au moins gréseux ou schisteux, avec une intercalation de grès, les schistes ont le même faciès que ceux de l'Arenig.

1.4.2 Terrains secondaires (Crétacé moyen)

Le Crétacé moyen est constitué de marnes, de marno-calcaires jaunes, de calcaires gypsifères les terrains crétacés sont rencontrés au sud de Tnine Chtouka. Leur puissance augmente du nord vers le sud et de l'est vers l'ouest. Le sondage *n*° IRE 4108/19 (X= 251 700, Y= 300 800) au sud de Tnine Chtouka a traversé les formations du Cénomaniens sur 75 *m* sans atteindre leur base.

1.4.3 Terrains tertiaires et quaternaires

Pliocène ancien (p) : cet étage présente essentiellement l'aspect d'un "grès-calcaires-lumachelle" à Pectinidés. C'est une roche dure faite de débris de coquilles mélangés de grains de quartz et souvent conglomératique, son épaisseur est de quelques mètres, exceptionnellement 20 *m*.

Dunes pliocènes (pd) : les collines sèches de la Chaouia intérieure les plus éloignées de la mer, sont des dunes consolidées qu'il convient de rapporter au Pliocène supérieur, puisqu'elles reposent directement sur du Pliocène ancien marin et dépassent l'altitude absolue (200 *m* à plus de 15 *km* du rivage actuel). Mais elles ont un faciès identique à celui des dunes consolidées quaternaires.

Quaternaire marin (q1m) : l'époque quaternaire a laissé des dépôts marins sous forme de plages étagées à diverses altitudes et dont on retrouve des témoins tout le long du littoral.

Dunes consolidées (q1d) : Au-dessus du Quaternaire marin, reposent d'importantes dunes consolidées, reconnaissables à leur disposition en cordons de collines parallèles au littoral ; elles forment l'essentiel de la Chaouia intérieure. Ce sont des sables très calcaires, à grain fin, le plus souvent consolidés en grès-calcaires vacuolaires jaunes.

Le Quaternaire fluvio-marin : conglomérat de l'Oum Er-Rbia (q1a), c'est un conglomérat puissant, reposant sur le Crétacé, forme les flancs de la vallée du bas Oum Er-Rbia. Le contact du conglomérat sur le Crétacé s'abaisse vers l'Océan. Il est à plus de 20 m à Sidi el Beïd (5 km au sud d'Azemmour, rive gauche), plus de 10 m au pont d'Azemmour, et au niveau 0 m près de l'embouchure (Lalla Aïcha El Bahria).

Ces formations de transgressions et de régressions marines ne peuvent être distinguées, bien que la phase orogénique fini-villafranchienne ait été très importante. Les formations se sont déposées tout au long du recul général de la mer depuis la fin du Pliocène, elles comprennent des conglomérats et des lumachelles recouverts de calcaires détritiques. L'épaisseur est variable pouvant atteindre 100 m (Amraoui, 1988). Des formations continentales de croûtes et limons inter-dunaires terminent la série quaternaire.

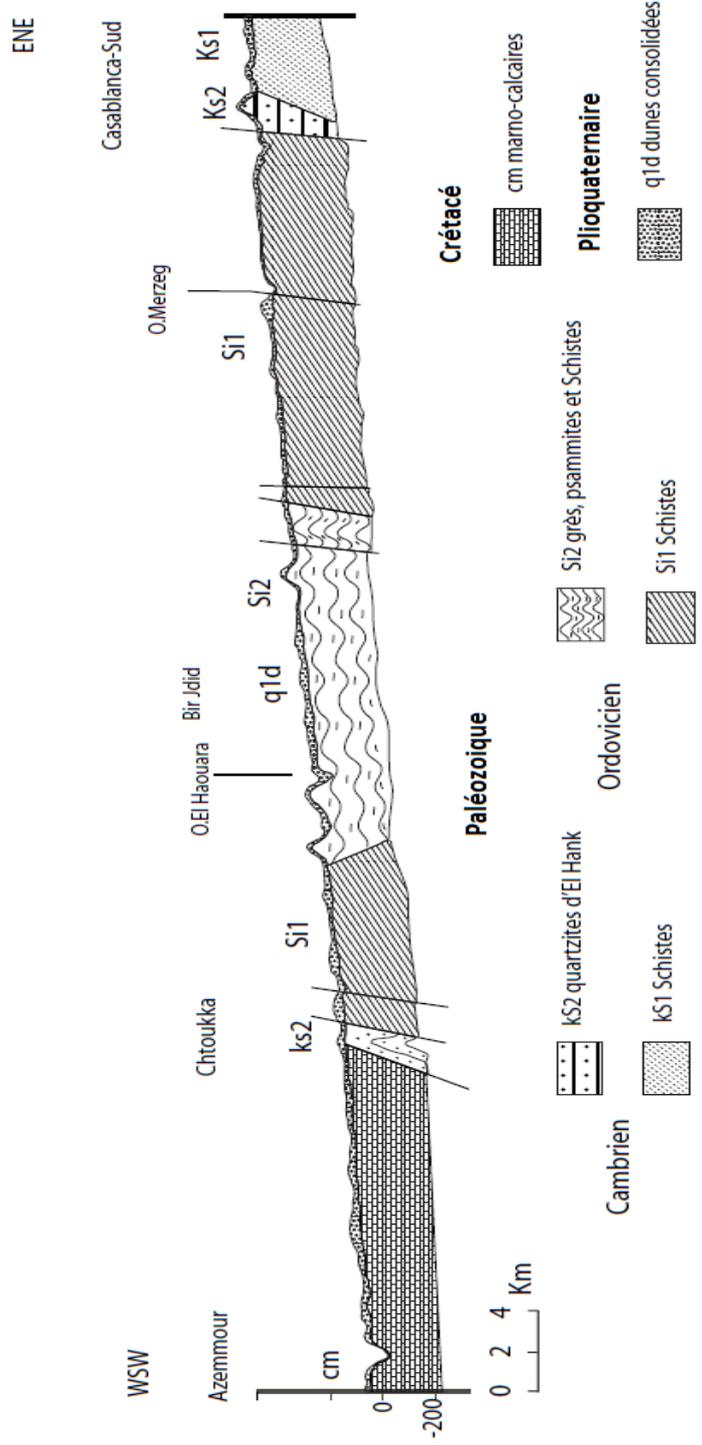


FIGURE 1.8 – Coupe géologique au niveau de la Chaouia côtière entre Azemmour et Casablanca-sud (extrait de DRPE, 1994)

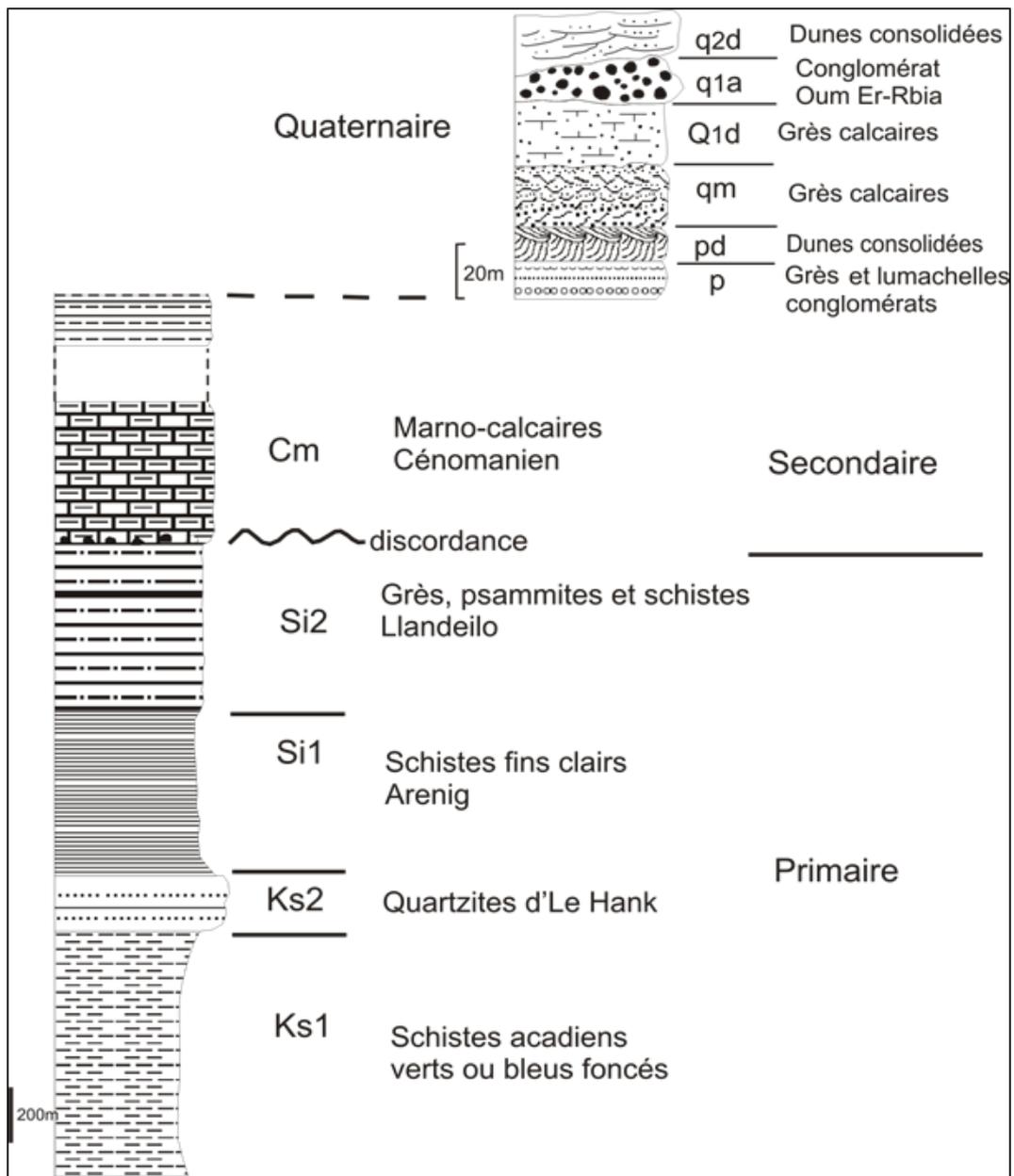


FIGURE 1.9 – Log stratigraphique synthétique de la Chaouia côtière (DRPE, 1994)

1.5 Cadre structural

Les affleurements de quartzites cambro-ordoviciens, de schistes et le recouvrement des formations récentes (Figure 1.10) jouent un rôle important dans la reconstitution tectonique de la zone d'étude. Parmi ces reconstitutions tectoniques dans

les travaux de Gigout (1951); Piqué (1994) et El Attari (2001) on note :

1.5.1 Les Plis

L'anticlinal de Casablanca avec le cœur vers l'extérieur; les schistes du Cambrien moyen, les quartzites d'El Hank et des schistes puis grésopélites de l'Ordovicien (cette structure n'est visible que dans la région de Casablanca, près de la cote). L'anticlinal de Chtouka où affleurent les schistes du Cambrien moyen avec une orientation subméridienne $N0^\circ$ à $N15^\circ$ et un plan axial légèrement penché vers l'est. Le synclinorium de Bir Jdid; il s'agit de plusieurs synclinaux N-S à $N^\circ10$.

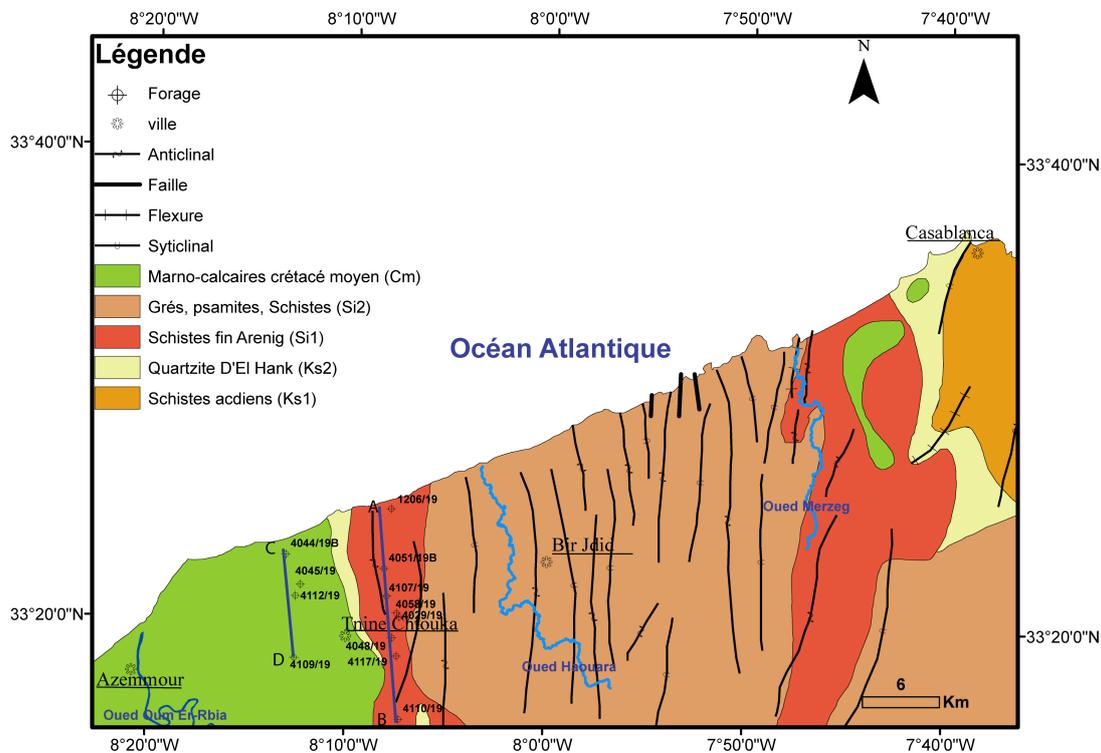


FIGURE 1.10 – Carte structurale de la Chaouia côtière (Bentayeb, 1971)

1.5.2 Les Failles

Par comparaison avec les Doukkala dans les travaux d'El Attari, (2001) où il y a l'apparition des failles $N0^\circ$ à $N15^\circ$; il existe aussi des failles de même direction entre Azemmour et Casablanca. L'épaisseur des séries cambriennes et surtout ordoviciennes qui diminue dans la meseta côtière de l'ouest vers l'est (en plus des

indices d'instabilité du milieu de dépôt) reflète probablement de l'existence de failles subméridiennes synsédimentaires qui contrôlent la sédimentation, ces failles ont été réactivées au Dévonien. À l'ouest (Oued Oum Er-Rbia) certaines failles hercyniennes ont été réactivées au cours de l'orogénèse alpine, avec un regard ouest (El Attari, 2001) et une flexuration des couches crétacées au contact des failles.

D'après les travaux de Ben Bouziane en 1995 sur le Dévonien, les variations d'épaisseur et de faciès dans ces régions révèlent probablement des horsts et des grabens de direction nord-nord-est (NNE) à cette époque.

1.6 Cadre hydrologique et hydrogéologique

1.6.1 Cadre hydrologique

Généralement le réseau hydrographique est moins développé dans la zone, les eaux des oueds issus du plateau de Settat, lorsqu'ils arrivent à franchir la plaine de Berrechid se trouvent piégés dans un ensemble de dayas, qui limite la plaine de la Chaouia côtière au Sud. Le ruissellement est généralement faible sauf en cas de pluies exceptionnelles ou déversement des dayas peut générer des écoulements qui peuvent provoquer des inondations localisées (DRPE, 2009).

À l'exception de l'oued Oum Er-Rbia qui limite la nappe de la Chaouia côtière, dans sa partie sud-ouest, et qui constitue un drain naturel de la nappe, l'oued Houara et l'oued Merzeg sont activés seulement au période de crue.

1.6.2 Cadre hydrogéologique et description de l'aquifère

L'aquifère de la Chaouia côtière est une nappe libre multicouches qui circule dans les terrains primaires attribués à l'Ordovicien et au Cambrien enfoncés progressivement en direction de l'océan avec une pente moyenne de 1 à 3% (Younsi, 2001), ils correspondent à des formations grésoschisteuses et quartzitiques imperméables ou très peu perméables. Les schistes sont généralement imperméables, à l'exception des zones près de la surface où ils sont en partie altérés, et permettent des circulations d'eau selon l'importance du degré d'altération. Cette altération ne dépasse pas 40 à 50 m d'épaisseur (Amraoui, 1988) d'après les sondages réalisés dans la région avec une porosité efficace de 0,7 à 2% (Younsi, 2001).

Les terrains du Plioquaternaire (Figure 1.11) sont formés généralement par de grès marins et dunes consolidés, ces dernières jouent un rôle hydrogéologique important dans la zone d'étude à cause de leur perméabilité et leur porosité parfaites

et permettent de faciliter l'infiltration des eaux météoriques vers le socle. Dans les secteurs côtiers l'épaisseur saturée du Plioquaternaire devient importante, liée à la structure souvent en cuvette du socle primaire, avec une porosité efficace de 0,1 à 7% (DRPE, 1996). C'est dans ces secteurs aquifères microfissurés et poreux où l'aquifère plioquaternaire est fortement sollicité par un grand nombre de puits pour l'irrigation des cultures maraichères.

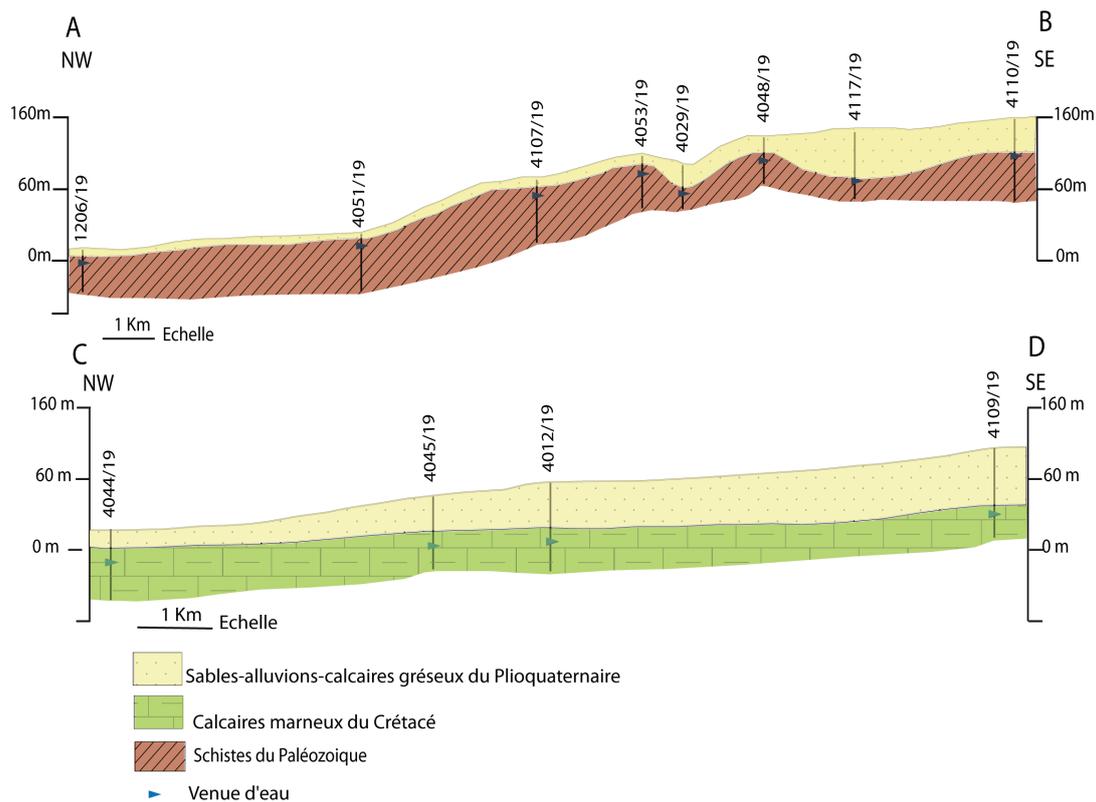


FIGURE 1.11 – Coupes hydrogéologiques schématisiques perpendiculaires à ligne de la côte

Dans la partie sud-ouest de Thine Chtouka la nappe circule dans les marno-calcaires du Cénomaniens (Figure 1.11), ces formations sont caractérisées par une faible perméabilité. La remontée du substratum primaire dans cette zone constitue un seuil hydraulique, se manifestant par une ligne de partage des eaux souterraines perpendiculaire à la côte et passant par Thine Chtouka. Cette ligne sépare les circulations d'eau dans les niveaux calcaires du Cénomaniens au sud-ouest de celles du Plioquaternaire et des schistes altérés au nord-est. L'ensemble des trois aquifères est en communication hydraulique verticale et latérale (Marjoua, 1995 ; DRPE, 1996 ;

Younsi, 2001).

En dehors de la bande côtière, le Plioquaternaire d'épaisseur très réduite et de perméabilité verticale et oblique de fissure en général importante, joue plutôt le rôle de drainage des eaux infiltrées (principale source d'alimentation des schistes altérés sous-jacents). Aussi les calcaires aquifères du Crétacé reposent en discordance sur les schistes altérés du Primaire (figure 1.12), avec absence de niveaux lithologiques pouvant jouer le rôle d'écran vis-à-vis des circulations d'eau des formations aquifères supérieures (Younsi, 2001). Il est à noter que les zones d'altération peuvent être beaucoup plus importante, dans ce cas les accidents tectoniques ont un rôle important (Amraoui, 1988) et la surélévation du Primaire très résistant pourrait jouer le rôle de barrière hydraulique entre amont et l'aval, ce qui réduirait les vitesses de circulation (Marjoua, 1995).

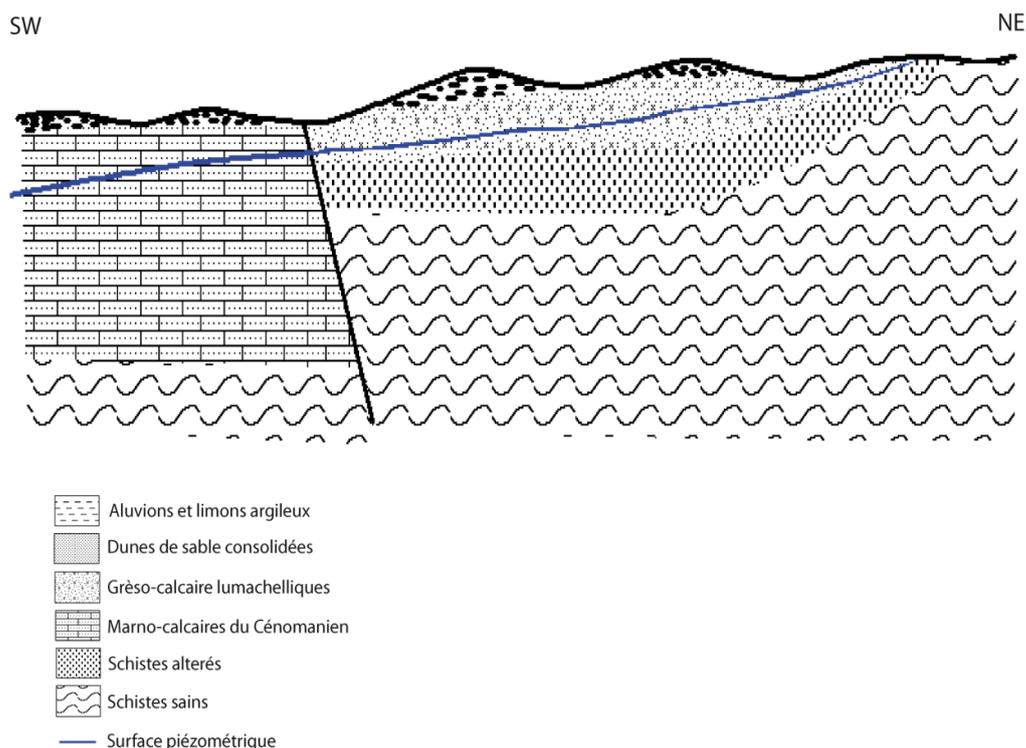


FIGURE 1.12 – Coupe schématique simplifiée de la configuration de l'aquifère de la Chaouia côtière (DRPE, 1996)

1.7 Conclusion

Le système aquifère de la Chaouia côtière est un ensemble des nappes, formé essentiellement par des schistes altérés du Primaire en grande partie sous le recouvrement Plio-Quaternaire. Les horizons calcaires du Cénomaniens présents sous le Plio-quaternaire dans la zone sud-ouest entre Thine Chtouka et Azemmour, et dans les calcaires gréseux lumachelliques du Plio-Quaternaire, qui sont présents dans certains secteurs de la bande côtière. Les formations plioquaternaires ont un rôle hydrogéologique important limité à la fonction de transfert des eaux infiltrées vers la nappe. L'ensemble de ces terrains perméables présente une continuité hydraulique verticale et latérale et repose sur les schistes sains qui en constituent le substratum imperméable. Pour comprendre l'évolution du climat et son impact sur la recharge de la nappe, une étude de caractérisation climatique a été retenue, elle fait l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 2

Matériels et méthodologie adoptée

Sommaire

2.1	Réseau de mesure de la piézométrie	28
2.2	Réseau de mesure et les paramètres étudiés en hydro- chimie	28
2.3	Vulnérabilité de la nappe	31
2.4	Généralités sur les méthodes géoélectriques	33

***L**e présent chapitre est consacré à la méthodologie adoptée pour étudier la problématique de la salinisation des eaux souterraines dans la Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid). Il s'agit tout d'abord, de mesurer la profondeur de la nappe pour déterminer l'état piézométrique, réaliser un réseau d'échantillonnage afin d'établir la qualité de la nappe à partir des analyses physico-chimiques in situ et au laboratoire, à la fin de ce travail nous présentons les principes de la méthode de tomographie électrique appliquée dans cette étude.*

2.1 Réseau de mesure de la piézométrie

Les cartes piézométriques que nous avons établies concernent les mesures de la campagne d'avril 2009 (figure 2.1) de 350 puits réalisée par ABHBC (agence du bassin hydraulique de Bouregreg et Chaouia) et la campagne de mesure que nous avons réalisée en mai 2011 formée par 96 puits (figure 2.2). Les relevés piézométriques sont faits dans des puits ouverts cimentés destinés à l'usage domestique et agricole en situation statique à l'aide d'une sonde piézométrique de 100 m à double signalisation (sonore et lumineuse). Pour les puits équipés de pompe nous avons fait la mesure avant l'exploitation du puits ou bien après deux heures au minimum de l'arrêt de pompage. Parmi les sources de perturbation du niveau statique on cite les puisages où les phénomènes de recharge locale, d'autres incertitudes peuvent être liées à la prise ou non en compte de la margelle et les erreurs d'estimation des altitudes. En effet, les altitudes constituent un paramètre très important pour calculer le niveau piézométrique. Pour la mesure des altitudes, nous avons donc utilisé un GPS et des cartes topographiques qui recouvrent la zone d'étude à une échelle au 1/25 000^{ème} (IGN) avec des équidistances de 5 m de projection Conique Conforme Lambert zone 1 et l'ellipsoïde de type Clarke 1880.

Les cartes piézométriques ont été réalisées par la méthode géostatistique, à l'aide de l'utilisation des interpolations spatiales entre les points de données échantillonnés et par construction de variogramme. L'interpolation est faite par la technique de krigeage; cette dernière est fréquemment utilisée pour la modélisation spatiale des nappes souterraines (Guekié, 2012). Dans cette étude, l'analyse variographique et l'interpolation ont été réalisées à l'aide du logiciel **Isatis**© (de la société française Geovariances) au laboratoire **I2M GCE** de Bordeaux 1, les cartes des isopièzes sont traitées par le logiciel **ArcGIS 9.3**©.

2.2 Réseau de mesure et les paramètres étudiés en hydrochimie

Un réseau d'échantillonnage de cinquante-huit puits destinés à l'usage domestique et pour l'agriculture captant les eaux dans des grès-calcaires du Plioquaternaire, des marno-calcaires du Cénomaniens et des schistes altérés du Paléozoïque, a été choisi. Ce réseau a été suivi (annexe C) au cours de trois campagnes pour permettre de déterminer la variabilité spatiale et temporelle de la qualité des eaux souterraines de la nappe de la Chaouia côtière (Figure 2.3). La première campagne a été réalisée en mai 2011, la deuxième en novembre et la troisième en janvier 2012.

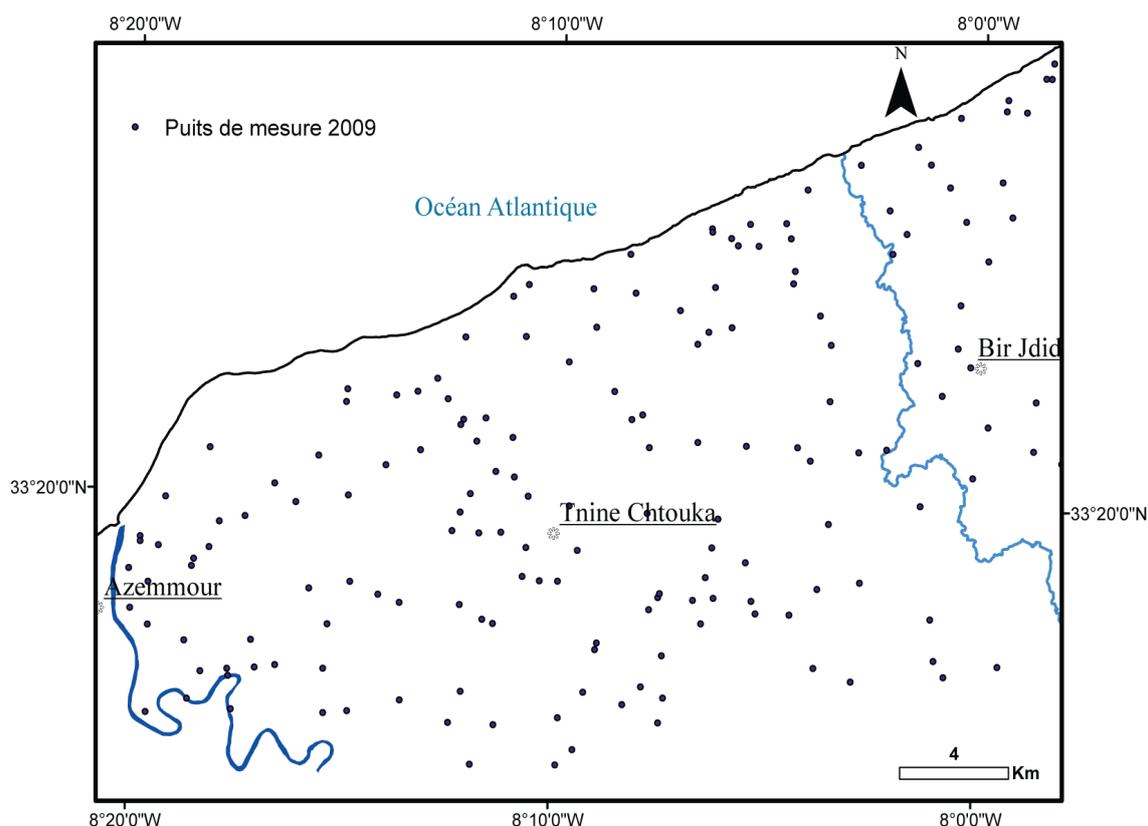


FIGURE 2.1 – Réseau de mesure de la piézométrie d'avril 2009

Soit donc, deux campagnes en hautes eaux et une en basses eaux respectivement en novembre 2011, janvier 2012 et mai 2011. Les paramètres mesurés dans ce chapitre sont le potentiel hydrogène pH, la température, la conductivité électrique, les cations (sodium, potassium, calcium), les anions (chlorures, sulfate, nitrate, bicarbonate) et le bromure.

2.2.1 Moyens et méthodes d'analyse

2.2.1.1 Mesures *in situ*

Le pH, la température T, la conductivité électrique (CE) ont été mesurés *in situ* immédiatement après le prélèvement à l'aide d'une valise multi-paramètre de terrain (HANNA HI 9829). Le bicarbonate HCO_3^- a été mesuré par calcimétrie, le titrateur digital HACH permet de contrôler l'injection d'acide sulfurique à 1,6 N dans 100 ml d'échantillon. Les prélèvements pour les analyses chimiques sont effectués sur le terrain dans deux flacons – après filtration à $0,45 \mu\text{m}$ l'un pour les anions et l'autre

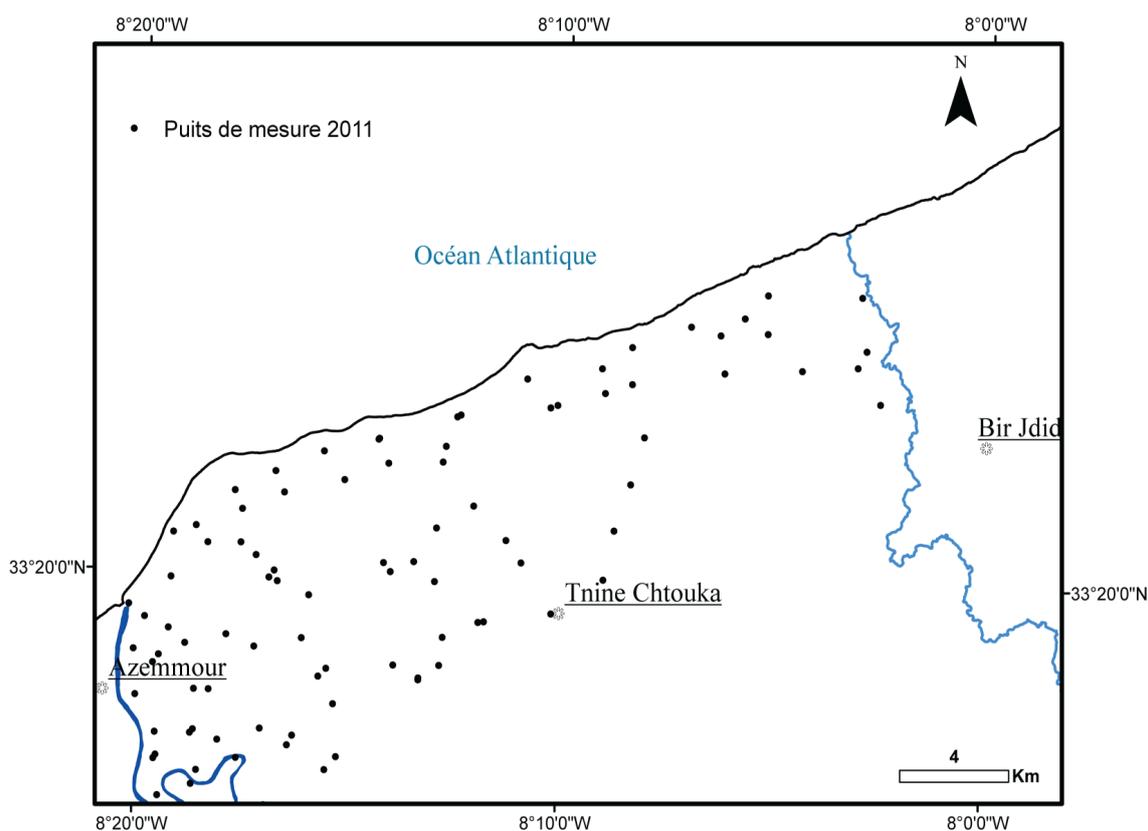


FIGURE 2.2 – Réseau de mesure de la piézométrie de mai 2011

pour les cations en ajoutant l'acide.

2.2.1.2 Analyses au laboratoire

Les mesures de concentration en cations et anions sont réalisées par un chromatographe Dionex ICS-1500 au laboratoire du département de Génie Civil Environnemental (Université Bordeaux 1). Il est muni de deux colonnes pour les anions et une pour les cations. Nous avons utilisé une colonne AS15 en 4 mm pour les anions à faible concentration en conductivité électrique et une colonne AS19 en 4 mm pour les anions à forte concentration en conductivité électrique et un éluant à base de soude (KOH). Pour les cations nous avons utilisé une colonne CS12 et un éluant à base d'acide méta-sulfonique. L'incertitude sur la mesure est estimée à 2% par les tests de répétitivité effectués sur les échantillons. Les eaux de janvier 2012 ont été mesurées par la méthode ICP-AES pour les cations, par chromatographie ionique pour les anions au Centre National de Recherche et Science Technique, UATRS à Rabat. Pour la fiabilité des résultats de cette étude une erreur de 10% a été acceptée

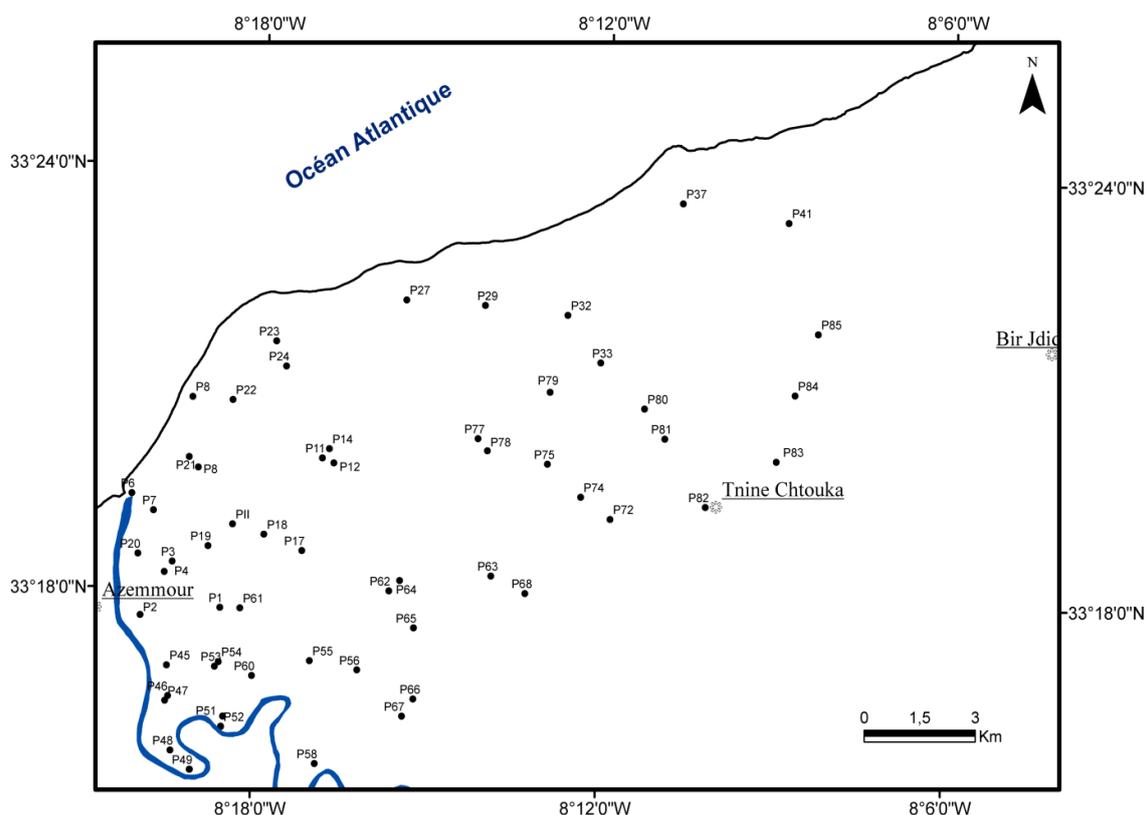


FIGURE 2.3 – Localisation de l'ensemble des puits mesurés dans la zone d'étude

(Freeze et Cherry, 1979 ; El Youti et *al.*, 2009).

2.3 Vulnérabilité de la nappe

Dans cette étude, nous procéderons à l'application de la méthode GALDIT à l'aquifère SW de la Chaouia côtière, il s'agit d'une méthode spécifique pour caractériser la vulnérabilité des aquifères côtiers, basée sur six paramètres présentés au tableau 2.1. Ces paramètres de l'intrusion de l'eau de mer ont été décrits par Chachadi et Lobo-Ferreira en 2001. Les facteurs importants de la méthode de GALDIT sont le type d'aquifère confiné ou non confiné (Groundwater Occurrence) ; la conductivité hydraulique de l'aquifère (Aquifer Hydraulic Conductivity) ; la profondeur de la nappe en dessous du niveau de la mer, (Height of Groundwater Level below Sea Level) ; la distance par rapport au rivage (Distance from the Shore) ; l'impact de l'intrusion saline présente dans la zone d'étude (Impact of existing status of sea-water intrusion in the area) ; l'épaisseur de la nappe phréatique (Thickness of the

aquifer). L'indice GALDIT est basé sur trois termes importants ; le poids relatif (ou l'importance varie entre 1 et 4), les valeurs de rangée variant entre 2, 5 et 10 et les classes attribuées. Chaque facteur GALDIT est évalué en respectant l'autre ; ceci dans le but de déterminer le rôle relatif de chaque facteur.

TABLEAU 2.1 – Les paramètres de GALDIT

Paramètres	Poids	Rangs			
		Très faible	Faible	Moyen	Elevé
G : Type d'aquifère	1	2.5 Contraint, barrière imperméable ou recharge à la côte	5 Semi-captif	7.5 Libre	10 Captif
A : Conductivité hydraulique m/jour	3	< 5	5 – 10	10 – 40	> 40
L : Altitude de la nappe/niveau de mer (m)	4	> 2	1, 5 – 2	1 – 1, 5	< 1
D : Distance de la côte (m)	4	> 1 000	1 000 – 750	750 – 500	< 500
I : Impact de l'intrusion saline- concentration des chlorures	1	< 1	1 – 1, 5	1, 5–2	> 2
T : Epaisseur de l'aquifère (m)	2	< 5	5 – 7, 5	7, 5–10	> 10

L'indice de vulnérabilité IG est défini par la somme de tous les produits calculés en multipliant la valeur de rangée de chaque paramètre par son importance relative selon l'expression suivante (équation 5.1) :

$$IG = \frac{\sum_{i=1}^6 W_i/R_i}{\sum_{i=1}^6 1W_i} \quad (2.1)$$

Où W_i est le poids accordé (1 à 4) à chaque paramètre i , R_i est le rang ou la notation accordée à chaque paramètre (2, 5 à 10). La valeur maximale de l'indice IG indique une forte vulnérabilité face à l'intrusion saline (tableau 2.2).

TABLEAU 2.2 – Vulnérabilité à l'intrusion marine

Série	Score de l'indice GALDIT	Classe de vulnérabilité
1	> 7,5	Vulnérabilité forte
2	5 - 7,5	Vulnérabilité moyenne
3	< 5	Vulnérabilité faible

2.4 Généralités sur les méthodes géoélectriques

Dans ce paragraphe nous présentons brièvement des généralités sur les lois physiques, la grandeur physique mesurée et les dispositifs de mesure utilisés.

2.4.1 Principe

La résistivité électrique ρ (l'inverse de la conductivité $\rho = 1/\sigma$) d'un milieu est par définition la capacité d'une roche ou d'un sol à résister à la circulation d'un courant électrique d'intensité I par unité de volume plus ou moins hétérogène et anisotrope (Rey et *al.*, 2006). Elle est exprimée en Ohm.mètre ($\Omega.m$ ou Ohm.m) et la conductivité en siemens/mètre (S/m). La résistivité d'un sol dépend essentiellement de la teneur en eau, de la minéralisation de l'eau, de la teneur en argile ainsi que de la granulométrie (Astier, 1971). Elle se définit comme le rapport entre la différence de potentiel V mesurée aux extrémités d'un cylindre (figure 2.4) de section S et longueur L , et l'intensité I du courant électrique par l'équation suivante (équation 5.2) :

$$\rho = RS/L \quad (2.2)$$

(Où R la résistance est donnée par la loi d'Ohm : $R=V/I$)

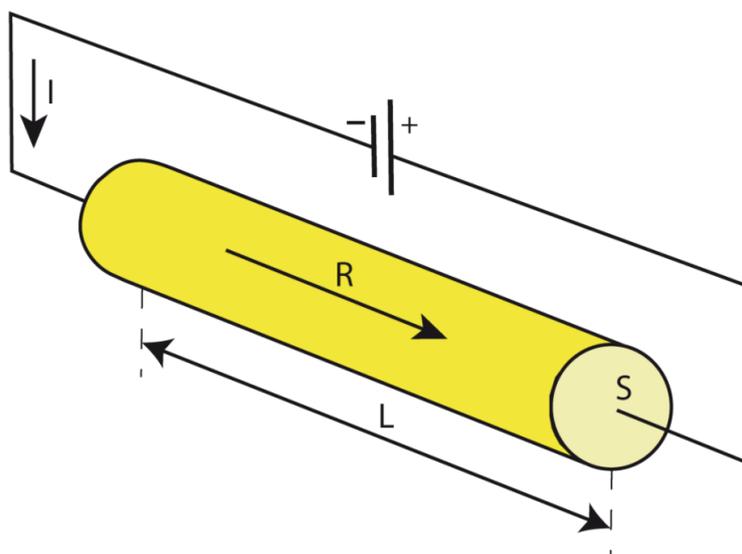


FIGURE 2.4 – Schéma illustratif de la résistivité ρ définie à partir d'un courant I circulant à travers un cylindre de résistance R et de surface

Dans un sol homogène et isotrope, la mesure de la résistivité électrique ρ est faite en utilisant deux électrodes, dites électrodes d'injection **A** et **B**, on envoie un courant électrique d'intensité I dans le sol et on mesure la différence de potentiel V entre deux autres électrodes, dites de potentiel, **M** et **N** (figure 2.5). La différence de potentiel V mesurée entre les électrodes **M** et **N** est due à l'action conjuguée des électrodes **A** et de **B**.

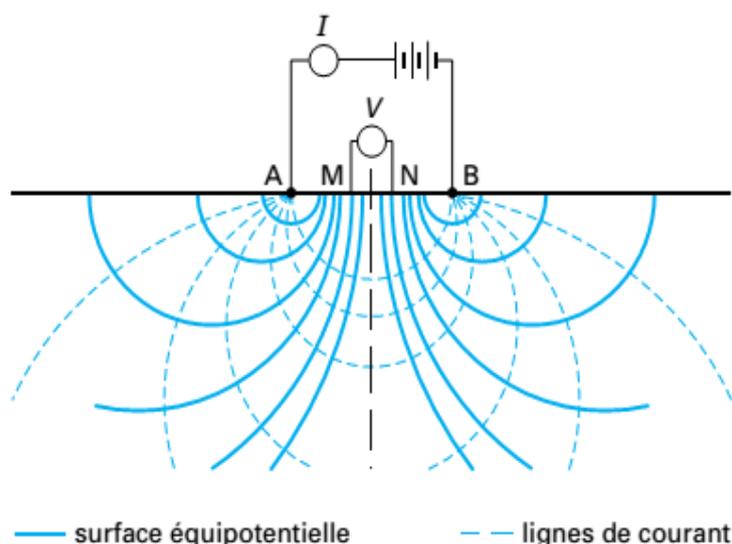


FIGURE 2.5 – Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope (d'après Van Nostrand et Cook, 1966)

En condition d'application réelle sur le terrain, présentant généralement une distribution hétérogène et anisotrope des résistivités. On définit alors la résistivité apparente ρ_a (en Ohm.m) comme la résistivité équivalente à un milieu homogène, elle est calculée à partir d'une mesure de la différence de potentiel ΔV (en volts) entre les électrodes **M** et **N** après l'injection d'un courant continu I (en ampères) entre les deux électrodes **A** et **B**, par la formule suivante (équation 5.3) :

$$\rho_a = k \frac{\Delta U}{\Delta I} \quad (2.3)$$

Où K est le facteur géométrique (en mètre), il est calculé à partir de l'espacement entre les électrodes par (équation 5.4) :

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{BN}} \quad (2.4)$$

Le tableau 2.3 montre les résistivités des roches forment l'aquifère de la Chaouia côtière utilisées dans ce travail.

TABLEAU 2.3 – Résistivité des eaux et des roches (Astier, 1971)

Eaux ou roches	Résistivité ($\rho.m$)	Conductivité ($\mu S/m$)
Eau de la mer	0,2	50 103
Eau de nappes alluviales	10-30	33-1000
Eau de sources Karstiques	10-100	100-1000
Sable et graviers secs	1000-103	1-10
Sable et graviers imbibés d'eau douce	50-500	20-200
Sable et graviers imbibés d'eau salée	0,5-5	2000-20.10 ³
Argiles	0,2-20	500-50.10 ³
Marnes	20-100	100-500
Calcaires	300-1000	10-33

2.4.2 Dispositifs de mesure

Les dispositifs les plus utilisés dans la prospection électrique (figure 2.6) sont Wenner, Wenner-Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-dipôle et pôle-pôle, chacun de ces dispositifs possède des caractéristiques liées à la sensibilité aux variations verticales et horizontales, la profondeur d'investigation, la couverture horizontale et la force du signal.

Dans le dispositif Wenner les quatre électrodes sont disposées à équidistance avec le dipôle de mesure situé à l'intérieur du dipôle d'injection : AB : 3MN, permettant un bon rapport entre le signal et le bruit. Sa couverture 2D est homogène et sa profondeur d'investigation est moyenne. L'acquisition en Wenner est plus sensible aux changements verticaux qu'horizontaux de la résistivité. Le dispositif Wenner est recommandé pour détecter des structures horizontales (bonne résolution verticale), mais déconseillé pour des structures verticales (faible résolution horizontale).

Pour le dispositif Schlumberger, l'écartement entre les électrodes d'injection est supérieur à celui entre les électrodes de potentiel. Ses caractéristiques sont proches du Wenner avec bon rapport entre le signal et le bruit, une couverture spatiale moins homogène, mais une profondeur d'investigation et une résolution plus importante ainsi qu'une meilleure sensibilité aux structures obliques ou verticales. Le dispositif Schlumberger est beaucoup utilisé en hydrogéologie (Dahlin et Zhou, 2004).

Le dispositif dipôle-dipôle correspond à un dispositif Wenner β , où la profondeur d'investigation augmente avec l'écartement entre les électrodes de courant AB et les électrodes de potentiel MN. Le rapport entre le signal et le bruit est faible, mais la

résolution spatiale est faible en profondeur, ce dispositif a une grande profondeur d'investigation. Le dipôle-dipôle est conseillé à l'imagerie des structures verticales ou obliques (Dahlin et Loke, 1997, Dahlin et Zhou, 2004). Le dispositif pôle-pôle possède deux électrodes disposées à l'infini, une électrode d'injection de courant B et une de mesure de potentiel N. Les électrodes A et M sont utilisées pour l'acquisition des données de résistivité. Sa résolution spatiale est assez faible, le rapport entre le signal et le bruit est moyen, ce dispositif se caractérise par une profondeur d'investigation élevée. Il est conseillé pour l'imagerie pour des structures profondes et pour des études environnementales.

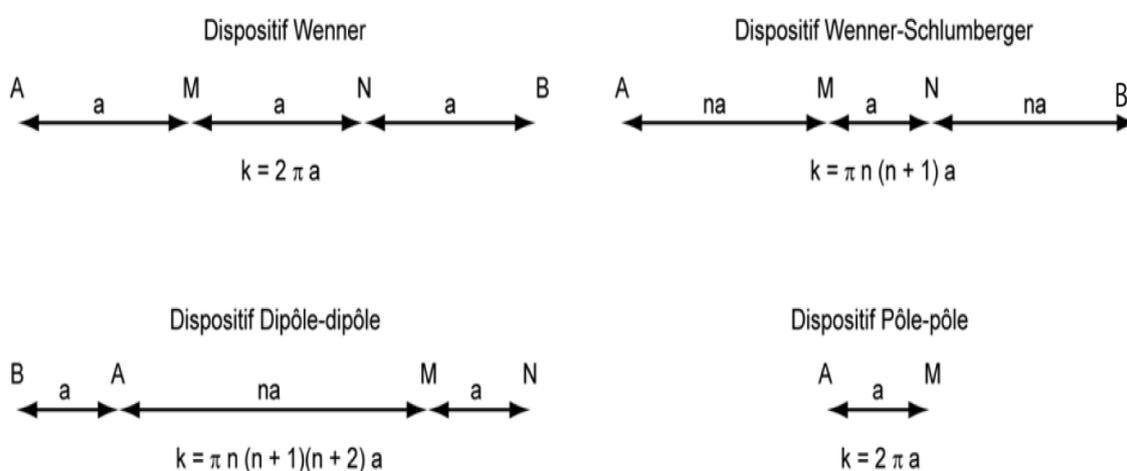


FIGURE 2.6 – Dispositifs quadripôles courants, K facteur géométrique

2.4.3 Principe de la tomographie électrique

2.4.3.1 Procédures d'acquisition 2D

La première étape d'une auscultation "2D" sur le terrain consiste à positionner des électrodes espacées régulièrement le long d'un profil et connectées à un câble multi-conducteurs. La seconde étape nécessite la réalisation de mesures suivant différents arrangements d'électrodes (figure 2.7). Avant le lancement de mesure une étape importante et indispensable, il s'agit de la création de la séquence de mesure, dans laquelle est contenu diverses informations tel que le type de dispositif utilisé, le nombre des électrodes... Une fois construite la pseudo-section il est possible en utilisant des logiciels d'inversion d'obtenir une coupe de la variation de la résistivité (figure 2.7), variation qui peut être alors interprétée géologiquement selon la problématique traitée.

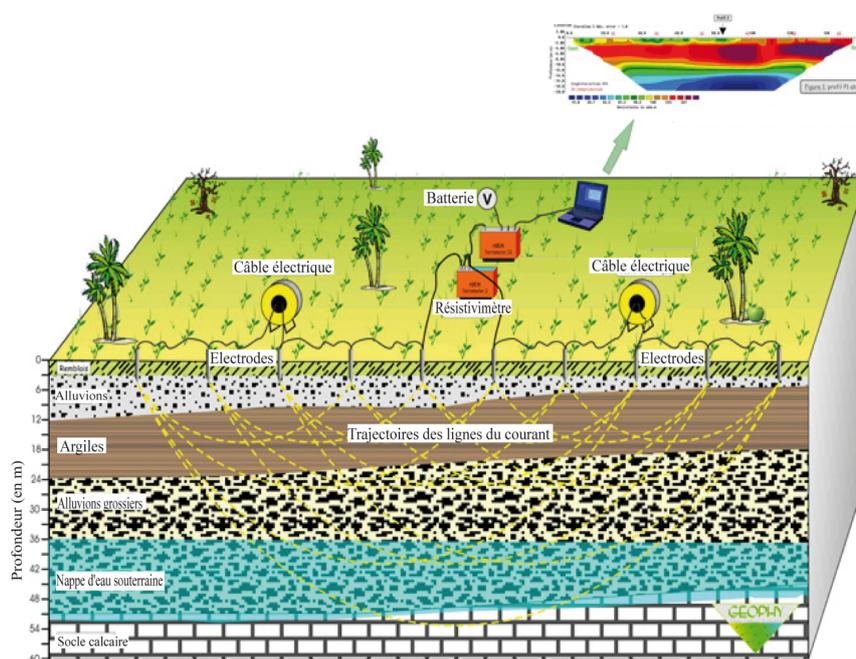


FIGURE 2.7 – Schéma de principe d’acquisition des mesures de résistivité électrique en tomographie (<http://www.geophy.fr/resistivite.htm>)

Le positionnement de chaque point de mesure sur le panneau électrique (figure 2.8) est en fonction de l’espacement inter-électrode (a). Entre les dipôles d’injection du courant AB et du potentiel MN . Pour chaque espacement, le point de mesure est positionné au centre du dispositif à une profondeur pouvant être estimée selon la distance entre les électrodes d’injection du courant pour chaque dispositif (tableau 2.4).

TABLEAU 2.4 – Profondeur d’investigation en fonction de L (distance entre les électrodes d’injection du courant) pour certains dispositifs

Dispositifs	Profondeur d’investigation	
	Roy 1971	Barker 1989
Wenner	$0,11L$	$0,17L$
Schlumberger	$0,125L$	$0,19L$
Dipôle-dipôle	$0,195L$	$0,125L$
Pôle-pôle	$0,35L$	

La procédure d'acquisition de mesure en Wenner-Shlumberger, sur le premier niveau ($n=1$) se fait par le déplacement du dispositif latéralement en gardant la même distance (a), une fois que l'enregistrement est terminé pour le premier niveau, la mesure du deuxième niveau ($n=2$) va commencer avec un espacement inter-électrode entre AM et NB égale $2a$, la distance entre MN est égale (a) jusqu'à la distance $AB > 5MN$ dans ce cas la distance MN est égale $2a$ et ainsi la mesure va continuer jusqu'à le dernier niveau. L'interprétation des mesures se fait par une inversion des résistivités apparentes mesurées sur le terrain. Pour faire le lien entre les résultats de résistivités obtenues et la réalité géologique des sols, un calage avec des données de forage (est souhaitable) est indispensable.

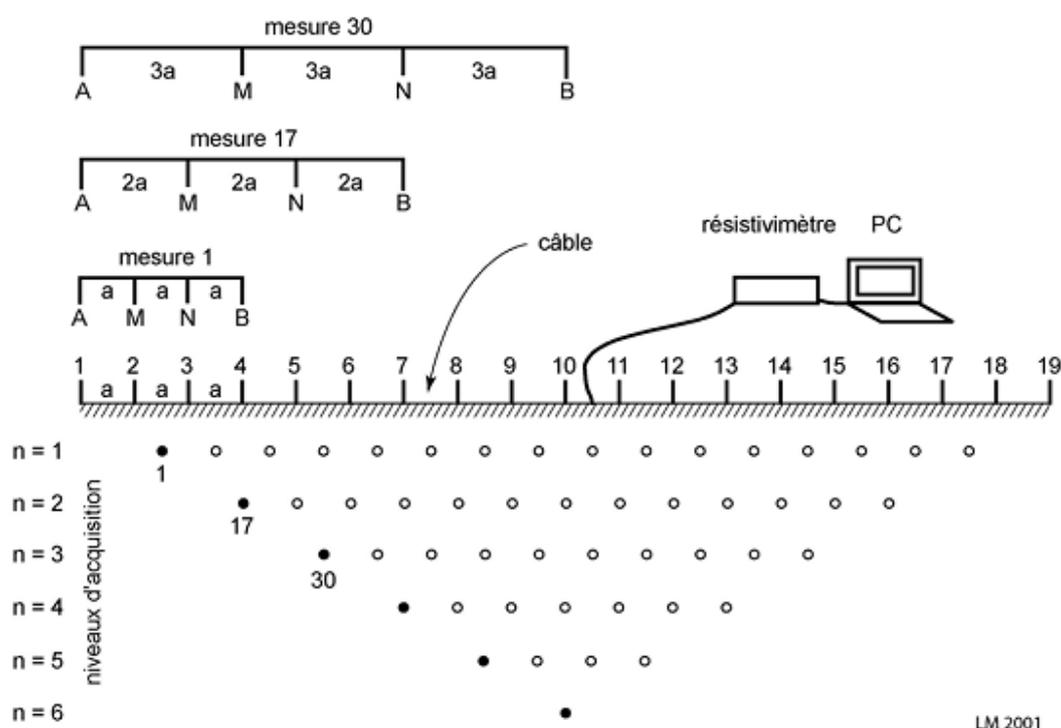


FIGURE 2.8 – Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure (Marescot, 2008a)

2.4.3.2 Loi d'Archie

La résistivité électrique d'un aquifère est principalement influencée par la porosité de la formation et la résistivité du fluide dans les pores (Niwas et Celik, 2012), ainsi que sa conductivité électrique. En 1942, Archie a proposé une formule empirique

(équation 4.5) qui lie les différents paramètres déterminant la résistivité électrique d'une formation (Archie, 1942 dans Chalikakis, 2006).

L'application de la formule d'Archie (équation 4.5) en prospection géophysique a été utilisée par plusieurs auteurs (Oulaarouss, 2009 ; Fadili, 2014).

$$\rho_f = a\phi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad (2.5)$$

Avec ρ_f la résistivité de la formation ($\Omega.m$), σ_w la résistivité de l'eau ($\Omega.m$), avec $\rho_w = 1/\sigma_w$, où σ_w la conductivité électrique habituellement mesurée par les hydrogéologues ($\mu S/cm$), ϕ la porosité de la formation (sans dimension). \mathbf{S} la saturation (sans dimension) avec \mathbf{a} le coefficient de saturation qui dépend de la lithologie ($0,5 < \mathbf{a} < 2,5$), \mathbf{m} est le facteur de cimentation qui dépend de la forme des pores et de la compaction de la roche et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés à 2,2 pour les calcaires cimentés et \mathbf{n} est l'exposant de saturation (proche de 2).

Le tableau 2.5 présente les différentes valeurs de porosité efficace pour les principaux aquifères, pour notre zone d'étude nous utilisons la porosité des formations aquifères suivantes : sable, grès et alluvions du Plioquaternaire, le calcaire fissuré de Crétacé et les schistes de Paléozoïque.

TABLEAU 2.5 – Valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs (Chapellier, 2000)

Types de réservoirs	Porosité efficace (%)
Gravier gros	30
Gravier moyen	25
Gravier fin	20
Gravier plus sable	15 à 20
Alluvions	8 à 10
Sable gros	20
Sable moyen	15
Sable fin	10
Sable très fin	5
Sable gros plus silt	5
Silt	2
Vases	0,1
calcaire fissuré	2 à 10
Craie	2 à 5
Grès fissuré	2 à 15
Granite fissuré	0,1 à 2
Basalte fissuré	8 à 10
Schistes	0,1 à 2

Chapitre 3

Les caractéristiques climatologiques de la Chaouia côtière

Sommaire

3.1	Introduction	42
3.2	Évolution climatique dans la région de la Chaouia Côtière	43
3.3	Conclusion	69

***L**e deuxième chapitre présente une caractérisation climatologique de la zone d'étude, sur la base des données de longue durée de précipitation, de température et de l'évapotranspiration à partir de trois stations météorologiques (Casablanca Anfa, El Jadida et Settat), ceci en vue d'étudier l'évolution du climat et sa tendance en fonction du temps. L'objectif est de faire ressortir le lien entre l'évolution du climat et l'exploitation des eaux souterraines de la Chaouia côtière.*

3.1 Introduction

La connaissance des facteurs climatiques (pluviométrie, température, évapotranspiration . . .) est nécessaire pour étudier l'évolution du climat, les ressources en eau et calculer la quantité d'eau qui s'infiltre dans la nappe. Le climat de la plaine de la Chaouia Côtière est connu pour être de type aride à semi-aride (Bentayeb, 1972). Toute étude climatique est basée sur la collecte des données, pour réaliser ce travail nous avons étudié les paramètres climatiques (précipitation et température) de trois stations : Casablanca Anfa, Settat et El Jadida (Figure 3.1). L'altitude de ces stations varie entre 28 *m* (El Jadida) et 375 *m* (Settat) (tableau 3.1), nous avons étudié les données climatologiques en provenance de la direction de la météorologie nationale de Casablanca.

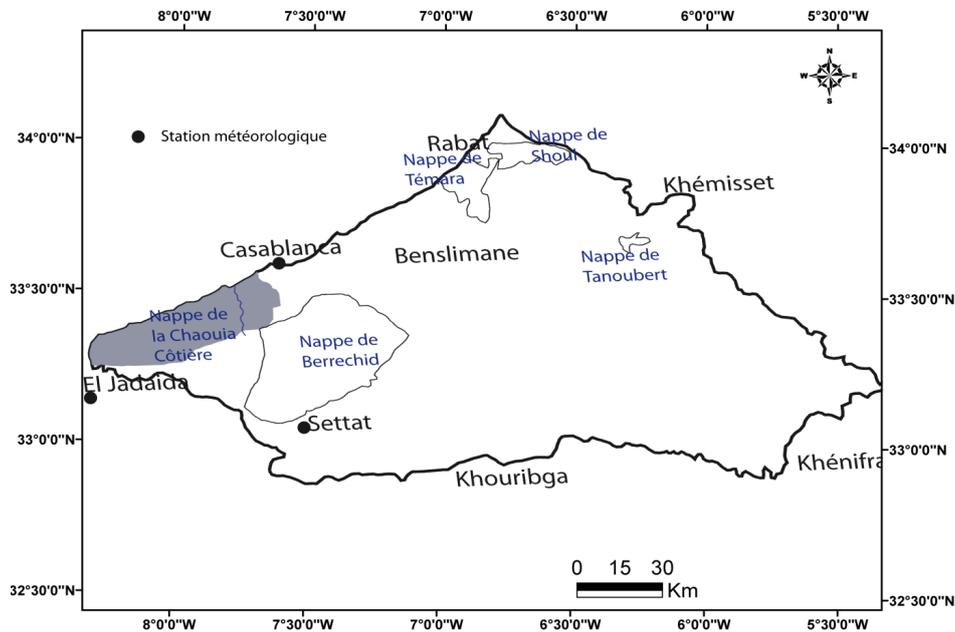


FIGURE 3.1 – Localisation des stations météorologiques dans la zone de la Chaouia et Bouregreg

L'étude de l'évolution climatique ne peut utiliser des données hétérogènes. Plusieurs méthodes statistiques permettent de tester l'homogénéité des séries climatologiques avant utilisation. Il s'agit de savoir si les données d'observation sont fiables, donc utilisables telles quelles. De ce fait, il arrive régulièrement que les séries de données climatologiques contiennent des ruptures artificielles (un point de rupture est la position d'un changement de moyenne dans une série pluviométrique) qui sont dues aux modifications des conditions de mesure et qui ne reflètent pas les variations

réelles du climat ; c'est le cas de la série des données de précipitations de la station de Casablanca Anfa (rupture entre 1956 et 1960). Un test d'homogénéité a été appliqué ensuite par la direction de la météorologie nationale, c'est le test de Buishand (Buishand, 1982 ; Buishand, 1984, Cf.annexe A). Les séries des deux stations El Jadida et Settat ne contiennent pas de rupture. Concernant les données de température on a trouvé des valeurs mensuelles manquantes (tableau 3.2), elles sont remplacées par la moyenne mensuelle de température de chaque série étudiée.

TABLEAU 3.1 – Stations météorologiques

Stations	Altitude (m)	Coordonnées géographiques		Paramètres utilisés et longueurs de séries	
		Longitude Ouest	Latitude Nord	Précipitations	Températures min et max
Casablanca	62	-7,67	33,57	1908-2010	1960-2010
El Jadida	28	-8,52	33,23	1931-2010	1977-2010
Settat	375	-6,62	33,01	1909-2010	1984-2010

TABLEAU 3.2 – Les valeurs manquantes des températures minimale et maximale

	Température maximale	Température minimale
Casablanca Anfa	juin 1972 et octobre 2003	juin 1972, octobre 2003 et octobre 2004
El Jadida	1978 : avril, mai, septembre, novembre et décembre 1979, 1980 : janvier et octobre, 1981	1978 : avril, mai, septembre, novembre et décembre 1979, 1980 : janvier et octobre, 1981
Settat	janvier 1984 et octobre 2003	janvier 1984 et octobre 1984

3.2 Évolution climatique dans la région de la Chaouia Côtière

Selon le Groupe d'expert Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC 2007) le terme de changement climatique, s'entend d'une variation de l'état du climat par des modifications de la moyenne et/ou de la variabilité de ses propriétés et qui persiste au cours d'une longue période, généralement pendant des décennies ou plus. Il se rapporte à tout changement du climat dans le temps, qu'il soit dû à la variabilité naturelle ou à l'activité humaine. Cette définition diffère de celle figurant dans la Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC Nation Unis 1992), il désigne un changement attribué directement

ou indirectement aux activités humaines, qui modifient la composition de l’atmosphère mondiale, ajouté à la variabilité climatique naturelle observée sur des périodes de temps comparables (GIEC, 2007). Les tendances au réchauffement et au refroidissement font partie des cycles normaux du climat, et les conditions climatiques varient au cours d’une même année, d’une année à l’autre et au cours des décennies, des siècles et des millénaires. Selon les derniers rapports du GIEC, la température moyenne ne croit plus ces dernières années et elle reste stable (figure 3.2).

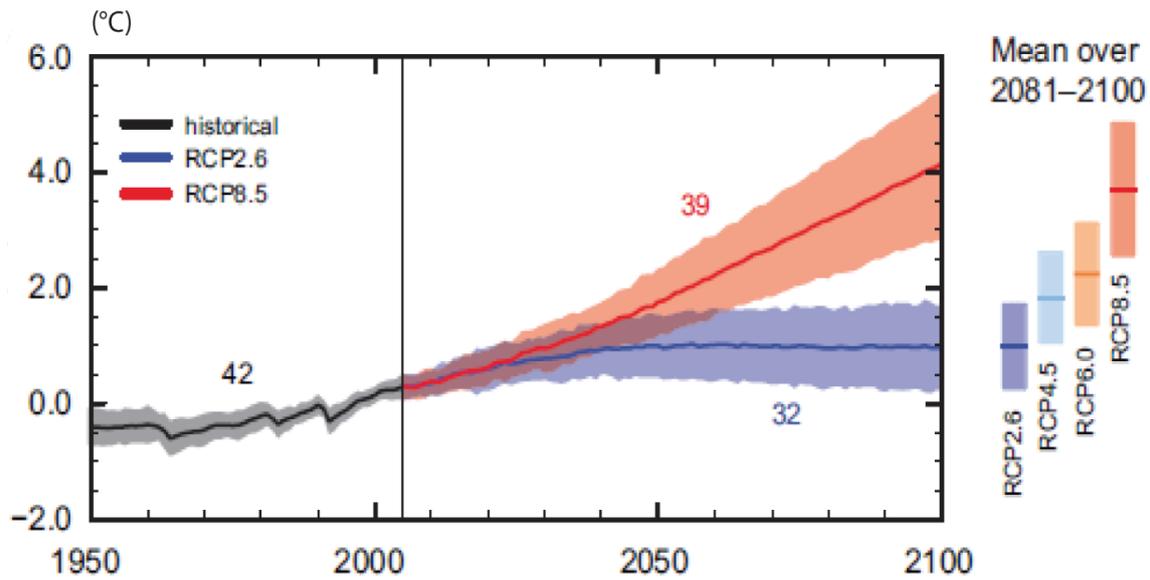


FIGURE 3.2 – Augmentation probable de la température moyenne de surface entre 1950 et 2100 selon les quatre scénarios utilisés par GIEC 2013

3.2.1 Évolution des précipitations dans la région de la Chaouia Côtière

La pluviométrie est un paramètre important, elle conditionne l’écoulement saisonnier, le régime des cours d’eau et la recharge des nappes souterraines. On abordera dans ce paragraphe la variabilité et la tendance des précipitations dans la zone d’étude.

3.2.1.1 Interprétation des données des stations de Casablanca Anfa, El Jadida et Settat

La représentation graphique sous la forme de boîte à moustaches des paramètres de position, et de dispersion pour les précipitations des trois stations météorologiques (figure 3.3), nous a amené à déduire que l'influence des valeurs extrêmes sur la moyenne est observée pour ces stations ; l'écart entre la moyenne et le troisième quartile est élevé et aussi l'étendue de la variable précipitation est élevée.

La variation des précipitations annuelles aux stations de Casablanca Anfa (1908-2010), d'El Jadida (1931-2010) et Settat (1909-2010), est influencée par l'étalement des valeurs extrêmes (Minimum et Maximum) par rapport aux valeurs centrales (Moyenne et Médiane). La distribution des valeurs de précipitations sous la forme des fréquences relatives est dissymétrique avec un étalement à droite. Ainsi l'année 1996 est considérée comme une valeur atypique pour toutes les séries de précipitation (figure 3.4, 3.5 et 3.6).

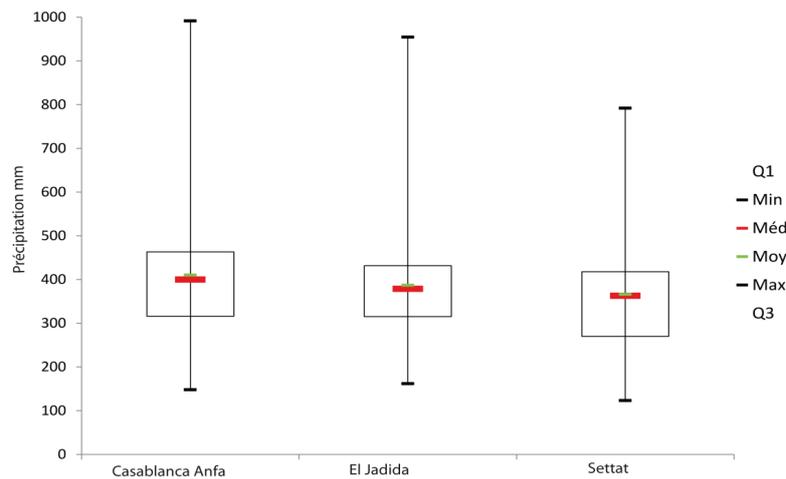


FIGURE 3.3 – Représentation sous la forme de boîte à moustaches des précipitations annuelles aux stations météorologiques Casablanca Anfa (1908-2010), El Jadida (1931-2010) et Settat (1909-2010)

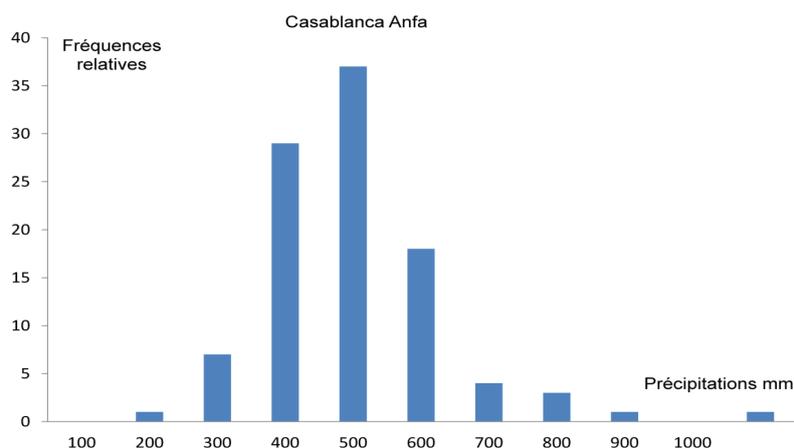


FIGURE 3.4 – Histogramme de fréquences relatives en fonction des précipitations moyennes annuelles (moyenne centrée au milieu des classes) à la station de Casablanca Anfa (1908-2010)

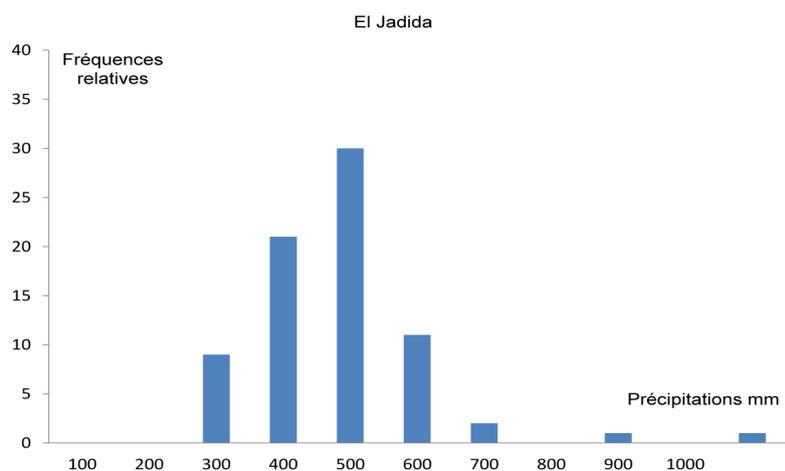


FIGURE 3.5 – Histogramme de fréquences relatives en fonction des précipitations moyennes annuelles (moyenne centrée au milieu des classes) à la station d'El Jadida (1931-2010)

La Figure 3.7 montre l'évolution des précipitations annuelles moyennes mobiles centrées sur dix années pour les stations de Casablanca Anfa (1908/2010), El Jadida (1931-2010) et Settat (1909-2007).

L'année la plus pluvieuse est 1996 avec une hauteur maximale de 992 mm à la station de Casablanca Anfa, 954 mm à la station d'El Jadida et 792 mm à la station

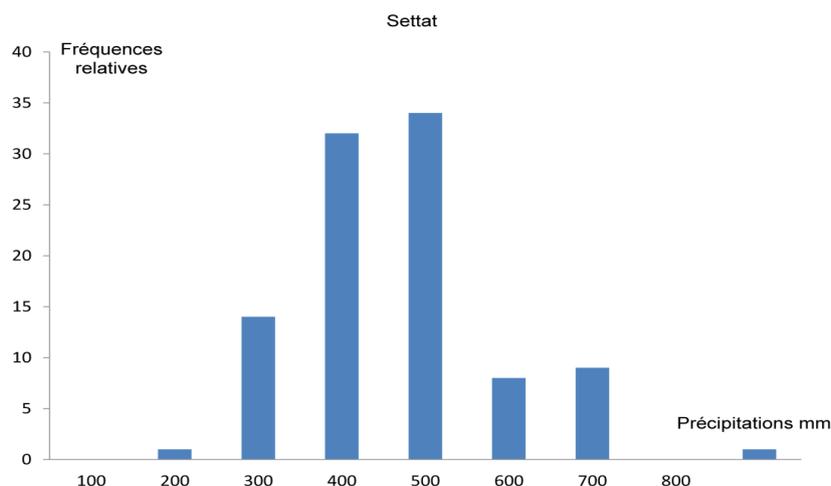


FIGURE 3.6 – Histogramme de fréquences relatives en fonction des précipitations moyennes annuelles (moyenne centrée au milieu des classes) à la station de Settat (1909-2010)

de Settat. Tandis que la hauteur minimale des précipitations est enregistrée en 1981 pour les stations Casablanca et Settat avec respectivement 148 mm et 123 mm , et en 1992 à El Jadida avec une valeur de 162 mm , l'allure des courbes d'évolution des précipitations est homogène d'une station à l'autre.

Généralement on peut conclure que l'évolution des précipitations depuis 1908 est marquée par une alternance des périodes pluvieuses et sèches :

1. La première période est pluvieuse de 1913 à 1937, se caractérise par une légère augmentation des précipitations de 100 mm , observée à Casablanca et à partir de 1925 à 1937 pour Settat ;
2. La deuxième période, de 1938 à 1948, est sèche avec par une diminution de 150 mm ;
3. La troisième, de 1949 à 1968 se caractérise par une augmentation de 200 mm par rapport à la période précédente ;
4. La quatrième, de 1969 à 1986, peut être considérée comme une période sèche avec une baisse de 200 mm ;
5. La cinquième, de 1987 à 2010 se caractérise par une relative stabilisation de la pluviométrie.

Dans la station de Casablanca Anfa et pour une période de 102 ans (1908-2010) les précipitations moyennes annuelles augmentent de $0,462\text{ mm/an}$, c'est-à-dire de

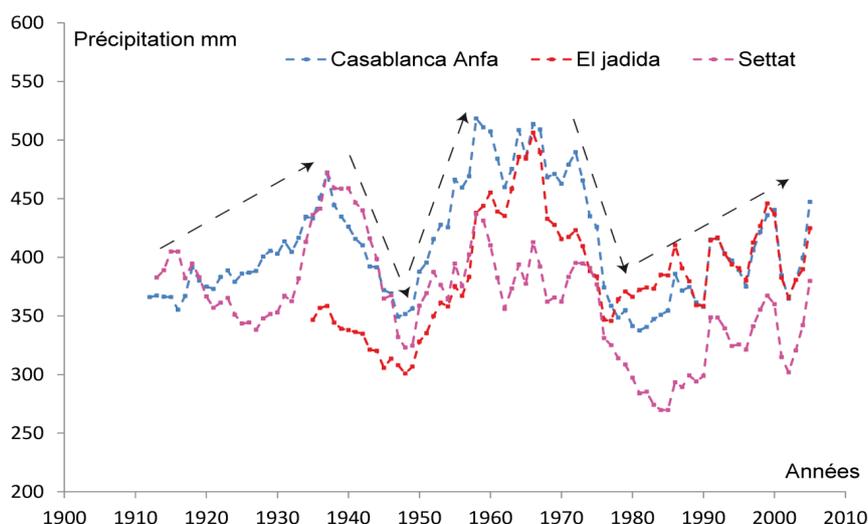


FIGURE 3.7 – Evolution de précipitations moyennes (moyenne lissée et centrée sur dix ans) annuelles à la station de Casablanca Anfa (1908-2010), à la station d'El Jadida (1931-2010) et à la station de Settat (1909-2010)

47,1 *mm* en 102 ans (figure 3.8). Cependant, le coefficient de détermination R^2 qui est la part de variance expliquée de la pluie (1%) est très faible, la variance de la pluie résiduelle étant égale à 99%.

On a découpé la série des précipitations de la station de Casablanca Anfa en deux périodes, une première de 1908 à 1960 et une seconde de 1960 à 2010. Pour la période de 1908 à 1960 la précipitation moyenne annuelle avait une tendance à l'augmentation de 2,0 *mm/an* (figure 3.9), l'indépendance des précipitations au regard du temps qui s'écoule doit être rejetée de façon simplement significative au vu du résultat du test de l'hypothèse H_0 de l'indépendance pluviométrie-temps à la station de Casablanca Anfa pour les 52 années prises en compte. La variance expliquée de la variable pluie ne représente cependant que 8,5% de la variance de la pluie totale.

La figure 3.10 présente les précipitations moyennes annuelles de la station de Casablanca pour la période de 1960 jusqu'à 2010. D'après le résultat de l'analyse par régression linéaire des précipitations annuelles en fonction du temps le coefficient de régression est égal à $-1,367$, c'est à dire que les précipitations moyennes annuelles diminuent de 1,367 *mm/an* soit une diminution de 68,4 *mm* pour 50 ans. La variance expliquée de la variable pluie ne représente que 1,6% de la variance totale. Le test H_0 de l'indépendance des précipitations au regard du temps qui s'écoule ne peut pas

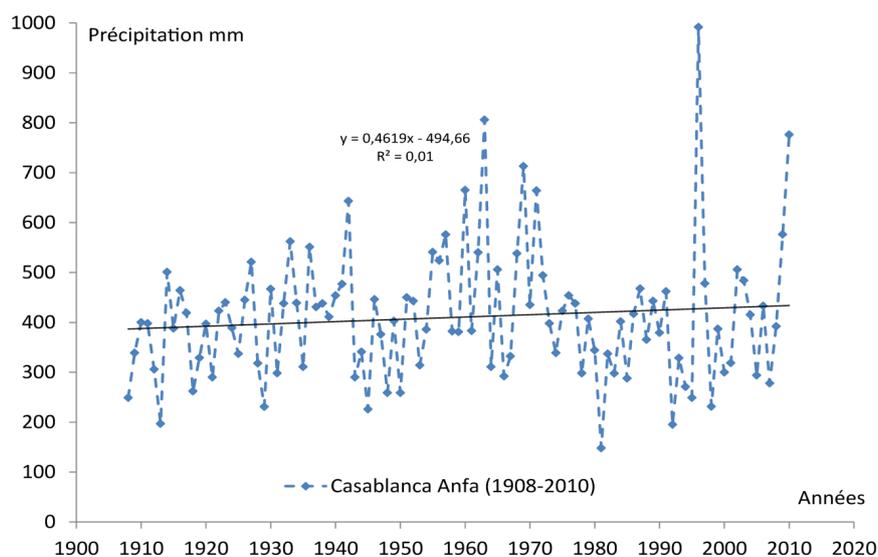


FIGURE 3.8 – Evolution des précipitations annuelles à la station de Casablanca Anfa de 1908 à 2010

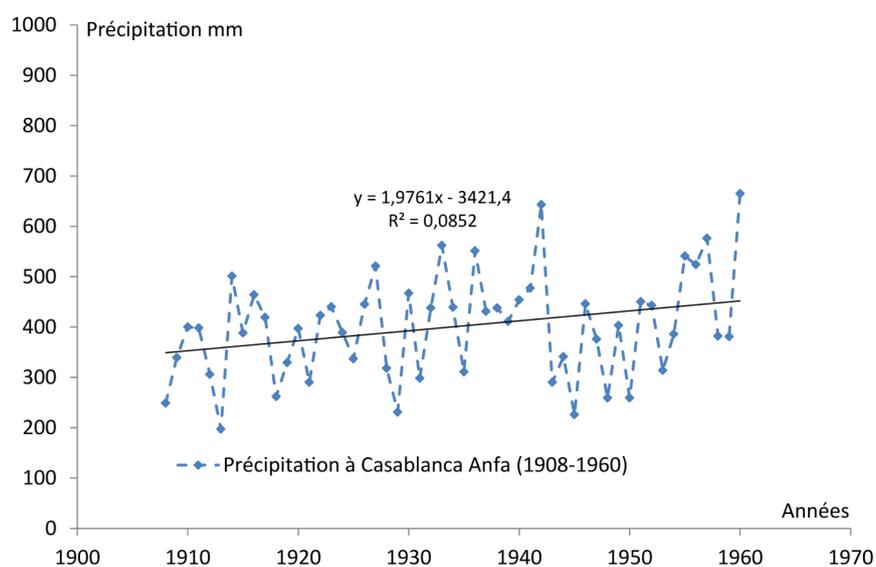


FIGURE 3.9 – Evolution des précipitations moyennes annuelles à la station de Casablanca Anfa de 1908 à 1960

être rejeté.

Concernant la station d'El Jadida, elle a connu une augmentation de $1,013 \text{ mm/an}$ de précipitation pendant la période de 1931 à 1960 vu le résultat de la régression linéaire des précipitations annuelles en fonction du temps (figure 3.11), la variance

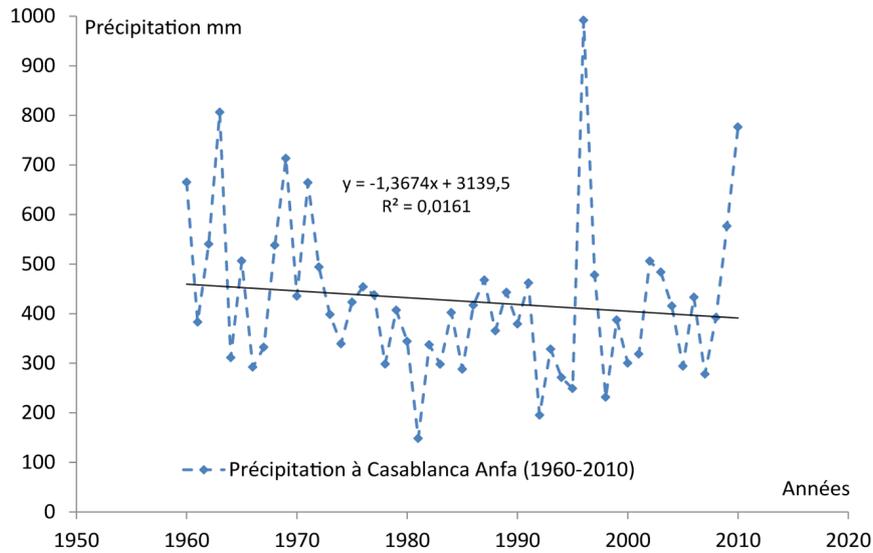


FIGURE 3.10 – Evolution des précipitations moyennes annuelles à la station de Casablanca Anfa de 1960 à 2010

de pluie expliquée ne représente que 1,1% de la variance de la pluie totale. Le test H_0 de l'indépendance des variables ne peut pas être rejeté.

Pour la période entre 1960 et 2010 la station d'El Jadida est caractérisée par une diminution de $0,71 \text{ mm/an}$ pendant 50 ans d'après l'analyse de la régression linéaire des précipitations annuelles en fonction du temps (figure 3.12). La variance expliquée de pluie ne représente que 0,6% de variance totale de la pluie. Le test H_0 de l'indépendance des variables ne peut pas être rejeté.

La pluviométrie de la station de Settat est caractérisée par une diminution $0,6 \text{ mm/an}$ de précipitation annuelle depuis 1909. L'hypothèse H_0 de l'indépendance de la pluviométrie annuelle de la station de Settat au regard de la période 1909 jusqu'à 2010 ne peut pas être estimée de façon significative. La variance expliquée de la variable pluie ne représente que 2% de la variance totale (Figure 3.13).

La distribution des fréquences cumulées des précipitations annuelles pour la station de Casablanca Anfa est montrée (Figure 3.14); une loi normale est ajustée (avec la moyenne et l'écart type de la distribution expérimentale) à la distribution expérimentale; on y remarque clairement que les années 1963, 1996 et 2010 sont parmi les années les plus pluvieuses et les années 1913, 1981 et 1992 sont parmi les plus sèches depuis 1908. La courbe de la loi normale théorique se superpose à celle de la distribution expérimentale des précipitations moyennes annuelles (1908-1960), pour la période de 1960 à 2010 la courbe de la loi théorique surestime légèrement

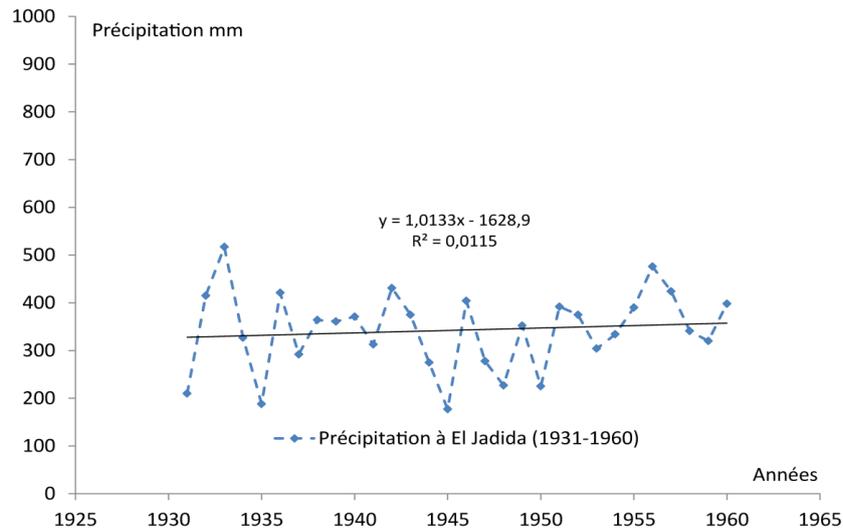


FIGURE 3.11 – Evolution des précipitation moyennes annuelles à la station d’El Jadida de 1931 à 1960

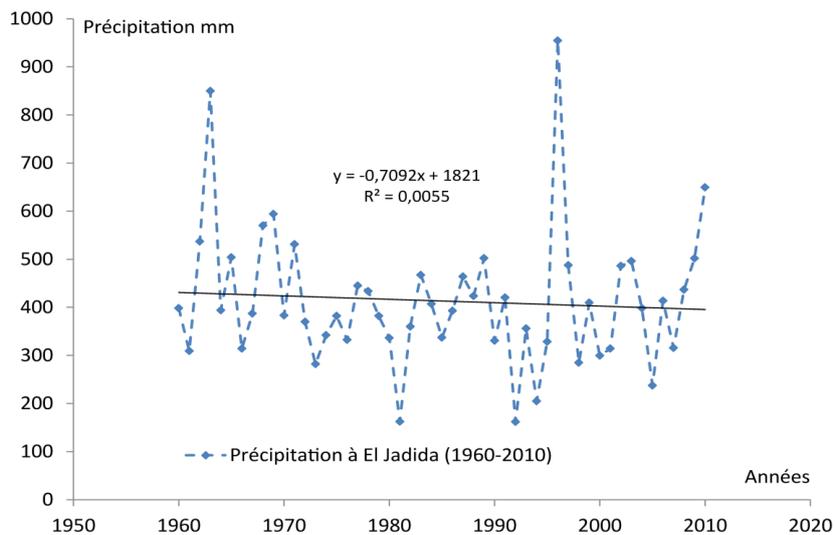


FIGURE 3.12 – Evolution de précipitations moyennes annuelles à la station d’El Jadida de 1960 jusqu’à 2010

les valeurs des précipitations inférieures à 300 mm par contre elle sous-estime les valeurs entre 450 mm et 660 mm avec un étalement vers la droite.

La distribution des fréquences cumulées des précipitations annuelles et la loi normale pour la station d’El Jadida (Figure 3.14) montre bien que les années 1933,

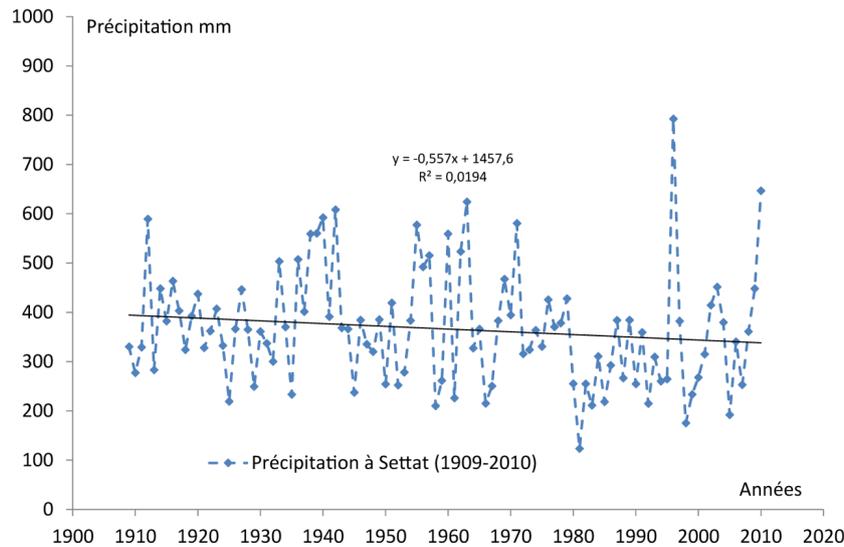


FIGURE 3.13 – Evolution des précipitations moyennes annuelles à la station de Settat de 1909 à 2010

1996 et 2010 sont les années les plus pluvieuses depuis 1931 et les années 1945 et 1992 sont les plus sèches de cette période. On a une superposition de la loi théorique et de la distribution expérimentale des précipitations pour la période de 1931 à 1960. Pour la période de 1960 à 2010, la courbe de la loi normale surestime les valeurs des précipitations entre 162 *mm* et 337 *mm* ; elle les sous-estime au-delà de 337 *mm* avec un étalement vers la droite à cause de la valeur atypique.

Concernant la station de Settat, la distribution des fréquences cumulées et la loi normale durant la période qui s'étend de 1909 jusqu'à 2010 sont également montrées dans la Figure 3.14. L'année 1996 est la plus pluvieuse et l'année 1981 est la plus sèche du siècle, 20% des données ont des valeurs des précipitations inférieures à 255 *mm*, 50% des données ont des valeurs des précipitations inférieures à la moyenne (363 *mm*), 100% des données ont des valeurs des précipitations inférieures à 792 *mm*. La courbe de la loi théorique surestime les valeurs des précipitations inférieures à 255 *mm* et les valeurs des précipitations au-delà de 492 *mm* par contre elle sous-estime les valeurs de précipitations entre 260 *mm* et 467 *mm*.

Les lois normales pour les trois stations météorologiques Casablanca Anfa, El Jaidida et Settat montrent un étalement vers la droite lié exceptionnellement à l'augmentation de la pluie de l'année 1996 sans oublier les années 2010 et 1963. Ces modèles (les lois théoriques) sont cohérents avec ce qu'on a observé au début de ce paragraphe par la représentation graphique sous forme de boîte à moustaches des

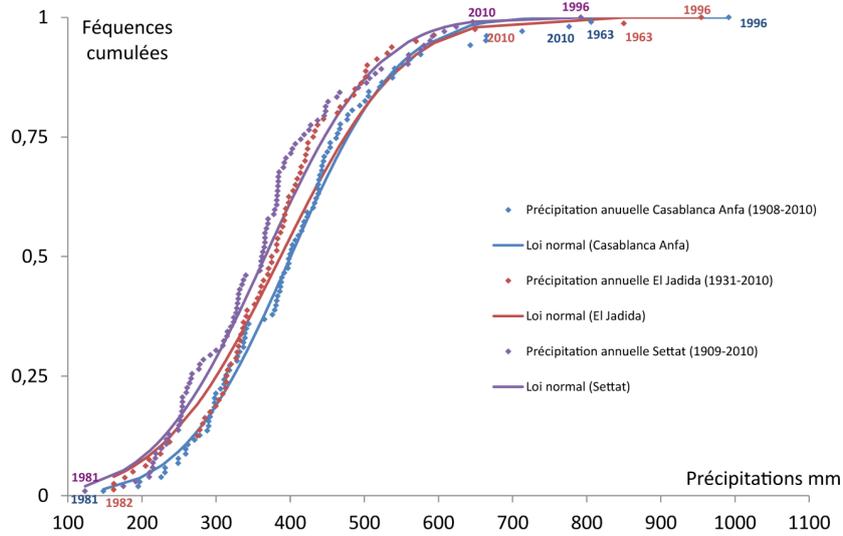


FIGURE 3.14 – Distribution des lois normales des précipitations moyennes annuelles pour les stations de Casablanca Anfa, El Jadida et Settat

précipitations annuelles pour les trois stations. La station de Casablanca Anfa avec des valeurs élevées de paramètres de dispersion et de position est suivie par celle d’El Jadida puis de Settat.

En fait la forte pluie de l’année 1996 et l’année sèche 1981 ont déjà été mentionné dans les travaux de Oulaarouss (2009) et Fadili (2014) sur la base des stations météorologiques dans la zone de Oualidia et Sidi Moussa au sud d’El Jadida.

3.2.1.2 Analyse statistique des précipitations mensuelles

Après avoir interprété les précipitations annuelles, on effectue une analyse mois par mois pour voir l’évolution mensuelle des pluies au cours du temps. Le tableau 3.3 résume les paramètres statistiques calculés de la série des données des précipitations mensuelles à la station de Casablanca Anfa de 1908 à 2010.

La très grande variabilité observée aux mois de mai, juin, juillet, août et septembre avec les valeurs des coefficients de variation respectivement 113,0%, 215,3%, 354,7%, 298,9% et 182,2% et des écarts relatifs (l’écart relatif est défini comme le rapport : (moyenne-médiane)÷ moyenne) élevés 37,1% (mai), 61,2% (juin), 100% (juillet et août) et 54,8% (septembre) caractérisent des valeurs extrêmes élevées.

Les résultats de l’analyse par régression linéaire des précipitations en fonction du temps obtenus mois par mois montrent que l’hypothèse de l’indépendance des

TABLEAU 3.3 – Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la station de Casablanca Anfa (1908-2010)

N= 103	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	60,8	53,5	49,9	36,3	17,5	5,2	0,4	0,7	6,6	36,2	68,8	74,5
Médiane	54,0	43,0	46,0	28,0	11,0	2,0	0,0	0,0	3,0	27,0	59,0	62,0
Ec. Type	49,9	42,2	34,8	30,2	19,8	11,1	1,3	1,9	12,1	32,8	55,7	63,2
Coef.Var.%	82,0	79,0	69,9	83,3	113,0	215,3	354,7	298,9	182,2	90,7	81,0	84,8
Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Max	313,8	198,0	189,0	156,0	100,4	86,0	7,6	11,0	91,8	139,0	296,4	378,1
Ec.Rel%	11,2	19,6	7,7	22,8	37,1	61,2	100,0	100,0	54,8	25,3	14,2	16,8
Quartile 1	22,5	24,0	19,0	16,9	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,5	25,0	29,2
Quartile 2	54,0	43,0	46,0	28,0	11,0	2,0	0,0	0,0	3,0	27,0	59,0	62,0
Quartile 3	82,4	73,5	68,5	48,7	23,0	5,0	0,0	0,0	8,0	50,0	95,0	100,0
R2 %	1,86	0,52	3,36	0,01	0,80	1,13	2,78	0,08	4,71	0,58	0,77	0,29
Test H_0	NR	NR	NR	NR	NR	NR	NR	NR	RS	NR	NR	NR
Coef. Reg.	0,23	0,10	-0,21	-0,01	-0,06	-0,04	0,01	-0,00	0,09	0,08	0,16	0,11

Avec : N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif ; R2 : coefficient de détermination ; Test H_0 : test de l'hypothèse nulle, de l'indépendance des variables ; RTHS : rejetée de façon très hautement significative ; RHS : rejetée de façon hautement significative ; RS : rejetée de façon significative ; NR : non rejet de l'hypothèse (indépendance des variables) ; Coef.Reg. : coefficient de régression.

variables ne peut être rejetée de façon significative (l'hypothèse H_0 de l'indépendance des variables précipitations mensuelles et temps) que pour les mois mars et septembre.

Le tableau 3.4 présente un résumé statistique des paramètres calculés de la série des données des précipitations mensuelles à la station d'El Jadida de 1931 à 2010. Tous les mois de l'année se caractérisent par des coefficients de variation élevés allant de 71,2% en décembre jusqu'à 346,2% au mois d'août et des écarts relatifs élevés sauf pour les mois de janvier et mars.

Le résultat de l'analyse de la régression linéaire des précipitations annuelles en fonction du temps dans la station d'El Jadida pour la période de 1931 à 2010 montre une augmentation des précipitations, cette augmentation est aussi observée dans l'analyse mensuelle des précipitations par régression linéaire pour laquelle l'hypothèse H_0 de l'indépendance des variables ne peut être rejeté (de façon seulement significative) que pour le mois juillet (0,002 mm/an). Le tableau 3.5 contient un résumé des paramètres statistiques calculés dans la station de Settat de 1909 à 2010, l'ensemble des mois présente des coefficients de variation élevés de 74,0% au mois de mars au 518,4% au mois de juillet avec des écarts relatifs élevés (sauf les mois janvier mars et novembre) caractérisent des valeurs extrêmes fortes.

L'analyse de la régression linéaire des précipitations annuelles montre une dimi-

TABLEAU 3.4 – Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la station d'El Jadida (1931-2010)

N=80	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	57,4	48,9	40,5	31,5	15,1	2,5	0,1	0,7	6,8	36,5	69,4	77,6
Médiane	56,0	43,2	37,2	26,5	9,0	1,0	0,0	0,0	1,8	27,8	59,5	69,5
Ec. Type	50,0	42,9	31,6	25,5	18,0	3,6	0,2	2,3	10,1	35,0	56,9	55,3
Coef.Var.%	87,1	87,6	78,0	81,0	119,0	141,3	304,8	346,2	147,7	95,9	82,0	71,2
Min	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3
Max	347,9	209,0	173,0	138,0	74,0	15,0	1,0	16,0	50,0	151,1	246,1	318,3
Ec.Rel %	2,5	11,7	8,1	16,0	40,6	60,6	100,0	100,0	73,6	23,8	14,2	10,5
Quartil 1	24,3	18,0	19,1	12,5	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	9,0	23,9	38,4
Quartil 3	70,3	64,0	51,9	39,3	19,9	3,0	0,0	0,0	10,0	50,3	95,3	101,3
R2	2,2	0,4	0,9	0,0	2,0	0,2	7,8	0,2	0,5	0,4	4,1	26,6
Test H_0	NR	NR	NR	NR	NR	NR	RS	NR	NR	NR	NR	NR
Coef.Reg.	0,32	0,12	-0,13	-0,01	-0,11	0,01	0,00	0,00	-0,03	0,09	0,49	0,35

nution de précipitation de $0,557\text{ mm/an}$ au cours de la période de 1909 jusqu'à 2010 cette diminution est liée à une baisse des pluies au mois de mars ($0,32\text{ mm/an}$), le résultat de test de de l'hypothèse de l'indépendance des précipitations mensuelles et le temps est rejeté d'une façon significative.

TABLEAU 3.5 – Résumé statistique des précipitations mensuelles dans la station de Settat (1909-2010)

N=102	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	53,5	52,9	47,5	35,6	14,3	3,8	0,4	0,9	5,6	34,4	54,9	62,3
Méd.	48,2	39,6	43,5	24,0	8,5	0,0	0,0	0,0	1,9	21,7	49,0	51,0
Ec. Type	43,9	44,1	35,2	32,0	17,0	10,2	2,3	2,9	9,2	37,0	41,7	52,1
Coef.Var.%	82,0	83,4	74,0	89,8	118,2	269,6	518,4	314,5	164,7	107,6	75,9	83,7
Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Max	233,1	234,0	197,0	134,6	84,9	65,0	16,0	17,0	47,0	176,0	174,8	300,3
Ec.Rel%	9,9	25,1	8,6	32,6	41,1	100,0	100,0	100,0	66,7	37,1	10,7	18,1
Quartil 1	19,8	20,3	16,0	12,7	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	19,5	27,1
Quartil 3	74,3	79,0	71,5	55,5	18,4	3,1	0,0	0,0	6,9	51,9	79,0	81,7
R2	0,19	0,02	7,17	1,43	0,93	0,86	3,84	1,43	0,45	0,75	0,23	1,16
Test H_0	NR	NR	RHS	NR	NR	NR	NR	NR	NR	NR	NR	NR
Coef.Reg.	-0,07	-0,02	-0,32	-0,13	-0,06	-0,03	0,02	0,01	0,02	-0,11	-0,07	0,19

3.2.1.3 Conclusion

La zone de la Chaouia Côtière a connu une période pauvre en précipitation particulièrement dans les années 1980 et 1981 où les précipitations enregistrées sont les plus basses au cours des 103 dernières années, en fait c'est une période de sécheresse persistante connue au Maroc entre les années 1980 et 1985 (météo-Maroc). L'année 1996 est la plus pluvieuse exceptionnellement dans tout le pays. La question qui

se pose est : est ce qu'il y a une évolution de la température comme celle de la pluviométrie dans la zone d'étude ? C'est l'objectif du paragraphe suivant.

3.2.2 Évolution de la température dans la région de la Chaouia Côtière

3.2.2.1 Analyse des données de températures annuelles

La température est un facteur très important régissant les facteurs climatiques et intervenant dans de nombreux calculs d'évapotranspiration. On s'est basé sur des données mesurées de températures minimale et maximale pour calculer la moyenne.

La Figure 3.15 présente l'évolution de température annuelle dans les stations de Casablanca Anfa, El Jadida et Settat la moyenne utilisée est mobile et centrée sur cinq ans. Les coefficients de détermination des droites de régression sont de 0,58 pour Casablanca, de 0,80 pour El Jadida et 0,72 pour Settat. L'indépendance des variables temps et température selon le test de l'hypothèse nulle H_0 est rejetée de façon très hautement significative pour les trois droites.

L'allure des courbes de température moyenne est assez régulière pour les trois stations, on note que l'évolution de la température moyenne est suivie deux phases :

1. Une diminution de $2^{\circ}C$ entre 1962 et 1973 ;
2. Une augmentation : de $2,3^{\circ}C$ observée dans la station de Casablanca pour la période entre 1973 et 2000 et environ $1^{\circ}C$ dans les stations d'El Jadida et Settat depuis 1986.
3. Une légère stationnarité des températures au cours des années 2000-2010 pour les trois stations

Cependant l'évolution de la température moyenne annuelle a une tendance générale à l'augmentation aux stations de Casablanca Anfa ($0,03^{\circ}C/an$ soit $1,53^{\circ}C$ sur 51 ans), d'El Jadida ($0,04^{\circ}C/an$ soit $1,36^{\circ}C$ sur 34 ans) et de Settat ($0,05^{\circ}C/an$ soit $1,35^{\circ}C$ sur 27 ans).

L'analyse de l'évolution des températures minimale, moyenne et maximale à la station de Casablanca Anfa durant 52 ans (Figure 3.16) montre que ces températures ont une tendance à l'augmentation avec $0,03^{\circ}C/an$ pour la température moyenne, $0,02^{\circ}C/an$ pour la température maximale et $0,05^{\circ}C/an$ pour la température minimale (deux fois et demi plus que la température maximale). Les coefficients de détermination des droites de régression sont 0,46 pour la température minimale,

0,41 pour la température moyenne et 0,25 pour la température maximale et l'indépendance des variables température et temps est rejetée de façon très hautement significative selon le test de l'hypothèse H_0 pour les températures minimale, moyenne et maximale.

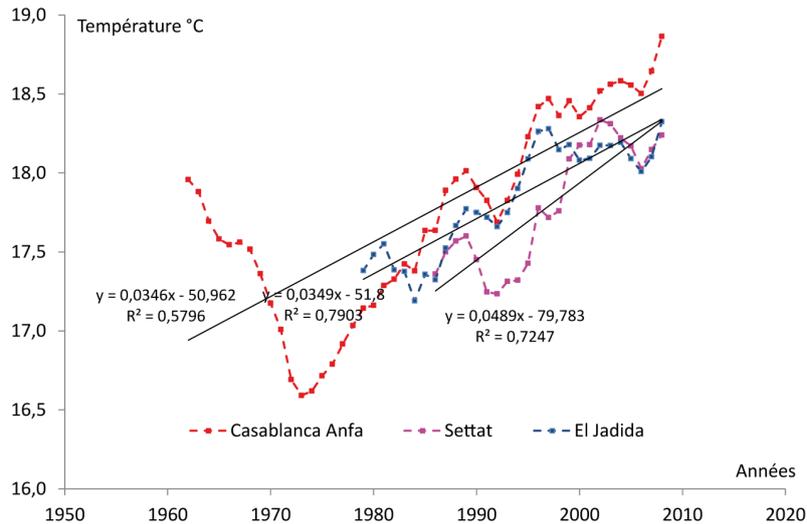


FIGURE 3.15 – Evolution de la température moyenne (moyenne mobile sur cinq ans) annuelle à la station de Casablanca Anfa (1960-2010), à la station d'El Jadida (1977-2010) et à la station de Settat (1984-2010)

L'évolution des températures minimale, moyenne et maximale dans les stations d'El Jadida et Settat montre la même tendance observée dans celle de Casablanca Anfa (Figure 3.17 et 3.18), avec une tendance à l'augmentation pour la température minimale supérieure à celle des températures moyenne et maximale.

Dans la station d'El Jadida, durant une période de 34 ans les températures ont une tendance à l'augmentation avec $0,04^{\circ}C/an$ pour la température moyenne; $0,02^{\circ}C/an$ pour la température maximale et $0,05^{\circ}C/an$ pour la température minimale. L'analyse de la régression linéaire montre des coefficients de détermination 0,48, 0,35 et 0,52 respectivement pour les températures moyenne, maximale et minimale et l'indépendance des variables température et temps est rejetée de façon très hautement significative selon le test de l'hypothèse H_0 pour les températures minimale, moyenne et maximale. Pour la station de Settat et pour une période de 27 ans les températures moyenne, maximale et minimale ont une tendance à l'augmentation avec $0,049^{\circ}C/an$ pour la température moyenne, $0,046^{\circ}C/an$ pour la température maximale et $0,054^{\circ}C/an$ pour la température minimale. Les coefficients de détermi-

nation des droites de régression sont 0,41 pour la température moyenne, 0,30 pour la température maximale et 0,40 pour la température minimale, l'indépendance des variables température et temps est rejetée de façon très hautement significative selon le test de l'hypothèse H_0 pour les températures minimale, moyenne et maximale.

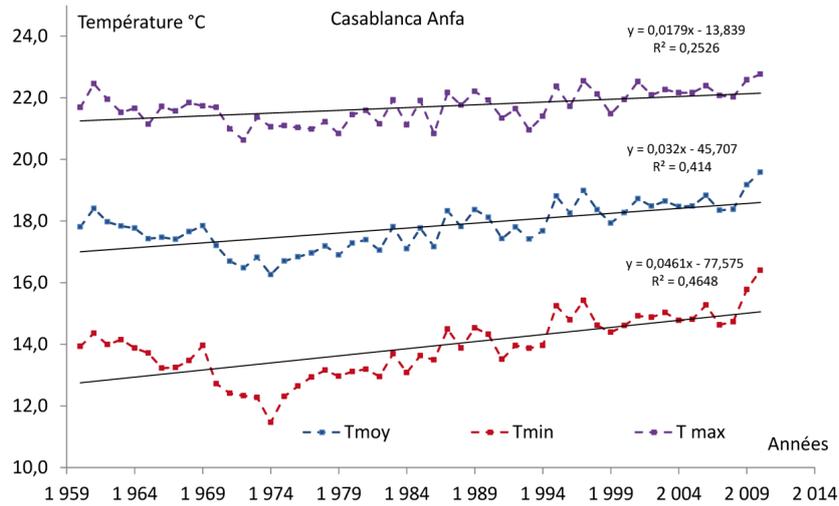


FIGURE 3.16 – Évolution de températures annuelles minimale, moyenne et maximale de Casablanca Anfa (1960-2010)

La distribution des fréquences cumulées aux stations Casablanca Anfa, El Jadida et Settât est représentée sur la Figure 3.19. Les températures moyennes des années 2009 et 2010 sont les plus élevées et jamais enregistrées depuis 1960 dans la station de Casablanca Anfa, depuis 1977 dans la station d'El Jadida et depuis 1984 dans la station de Settât. La distribution des températures et l'ajustement d'une loi normale sont plus réguliers pour les trois stations. Les cinq premières années du *XXI*^{ème} siècle sont parmi les plus "chaudes" depuis 50 ans, ce constat a été observé aussi par l'étude de quatre stations météorologiques Pau, Oloron-Ste-Marie et Accous en France (Rey, 2007).

3.2.2.2 Analyse statistique des températures mensuelles

Après l'étude de la température annuelle de différentes stations et sa tendance générale dans le paragraphe précédent, et afin d'argumenter cette tendance annuelle vers l'augmentation, une analyse statistique mensuelle est présentée ci-après, depuis 1960 pour la station de Casablanca Anfa, depuis 1977 pour la station d'El Jadida et depuis 1984 pour la station de Settât.

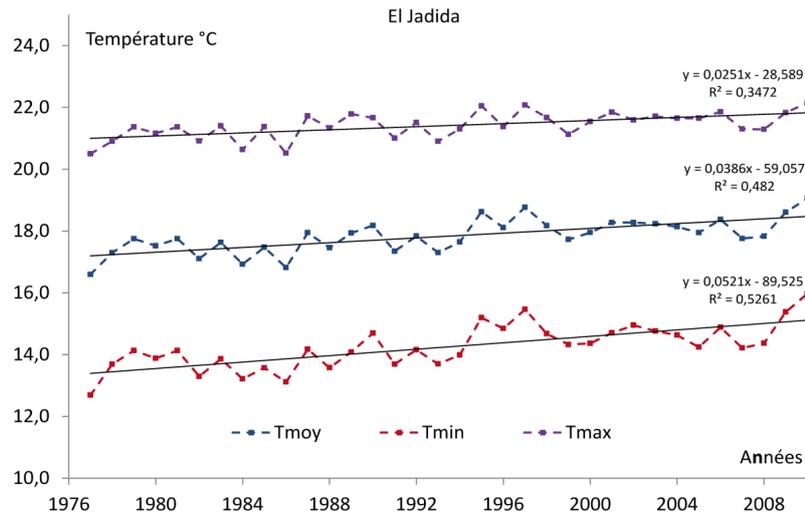


FIGURE 3.17 – Évolution de températures annuelles minimale, moyenne et maximale d’El Jadida (1977-2010)

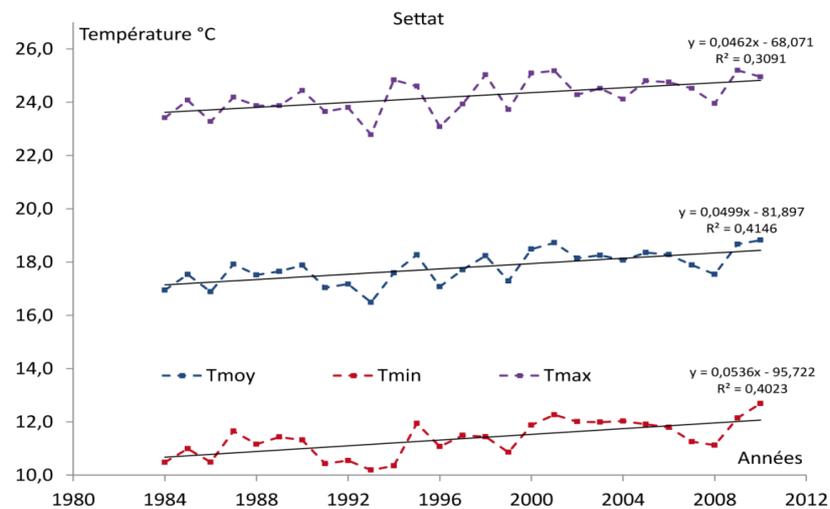


FIGURE 3.18 – Évolution de températures annuelles minimale, moyenne et maximale de Settat (1984-2010)

Le tableau 3.6 présente un résumé statistique des paramètres descriptifs calculés et la régression linéaire pour les températures mensuelles moyennes enregistrées dans la station de Casablanca Anfa. Les coefficients de variation sont compris entre 3,9% au mois de juillet et 10,6% au mois de décembre et les écarts relatifs entre -1,4%

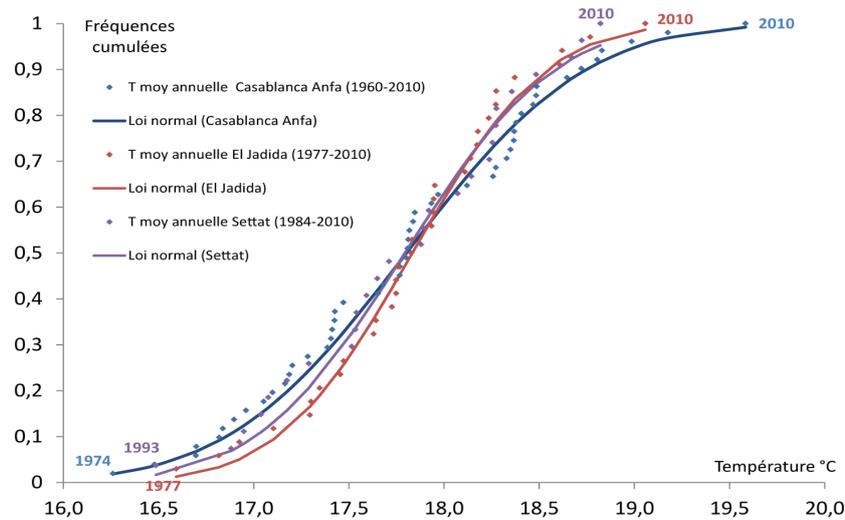


FIGURE 3.19 – Distribution des fréquences des températures annuelles et la loi normale avec même moyenne et même écart type de la distribution expérimentale pour les trois stations Casablanca Anfa, El Jadida et Settat

au mois septembre de et 1,6% au mois de février.

L'analyse mensuelle de la régression linéaire (température moyenne/temps) montre nettement que l'augmentation de la température moyenne annuelle observée au dernier paragraphe ($0,03^{\circ}\text{C}/\text{an}$) est due à une augmentation de la température moyenne de tous les mois de l'année sauf janvier et février ; mars ($0,040^{\circ}\text{C}/\text{an}$), avril ($0,041^{\circ}\text{C}/\text{an}$), mai ($0,031^{\circ}\text{C}/\text{an}$), juin ($0,042^{\circ}\text{C}/\text{an}$), juillet ($0,029^{\circ}\text{C}/\text{an}$), août ($0,036^{\circ}\text{C}/\text{an}$), septembre ($0,032^{\circ}\text{C}/\text{an}$), octobre ($0,033^{\circ}\text{C}/\text{an}$) novembre ($0,025^{\circ}\text{C}/\text{an}$) et décembre ($0,047^{\circ}\text{C}/\text{an}$). Par conséquent le résultat du test de l'hypothèse H_0 de l'indépendance entre la température et le temps est rejeté sauf pour les mois janvier et février.

Le tableau 3.7 contient les résultats de l'analyse statistique réalisée sur une série de données de températures mensuelles calculées à la station d'El Jadida de 1977 à 2010. Les coefficients de variation sont compris entre 3,2% (septembre) et 8,5% (janvier) et les écarts relatifs sont généralement faibles entre $-0,6\%$ (juillet) et 1,25% (février).

Le résultat de la régression linéaire (tableau 3.7) mois par mois depuis 1977 jusqu'à 2010 montre que l'augmentation de la température moyenne annuelle ($0,04^{\circ}\text{C}/\text{an}$) est liée à une augmentation de la température des mois mars, avril, mai, juin, juillet, août et octobre vu les résultats du test de l'indépendance des

TABLEAU 3.6 – Résumé statistique des températures moyennes mensuelles dans la station de Casablanca Anfa (1960-2010)

N=51	Jan.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	12,8	13,6	14,8	15,9	18,1	20,7	22,7	23,1	22,1	19,5	16,3	13,9
Méd.	12,7	13,4	14,8	15,9	18,2	20,7	22,8	22,8	22,4	19,4	16,2	13,9
Ec. Type	1,2	1,2	1,3	1,2	1,2	1,1	0,9	1,0	1,1	1,3	1,3	1,5
Coef.Var%	9,2	8,8	8,6	7,3	6,7	5,3	3,9	4,5	4,9	6,5	8,0	10,6
Min	10,6	11,7	12,7	13,4	15,5	18,3	20,2	20,3	20,0	16,2	13,8	11,5
Max	15,4	16,6	17,4	18,7	20,4	23,6	24,6	26,0	24,3	21,8	19,2	17,3
Ec.Rel%	1,0	1,6	-0,1	0,1	-0,6	0,2	-0,3	1,1	-1,4	0,6	0,8	0,2
Quartil 1	11,9	13,0	13,8	15,2	17,3	20,1	22,2	22,3	21,2	18,6	15,4	12,6
Quartil 3	13,7	14,2	15,7	16,6	18,8	21,3	23,3	23,8	22,7	20,4	17,0	14,8
R2%	0,68	6,47	22,26	27,67	14,26	33,29	22,93	26,64	19,42	15,27	7,85	22,01
Test H_0	NR	NR	RTHS	RTHS	RHS	RTHS	RTHS	RTHS	RHS	RHS	RS	RTHS
Coef.Reg	0,01	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05

Avec : N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif ; R2 : coefficient de détermination ; Test H_0 : test de l'hypothèse nulle, de l'indépendance des variables ; RTHS : rejetée de façon très hautement significative ; RHS : rejetée de façon hautement significative ; RS : rejetée de façon significative ; NR : non rejet de l'hypothèse (indépendance des variables) ; Coef.Reg. : coefficient de régression.

variables. Cette augmentation n'est pas significative pour les mois janvier, février, septembre, novembre et décembre.

La tendance à l'augmentation de la température moyenne observée dans la station El Jadida est due à une augmentation des températures mensuelles des mois de mars ($0,038^\circ C/an$), avril ($0,033^\circ C/an$), mai ($0,044^\circ C/an$), juin ($0,072^\circ C/an$), juillet ($0,050^\circ C/an$), août ($0,063^\circ C/an$) et octobre ($0,056^\circ C/an$), cette augmentation est significative selon le test H_0 de l'indépendance température temps.

TABLEAU 3.7 – Résumé statistique des températures moyennes mensuelles dans la station d'El Jadida (1977-2010)

N=34	Jan.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	12,8	13,6	15,0	16,3	18,3	20,7	22,4	22,8	22,0	19,6	16,4	14,2
Méd.	12,7	13,4	15,0	16,2	18,2	20,7	22,6	22,7	21,9	19,5	16,3	14,2
Ec. Type	1,1	1,1	0,9	0,9	0,9	1,0	0,8	1,0	0,7	1,1	1,1	1,2
Coef.Var%	8,5	8,0	6,2	5,4	4,8	4,6	3,5	4,2	3,2	5,5	6,5	8,2
Min	10,4	11,0	13,2	13,5	16,4	18,0	20,0	19,9	20,2	17,5	14,2	12,1
Max	15,4	16,1	16,9	18,3	20,1	22,6	23,9	24,9	23,5	21,2	19,1	16,8
Ec.Rel%	0,48	1,25	0,25	0,44	0,38	0,30	-0,61	0,39	0,29	0,26	0,17	0,03
Quartil 1	12,0	12,9	14,4	15,9	17,9	20,3	22,2	22,3	21,6	18,7	15,5	13,5
Quartil 3	13,2	14,3	15,8	16,8	18,8	21,2	22,9	23,5	22,2	20,5	16,9	14,8
R2%	2,9	4,2	16,5	13,7	25,2	56,8	40,9	42,2	10,2	26,7	2,1	5,8
Test H_0	NR	NR	RS	RS	RHS	RTHS	RTHS	RTHS	NR	RHS	NR	NR
Coef.Reg	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,07	0,05	0,06	0,02	0,06	0,01	0,03

Le tableau 3.8 résume les paramètres statistiques des données de la température

mensuelle enregistrée à la station de Settat de 1984 à 2010. L'ensemble des mois présentent une grande variabilité, les coefficients de variation sont compris entre 5% (juillet) et 17,3% (février). Les écarts relatifs varient entre $-1,4\%$ (mai) et $2,2\%$ (février).

TABLEAU 3.8 – Résumé statistique des températures moyennes mensuelles dans la station de Settat (1984-2010)

N=27	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	10,3	11,8	13,7	15,0	18,3	22,5	26,5	26,3	23,2	19,3	14,6	11,8
Méd.	10,1	12,1	13,9	14,9	18,5	22,4	26,7	26,5	23,4	19,2	14,7	11,4
Ec. Type	1,2	2,0	1,7	1,7	2,0	2,2	1,3	1,5	1,6	1,8	1,5	1,3
Coef.Var.%	12,0	17,0	12,2	11,6	11,1	9,6	4,8	5,7	6,8	9,5	10,0	11,0
Min	8,1	8,5	10,6	11,1	12,4	17,4	23,2	23,5	19,6	15,8	11,3	9,6
Max	13,4	14,9	16,6	17,9	21,5	26,1	29,0	28,7	26,5	22,4	17,8	15,1
Ec.Rel.%	1,9	-2,2	-1,2	1,1	-1,0	0,2	-0,7	-0,6	-0,9	0,5	-0,5	3,9
Quartil 1	9,6	10,2	12,8	14,2	17,1	21,1	25,7	25,2	22,1	18,2	13,8	11,1
Quartil 3	10,9	13,7	14,8	16,5	19,5	24,0	27,2	27,7	24,1	20,9	15,0	12,4
R2	0,24	0,09	0,24	0,13	0,13	0,22	0,14	0,01	0,04	0,11	0,04	0,10
Test H_0	RHS	NR	RHS	NR	NR	RS	NR	NR	NR	NR	NR	NR
Coef.Reg.	0,08	0,07	0,10	0,08	0,09	0,13	-0,06	-0,02	-0,04	0,08	0,04	0,05

De 1984 à 2010 l'augmentation de la température moyenne annuelle à Settat, déterminée au paragraphe précédent ($0,05^\circ C/an$), est due à une hausse de la température des mois de janvier ($0,076^\circ C/an$), de mars ($0,1^\circ C/an$) et de juin ($0,127^\circ C/an$). Cette augmentation est non significative pour les mois février, avril, mai, juillet, août, septembre, octobre, novembre et décembre vu les résultats de test de l'hypothèse H_0 de l'indépendance temps-température. Le coefficient de régression est élevé pour certains mois, par exemple si cette situation prolongeait vingt ans de plus la température atteindrait : $16,5^\circ C$ en moyenne au mois de mars au lieu de $13,6^\circ C$ et $27,5^\circ C$ en moyenne au mois de juin au lieu de $22,5^\circ C$.

3.2.2.3 Conclusion

Le début de $XXI^{ème}$ siècle est marqué par des années les plus chaudes depuis 51 ans. Les années 2009 et 2010 sont caractérisées par des températures moyennes les plus élevées depuis 1960 enregistrées aux stations de Casablanca Anfa, El Jadida et Settat. La tendance à l'augmentation de la température observée dans les trois stations est liée à une hausse des températures minimales mensuelles et annuelles.

L'analyse mensuelle par régression linéaire et le résultat du test de l'hypothèse de l'indépendance température moyenne/temps, montrent que l'augmentation de la température moyenne annuelle observée sur les données de Casablanca Anfa est due à une augmentation de la température moyenne des mois de mars, avril, mai,

juin, juillet, aout, septembre octobre, novembre et décembre. A El Jadida les mois mars, avril, mai, juin, juillet, aout et octobre montrent une augmentation des températures, le résultat du test de l'indépendance des variables est significatif. Cette augmentation n'est pas significative selon le test d'hypothèse pour les mois janvier, février, septembre, novembre et décembre. L'augmentation de la température moyenne annuelle à Settat, est due à une hausse de la température des mois de janvier, de mars et de juin. Cette augmentation est significative vu les résultats de test de l'hypothèse H_0 de l'indépendance temps-température.

Dans le paragraphe qui suit on va étudier l'influence de la température sur l'évapotranspiration comme facteur essentiel du bilan hydrique.

3.2.3 L'évapotranspiration dans la région de la Chaouia Côtière

3.2.3.1 Définition de l'évapotranspiration

C'est l'émission de la vapeur d'eau ou évapotranspiration (exprimée en mm), elle résulte de deux phénomènes : l'évaporation, qui est un phénomène purement physique, et la transpiration des plantes. Elle englobe la perte en eau due au climat, les pertes provenant de l'évaporation du sol et de la transpiration des plantes.

On dispose par la suite des données de l'évapotranspiration potentielle qui sont calculées à partir de l'équation de Thornthwaite (annexe A) dans les stations de Casablanca (1960-2010), El Jadida (1977-2010) et Settat (1984-2010).

3.2.3.2 Évolution de l'évapotranspiration potentielle annuelle aux stations Casablanca Anfa, El Jadida et Settat

La Figure 3.20 présente l'évolution des valeurs annuelles de l'évapotranspiration potentielle depuis 1960 à la station de Casablanca Anfa, depuis 1977 à la station d'El Jadida et depuis 1984 à la station de Settat. Le graphe montre une tendance à la hausse des valeurs de l'évapotranspiration potentielle annuelle, le résultat de test de l'hypothèse de l'indépendance H_0 est rejeté d'une façon significative. Sur une période de 51 ans la valeur moyenne annuelle a augmenté de 141,6 mm à la station de Casablanca Anfa, 115,8 mm sur une période de 34 ans à la station d'El Jadida et 89,4 mm sur période de 27 ans à la station de Settat. Cette augmentation est liée à celle de la température sur la même période (Cf. paragraphe 3.2.2.1).

La distribution des fréquences cumulées des valeurs annuelles de l'évapotranspiration potentielle (Figure 3.21) confirme clairement la hausse de l'ETP observée

dans le graphe de l'évolution d'ETP moyenne annuelle en fonction des années. La courbe de la fonction de répartition de l'ETP et assez similaire à une loi normale pour les trois stations météorologiques, les années 2009 et 2010 sont les plus élevées en ETP pour les stations de Casablanca Anfa, El Jadida et Settat (plus les cinq premières années de *XXI^{ème}* siècle), depuis 1960 les valeurs varient entre 741 et 1003 mm.

Cette tendance à l'augmentation de l'évapotranspiration potentielle annuelle est homogène avec celle de la température moyenne annuelle présentée au paragraphe 3.2.2.1, puisque l'équation de Thornthwaite est basée essentiellement sur le facteur température (annexe A). Les Figure 3.22, 3.23 et 3.24 illustrent bien cette évolution de la température et de l'évapotranspiration dans les trois stations.

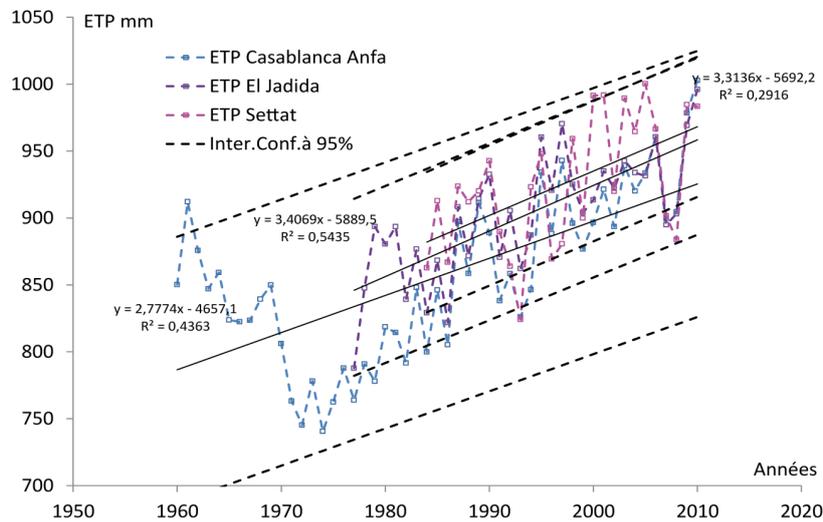


FIGURE 3.20 – Evolution de l'évapotranspiration potentielle annuelle aux stations météorologiques Casablanca Anfa (1960-2010), El Jadida (1977-2010) et Settat (1984-2010)

3.2.3.3 Analyse de l'évapotranspiration potentielle mensuelle

Après avoir étudié l'évolution de l'évapotranspiration moyenne annuelle de la zone de la Chaouia Côtière et sa tendance générale dans le paragraphe précédent et afin d'argumenter cette tendance annuelle vers l'augmentation, une analyse statistique mensuelle est proposée ci-après, depuis 1960 pour la station de Casablanca Anfa, depuis 1977 pour la station d'El Jadida et depuis 1984 pour la station de Settat.

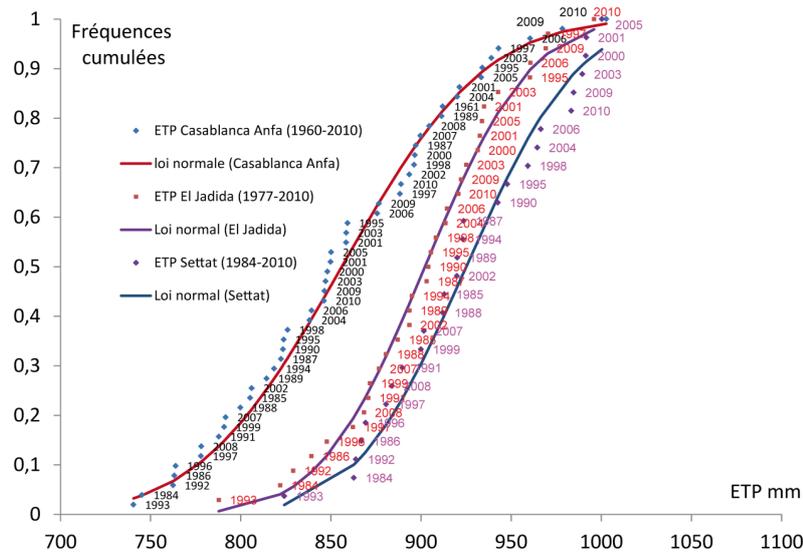


FIGURE 3.21 – Distribution des fréquences cumulées des valeurs d'évapotranspiration moyennes annuelles et la loi normale pour les trois stations de Casablanca Anfa, El Jadida et Settat

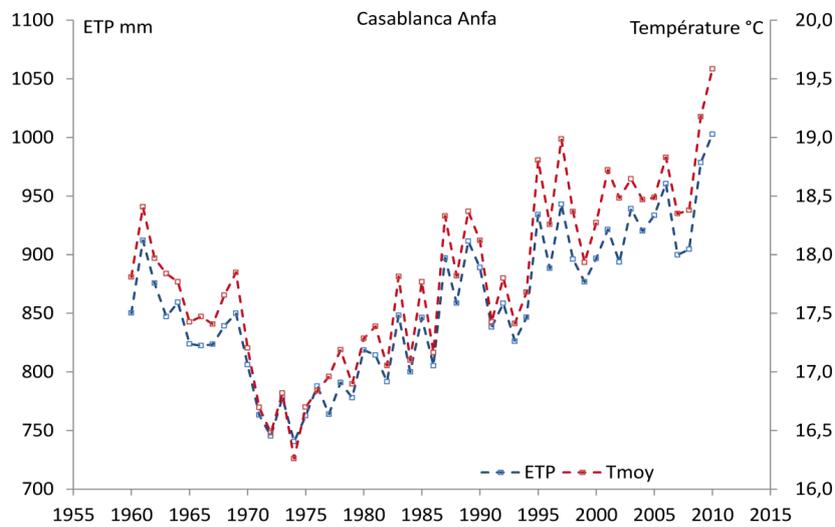


FIGURE 3.22 – Evolution de l'évapotranspiration potentielle et des températures annuelles enregistrée à la station de Casablanca Anfa de 1960 à 2010

Le tableau 3.9 présente un résumé statistique des paramètres descriptifs calculés et la régression linéaire pour l'évapotranspiration moyenne mensuelle enregistrée dans la station de Casablanca Anfa. Les coefficients de variation sont compris entre

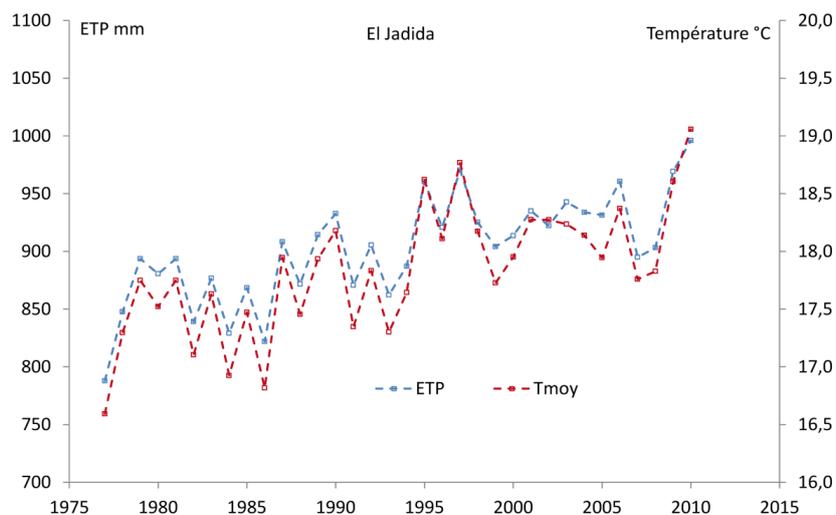


FIGURE 3.23 – Evolution de l'évapotranspiration potentielle et des températures annuelles enregistrée à la station d'El Jadida de 1977 à 2005

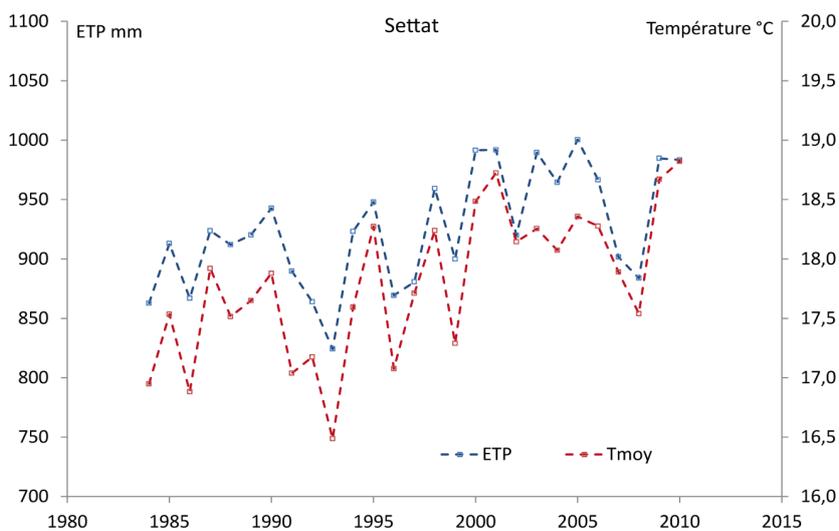


FIGURE 3.24 – Evolution de l'évapotranspiration potentielle et des températures annuelles enregistrée à la station de Settât de 1984 à 2005

7,2% au mois de juillet et 19,5% au mois de décembre et les écarts relatifs entre -2,5% au mois septembre de et 3,5% au mois de février.

L'analyse mensuelle de la régression linéaire (ETP moyenne/temps) montre net-

TABLEAU 3.9 – Paramètres statistiques de ETP mensuelle dans la station de Casablanca Anfa (de 1960 à 2010)

N=51	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov	Déc.
Moy.	31,4	34,3	47,8	57,5	79,6	102,8	123,6	120,9	98,9	74,7	48,8	35,7
Méd.	30,6	33,1	47,6	57,2	80,2	102,2	124,0	118,3	101,4	73,6	47,8	35,3
Ec. Type	5,4	5,6	7,5	7,7	9,8	10,0	8,9	10,0	8,9	8,9	7,2	7,0
Coef.Var.%	17,2	16,4	15,7	13,5	12,3	9,7	7,2	8,3	9,0	11,9	14,8	19,5
Min	22,1	25,7	35,7	41,9	59,9	81,6	99,8	95,7	82,2	52,5	35,4	25,0
Max	43,4	48,8	63,7	77,4	99,1	130,2	142,9	150,1	118,0	90,7	65,6	52,5
Ec.Rel%	2,5	3,5	0,4	0,5	-0,7	0,7	-0,4	2,2	-2,5	1,4	1,9	1,3
Quartile 1	27,3	31,1	42,0	52,5	72,8	97,3	118,5	113,9	92,2	68,1	43,4	29,6
Quartile 3	35,0	36,9	53,1	61,9	85,0	107,6	129,2	127,8	104,3	80,9	52,5	39,8
R2	0,7	6,7	22,7	28,4	14,1	33,9	23,3	26,9	19,2	15,6	7,7	21,8
Test H_0	NR	NR	RTHS	RTHS	RHS	RTHS	RTHS	RTHS	RHS	RHS	RS	RTHS
Coef. Reg.	0,03	0,10	0,24	0,28	0,25	0,39	0,29	0,35	0,26	0,24	0,13	0,22

Avec : N : taille de l'échantillon ; Moy. : moyenne ; Méd. : médiane ; Ec. type : écart type ; Coef. Var. : coefficient de variation ; Min : minimum ; Max : maximum ; Ec. Rel. : écart relatif ; R2 : coefficient de détermination ; Test H_0 : test de l'hypothèse nulle, de l'indépendance des variables ; RTHS : rejetée de façon très hautement significative ; RHS : rejetée de façon hautement significative ; RS : rejetée de façon significative ; NR : non rejet de l'hypothèse (indépendance des variables) ; Coef.Reg. : coefficient de régression.

tement que l'augmentation de l'ETP moyenne annuelle observée au dernier paragraphe 3.2.3.2 (2,77 mm/an) est due à une augmentation d'ETP moyenne des mois : mars (0,24 mm/an), avril (0,28 mm/an), mai (0,25 mm/an), juin (0,39 mm/an), juillet (0,29 mm/an), août (0,35 mm/an), septembre (0,26 mm/an), octobre (0,24 mm/an), novembre (0,13 mm/an) et décembre (0,22 mm/an). Le résultat du test de l'hypothèse H_0 de l'indépendance entre les variable pour ces mois est le rejet significative, par conséquent il n'est pas significative pour les mois de janvier et février.

Le tableau 3.10 résume les résultats de l'analyse statistique réalisée sur une série de données d'ETP mensuelles calculées à la station d'El Jadida de 1977 à 2010. Les coefficients de variation sont compris entre 5,4% (septembre) et 14,4% (janvier) et les écarts relatifs sont entre -1,0% (juillet) et 2,4% (février).

Le résultat de la régression linéaire montre que l'augmentation de l'ETP annuelle observée dans le paragraphe 3.2.3.2 (3,41 mm/an) depuis 1977 à la station météorologique d'El Jadida est liée à une hausse de l'ETP aux mois de mars (0,23 mm/an), avril (0,22 mm/an), mai (0,34 mm/an), juin (0,62 mm/an), juillet (0,46 mm/an), août (0,56 mm/an) et octobre (0,38 mm/an), l'hypothèse H_0 de l'indépendance des variables est rejetée d'une façon significative pour ces mois. L'hypothèse H_0 pour les mois janvier, février, septembre, novembre et décembre n'est pas rejetée.

Le tableau 3.11 présente un résumé statistique des paramètres descriptifs calculés et la régression linéaire pour l'évapotranspiration moyenne mensuelle enregistrée

TABLEAU 3.10 – Paramètres statistiques de ETP mensuelle dans la station d’El Jadida (de 1977 à 2010)

N= 34	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	34,8	37,9	53,6	64,8	85,8	106,8	124,1	121,6	101,0	78,4	52,8	40,6
Méd.	34,4	37,0	53,2	64,2	85,2	106,2	125,2	120,7	100,4	77,9	52,5	40,4
Ec. Type	5,0	5,1	5,5	5,8	6,9	8,2	7,2	8,5	5,4	7,3	5,8	5,6
Coef.Var.%	13,5	10,3	9,0	8,0	7,7	5,8	7,0	5,4	9,3	11,0	13,7	
14,4												
Min	24,7	26,5	42,9	47,3	71,2	84,5	102,5	96,3	88,1	64,9	41,6	30,8
Max	47,6	49,9	65,1	78,7	100,7	123,5	138,2	140,0	112,9	89,9	68,1	53,7
Ec.Rel%	1,2	2,4	0,6	0,9	0,8	0,6	-1,0	0,8	0,5	0,6	0,5	0,4
Quartile 1	31,3	34,7	49,9	62,1	82,5	103,1	121,8	116,4	98,3	72,5	48,2	37,3
Quartile 3	36,6	41,2	58,1	67,9	89,8	111,1	128,3	127,4	102,9	84,5	55,5	43,4
R2%	3,3	4,9	16,5	14,1	24,8	57,0	41,1	42,4	10,3	26,9	2,1	5,9
Test H_0	NR	NR	RS	RS	RHS	RTHS	RTHS	RTHS	NR	RHS	NR	NR
Coef. Reg.	0,09	0,11	0,23	0,22	0,34	0,62	0,46	0,56	0,17	0,38	0,09	0,14

dans la station de Settat de 1984 à 2010.

Les mois janvier, février, mars, et mai présentent des coefficients plus élevés respectivement 20,3%, 30,3%, 23,3% et 20,4%. Les écarts relatifs compris entre -1,68% au mois de juillet et 5,78% au mois de février.

L’application de la régression linéaire à la station de Settat montre que l’augmentation de l’ETP par 3,31 mm/an depuis 1984 observée dans le paragraphe précédent est liée à une augmentation des mois de janvier (0,29 mm/an), mars (0,55 mm/an) et de juin (1,20 mm/an). L’hypothèse H_0 de l’indépendance des variables est rejetée d’une façon significative pour ces mois.

TABLEAU 3.11 – Paramètres statistiques de ETP mensuelle dans la station de Settat (de 1984 à 2010)

N= 27	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moy.	21,6	27,1	43,0	52,4	82,9	121,6	165,6	156,1	110,0	73,5	40,2	26,8
Méd.	21,0	25,5	42,2	52,0	84,3	120,9	168,4	158,2	111,2	72,9	40,0	25,7
Ec. Type	4,4	8,2	10,0	10,4	16,9	22,1	14,4	15,6	14,0	12,1	5,7	4,1
Coef.Var.%	20,3	30,3	23,3	19,9	20,4	18,1	8,7	10,0	12,7	16,5	14,1	15,5
Min	14,3	15,4	27,3	31,1	41,8	76,6	129,9	126,0	81,3	52,3	25,9	19,2
Max	35,1	41,8	60,2	72,5	110,3	156,9	191,8	179,1	138,2	93,1	52,7	38,1
Ec.Rel%	2,60	5,78	1,79	0,64	-1,57	0,65	-1,68	-1,34	-1,06	0,76	0,49	4,11
Quartile 1	19,4	20,9	34,0	47,1	70,5	107,6	158,5	149,0	100,2	66,7	37,0	24,7
Quartile 3	24,0	32,7	49,0	57,6	91,3	137,2	172,0	168,6	119,8	84,7	42,6	29,2
R2%	23,6	9,5	22,8	12,5	11,8	21,8	14,5	0,8	4,9	11,4	4,9	10,9
Test H_0	RS	NR	RS	NR	NR	RS	NR	NR	NR	NR	NR	NR
Coef. Reg.	0,29	0,32	0,55	0,48	0,69	1,20	-0,67	-0,17	-0,37	0,53	0,21	0,23

Généralement l’évapotranspiration pour les trois stations météorologiques est plus faible au mois de janvier et plus forte au mois de juillet (Figure 3.26). Les mois

janvier, février, mars, novembre et décembre présentent une variabilité supérieure aux mois d'été, les coefficients de variation sont élevés au mois de janvier et faibles au mois de juillet.

La Figure 3.26 montre la quantité d'eau que peut recevoir la nappe, on peut conclure que le bilan de la nappe est déficitaire depuis le mois d'avril jusqu'à octobre, et ceci est lié à la température moyenne mensuelle relativement élevée et aux faibles précipitations au cours de ces mois. L'accroissement de la demande en eau d'irrigation pour les cultures maraîchères pendant ces mois est aussi une cause de ce déficit.

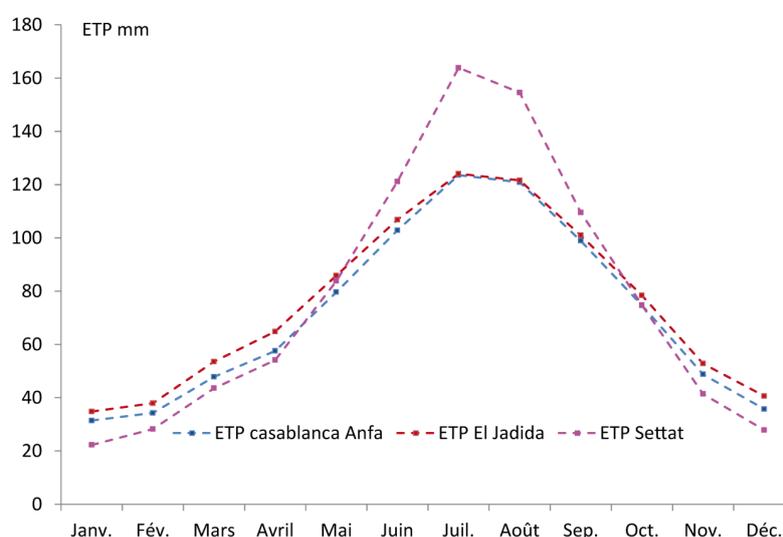


FIGURE 3.25 – Evolution de l'ETP mensuelle dans les trois stations Casablanca Anfa, El Jadida et Settat

3.3 Conclusion

L'étude climatologique nous a permis de mettre en évidence les principales tendances de la précipitation, de la température et de l'évapotranspiration dans la zone de la Chaouia Côtière avec le temps. Le climat de la zone d'étude est caractérisé par un été chaud et sec où les précipitations sont quasiment absentes et l'évaporation est particulièrement forte, et un hiver froid.

L'étude a montré que les températures ont une tendance à l'augmentation, aux trois stations météorologiques Casablanca Anfa, El Jadida et Settat, cette hausse

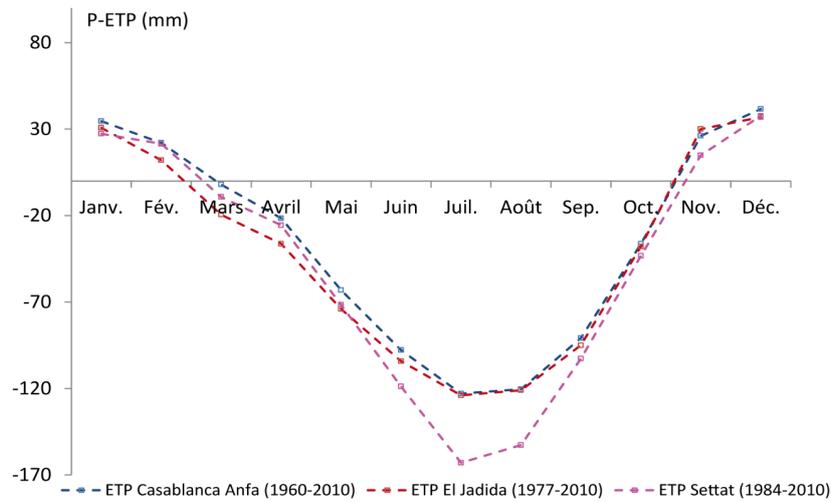


FIGURE 3.26 – Evolution de P-ETP moyenne mensuelle dans les trois stations météorologiques Casablanca Anfa, El Jadida et Settat

de température est due aux températures minimales. Les précipitations sont caractérisées par une variabilité irrégulière (alternance des périodes de sécheresse). L'évapotranspiration est faible pour les mois de novembre, décembre, janvier, février et mars. Par contre elle est élevée de avril jusqu'à octobre cette augmentation est liée à l'augmentation de la température.

Les trois dernières décennies ont connu une température élevée en moyenne annuelle, une évaporation et évapotranspiration plus fortes, parallèlement les apports pluviométriques sont variables, avec des périodes humides et des périodes sèches, et donc des besoins en eau plus importants. En tenant compte des résultats climatologiques une étude de l'hydrodynamique de la nappe ainsi que le bilan hydrologique s'avère indispensable, ce qui fera l'objet de l'étude de chapitre suivant.

Chapitre 4

Approche hydrodynamique

Sommaire

4.1	Introduction	72
4.2	Pompages	72
4.3	Géométrie de l'aquifère	75
4.4	Etude de la piézométrie	76
4.5	Estimation du bilan hydrique par la méthode de Thorn- thwaite	90
4.6	Conclusion	95

L' étude hydrodynamique de la nappe est importante pour comprendre le fonctionnement des eaux souterraines de la région étudiée. Les données issues des campagnes de mesure sont exploitées pour la réalisation des cartes piézométriques en avril 2009 et en mai 2011 afin de mettre en évidence l'évolution de l'intrusion marine. Avant d'aborder le fonctionnement hydrodynamique de la nappe, une synthèse de l'ensemble des études antérieures de la région est présentée.

4.1 Introduction

Le système aquifère de la Chaouia côtière constitue une ressource principale pour la population de la région, cette ressource a été marquée par une alternance de périodes de sécheresses importantes (Cf. chapitre 3) et une forte demande en eau ce qui a eu pour conséquence une sollicitation accrue de la nappe. Pour cette raison la détermination des caractéristiques hydrogéologiques s'avère importante pour connaître l'aquifère, en se basant sur le dépouillement des travaux antérieurs, des sondages mécaniques et des piézomètres de suivi installés dans la zone par l'Agence hydraulique de Bouregreg et la Chaouia. La nappe libre de la Chaouia côtière circule dans trois formations principales, elle a fait l'objet de plusieurs études hydrogéologiques ; c'est Bentayeb (1972) qui a réalisé la première étude hydrogéologique de synthèse, étude ayant abouti à une rigoureuse compréhension du fonctionnement du système hydraulique. À partir de 1988 Amraoui a pu faire une étude hydrogéologique de la nappe de la Chaouia côtière. En 1995 et 2001 respectivement, Marjoua et Younsi ont travaillé sur la région du point de vue hydrogéologique et qualité hydrochimique de la nappe.

Ce chapitre a pour objectif de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques du système aquifère de la Chaouia côtière. A cet effet, nous présentons dans un premier temps les données des paramètres hydrodynamiques disponibles sur la zone d'étude dont les transmissivités, les perméabilités et le coefficient d'emmagasinement obtenus par des essais de pompage réalisés antérieurement. Par la suite, nous allons appliquer la méthode géostatistique pour réaliser les cartes piézométriques relatives aux années 2009 et 2011 avec l'étude de quelques piézomètres qui reflètent la fluctuation de la nappe en fonction du temps et la pluviométrie. Enfin une estimation du bilan hydraulique de la nappe par l'infiltration efficace a été faite sur la période de 1984-2010 dont l'objectif est d'étudier le dynamisme du biseau salé suite aux fortes sollicitations et les contraintes climatiques que connaît la région.

4.2 Pompages

Une campagne de pompage d'essai a été effectuée au cours de l'année 1971 par Bentayeb, les résultats ont été interprétés par la méthode de Thiessen, la majorité des puits était concentrée dans le secteur de Bir Jdid (figure 4.1). La durée des essais de pompage a été de 6 à 12 h, les débits de pompage étaient compris pour 75% des cas entre 1 et 6 l/s, Le rabattement du niveau piézométrique de la nappe est en général relativement faible, pour 87% des essais il ne dépasse pas 4 m et pour 33% il n'atteint pas 2 m. Généralement les rendements sont plus faibles dans la partie

amont, où les débits d'exploitation sont de l'ordre de 2 à 3 l/s, pour atteindre les 6 l/s et exceptionnellement 10 l/s dans la partie avale (Marjoua, 1995).

On dispose de 127 valeurs de transmissivité et de 126 valeurs de conductivité hydraulique du système aquifère de la Chaouia côtière, qui sont issues de ces pompages d'essai (Bentayeb, 1972) effectués dans la zone d'étude. Nous allons utiliser dans les paragraphes suivants l'estimation des champs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique analysées par la méthode géostatistique dans le travail de Moustadraf (2006).

4.2.1 Transmissivité

La transmissivité T représente le débit d'un niveau aquifère sur toute son épaisseur, par unité de largeur et sous un gradient hydraulique unitaire. Elle correspond au produit de la perméabilité moyenne K (m/s) par l'épaisseur du niveau e (m), soit $T=K.e$ (m^2/s).

Les valeurs de transmissivités tirées de l'interprétation des pompages d'essais réalisés dans la zone d'étude ont mis en évidence une large gamme de variations des valeurs de la transmissivité (figure 4.1), ce qui reflète l'hétérogénéité du système aquifère. Les valeurs de la transmissivités sont comprises entre 2.10^{-5} et $3,6.10^{-2} m^2/s$ avec une moyenne relativement importante, elle est de l'ordre de $3,09.10^{-3} m^2/s$ (annexe B). Les valeurs les plus élevées de la transmissivité sont localisées dans le secteur NE de Bir Jdid et aux alentours d'Azemmour.

4.2.2 Perméabilité, conductivité hydraulique ou perméabilité intrinsèque

En l'hydrogéologie de terrain, la perméabilité est un facteur important qui exprime la résistance du milieu à l'écoulement de l'eau qui le traverse, elle est définie par la loi de Darcy comme le volume d'eau gravitaire en m^3 traversant en une unité de temps sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, une unité de section en m^2 orthogonale à la direction de l'écoulement (Castany, 1982). Les valeurs de conductivité hydraulique de l'aquifère de la Chaouia côtière varient entre 6.10^{-6} et $4,4.10^{-3} m/s$ avec une valeur moyenne relativement importante de $7,2.10^{-4} m/s$ (annexe B).

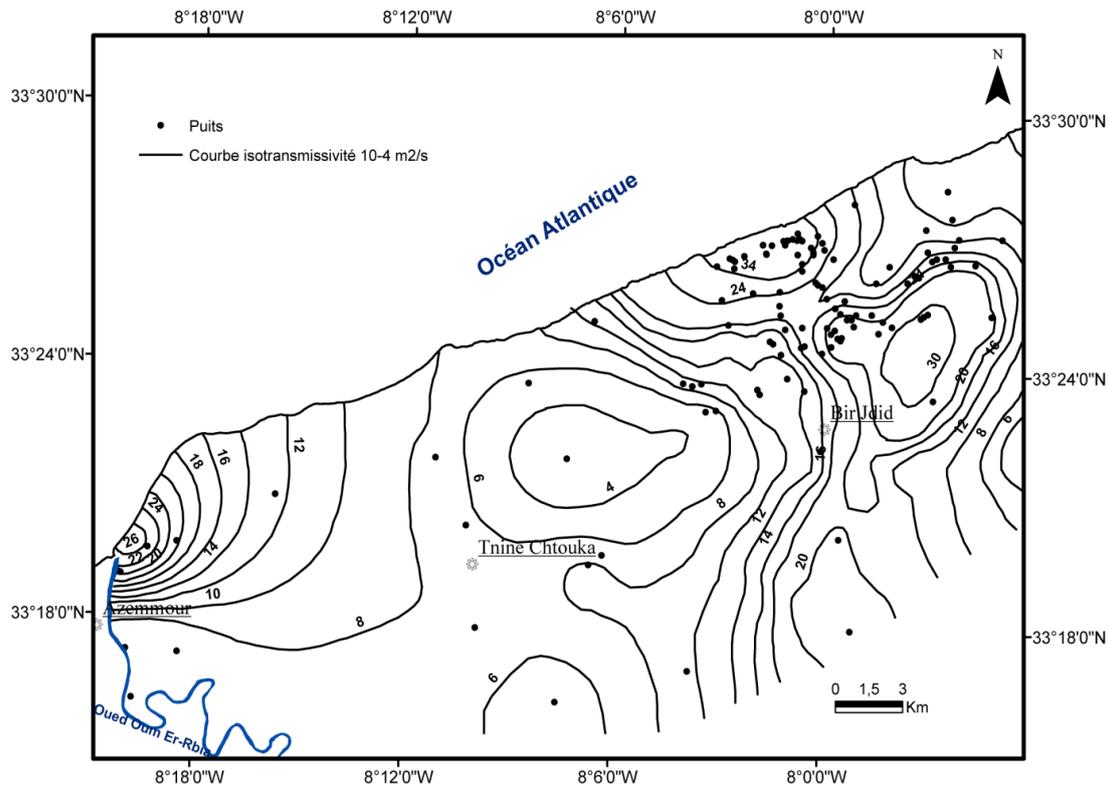


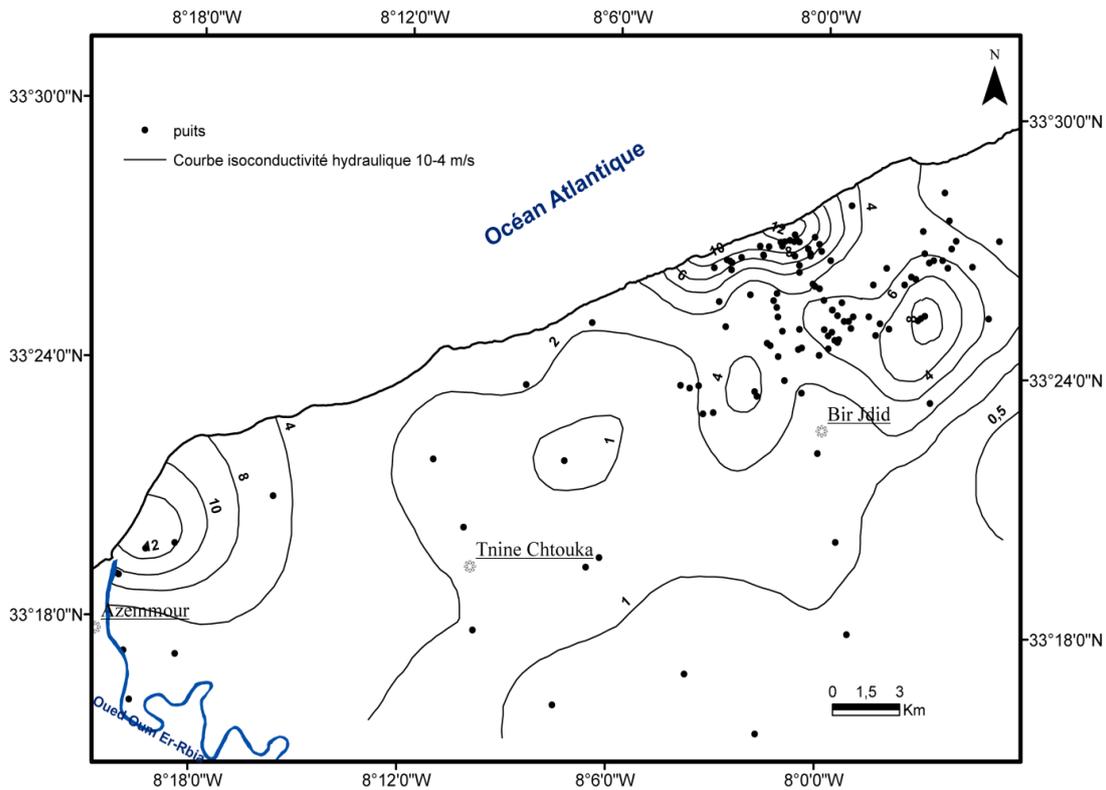
FIGURE 4.1 – Carte de la transmissivité de l’aquifère de la Chaouia côtière déduite des valeurs logarithmiques estimées par krigeage (Moustadraf, 2006)

Les perméabilités à l’ouest, près de l’estuaire de l’Oum Er-Rbia, varient entre 4.10^{-3} et $3.10^{-4} m/s$ (figure 4.2) avec une moyenne de $2.10^{-4} m/s$; dans le secteur de Bir Jdid les perméabilités atteignent les $7.10^{-3} m/s$. Vers l’est les perméabilités diminuent devenant, en moyenne, de l’ordre de $4.10^{-5} m/s$.

La plage de plus grande conductivité hydraulique ($>3.10^{-4} m/s$) correspond à celle des terrains grésocalcaires du Plioquaternaire (Moustadraf, 2006).

4.2.3 Coefficient d’emmagasinement ou porosité efficace

Au niveau de toute la nappe de la Chaouia côtière, des mesures de porosité efficace ont été réalisées dans des puits alignés le long de la bande littorale, représentant essentiellement l’emmagasinement dans les grès-calcaires du Plioquaternaire (Cf. Chapitre 1). Les valeurs obtenues varient de 0,13 à 7%. La tranche altérée des schistes du socle Paléozoïque (de 1 à 50 m d’épaisseur) présente une porosité efficace qui varie de 0,5 à 2% (DRPE, 1994).



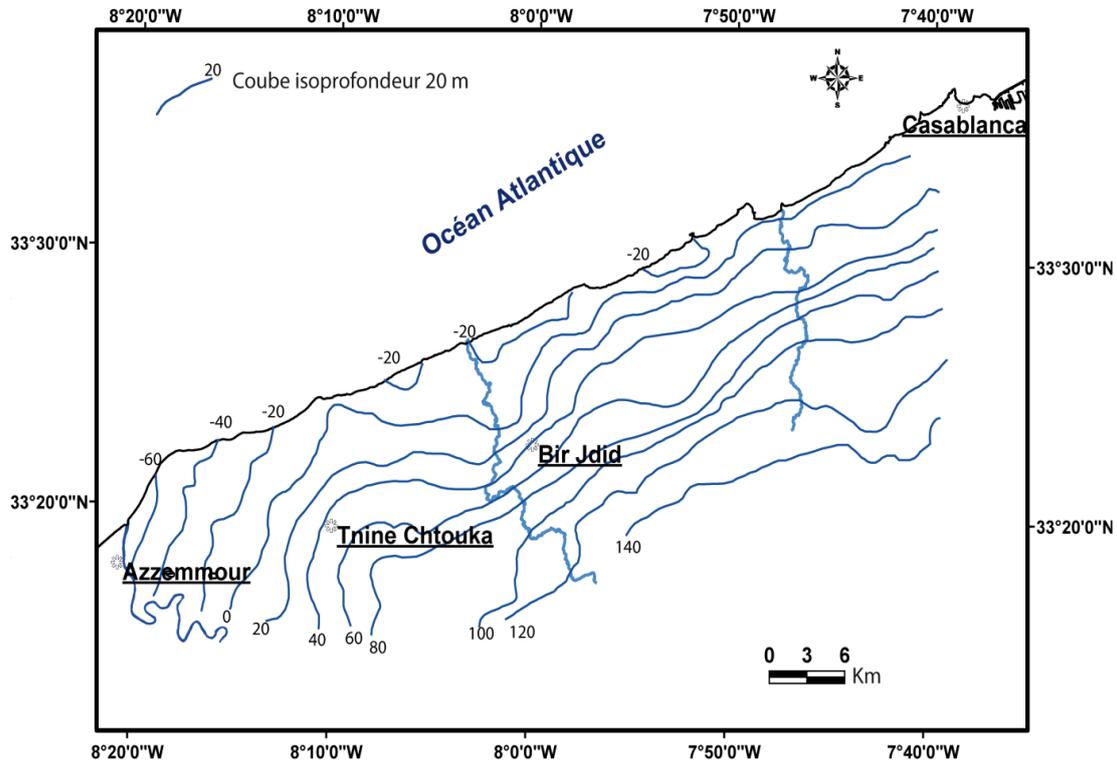


FIGURE 4.3 – Carte du toit de substratum de l’aquifère de la Chaouia côtière (DRPE 1999)

Le toit des schistes sains a été suivi par prospection électrique suivant des profils perpendiculaires à la côte. Des zones de dépression ont été mises en évidence correspondant à un épaississement des formations aquifères en s’approchant de la côte. Ces dépressions succèdent à des zones de gradients correspondant à des variations de pente (1/100 à 10/100), ce qui fait apparaître des bombements anticlinaux en plusieurs endroits (DRPE, 1999).

4.4 Etude de la piézométrie

Les cartes piézométriques constituent un outil de base pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique de la nappe. En 1971, deux cartes ont été élaborées par Bentayeb (1972) sur la base de 652 points, une carte en période des basses eaux (septembre 1971) et une autre carte en période des hautes eaux (février-mars). Ces cartes ont permis de déterminer le sens général de l’écoulement qui s’effectue du sud-est vers le nord-ouest avec une direction orthogonale à la côte à l’exception de la zone

sud-ouest où une partie de l'écoulement est drainée par l'Oum Er-Rbia. En 1988 et 1993 deux cartes piézométriques de la nappe de la Chaouia côtière ont été réalisées respectivement par Amraoui et Marjoua ; elles montrent le même sens d'écoulement, de plus la carte établie par Amraoui (1988) fait apparaître l'avancement du niveau zéro vers l'intérieur des terres.

Nous allons présenter le résultat de krigeage de la piézométrie de deux campagnes récentes (2009 et 2011) en période des hautes eaux.

4.4.1 Estimation des hauteurs d'eau par la méthode géostatistique

La méthode géostatistique par krigeage est couramment appliquée en hydrogéologie pour estimer les niveaux des eaux souterraines, les surfaces limites des formations géologiques et les propriétés hydrodynamiques des aquifères (Ahmed et De Marsily, 1987 ; Alley, 1993 ; Andres et Martin, 2005 dans Guekié, 2012). La réalisation de cette méthode nécessite trois étapes : la première consiste à établir des cartes variographiques, puis l'ajustement d'un modèle à chaque variogramme expérimental et enfin le krigeage pour la cartographie. Pour plus de détails nous présentons en annexe B les principales étapes de la modélisation géostatistique (carte variographique, ajustement d'un modèle).

4.4.1.1 Krigeage des hauteurs d'eau mesurées lors de la campagne de mai 2011

La carte variographique (figure 4.4) des niveaux d'eau pour la campagne de mai 2011 indique deux directions d'anisotropie à savoir les directions $N 20^\circ$ et $N 110^\circ$ qui représentent respectivement l'écoulement longitudinal et transversal. Les variogrammes expérimentaux des niveaux d'eau sont calculés pour ces directions principales d'anisotropie avec une tolérance angulaire de 45° , en quinze pas de 900 m avec une tolérance sur la distance égale à la moitié du pas. Le modèle de variogramme théorique qui est ajusté à ces variogrammes expérimentaux est non stationnaire et correspond au modèle sphérique dont les formules sont les suivantes (équation 5.1 et 5.2) :

$$\gamma(h) = 500\left(\left(1,5\frac{h}{11000}\right) + 0,5\left(\frac{h}{11000}\right)^3\right)\text{dans la direction de } N20^\circ \quad (4.1)$$

$$\gamma(h) = 500\left(\left(1,5\frac{h}{197000}\right) + 0,5\left(\frac{h}{197000}\right)^3\right)\text{dans la direction de } N110^\circ \quad (4.2)$$

Pour cette période (mai 2011), le niveau d'eau estimé par le krigeage présente une corrélation positive avec celui mesuré sur terrain et un coefficient de détermination R^2 égal à 0,71 (figure 4.5). L'hypothèse H_0 de l'indépendance entre les niveaux piézométriques mesurés et calculés est rejetée de façon significative.

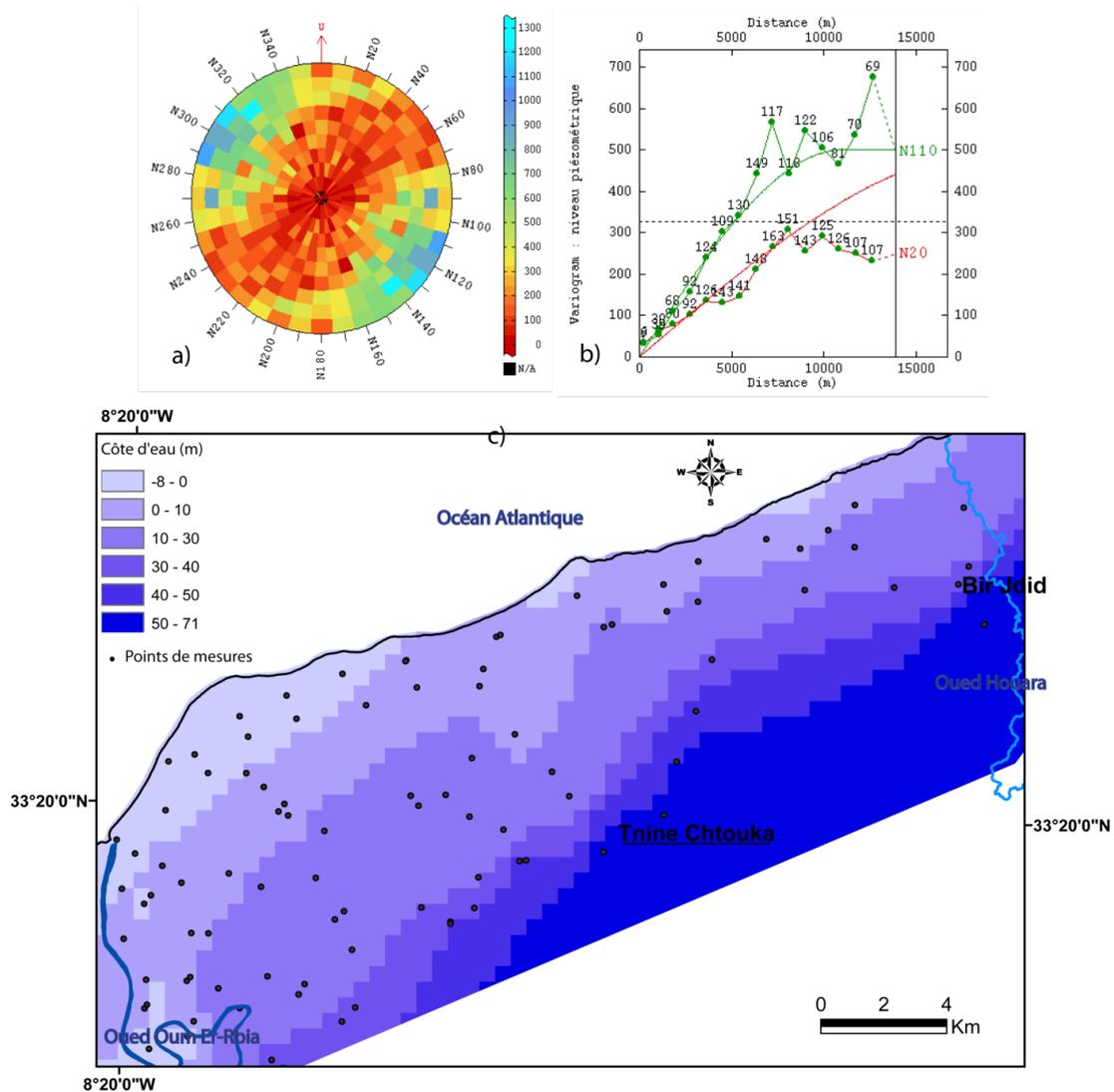


FIGURE 4.4 – Cartes des niveaux piézométriques par méthode géostatistique mai 2011 a) Carte variographique, b) Variogramme expérimental (pointillé) et théorique ajusté (ligne continue) du niveau piézométrique dans les directions principales d'anisotropie, c) Carte de krigeage

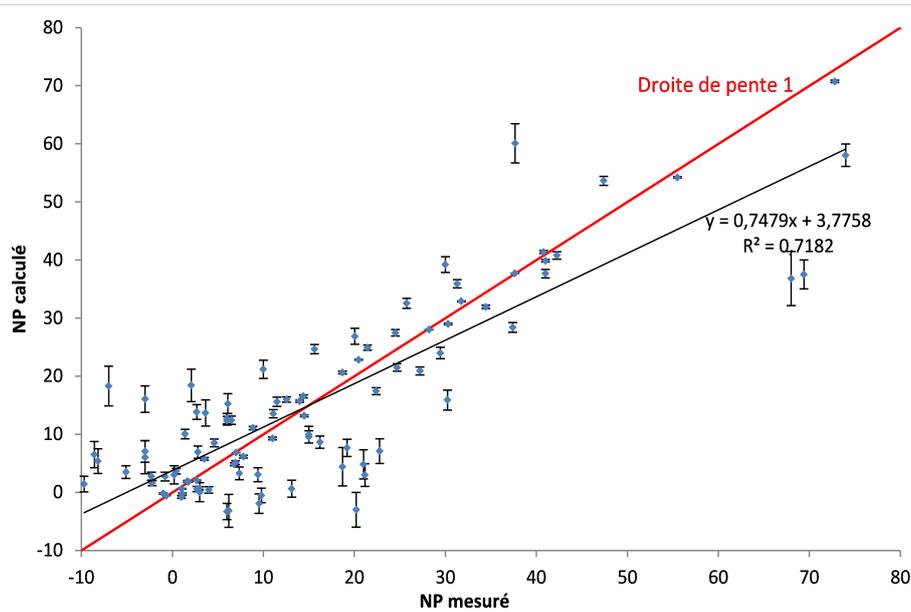


FIGURE 4.5 – Corrélation entre NP calculé et NP mesuré en mai 2011 avec la barre d'erreur d'écart-type

4.4.1.2 Krigeage des hauteurs d'eau mesurées lors de la campagne d'avril 2009

La carte variographique de la campagne d'avril 2009 (figure 4.6) montre deux directions d'anisotropie $N 60^\circ$ et $N 150^\circ$ les variogrammes expérimentaux sont calculés avec une tolérance angulaire de 45° , en dix pas de 1793 m avec une tolérance sur la distance égale à la moitié du pas. Le modèle de variogramme théorique qui est ajusté à ces variogrammes expérimentaux est non stationnaire et correspond au modèle de puissance dont les formules sont les suivantes (équation 5.3 et 5.4) :

$$\gamma(h) = 3000\left(\frac{h}{82000}\right)^\alpha, \text{ avec } 0 < \alpha < 2 \text{ dans la direction } N60^\circ \quad (4.3)$$

$$\gamma(h) = 3000\left(\frac{h}{19000}\right)^\alpha, \text{ avec } 0 < \alpha < 2 \text{ dans la direction } N150^\circ \quad (4.4)$$

Le niveau calculé est bien corrélé à celui mesuré sur terrain (figure 4.7) avec un coefficient de détermination R^2 égal à 0,95, l'hypothèse H_0 (l'indépendance entre ces deux variables) est rejetée de façon significative pour la période d'avril 2009. On note une légère tendance vers l'augmentation de la profondeur de la nappe de l'aval vers l'amont du niveau piézométrique.

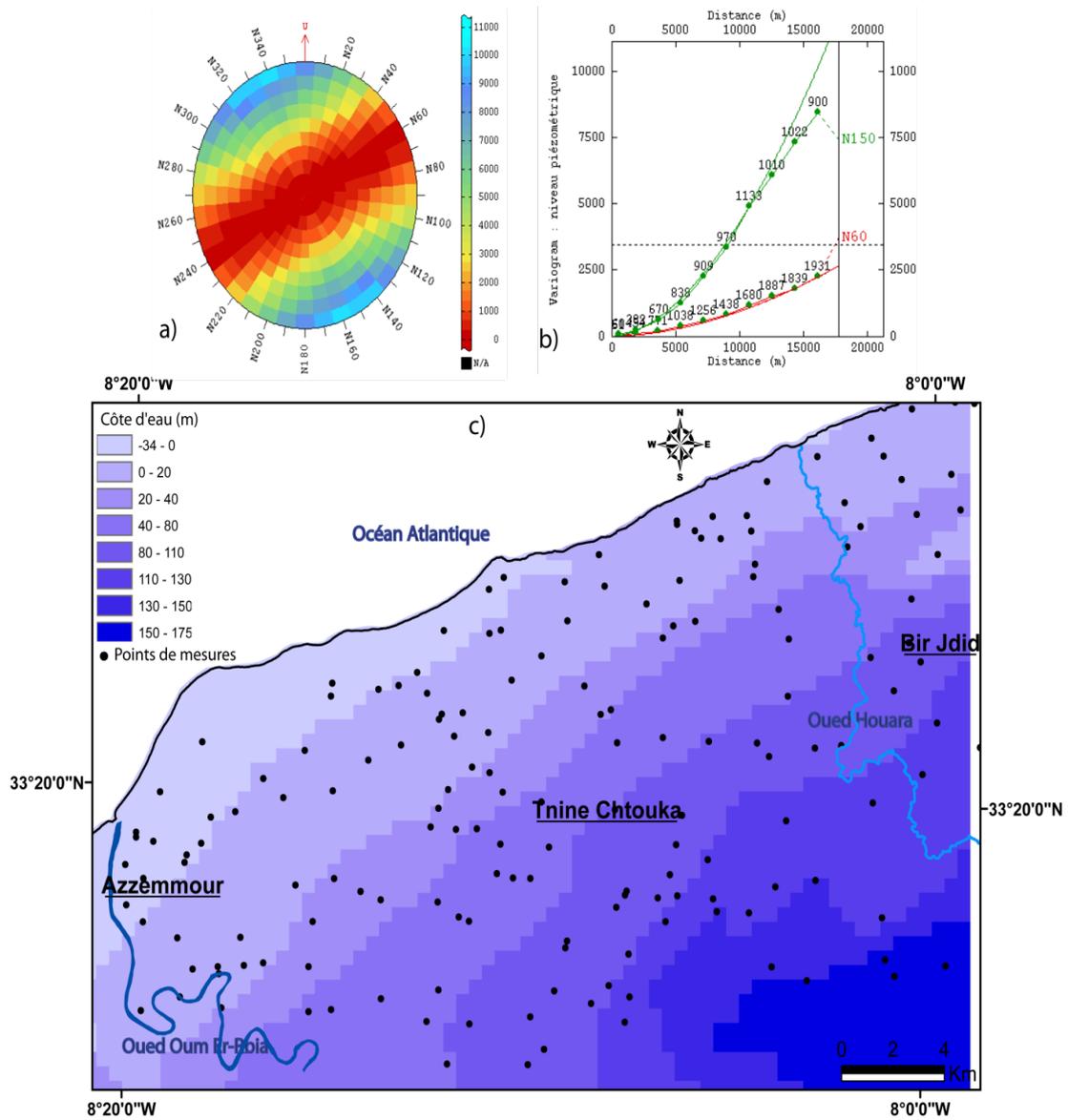


FIGURE 4.6 – Cartes des niveaux piézométriques par la méthode géostatistique en avril 2009 **a)** Carte variographique, **b)** Variogramme expérimental (pointillé) et théorique ajusté (ligne continue) du niveau piézométrique dans les directions principales d’anisotropie, **c)** Carte de krigeage

4.4.1.3 Interprétation des cartes piézométriques

La carte piézométrique d’avril 2009 montre un sens d’écoulement qui se dirige vers le sud-ouest à l’exception de la rive droite de l’oued Oum Er-Rbia où il y a une communication entre la nappe et l’oued comme le montre la figure 4.8 avec l’existence des courbes espacées vers l’oued. Les courbes piézométriques conservent

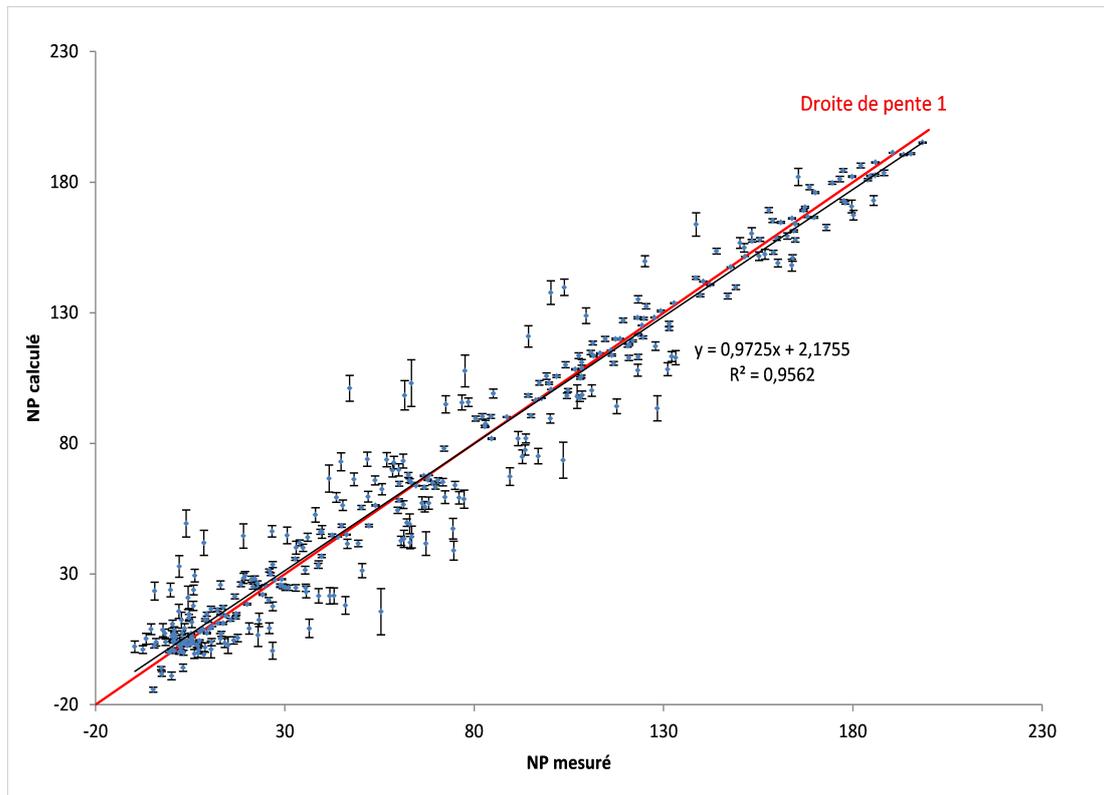


FIGURE 4.7 – Corrélation entre NP calculé et NP mesuré en avril 2009 avec la barre d’erreur d’écart-type

leur parallélisme avec l’océan Atlantique, le sens d’écoulement est généralement du sud-est vers le nord-ouest. La valeur et les variations des courbes piézométriques caractérisent le gradient hydraulique, comme facteur important de l’écoulement, il est de l’ordre de 5 ‰ au nord-est. Par contre dans la zone aval au SW entre Tnine Chtouka et Azemmour le gradient hydraulique est de l’ordre de 1 ‰ indiquant une faible perméabilité où un faible écoulement des terrains principalement ceux du Cénomaniens. la perméabilité des terrains aquifères dans la région est un facteur déterminant dans les variations de l’écoulement de la nappe.

L’état piézométrique établi pour la période de mai 2011(figure 4.9) présente la même allure de la surface piézométrique que celle de la période d’avril 2009, la direction générale des écoulements observée est orientée vers la mer sauf dans la partie sud-ouest où il y a une direction vers l’oued Oum Er-Rbia. Le gradient hydraulique est variable, au nord-est les hydroisohypses sont serrées ce qui reflète un gradient fort de l’ordre de 3 ‰, vers le SW elles sont espacées traduisant un gradient hydraulique faible de l’ordre de 1 ‰ . La comparaison des cartes piézométriques issues des

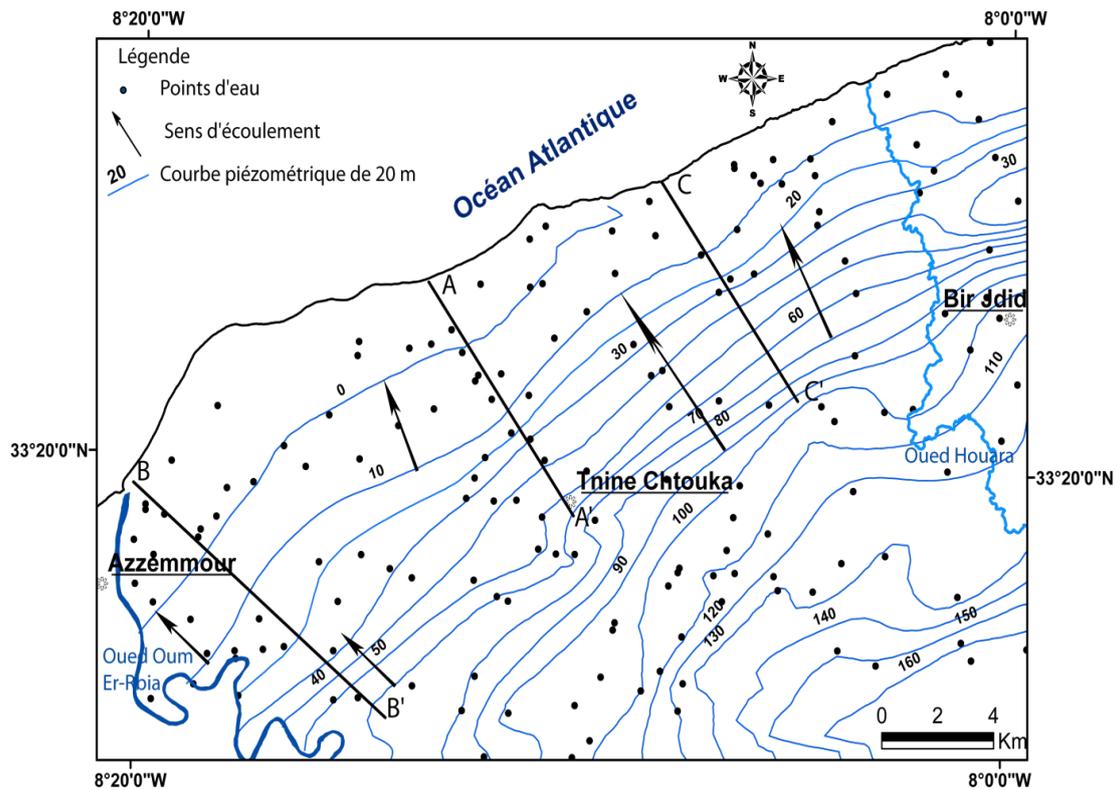


FIGURE 4.8 – Carte piézométrique de la nappe phréatique de la Chaouia côtière (avril 2009)

deux périodes fait apparaître une avancée, en 2011, de l’isopièze 0 m vers l’océan, ce qui est certainement à mettre en relation avec l’importance des précipitations de l’année 2010 (776 mm et 649 mm enregistrées respectivement dans les stations météorologiques de Casablanca et El Jadida (Cf.chapitre3)) sur la recharge de la nappe.

Des coupes perpendiculaires à la côte AA’, BB’ et CC’ (figure 4.10) et parallèles au sens d’écoulement général montrent la variation de la surface topographique et le niveau piézométrique estimé à partir des cartes en 2011 et en 2009 en fonction de la distance à l’océan. Pour les deux périodes la surface piézométrique de la nappe libre suit la tendance topographique. Dans la coupe BB’ le niveau piézométrique en 2011 est au-dessus de celui de 2009 sur les cinq premiers kilomètres par rapport à ligne de côte, il se situe entre 2 et 5 m au-dessus du niveau de 2009 ce qui montre une augmentation de la hauteur d’eau qui s’explique par la recharge de la nappe suite à l’apport important des précipitations en 2010. Au-delà de cette distance, entre cinq et sept kilomètres on assiste un rabattement jusqu’à 14 m du niveau piézométrique

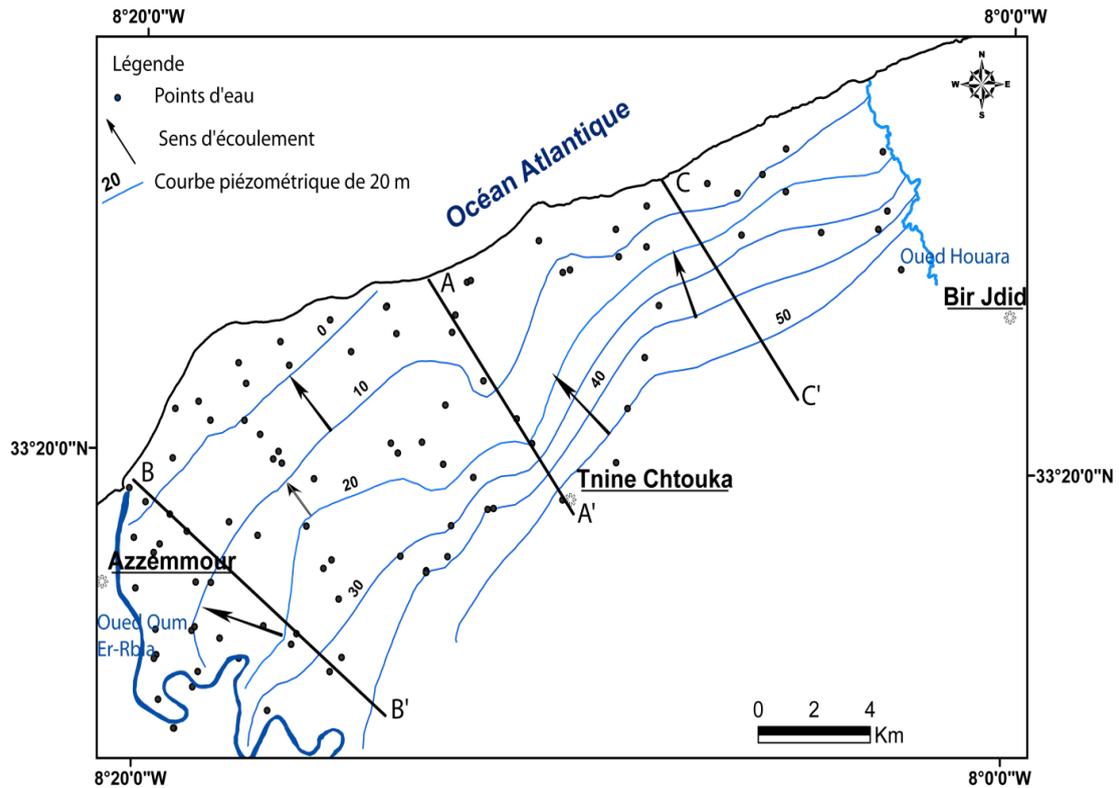


FIGURE 4.9 – Carte piézométrique de la nappe phréatique de la Chaouia côtière (mai 2011)

de 2011. Dans la coupe AA' le niveau piézométrique en 2009 est au-dessous du niveau zéro marin pour les deux premiers kilomètres à la mer, en 2011, le niveau a relevé de 0,4 m à 5 m dans la frange côtière (5 km), par contre au-delà de 5 km à la mer le niveau a rabattu de 3 à 11 m. Le rabattement de la nappe s'explique probablement par une incertitude de l'estimation du niveau de la nappe par le krigeage dans cette zone.

Dans la zone nord-est entre Tnine Chtouka et Bir Jdid (la coupe CC') les niveaux piézométriques pour les deux périodes sont identiques et au-dessus du niveau zéro marin s'expliquant par la remontée du substratum paléozoïque qui bloque l'entrée des eaux marines vers la nappe. Aucune variation du niveau piézométrique n'est observée dans cette zone ce qui se voit par la superposition du niveau piézométrique pour les deux périodes.

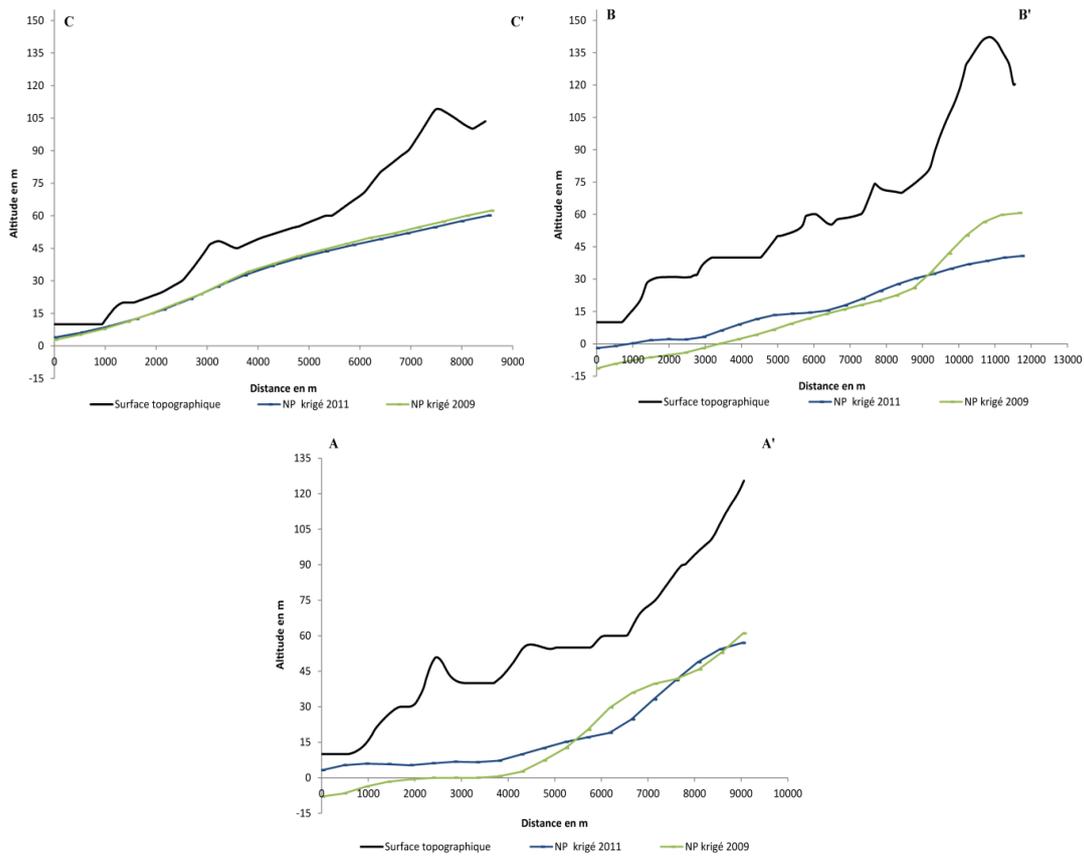


FIGURE 4.10 – Variation des niveaux piézométriques (NP) estimés par krigeage en avril 2009 et en mai 2011 avec la surface topographique

4.4.1.4 Evolution interannuelle de la piézométrie de la nappe de la Chaouia côtière

Nous considérons dans cette partie les situations piézométriques relatives aux périodes, mars 1971, septembre 1997 et la piézométrie d’avril 2009 et de mai 2011 (figure 4.11) dont le but de faire ressortir l’évolution spatio-temporelle de la piézométrie de la nappe étudiée et d’en interpoler les tendances en 2011 par rapport aux années antérieures. A partir des trois états piézométriques de la nappe on peut conclure que l’écoulement est toujours orienté vers la mer avec une allure convexe des courbes aux approches de l’Oum Er-Rbia, manifestant un phénomène de drainage permanent, prouvant que le niveau piézométrique de la nappe reste constamment supérieur au niveau de l’eau dans le fleuve (Bentayeb, 1972).

La piézométrie de 1971 (Bentayeb, 1972) représente un état de début de l’exploitation de la nappe par le développement des cultures maraichères dans la zone.

Cette situation avec la sécheresse des années 1980-1985 (Cf. chapitre 3) ont favorisée l'installation de nouveaux puits, à l'augmentation du volume et de l'intensité des pompages.

Après les pluies exceptionnelles de 1996 (943 *mm*), l'état piézométrique en 1997 montre une recharge naturelle importante de la nappe dont l'alimentation se fait exclusivement par les pluies. L'existence de l'isopièze 0 *m* à l'intérieur des terres, fait de ces secteurs des zones sensibles à la pollution par une éventuelle intrusion marine dans la partie SW (Younsi, 2001).

En avril 2009 la piézométrie est marquée par une avancée du biseau salé vers les terres dans le secteur côtier entre Azemmour et Thine Chtouka. Cette situation est due essentiellement à la sollicitation continue de l'aquifère et à l'irrégularité des précipitations entre 1997 et 2009. Les courbes hydroisohypses 150, 160 *m* présentent une forme convexe donnant naissance à un écoulement radial constituant l'alimentation de la nappe par l'amont (nappe de Berrechid).

L'état piézométrique de mai 2011 souligne une régression de l'isopièze zéro vers la mer et une avancée des lignes piézométriques vers la mer, ce qui est probablement dû aux précipitations importantes enregistrées en 2010 (649 *mm* dans la station d'El Jadida et 776 *mm* dans la station de Casablanca). Dans la zone nord-est la nappe reste stable avec des lignes piézométriques parallèles à l'océan et un sens d'écoulement vers la mer.

Dans les conditions naturelles, l'alimentation de la nappe libre se fait au cours des périodes pluvieuses, juste après la saturation des sols en eau, par infiltration directe des eaux de pluie. Mais parfois des obstacles peuvent créer un déséquilibre des apports de la nappe selon la profondeur et le type de formation de la zone saturée. Ce qui nous a incité à étudier l'évolution du niveau d'eau en fonction du temps et la pluviométrie dans des piézomètres représentatifs de chaque formation aquifère dans le paragraphe suivant.

4.4.1.5 Chronique piézométrique de la nappe phréatique de la Chaouia côtière

Les chroniques piézométriques permettent d'observer le niveau d'eau et d'en interpoler les tendances (hausse, baisse, stabilisation) d'évolution d'une nappe en un point et à un instant donné. Les données piézométriques utilisés dans ce paragraphe ont été obtenues à partir des résultats du réseau de contrôle de l'aquifère de l'Agence du Bassin Hydraulique de Bouregreg et de la Chaouia (ABHBC). En vue d'étudier les fluctuations de la nappe dans le temps et en fonction de la pluviométrie, une

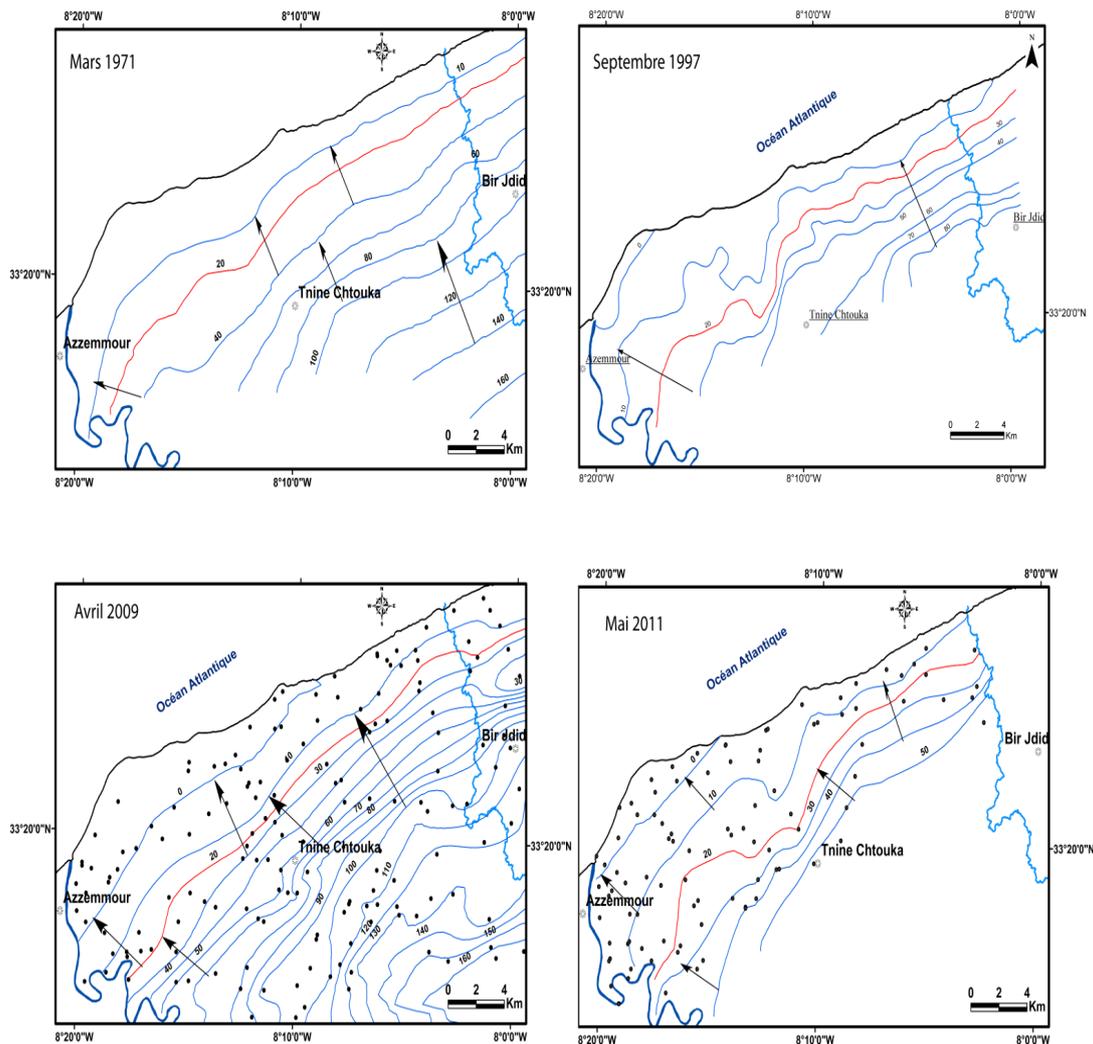


FIGURE 4.11 – Evolution spatio-temporelle de la piézométrie : Périodes 1971, 1997, 2009 et 2011

série des piézomètres situés dans la zone (figure 4.12) disposent de longues séries d’observation, ces piézomètres ne présentent pas des enregistrements réguliers. Nous disposons dans cette partie (tableau 4.1) de trois piézomètres qui caractérisent la nappe du Paléozoïque (Schistes altérés), il s’agit de 4054/19 et 4048/19 qui sont proches de village de Tnine Chtouka, localisés à 12 km de la mer, et le piézomètre 4057/19 situé dans la frange littorale. La nappe de l’aquifère cénoomanien du Crétacé est représentée par les piézomètres 4040/19 et 4045/19 dans la partie sud-ouest près de l’estuaire de Oum Er-Rbia.

Les piézomètres 4043/19 et 4044/19 permettent d’analyser les fluctuations de la

nappe plioquaternaire respectivement localisés à 3 *km* et 1 *km* de la mer.

TABLEAU 4.1 – Coordonnées gographiques et la profondeur totale des piézomètres

Piézo mètres	X	Y	Z	Profondeur totale (m)
4057/19	252 700	317 900	5	34
4054/19	253 200	309 800	94	45
4048/19	246 100	306 150	115	45
4040/19	226 400	303 000	10	54
4045/19	239 250	309 850	45	60
4043/19	230 250	307 200	20	38
4044/19	237 850	312 350	5	45

L'écoulement latéral est continu à travers les diverses formations aquifères c'est pourquoi nous avons travaillé du point de vue hydrodynamique sur la nappe phréatique. Cependant les fluctuations verticales (niveau piézométrique ou la charge hydraulique) sont tributaires de chaque formation aquifère, ainsi nous allons étudier les fluctuations de piézomètres représentatifs de chaque formation aquifère. La localisation des piézomètres est illustré par la carte de la figure 4.12.

a- Fluctuation de la nappe paléozoïque

le piézomètre 4057/19 représente la nappe du Paléozoïque (figure 4.13) son altitude est de 5 *m* au dessus de niveau marin. Il montre une fluctuation légèrement stable de la profondeur d'eau depuis 1998 jusqu'à 2008 avec une moyenne de variation de 2,13 *m* (maximum de 2,88 *m* en 2002 et minimum de 1,52 *m* en 2006). En se déplaçant vers l'intérieur de la zone d'intérêt jusqu'à une altitude entre 94 *m* et 115 *m*, la profondeur de l'eau a connu une alternance de baisse et de remontée. La plus importante remontée est de 3 *m* après la pluie de décembre 2001 et novembre 2002 dans le piézomètre 4054/19 et de 2 *m* après février 1999 dans le piézomètre 4048/19. Après l'année sèche de 2003, la baisse de la profondeur de la nappe est de 2 *m* enregistrée dans le piézomètre 4054/19.

b- Fluctuation de la nappe plioquaternaire

Quant à la nappe du Plioquaternaire, elle est suivie au moyen du piézomètre 4044/19 qui se situe près de la mer (figure 4.14) à une altitude de 5 *m* et une profondeur d'eau qui varie entre 4,6 *m* enregistrée en décembre 2002 et 6,7 *m* en juin 2002. Le niveau piézométrique pouvant atteindre des valeurs sous le niveau zéro de la mer. La profondeur d'eau dans le piézomètre 4043/19 (altitude 20 *m*) varie entre 17 et 21 *m* pour la période de novembre 1999 jusqu'à mars 2006. Généralement la

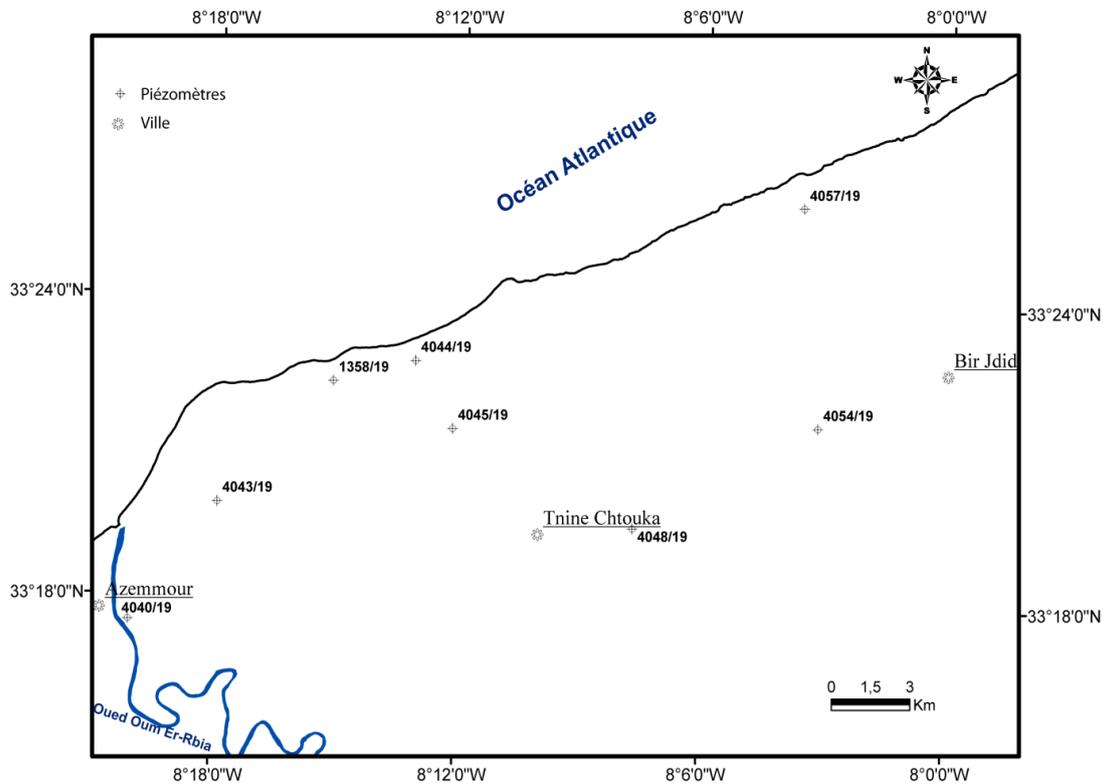


FIGURE 4.12 – Localisation des piézomètres dans la zone d'intérêt

profondeur dans ces deux piézomètres (localisés dans la frange côtière) est moins variable durant la période d'enregistrement. La nappe plioquaternaire (grande perméabilité) joue le rôle important de transfert des eaux infiltrées (pluie et irrigation) vers les schistes altérés et crétacé et constituant ainsi une source d'alimentation.

c- Fluctuation de la nappe cénomanienne

Les baisses les plus importantes de la nappe cénomanienne sont observées dans le secteur situé entre Tnine Chtouka et Azemmour où la baisse a atteint 5 m dans le piézomètre 4045/19 (figure 4.15). Le piézomètre 1358/19 montre une alternance de baisses et remontées importantes de la profondeur de la nappe (annexe B), la plus importante baisse est de 5 m depuis les années 1968 jusqu'à 1982. Après les années 1983 une remontée de 2 m du niveau de la nappe est liée principalement à la pluviométrie. Dans le piézomètre 4040/19 situé à une altitude de 10 m , la profondeur de la nappe est légèrement stable, elle ne dépasse pas 2 m de variation avec une moyenne de $18,7\text{ m}$ allant de $17,7\text{ m}$ jusqu'à 20 m . En comparant les fluctuations des piézomètres 4045/19 et 4040/19 on note que pour la même nappe les fluctuations du niveau d'eau pour les puits proches de la côte sont faibles.

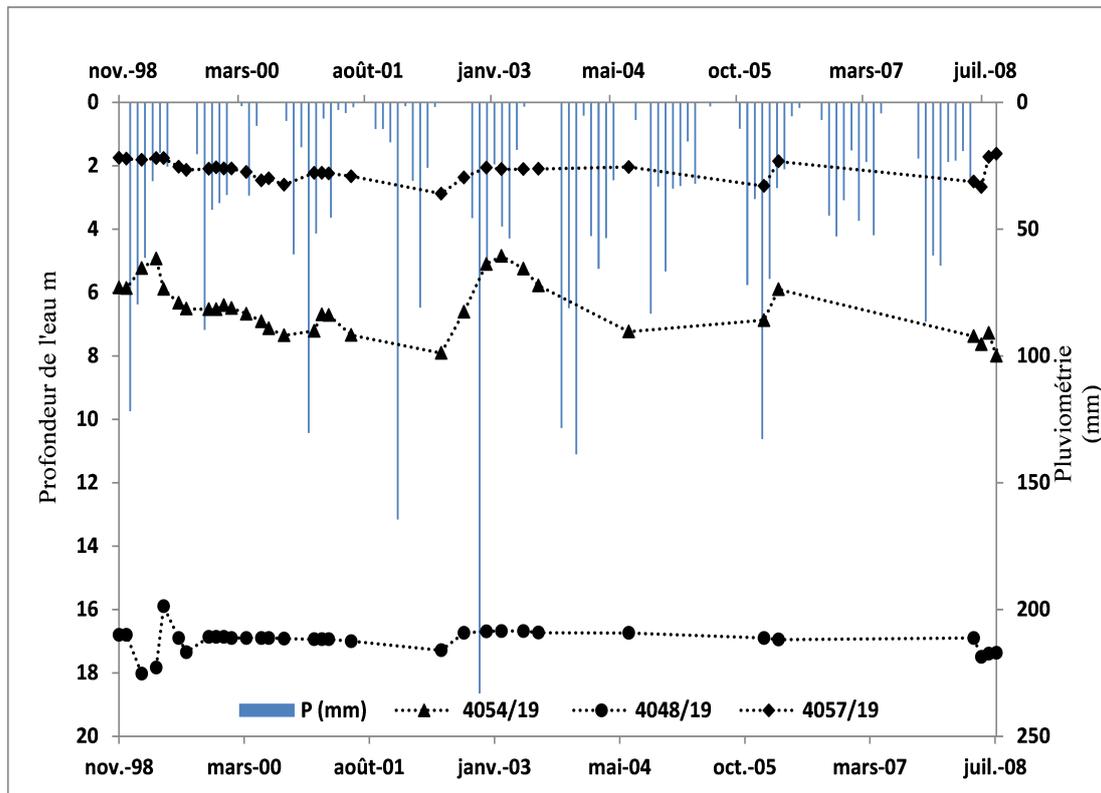


FIGURE 4.13 – Fluctuation de la nappe paléozoïque dans les piézomètres 4054/19, 4048/19 et 4057/19 en fonction des précipitations annuelles dans la station d’Azemour

La fluctuation de la piézométrie dans la frange côtière dans les trois formations aquifères peut être liée à l’influence de la marée, de ce fait une sonde à été installée dans un puits localisé près de l’estuaire Oum Er-Rbia pendant 24 heures pour voir la variation de la hauteur d’eau avec la marée (annexe B). Par contre les piézomètres qui se localisent vers l’intérieur de la zone d’étude sont principalement liés à l’évolution de la pluviométrie comme source principale d’alimentation.

Le niveau des nappes varie naturellement chaque année en fonction des apports pluviométriques, cette variation s’inscrit également dans des cycles d’années humides et d’années sèches. Les fluctuations interannuelles de la nappe de la Chaouia côtière sont généralement modérées et de faibles amplitudes pour la période étudiée. L’évolution de la nappe montre clairement une période de recharge importante entre 2001 et 2002, après cette période une tendance vers la diminution a été enregistrée suivie par une stabilité de la profondeur d’eau jusqu’à 2008.

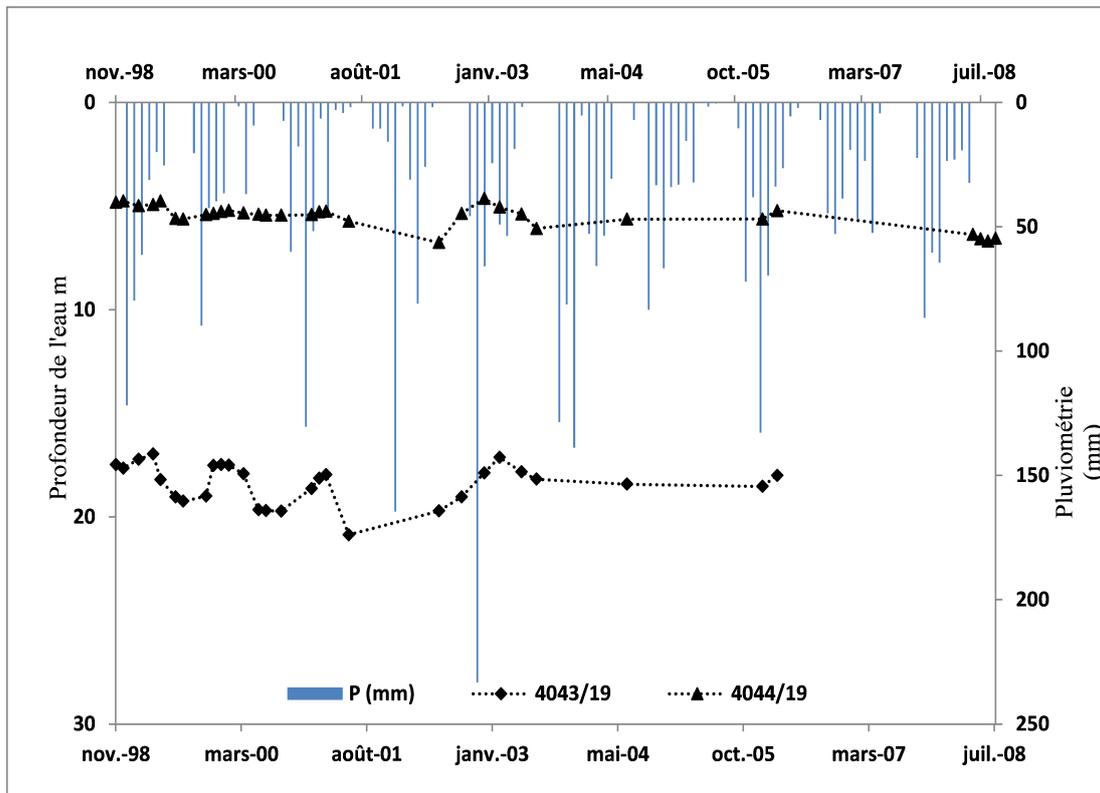


FIGURE 4.14 – Fluctuation de la nappe plioquaternaire dans les piézomètres 4044/19 et 4043/19 en fonction des précipitations annuelles dans la station d’Azemmour

4.5 Estimation du bilan hydrique par la méthode de Thornthwaite

Le bilan de l’eau global a pour but principal d’établir une équation d’équilibre entre les apports et les pertes qui influent directement sur la variation des réserves (Hadj-Said, 2007). La méthode utilisée, basée sur la notion de réserve d’eau facilement utilisable (RFU), pour déterminer le bilan hydrique de la zone d’étude est la plus adaptée pour les zones sub-humides et semi-arides ; vu la nature du sol (argileux-sableux) dans la région (Papy et al, 1981) nous utilisons un RFU de 60 mm (Marjoua, 1995). Cette réserve représente le seuil de saturation du sol au-delà duquel tout excédent de pluie est disponible pour l’écoulement de la percolation, donc le bilan de Thornthwaite de la nappe de la zone d’étude pour la période 1984/2010 repose sur l’application de l’équation suivante (équation 4.5) :

$$P = E + R + I \quad (4.5)$$

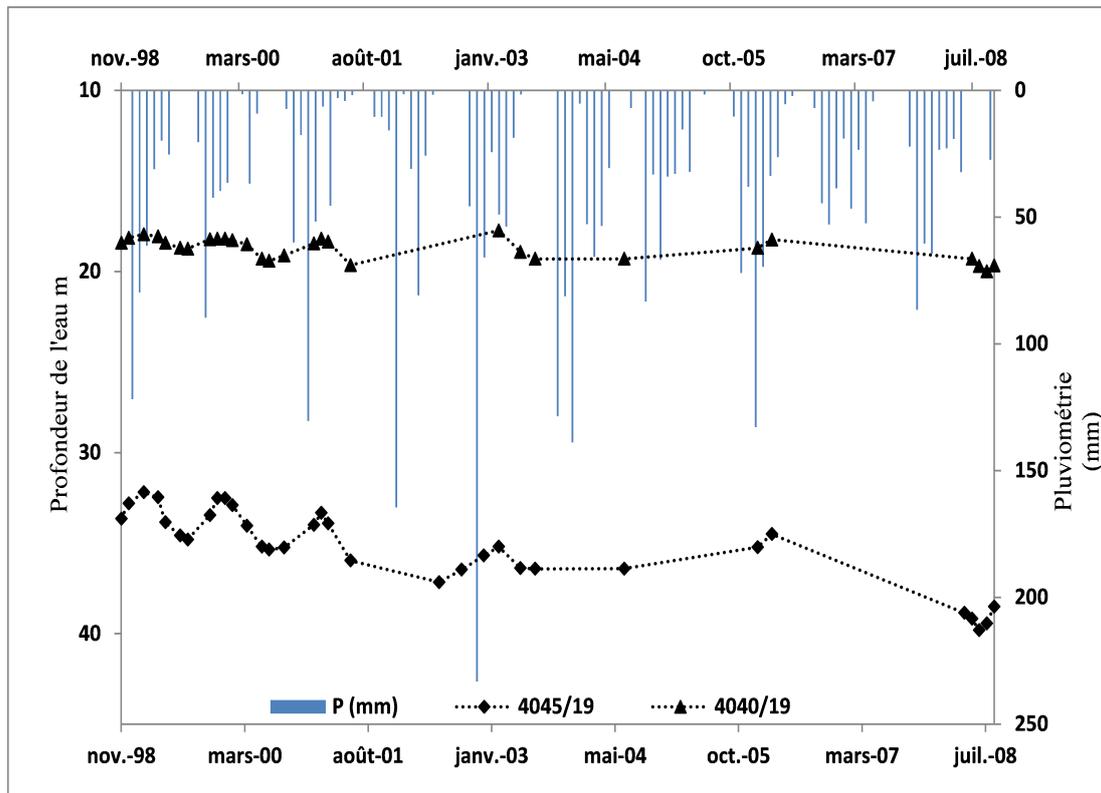


FIGURE 4.15 – Fluctuation de la nappe cénomaniènne dans les piézomètres 4045/19 et 4040/19 en fonction des précipitations annuelles dans la station d’Azemmour

P : Pluviométrie moyenne annuelle en mm
 E : Evapotranspiration réelle moyenne annuelle en mm
 R : Ruissellement moyen annuel en mm
 I : Infiltration moyenne annuelle en mm

Dans ce paragraphe l’estimation de l’évapotranspiration potentielle (ETP) et réelle (ETR) est calculée à partir de l’équation de Thornthwaite à l’échelle mensuelle (tableau 4.2) pour la période 1984/2010 dans les stations de Casablanca, Settat et El Jadida (annexe B), le choix de cette période est liée à la température pour ces trois stations comme facteur important de l’évapotranspiration. La moyenne arithmétique des précipitations des trois stations est de l’ordre de $386,5\text{ mm}$. La différence entre précipitation et évapotranspiration réelle (P-ETR) constitue la pluie efficace qui conditionne l’infiltration. L’infiltration moyenne annuelle estimée pour la période 1984/2010 est de $36,4\text{ mm}$ soit donc $9,4\%$ des précipitations.

Le bilan hydraulique calculé par ABHBC pour la période 2006/2007 (annexe B) dont le but de réaliser le bilan général de l’ensemble de la nappe basé sur les entrées et les sorties, il caractérise l’état de la nappe qui tend vers un nouveau régime

déficitaire avec une recharge par précipitation de $30 \text{ Mm}^3/\text{an}$.

TABLEAU 4.2 – Les paramètres du bilan hydrologique (1984/2010) aux stations Casablanca, El Jadida Settat par la méthode de Thornthwaite

	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Août
T												
moy.	104,61	77,36	48,39	35,88	29,66	33,92	49,33	60,2	84,85	112,6	139,5	134,8
méd.	102,65	77,84	50,72	38,64	31,76	35,43	50,73	61,31	83,84	108,8	128,4	126
écart-type	3,53	1,97	5,03	5,78	5,38	4,19	4,25	4,58	1,45	6,08	17,24	14
P												
moy.	70,3	52,4	34,7	26,8	22,3	24,5	34,8	42,0	56,7	75,8	95,0	91,6
méd.	102,6	77,4	48,4	35,9	29,7	33,9	49,3	60,2	83,8	108,8	128,4	126,0
écart-type	47,2	35,7	21,0	14,9	12,0	14,4	21,6	26,5	39,1	49,3	55,2	55,0
ETP												
moy.	73,4	55,1	34,7	25,8	21,3	24,3	35,2	42,9	59,9	78,0	92,9	90,9
méd.	70,3	52,4	34,7	26,8	22,3	24,5	34,8	42,0	56,7	75,8	95,0	91,6
écart-type	22,74	17,14	11,18	8,59	7,25	7,98	11,33	13,78	18,41	24,34	29,91	29
ETR												
moy.	8,18	37,64	48,39	35,88	29,66	33,92	49,33	60,2	42,62	2,65	0,58	1,20
méd.	6,96	39,29	50,72	38,64	31,76	35,43	50,73	61,31	44,16	2,45	0,69	1,04
écart-type	1,81	4,53	5,03	5,78	5,38	4,19	4,25	4,58	4,02	0,37	0,34	0,47
P-ETP												
moy.	-96,43	-39,72	25,09	36,62	31,87	16,8	-13,97	-30,4	-71,8	-110	-139	-134
méd.	-94,65	-38,55	28,3	37,59	31,66	18,23	-14,32	-30,2	-71,6	-106	-128	-125
écart-type	4,59	2,57	7,36	3,16	3,79	4,53	3,72	4,05	1,96	6,34	16,97	13,44
RFU_{60}												
moy.	0	0	25,09	61,71	60	60	46,03	29,57	0	0	0	0
méd.	0	0	28,3	64,4	60	60	45,68	29,8	0	0	0	0
écart-type	0	0	7,35	6,69	0	0	3,73	4,05	0	0	0	0

On peut conclure que le bilan hydrologique (figure 4.16) est excédentaire du mois de novembre jusqu'au mois de mars, l'évapotranspiration potentielle atteint des valeurs maximales au mois de juillet. A partir du mois de novembre, on assiste à une reconstitution du stock qui s'accompagne d'une augmentation de la RFU, qui atteint son maximum aux mois décembre, janvier et février. Une baisse de la RFU entre avril et octobre, traduisant un épuisement du stock. Cette situation induit un déficit agricole surtout pour les cultures maraîchères de mai à octobre rendant ainsi nécessaire l'irrigation qui va produire une recharge supplémentaire de la nappe et une modification de la composition chimique des eaux.

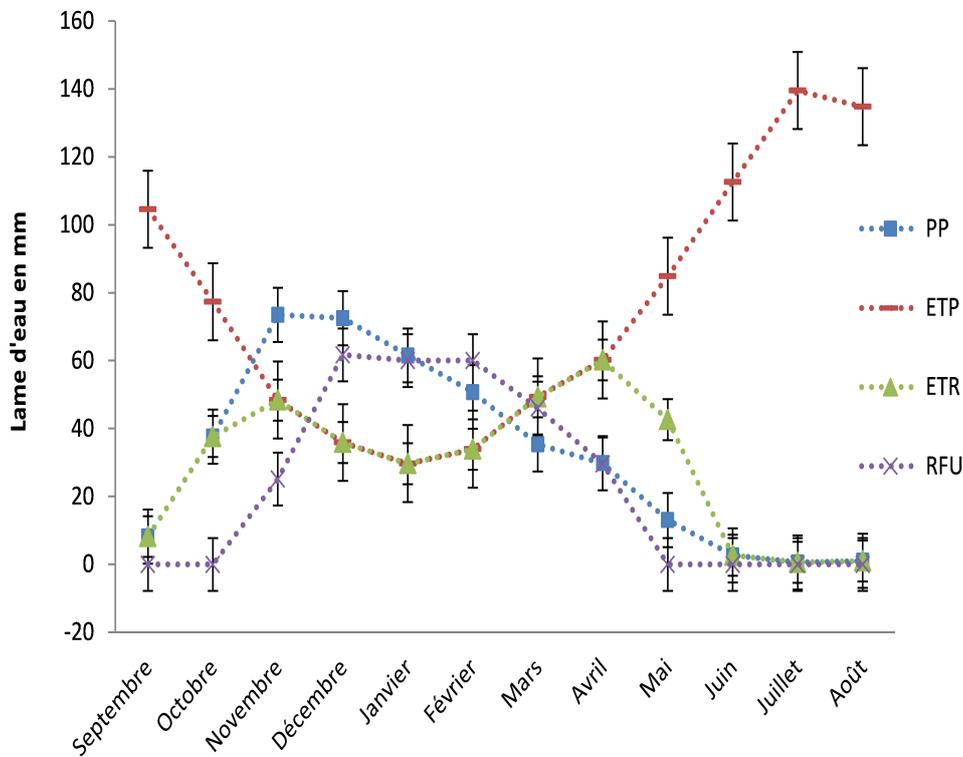


FIGURE 4.16 – Variation mensuelle moyenne de précipitation (pp), ETP, ETR et RFU et les barres d'erreur (\pm l'écart type) pour la période de 1984/2010

L'économie de la zone est basée essentiellement sur le secteur agricole qui est caractérisée par un maraîchage varié de primeurs sur le littoral et de saison sur l'intérieur par des cultures spéciales plus rentables (bananier, papayer, avocatier, floriculture...). Les différentes cultures réparties dans la zone pour la campagne agricole 2005-2006 sont présentées dans l'annexe B.

4.6 Conclusion

Le système aquifère du bassin côtier de la Chaouia est composé principalement de trois niveaux aquifères dans des formations géologiques d'âge Ordovicien-Cambrien, Crétacé et Pliocène-Quaternaire. Ces niveaux aquifères sont en communication hydraulique verticale. La variabilité des paramètres hydrodynamiques à savoir la conductivité hydraulique (variation des gradients hydrauliques), la transmissivité ainsi que la porosité efficace confirme l'hétérogénéité des terrains aquifères.

L'écoulement général des eaux souterraines de la nappe se produit du sud-est vers le nord-ouest sauf au sud-ouest où le sens d'écoulement est dévié vers l'oued matérialisant une alimentation de l'oued par la nappe. La nappe de la Chaouia côtière est généralement peu profonde dans la frange côtière sa profondeur minimale est de moins de 1 m par rapport au sol. Dans le secteur sud-ouest où la nappe circule principalement dans des formations cénomaniennes sa profondeur varie de 10 à 58 m par rapport au sol. Vers la zone de Bir Jdid la profondeur de la nappe située dans l'aquifère paléozoïque atteint les 40 m à l'intérieur du continent.

Les fluctuations de la nappe intrannuelle et interannuelle sont importantes surtout dans la partie intérieure de la zone d'étude ce qui pourraient être lié à l'infiltration des pluies. L'établissement des cartes piézométriques relatives aux périodes avril 2009 et mai 2011 par la méthode géostatistique a pu mettre en évidence un avancement de l'isopièze zéro vers la mer signalé en 2011. Cette régression est due essentiellement à une recharge importante de la nappe par l'infiltration des pluies.

Les chroniques piézométriques enregistrées dans les formations aquifères indiquent que la recharge de la nappe est liée principalement à la pluviométrie à l'exception des piézomètres localisés dans la frange côtière où le niveau d'eau ne semble pas être influencé par la variation de la pluviométrie. Une infiltration efficace de 9,4% de la précipitation est estimée à partir du bilan hydraulique sur la période 1984/2010.

Chapitre 5

Étude hydrochimique

Sommaire

5.1	Introduction	98
5.2	Analyse des paramètres physico-chimiques	99
5.3	Faciès chimiques	106
5.4	Variation du chimisme des eaux souterraines	108
5.5	Evolution CE, Cl, Na, Mg et Br en fonction de la distance des puits échantillonnés à la mer	111
5.6	Classification hiérarchique et Analyse en Composantes Principales	113
5.7	Processus d'acquisition de minéralisation	124
5.8	Processus de salinisation selon la classification de Stuyfzand	136
5.9	Conclusion	140

Ce chapitre présente une étude hydrochimique détaillée de l'aquifère de la Chaouia Côtière résumant les résultats des analyses physico-chimiques des ions majeurs et en trace afin de déterminer les principaux types de faciès chimiques. Une approche statistique multivariée (CHA et ACP), ainsi que les rapports caractéristiques de la contamination marine et la classification de Stuyfzand ont été également étudiés pour mettre en évidence la variation spatiale de différents types d'eaux, l'origine et le processus de la minéralisation des eaux souterraines.

5.1 Introduction

Généralement, la composition chimique des eaux souterraines dépend en grande partie de la nature de la roche encaissante, des paramètres hydrodynamiques, et de la profondeur de la nappe. Dans le cas des aquifères côtiers cette composition est influencée par le mélange avec les eaux marines produisant ainsi une contamination pouvant être à l'origine de la salinisation des eaux.

De nombreuses zones côtières dans le monde sont touchées par la salinisation on note la nappe côtière de Castell de Ferro au sud-est de l'Espagne (Pulido-Leboeuf, 2004), les nappes côtières de Djebeniana (Fedrigoni et *al.*, 2001) et de la Jeffara (Chkir et *al.*, 2008) au sud-est de la Tunisie. La nappe du bassin d'El Eulma au nord oriental en Algérie (Demdoum et Djebbar, 2009). Au Maroc, également, on cite les nappes côtières dans la zone de Sidi Moussa (Oulaaross, 2009) et du Sahel-Doukkala (El Achheb, 2002; El Achheb et *al.*, 2003), la nappe de la plaine du Souss (Bouragba et *al.*, 2011; Dindane et *al.*, 2003; Hsissou et *al.*, 1999). L'aquifère libre de Bou-Areg au nord-est du Maroc (El Yaouti et *al.*, 2009). L'aquifère du bassin de Mamora (Zouhri, 2001) et la nappe de la plaine des Triffa au nord-oriental (Boughriba et *al.*, 2006).

La nappe de la Chaouia côtière constitue la seule ressource disponible pour répondre aux besoins domestiques, cependant elle connaît une exploitation intensive pour l'irrigation des cultures maraîchères et pour un usage industriel (élevage de la volaille, aviculture). Au vu de cette situation, cette nappe est devenue de plus en plus vulnérable à la salinisation, sachant que l'intrusion marine a une grande influence sur le changement de la composition chimique de ces eaux souterraines (Bentayeb, 1972; Marjoua, 1995; Younsi, 1994 et 2001; Fakir, 2001). Les facteurs géologique et anthropique jouent aussi un rôle important dans de la minéralisation des eaux.

L'étude hydrochimique de l'aquifère côtier de la Chaouia côtière est donc indispensable pour comprendre l'origine de l'augmentation de la minéralisation des eaux souterraines. Parmi les méthodes les plus utilisées pour étudier ce processus nous allons utiliser l'apport de l'approche statistique appliquée aux résultats de la composition des traceurs hydrochimiques, les rapports caractéristiques de l'intrusion marine et la classification de Stuyfzand.

Ce chapitre porte essentiellement sur l'étude de la qualité chimique des eaux du système aquifère de la Chaouia côtière, afin de déterminer les faciès chimiques, l'origine et les processus de la salinisation des eaux, l'état de saturation des eaux vis-à-vis les minéraux carbonatés et évaporitiques, et la recherche des indices de contamination des eaux souterraines par les eaux marines.

5.2 Analyse des paramètres physico-chimiques

Les résultats de l'analyse statistique des paramètres physiques : Température, pH et conductivité électrique sont illustrés dans le tableau 5.1. L'analyse statistique a concerné cinquante et un (51) échantillons mesurés durant la campagne de mai 2011, vingt-six (26) durant la campagne de novembre 2011 et, et trente (30) durant la campagne de janvier 2012.

TABLEAU 5.1 – Résultats de l'étude statistique T, pH et CE des eaux souterraines durant les campagnes de mai, novembre et janvier

	pH			T			CE			T atmosphérique*		
	mai	nov	jan	mai	nov	jan	mai	nov	jan	mai	nov	jan
Moy.	7,5	7,5	7,5	21,9	20,3	20,7	2,9	2,6	2,7	21,0	16,1	11,8
Med.	7,5	7,5	7,5	22,0	20,4	20,6	1,5	1,3	1,3	20,8	15,7	11,8
Quart.1	7,3	7,4	7,3	21,6	19,6	20,2	1,1	1,0	0,9	18,9	15,0	11,0
Quart.3	7,6	7,6	7,7	22,4	21,4	21,3	3,2	3,2	2,6	23,0	17,0	12,8
Min.	6,8	6,0	6,9	19,6	17,8	17,4	0,6	0,4	0,4	16,9	12,5	7,1
Max.	8,4	8,0	7,9	23,3	22,5	22,7	11,6	9,6	10,8	25,9	20,9	17,7
Etendue	1,6	2,0	1,1	3,7	4,7	5,3	11,0	9,3	10,3	9,1	8,5	10,6
Ecart-type	0,3	0,4	0,3	0,8	1,2	1,0	2,9	2,5	2,9	2,9	2,0	1,0
Coef.var.%	3,8	4,7	3,7	3,5	6,0	4,7	101,8	97,0	108,2	13,9	12,2	8,6
Ec.rel.%	0,0	-0,6	-0,7	-0,6	-0,3	0,3	48,5	48,7	52,7	0,7	2,8	0,3

(*) les données journalières de la station météorologique automatique d'Azemmour

Les valeurs des paramètres statistiques (coefficient de variation et différence des valeurs des moyennes et des médianes) mettent en évidence une grande variabilité des valeurs de conductivité électrique, une variabilité moins importante de la température et plus faibles pour les autres paramètres. Les paragraphes ci-dessous sont dédiés à l'analyse détaillée des séries statistiques de la température, du pH et de la conductivité électrique.

5.2.1 Variation de température des eaux souterraines

La température des eaux souterraines est un paramètre physique important pour les réactions chimiques dans l'eau, elle est mesurée (Tableau 5.1) durant la campagne de mai en moyenne de $21,9^{\circ}\text{C}$ et une médiane de 22°C avec un faible coefficient de variation de 3,5%. La température des eaux mesurées *in situ* en novembre varie entre $17,8^{\circ}\text{C}$ (P48) au minimum et $22,5^{\circ}\text{C}$ (P58) au maximum avec une moyenne de $20,3^{\circ}\text{C}$, une médiane de $20,4^{\circ}\text{C}$ et un coefficient de variation de 6,0%. En janvier, les eaux souterraines sont caractérisées par une température moyenne de $20,7^{\circ}\text{C}$ avec une médiane de $20,6^{\circ}\text{C}$ soit un coefficient de variation de 4,7%.

5.2.2 Le potentiel hydrogène pH

Le pH est un paramètre physique qui indique l'acidité ou l'alcalinité, il est lié à la concentration des ions $[H^+]$ et $[HO^-]$ de l'eau. Le pH régit la plupart des réactions d'interaction entre l'eau et la roche magasin. Les valeurs du pH des eaux naturelles sont comprises entre 6 et 8,5 (Chapman et Kimstach, 1996), ils diminuent en présence de la matière organique et ils augmentent en saison sèche, quand l'évaporation est élevée (Meybeck et *al.*, 1996).

Le pH des eaux de la nappe de la Chaouia côtière est généralement neutre avec une moyenne et une médiane de 7,5 et des coefficients de variation faibles de 3,8% en mai, 4,7% en novembre et de 3,7% en janvier (Tableau 5.1). Cependant on note que les valeurs minimales (P22, P23 et P20) du pH mesuré correspondent à des puits très proches de la côte, les valeurs maximales (P80, P60 et P56) correspondent à des eaux de puits situés en amont de la zone (Figure 2.3).

Le graphique de boîte à moustache de la Figure 5.2 illustre la variation du pH pour les trois campagnes, on constate que 50% des valeurs du pH des eaux (entre quartile 1 et quartile 3) sont moins dispersées en novembre par rapport au mois de mai et de janvier. Cette répartition est quantifiée par la faible valeur (0,2) de l'intervalle interquartile en novembre.

5.2.3 La conductivité électrique

La conductivité électrique (CE) est un paramètre physique qui indique la minéralisation globale d'une eau. Elle est liée à la quantité des sels minéraux dans les eaux souterraines. Dans la zone d'étude, la CE varie entre 0,6 (P68) et 11,6 mS/cm (P20) en mai, au mois de novembre elle varie entre 0,4 (P17) et 9,6 mS/cm (P23). En janvier la conductivité électrique varie entre 0,4 (P64) et 10,8 (P20). La valeur maximale a été enregistrée durant la période des basses eaux (mai) dans le puits P20 situé à 300 m (Figure ??) à proximité de l'estuaire Oum Er-Rbia, par contre la valeur minimale a été enregistrée pendant la période des hautes eaux (P17) vers l'intérieur de la zone d'étude. La conductivité électrique présente une variabilité spatiale et saisonnière importante exprimée par un coefficient de variation élevé (Tableau 5.1).

Toutes les valeurs atypiques enregistrées dans la représentation graphique en boîte à moustache (Figure 5.3) sont caractérisées par des valeurs supérieures à la moyenne de la conductivité électrique durant chaque campagne et correspondent aux puits localisés dans la frange côtière. Ce résultat s'explique par l'influence de

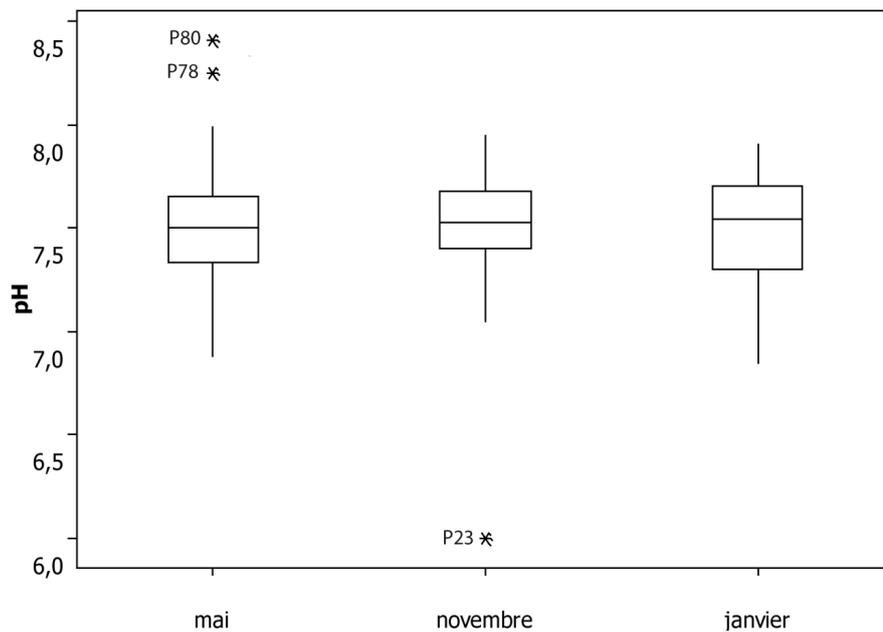


FIGURE 5.2 – Représentation graphique en boîte à moustache des données de pH des eaux souterraines échantillonnées durant mai, novembre 2011 et janvier 2012

l'étalement des valeurs extrêmes (Minimum et Maximum) par rapport aux valeurs centrales (Moyenne et Médiane).

une classification des eaux souterraines par rapport à la contamination par les eaux marines réalisée sur la base de la conductivité électrique a été adoptée par plusieurs auteurs ayant travaillé sur les aquifères côtiers (Aris *et al.*, 2012; Mondal *et al.*, 2010, Mondal *et al.*, 2008; Custodio, 1991; Dazyet *al.*, 1997; Freeze et Cherry, 1979). Selon cette classification, une eau est contaminée par l'intrusion marine lorsque sa conductivité électrique est supérieure à 5 mS/cm , les valeurs de la conductivité électrique entre 2 et 5 mS/cm correspondent à un mélange entre les eaux douces et marines.

Dans notre cas, les eaux de la nappe située dans les deux premiers kilomètres de la mer présentent des valeurs indicatrices (Figure 5.4) de la contamination par les eaux marines. Sur l'ensemble des échantillons analysés 21% des puits présentent une CE varie entre 2 et 5 mS/cm indiquant un mélange eau douce-eau marine. Au-delà de 2 km , la nappe est caractérisée par une conductivité électrique inférieure à 2 mS/cm . On conclut que la minéralisation des eaux de la nappe de la Chaouia côtière dépend de la distance à la mer.

Cependant nous avons noté que la variation de la minéralisation dépend aussi

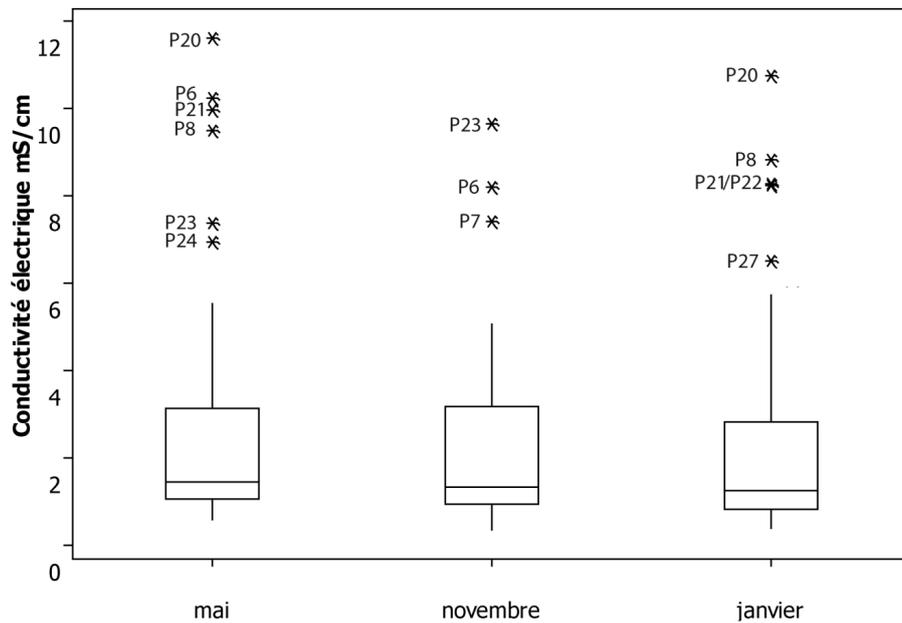


FIGURE 5.3 – Représentation graphique en boîte à moustache des données de CE des eaux souterraines échantillonnées

de la profondeur des puits combinée à une distance à la côte. Les puits ayant 13 m de profondeur situés à une distance inférieure à 2 km (annexe C) sont les plus minéralisés (CE supérieur à 5,5 mS/cm), alors que les puits les plus profonds situés au-delà de 2 km avec une profondeur entre 12 et 54 m ne dépassent pas 2,6 mS/cm.

5.2.4 La qualité chimique des eaux souterraines

Nous nous basons, dans le présent paragraphe, sur les normes de la potabilité de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) en 2008. En général l'ion sodium (Na^+) provient du lessivage des dépôts évaporitiques, des phénomènes d'évaporation, et de l'eau de mer. Les fortes valeurs de sodium sont enregistrées en aval près de l'exutoire, ces fortes teneurs à côté de la mer s'expliquent probablement par l'intrusion de l'eau marine et le lessivage par la pluie des embruns aérosols riches en sels, la norme de potabilité de l'OMS est de 250 mg/l pour le sodium, sur l'ensemble des échantillons 36% dépassent cette norme.

Les ions calcium (Ca^{2+}) proviennent de la dissolution des formations carbonatées et gypseuses (Gouaidia, 2008). Les valeurs minimales et maximales sont enregistrées en période des basses eaux 30,4 mg/l en amont et 780,1 mg/l en aval de l'aquifère de la Chaouia Côtière. 70% des puits échantillonnés représentent des teneurs

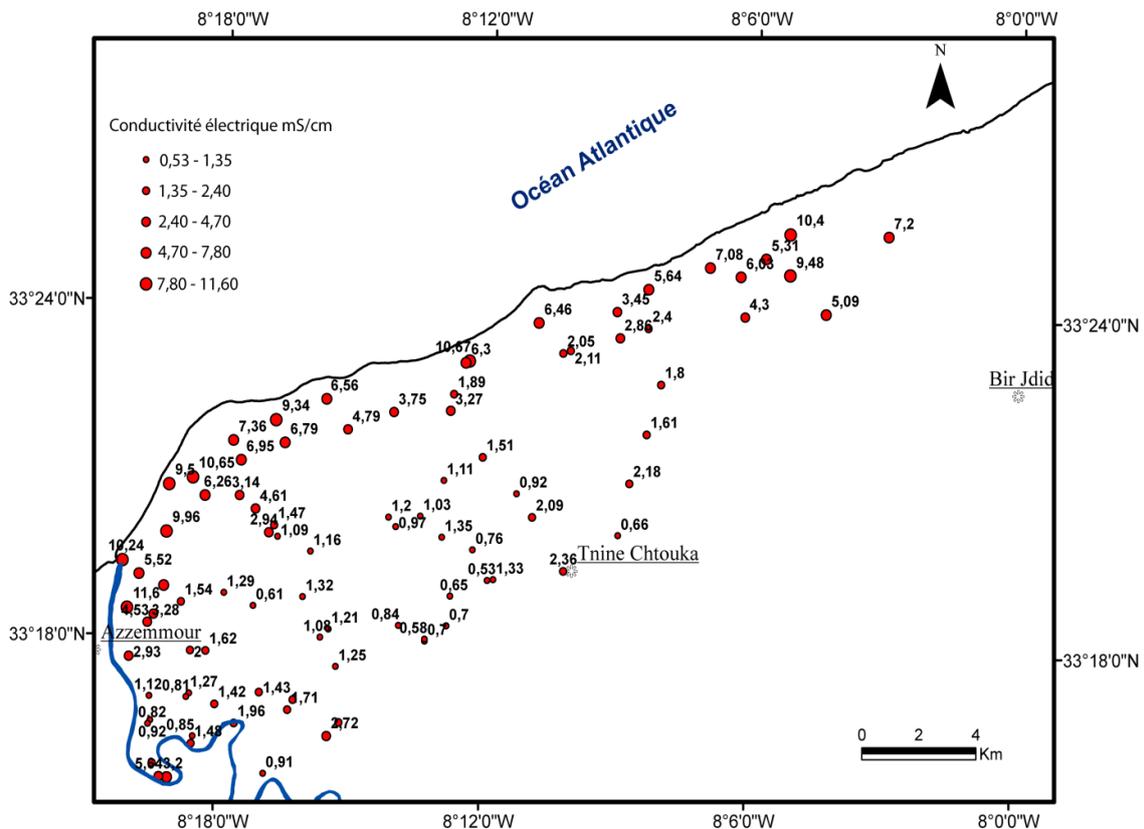


FIGURE 5.4 – Répartition de la conductivité électrique dans la zone d'étude

supérieures à 100 mg/l par rapport à la norme de l'OMS (200 mg/l).

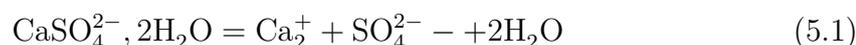
Les ions magnésium (Mg^{2+}) proviennent de l'eau de mer et de la dissolution des formations carbonatées riches en magnésium (dolomite), également du phénomène d'échange cationique avec le sodium.

Comme pour l'ion calcium les fortes et faibles teneurs en magnésium sont enregistrées en période des basses eaux avec un minimum de $12,7\text{ mg/l}$ et un maximum en $679,0\text{ mg/l}$. Le magnésium est caractérisé par une forte variation par rapport au calcium, cette variation est confirmée par une faible médiane par rapport à la moyenne pendant les trois campagnes de mesure. Sur l'ensemble des échantillons analysés 60% dépassent la norme de l'OMS pour le magnésium (50 mg/l).

Comme l'ion sodium, la valeur minimale de potassium (K^+) est de $1,9\text{ mg/l}$ (P72) en amont et $125,3\text{ mg/l}$ (P27) comme valeur maximale en aval de la zone d'étude. Le potassium résulte de l'altération des argiles potassiques et de la dissolution des engrais chimiques (NPK) qui sont utilisés en agriculture dans la région.

L'ion chlorure (Cl^-) possède des caractéristiques différentes de celles des autres éléments, il n'est pas adsorbé par les formations géologiques, ne se combine pas facilement avec les éléments chimiques et reste très mobile (Gouaidia, 2008). Il est utilisé comme indicateur de la pollution. Les origines possibles de cet élément dans les eaux souterraines sont : l'intrusion marine, l'altération des schistes du Paléozoïque qui forment une nappe importante dans la Chaouia côtière et les eaux usées. Généralement les teneurs fortes en chlorures ($3897,9 \text{ mg/l}$) et les faibles teneurs ($21,3 \text{ mg/l}$) sont enregistrés en période des basses eaux. 60% de l'ensemble des échantillons dépassent la norme de potabilité de l'OMS (250 mg/l).

Les sulfates (SO_4^{2-}) proviennent de la dissolution du gypse dans les formations cénomaniennes selon la réaction suivante (équation 5.1) :



La forte valeur est enregistrée en période des basses eaux ($548,0 \text{ mg/l}$ dans le puits P6), la faible valeur en période des hautes eaux ($8,8 \text{ mg/l}$ dans le puits P63). Les fortes valeurs des sulfates sont enregistrées dans les puits localisés en aval le long de l'oued Oum Er-Rbia et au niveau de la pointe d'Azemmour où affleure le Cénomaniens. 19% de l'ensemble des puits dépassent la norme de l'OMS de potabilité des eaux (250 mg/l).

La présence de bicarbonates (HCO_3^-) dans l'eau est due à la dissolution des carbonates suivant la réaction (équation 5.2) :



La forte valeur de bicarbonates est enregistrée au mois de novembre ($512,0 \text{ mg/l}$) et la valeur faible au mois de janvier ($108,0 \text{ mg/l}$). La norme de potabilité pour le bicarbonate est de 250 mg/l , sur l'ensemble des puits 43% dépassent cette norme.

Généralement la présence des nitrates (NO_3^-) dans les eaux souterraines est d'origine anthropique elle est due à la dissolution des engrais riches en nitrates et à l'infiltration des eaux usées des fosses septiques. Les fortes et les faibles teneurs en nitrates sont enregistrées en période des basses eaux, elles varient entre $521,1 \text{ mg/l}$ et $0,1 \text{ mg/l}$. Sur l'ensemble des eaux échantillonnées 91% dépassent largement la norme de potabilité de l'OMS pour les nitrates (50 mg/l).

L'ion bromure (Br^-) d'origine marine est un élément traceur conservatif dans les environnements aqueux naturels (Hsissou et *al.*, 1999), Les eaux de la Chaouia

côtière sont caractérisées par une concentration en bromure qui varie entre $0,1 \text{ mg/l}$ et $11,6 \text{ mg/l}$, les fortes teneurs en bromure sont enregistrées dans les puits localisés sur la bande côtière.

5.3 Faciès chimiques

La détermination du faciès chimique d'une eau est une étape importante pour toute étude hydrogéologique. Les résultats des analyses chimiques, acquises au cours des trois missions d'échantillonnage, ont été reportés sur le diagramme de Piper (1944) afin de déterminer les faciès chimiques caractérisant les eaux souterraines du système aquifère de la Chaouia côtière.

La représentation graphique (figure 5.5) de l'ensemble des eaux échantillonnées durant les trois missions sur le diagramme de Piper indique que les eaux de la Chaouia côtière sont caractérisées par un faciès où dominent les chlorures, le sodium, le calcium et le bicarbonate. Un total de 38,6% des échantillons sont classés type chloruré sodique (Na-Cl) et 22,8% type chloruré calcique (Ca-Cl), le faciès bicarbonaté calcique Ca-HCO_3 présente un pourcentage de 24,6% et 14% des échantillons sont de type bicarbonaté sodique Na-HCO_3 .

On note une migration de l'amont vers l'aval par un passage du faciès bicarbonaté vers chloruré pour les anions et du calcique vers le sodique pour les cations. En général, le faciès chloruré-sodique caractérise les eaux souterraines proches de la côte, il est à l'origine de la situation au voisinage de la mer qui influe sur la chimie des eaux. Par contre le faciès chloruré-bicarbonaté calcique caractérise les eaux souterraines qui se situent vers l'intérieur des terres. Après avoir étudié les faciès chimiques des eaux souterraines, le paragraphe suivant est consacré à l'étude de l'évolution du chimisme des eaux souterraines durant les trois missions, ce qui pourrait nous donner une idée générale sur la variation temporelle de la minéralisation.



FIGURE 5.5 – Faciès chimique des eaux de la Chaouia côtière (Azemmour-Thine Chtouka) sur le diagramme Piper

5.4 Variation du chimisme des eaux souterraines

L'étude de la chimie des eaux souterraines est une méthode de prospection hydrogéologique qui permet la caractérisation des aquifères (Dakoure, 2003), la composition chimique des eaux souterraines dépend de la nature des roches traversées au cours de l'infiltration et du temps de contact de l'eau avec les minéraux, donc de la vitesse de percolation de l'eau dans le sous-sol et enfin du temps de renouvellement de l'eau de la nappe par l'eau d'infiltration.

Le Tableau 5.2 présente un résumé statistique des différents paramètres chimiques analysés des eaux souterraines de la Chaouia Côtière au mois de mai. D'une manière générale, les concentrations en ions majeurs suivent la séquence suivante : $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Br}^-$ pour les anions, $\text{Na}^+ > \text{Ca}_2^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ pour les cations. Les eaux souterraines présentent une grande variabilité de faciès chimique, avec prédominance de faciès chloruré sodique et chloruré calcique à bicarbonaté.

TABLEAU 5.2 – Résumé statistique des paramètres chimiques analysés des eaux souterraines de la Chaouia côtière au mois mai 2011 (période sèche)

N=51	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Moy.	269,4	8,5	145,4	193,0	725,9	2,3	153,7	303,8	132,1
Med.	124,9	4,9	63,9	125,7	315,9	0,9	108,8	275,3	81,5
Quart.1	86,6	3,3	36,8	81,9	170,4	0,5	76,4	236,4	45,3
Quart.3	347,8	8,3	169,9	202,1	840,7	2,4	191,4	330,6	139,0
Min.	16,1	2,0	12,7	30,4	21,3	0,1	0,1	179,7	17,9
Max.	1552,6	95,7	679,0	780,1	3897,9	11,5	521,1	643,9	548,0
Etendue	1536,6	93,7	666,3	749,7	3876,6	11,4	521,0	464,2	530,1
Int.interq.	261,2	5,0	133,1	120,2	670,3	1,8	115,0	94,1	93,7
Ec.-type	333,4	13,8	175,4	187,8	933,9	3,0	119,9	97,0	131,9
Coef.var.%	123,7	162,5	120,6	97,3	128,6	129,1	78,0	31,9	99,9
Ec.rel.%	53,6	42,7	56,0	34,9	56,5	60,6	29,3	9,4	38,3

Le sodium est le cation dominant avec une concentration moyenne de 269,4 mg/l qui varie de 16,1 mg/l (1P17) à 1552,6 mg/l (P6) au maximum ; l'ion chlorure est l'anion le plus abondant avec une concentration moyenne de 725,9 mg/l de 21,3 mg/l (P17) au minimum et de 3897,9 mg/l (P20) au maximum. Les coefficients de variation de ces deux ions sont élevés 123,7% pour le sodium et 128,6% pour le chlore. Le coefficient de corrélation de Na et Cl est 0,98 et l'indépendance de ces deux variables est rejetée de façon très hautement significative, de même le sodium et le chlore sont bien corrélés avec la conductivité électrique et l'indépendance de ces variables avec la conductivité électrique est rejetée de façon très hautement significative. Les fortes teneurs de ces deux ions sont probablement exprimées par l'intrusion de l'eau marine ou l'évaporation, en effet les valeurs maximales correspondent aux puits P20 et P6 qui sont à proximité de la mer avec des faibles profondeurs d'eau.

Le calcium et le magnésium présentent des concentrations moyennes relativement élevées (respectivement $193,0 \text{ mg/l}$ et $145,4 \text{ mg/l}$) avec des coefficients de variation élevés (97,3% pour le calcium et 120,6% pour le magnésium). Ces deux ions proviennent probablement soit de la dissolution des formations carbonatées et gypseuses du Cénomaniens soit de l'eau marine par le phénomène d'échange cationique avec Na^+ et K^+ .

Le potassium est caractérisé par une concentration moyenne de $8,5 \text{ mg/l}$ qui varie de 2,0 à $93,7 \text{ mg/l}$, il se traduit par un coefficient de variation élevé 162,5% (écart-type de 13,8).

Les concentrations en sulfates des eaux souterraines pendant cette période sont en moyenne de $132,1 \text{ mg/l}$, un minimum de $17,9 \text{ mg/l}$ et un maximum $548,0 \text{ mg/l}$. Le bicarbonate est caractérisé par une moyenne de $303,8 \text{ mg/l}$ avec une valeur minimale de $179,7 \text{ mg/l}$ et une valeur maximale de $643,9 \text{ mg/l}$.

La teneur en bromures varie entre $0,1 \text{ mg/l}$ (P17) et $11,5 \text{ mg/l}$ (P20) avec une moyenne de $2,3 \text{ mg/l}$ et un coefficient de variation élevé de 129,1%. La moyenne de nitrates est de $153,7 \text{ mg/l}$ il varie de 0,1 à $521,1 \text{ mg/l}$ avec un coefficient de variation de 78,0%.

Sur $N=26$, 54% de l'ensemble des échantillons de mois de novembre, présentent une dominance de Na pour les cations ($\text{Na}^+ > \text{Ca}_2^+ > \text{Mg}_2^+ > \text{K}^+$) et une dominance de Cl^- pour les anions ($\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Br}^-$) pour les anions. Le chlore est l'anion qui domine dans ces eaux avec une concentration moyenne $724,3 \text{ mg/l}$ (Tableau 5.3) qui varie entre $22,8 \text{ mg/l}$ au minimum et $3110,5 \text{ mg/l}$ au maximum et un coefficient de variation de 117,6%. Le sodium est de $297,0 \text{ mg/l}$ en moyenne, un minimum de $19,2 \text{ mg/l}$, un maximum de $1477,0 \text{ mg/l}$ et un coefficient de variation de 122,0%.

Les concentrations moyennes en calcium et magnésium sont respectivement $182,3 \text{ mg/l}$ et $133,4 \text{ mg/l}$ avec des coefficients de variation élevés (71,0% pour le calcium et 107,4% pour le magnésium).

Le potassium est caractérisé par une concentration moyenne de $9,4 \text{ mg/l}$ qui varie de 1,6 à $99,6 \text{ mg/l}$, se traduit par un coefficient de variation élevé de 200,2% (écart-type de 18,7).

Les concentrations en sulfates des eaux souterraines pendant la période de novembre sont en moyenne de $134,5 \text{ mg/l}$, un minimum de $28,7 \text{ mg/l}$ et un maximum $533,3 \text{ mg/l}$. Le bicarbonate est caractérisé par une moyenne de $290,8 \text{ mg/l}$ avec une valeur minimale de $179,3 \text{ mg/l}$ et une valeur maximale de $512,0 \text{ mg/l}$.

TABLEAU 5.3 – Résumé statistique des paramètres chimiques analysés des eaux souterraines de la Chaouia côtière en novembre 2011 (période humide)

N=26	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Moy.	297,0	9,4	133,4	182,3	724,3	2,1	147,2	290,8	134,5
Med.	113,8	4,2	72,1	129,3	304,5	0,8	107,7	272,1	69,5
Quart.1	96,8	3,5	46,3	108,7	174,0	0,5	72,0	239,8	41,2
Quart.3	336,0	7,5	147,8	200,8	919,0	2,6	214,2	326,0	143,1
Min.	19,2	1,6	14,0	72,0	22,8	0,1	0,4	179,3	28,7
Max.	1477,0	101,2	622,4	569,0	3110,5	10,4	417,4	512,0	533,3
Etendue	1457,8	99,6	608,4	497,0	3087,6	10,3	417,0	332,7	504,7
Int.interq.	239,2	4,0	101,5	92,1	745,0	2,1	142,2	86,2	101,9
Ec.-type	362,2	18,7	143,2	129,5	851,5	2,6	111,4	84,6	145,4
Coef.var.%	122,0	200,2	107,4	71,0	117,6	123,6	75,7	29,1	108,1
Ec.rel.%	61,7	55,0	45,9	29,1	58,0	62,1	26,8	6,4	48,3

La teneur en bromures varie entre 0,1 mg/l (P17) et 10,4 mg/l (P23) avec une moyenne de 2,1 mg/l et un coefficient de variation élevé 123,6%. La moyenne des nitrates est de 147,2 mg/l qui varient de 0,4 à 417,0 mg/l avec un coefficient de variation de 75,7%.

Sur N=30, 55% des échantillons de janvier 2012 (Tableau 5.4) présentent une dominance de 60% de sodium par rapport au calcium et 40% représentent une dominance du calcium par rapport au sodium soit une dominance de calcium et sodium. Le chlore est l'anion qui domine avec une concentration moyenne de 729,2 mg/l avec un minimum de 44,5 mg/l et un maximum de 3399,7 mg/l. La concentration moyenne de sodium est de 335,5 mg/l avec un minimum de 35,5 mg/l et un maximum de 1576,5 mg/l, ces valeurs sont dues à un fort coefficient de variation du chlore (128,3%) et sodium (129,7%).

TABLEAU 5.4 – Résumé statistique des paramètres chimiques analysés des eaux souterraines de la Chaouia Côtière en janvier 2012 (période humide)

N=30	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Moy.	335,5	20,9	103,2	193,2	729,2	2,9	197,9	118,0
Med.	113,4	6,7	46,5	136,4	292,4	1,1	185,4	53,7
Quart.1	77,8	3,6	32,0	77,5	166,4	0,8	164,4	34,6
Quart.3	355,3	29,2	100,5	212,6	613,5	2,4	230,1	174,5
Min.	35,5	1,9	15,1	45,9	44,5	0,2	108,0	8,8
Max.	1576,5	125,3	372,3	637,0	3399,7	11,6	351,6	465,2
Etendue	1541,0	123,4	357,2	591,1	3355,2	11,4	243,6	456,4
Int.interq.	277,5	25,6	68,5	135,1	447,2	1,7	65,7	139,9
Ecart-type	435,0	29,4	116,3	166,1	935,8	3,4	51,3	134,4
Coef.var.%	129,7	140,5	112,6	86,0	128,3	119,3	25,9	113,9
Ec.rel.%	66,2	68,1	55,0	29,4	59,9	61,0	6,3	54,5

Les concentrations moyennes en calcium et magnésium sont respectivement de $193,2\text{ mg/l}$ et de $103,2\text{ mg/l}$ avec des coefficients de variation élevés (86,0% pour le calcium et 112,6% pour le magnésium).

Le potassium est caractérisé par une concentration moyenne de $20,9\text{ mg/l}$ qui varie de $1,9$ à $123,4\text{ mg/l}$ il se traduit par un coefficient de variation élevé 140,5% (écart-type de 29,4).

Les concentrations en sulfates des eaux souterraines pendant la période de janvier sont en moyenne de $118,0\text{ mg/l}$, un minimum de $8,8\text{ mg/l}$ et un maximum $465,2\text{ mg/l}$. Le bicarbonate est caractérisé par une moyenne de $197,9\text{ mg/l}$ avec un minimum de $108,0\text{ mg/l}$ et un maximum de $351,6\text{ mg/l}$.

La teneur en bromures varie entre $0,2\text{ mg/l}$ (P72) et $11,6\text{ mg/l}$ (P20) avec une moyenne de $2,9\text{ mg/l}$ et un coefficient de variation élevé 119,3%.

Généralement, les éléments chimiques présentent une légère diminution de saison sèche (mai) vers la saison humide (janvier) avec des variations importantes des teneurs qui dépassent $1\ 500$ et $3\ 800\text{ mg/l}$ respectivement en Na^+ et Cl^- dans le secteur côtier. Dans le paragraphe suivant nous traitons l'évolution de cette minéralisation en fonction de la distance par rapport à l'océan.

5.5 Evolution CE, Cl, Na, Mg et Br en fonction de la distance des puits échantillonnés à la mer

La distance des puits par rapport à la mer a été calculée en effectuant une projection orthogonale de tous les points de trois missions sur une droite perpendiculaire à la ligne de rivage passant par un point situé sur la courbe de niveau 0 m en utilisant une carte topographique d'échelle $1/25\ 000$. La Figure 5.6 illustre la variabilité spatiale de la conductivité électrique des eaux perpendiculairement à la côte. On constate une diminution de la conductivité électrique de la mer vers l'intérieur des terres, deux groupes sont mis en évidence :

- un premier groupe pour des distances inférieures à $1\ 800\text{ m}$ où la conductivité électrique des eaux varie entre 5 et 12 mS/cm .
- un second groupe au-delà de $1\ 800\text{ m}$, où la conductivité électrique est inférieure à 5 mS/cm , et atteint $0,36\text{ mS/cm}$.

Dans les deux premiers kilomètres par rapport à la mer, les fortes valeurs de la conductivité électrique des eaux souterraines de la Chaouia Côtière dépassent

5 mS/cm , ceci est expliqué par une probable contamination par les eaux marines, où par l'évaporation liée à la faible profondeur de la nappe dans cette partie de la zone.

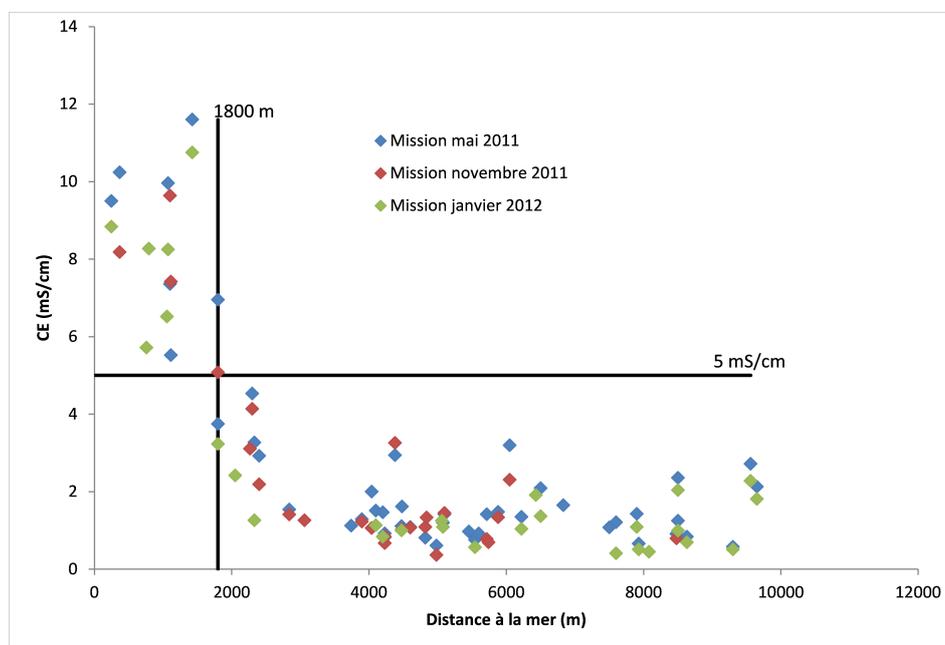


FIGURE 5.6 – Evolution de la conductivité électrique en fonction de distance à la mer (missions mai, novembre 2011 et janvier 2012)

Les graphiques de la Figure 5.7 illustrent l'évolution de Na^+ , Cl^- , Br^- et Mg^{2+} en fonction de la distance à la mer et montrent une tendance similaire à celle de la conductivité électrique a été observée. Au-delà d'une distance de 1800 m par rapport à la mer nous observons une diminution importante des chlorures, sodium, magnésium et bromure.

En conclusion l'évolution des principaux éléments responsables de la minéralisation de l'ensemble des eaux des puits échantillonnés montre une diminution de ces éléments en éloignant de la mer. Une chute importante de la minéralisation de l'eau souterraine a été observée dans la zone de la Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid) (Younsi, 2001) et le Sahel côtier de Sidi Moussa et Oualidia (Oulaarouss, 2009; Fadili, 2014) en s'éloignant de l'océan.

Dans le prochain paragraphe nous allons faire une analyse statistique (CHA et ACP) des paramètres analysés dans le but d'identifier les différents points d'eaux échantillonnées en relation avec le degrés de la minéralisation.

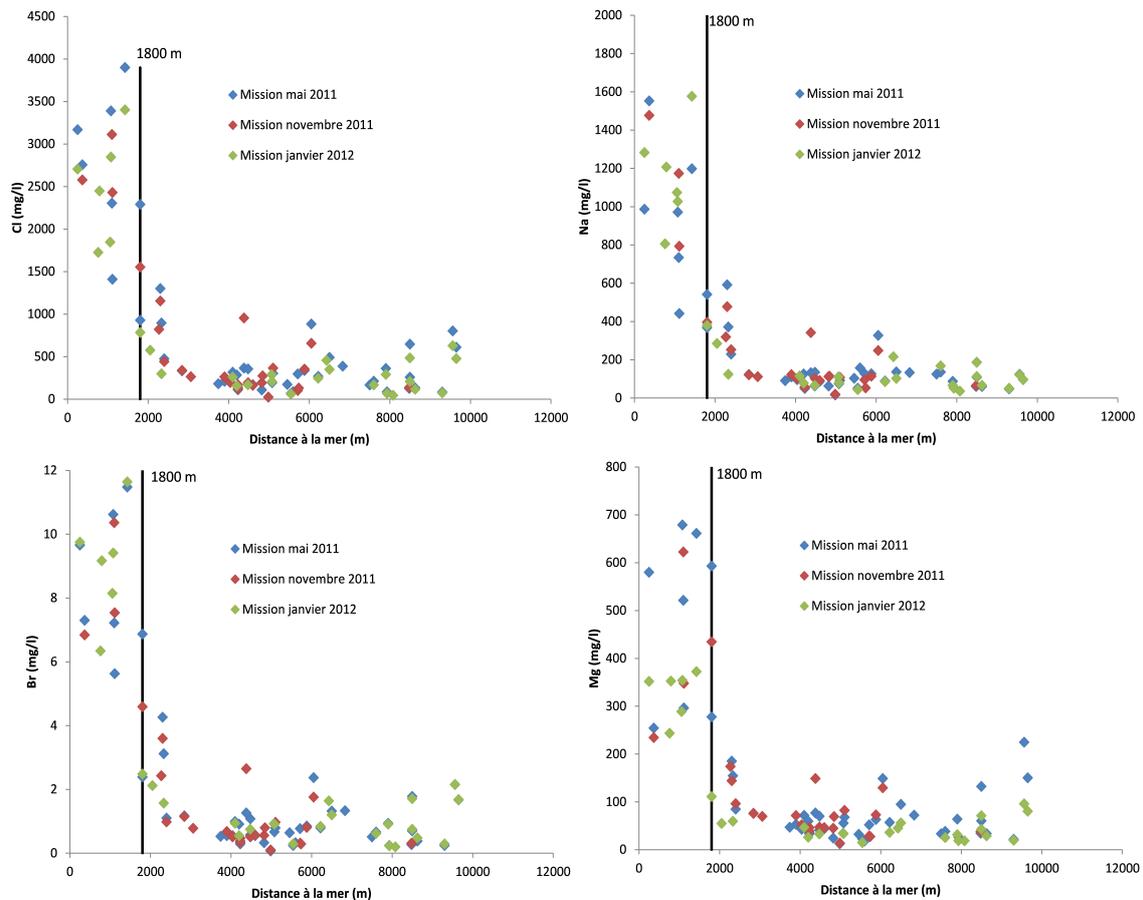


FIGURE 5.7 – Evolution des Cl-, Na, Br et Mg en fonction de la distance à la mer (missions 2011-2012)

5.6 Classification hiérarchique et Analyse en Composantes Principales

L'analyse statistique des données physico-chimiques est indispensable pour la caractérisation des eaux souterraines. Pour mettre en évidence les relations entre les variables et la distribution des individus, on a utilisé dans ce paragraphe la corrélation-régression par ajustement ; l'analyse en composantes principales et l'analyse par classification hiérarchique ont été utilisées pour établir les relations et les corrélations entre les variables physico-chimiques (Sánchez-Martos *et al.*, 2001). En effet, on a fait appel à des logiciels spécifiques pour la statistique qui sont Excel et Minitab version 16.

5.6.1 Relation entre conductivité électrique et élément chimique

Nous avons choisi la relation entre la conductivité électrique qui reflète la salinité totale et les éléments chimiques analysés. Les Figures 5.8 et 5.9 montrent la relation entre Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Br^- , NO_3^- , HCO_3^- et K^+ en fonction de la conductivité électrique. Le coefficient de corrélation (R) est vérifié par le test H_0 en comparant F expérimental ($F = \frac{R^2 * (N-2)}{(1-R^2)}$ avec R^2 coefficient de détermination et N= nombre d'individus) et F théorique. Les résultats de test de l'hypothèse H_0 en utilisant la variable de Fisher-Snedecor montrent que l'indépendance de la conductivité électrique et des éléments chimiques est rejetée significativement pour alpha égal à 0,05.

Une bonne corrélation entre la conductivité électrique et les chlorures ($R^2 = 0,98$), exprime la grande influence des chlorures sur la salinité des eaux. Le coefficient de corrélation de la conductivité électrique et du sodium est de 0,96, la droite de régression linéaire explique 98% de la variance totale pour les chlorures et 91% pour le sodium. La minéralisation est donc très bien corrélée aux chlorures et au sodium ce qui se traduit par le faciès chimique des eaux (paragraphe 5.3). Ces deux éléments sont principalement responsables de la salinité des eaux de la nappe de la Chaouia côtière.

La bonne corrélation de la conductivité électrique et des bromures ($R^2 = 0,90$) est due au fait que le bromure est un élément conservatif d'origine marine. Le calcium et le magnésium représentent une participation importante dans la minéralisation totale des eaux. Les coefficients de corrélation sont respectivement de 0,91 et 0,92 (Tableau 5.5). La droite de régression représente 83% de la variance totale pour le calcium et le magnésium.

Les sulfates et les nitrates ont contribué aussi à la minéralisation totale des eaux, avec des droites de régression qui expriment 82% et 66% de la variance totale respectivement pour les sulfates et nitrates.

Les bicarbonates et le potassium n'ont pas un rôle déterminant dans la salinité des eaux.

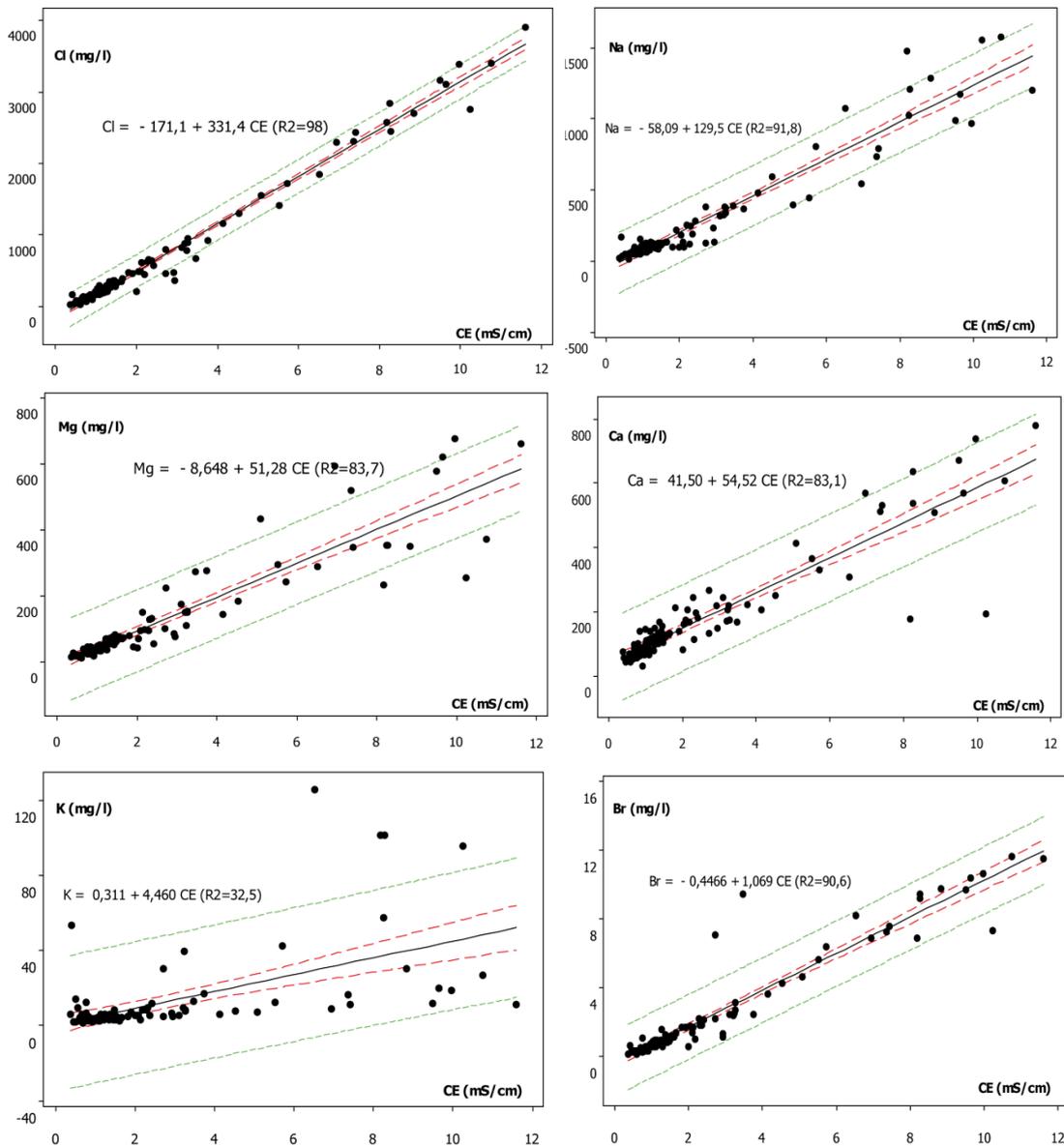


FIGURE 5.8 – Relation des Na, Cl, Ca, Mg, Br et K en fonction de la conductivité électrique, avec les intervalles de confiance (ligne pointée en rouge) et de prédiction à 95% (ligne pointée en vert) des missions de mai, novembre 2011 et janvier 2012

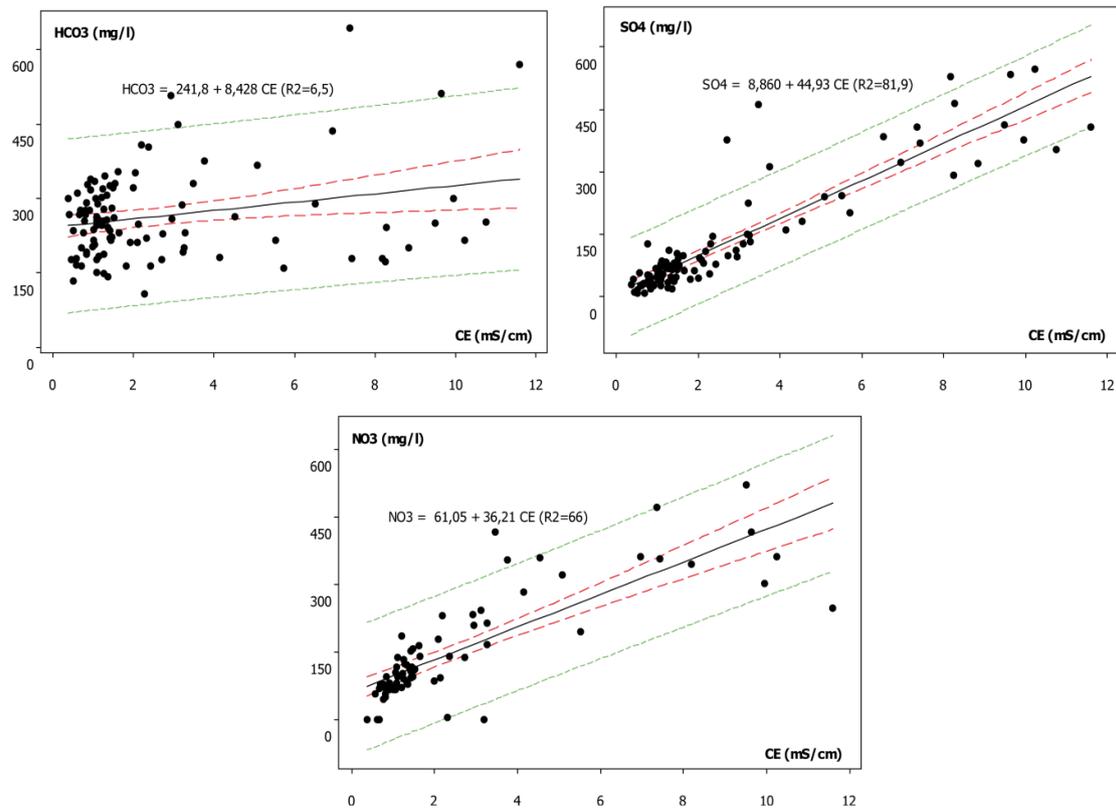


FIGURE 5.9 – Relation des NO₃, HCO₃ et SO₄ en fonction de la conductivité électrique avec les intervalles de confiance (ligne pointée en rouge) et de prédiction à 95% (ligne pointée en vert) des missions de mai, novembre 2011 et janvier 2012

TABEAU 5.5 – Matrice de corrélation de Person

	CE	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
CE	1								
Na ⁺	0,96	1							
K ⁺	0,57	0,72	1						
Mg ²⁺	0,92	0,79	0,36	1					
Ca ²⁺	0,91	0,79	0,34	0,94	1				
Cl ⁻	0,99	0,94	0,54	0,93	0,93	1			
Br ⁻	0,95	0,92	0,56	0,90	0,89	0,95	1		
HCO ₃ ⁻	0,26	0,15	-0,07	0,41	0,31	0,25	0,20	1	
SO ₄ ²⁻	0,91	0,90	0,66	0,84	0,76	0,88	0,92	0,28	1

5.6.2 Classification Ascendante Hiérarchique

La classification ascendante hiérarchique (CHA) nous permet de distinguer les groupes d'eaux qui ont une composition hydrochimique similaire, dans ce paragraphe nous utilisons la méthode de liaison de Ward avec la distance euclidienne sur un nombre d'échantillons répartis dans la zone (figure 5.10) égal à 100 ($N = 100$) et neuf variables (conductivité électrique et les huit éléments majeurs) pour les trois missions (2011-2012). Pour faciliter la lecture de CHA et ACP nous adoptons la nomenclature m, n et j avant le numéro du puits respectivement pour les puits mesurés durant les campagnes de mai, novembre 2011 et janvier 2012.

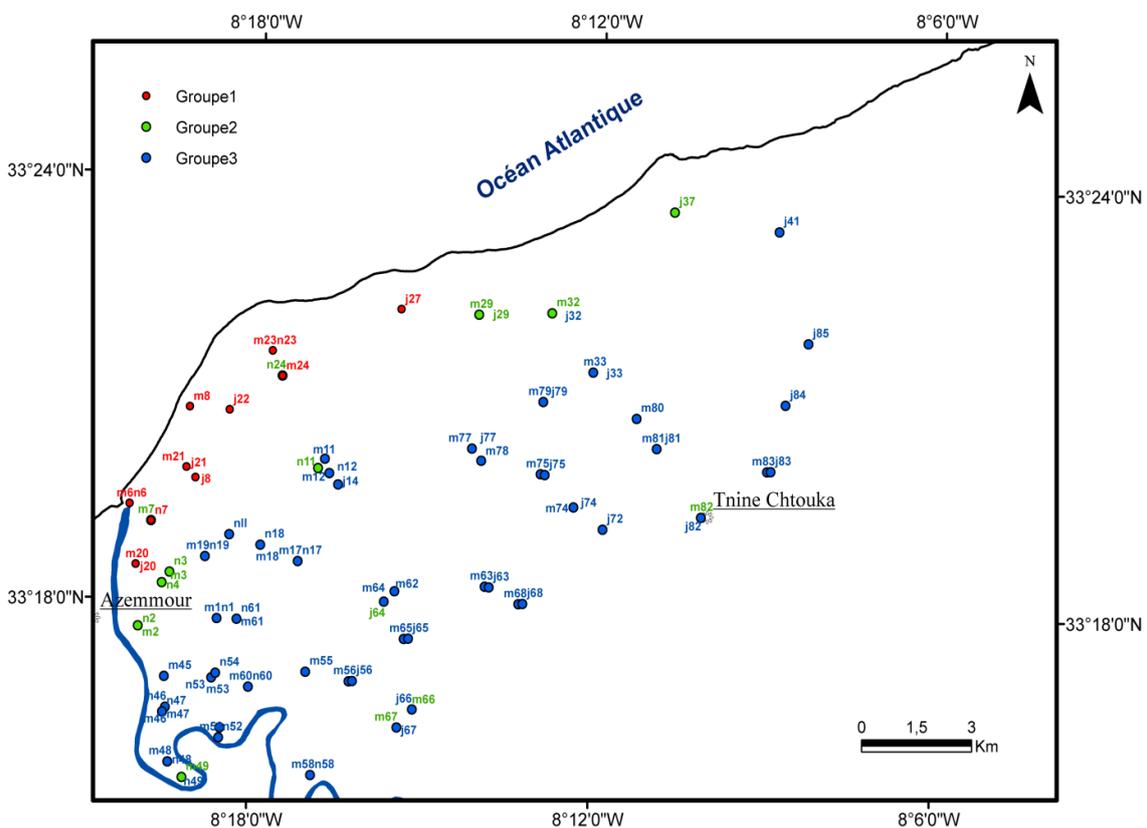


FIGURE 5.10 – Les résultats d'analyse par classification hiérarchique : Répartition spatiale des groupes

Le dendrogramme des variables permet de distinguer trois groupes (figure 5.11 (a)) ; le premier groupe (G1) composé des variables CE, Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , et SO_4^{2-} le deuxième groupe (G2) correspondant au seul potassium et le dernier groupe (G3) formé par le bicarbonate. Les variables de G1 sont fortement linéairement positivement corrélées (Tableau 5.5), le potassium et le bicarbonate sont bien séparés sur le dendrogramme et montrent de faibles corrélations avec les autres variables et ceux-ci se traduit par la mauvaise corrélation existée entre la conductivité et le potassium et le bicarbonate dans le paragraphe précédent.

Sur le dendrogramme des individus (figure 5.11 (b)) ; on identifie trois grands groupes chacun s'individualise en sous-groupes selon le degré de minéralisation :

- groupe 1 : de taille $N = 14$, est caractérisé par des eaux fortement salines localisées dans la zone aval.
- groupe 2 : d'une taille $N = 17$, il caractérise des eaux moyennement minéralisées localisées dans le secteur côtier au nord-est de Thine Chtouka et entre le centre ;
- groupe 3 : de taille $N = 69$, caractérise des eaux faiblement minéralisées localisées dans la zone amont.

La variation de la minéralisation de trois groupes 1, 2 et 3 (figure 5.12) montre que le premier groupe d'eau avec une CE moyenne de $8\,820\ \mu\text{S}/\text{cm}$ de CE, le groupe deux avec une CE moyenne de $(3517\ \mu\text{S}/\text{cm})$ et le groupe trois avec une CE moyenne de $1186\ \mu\text{S}/\text{cm}$.

La classification hiérarchique est principalement liée au degré de la minéralisation qui augmente en fonction de l'éloignement à la côte, l'oued Oum Er-Rbiaa pourrait influencer sur les eaux de la nappe et l'organisation spatiale des puits par transfert de masse.

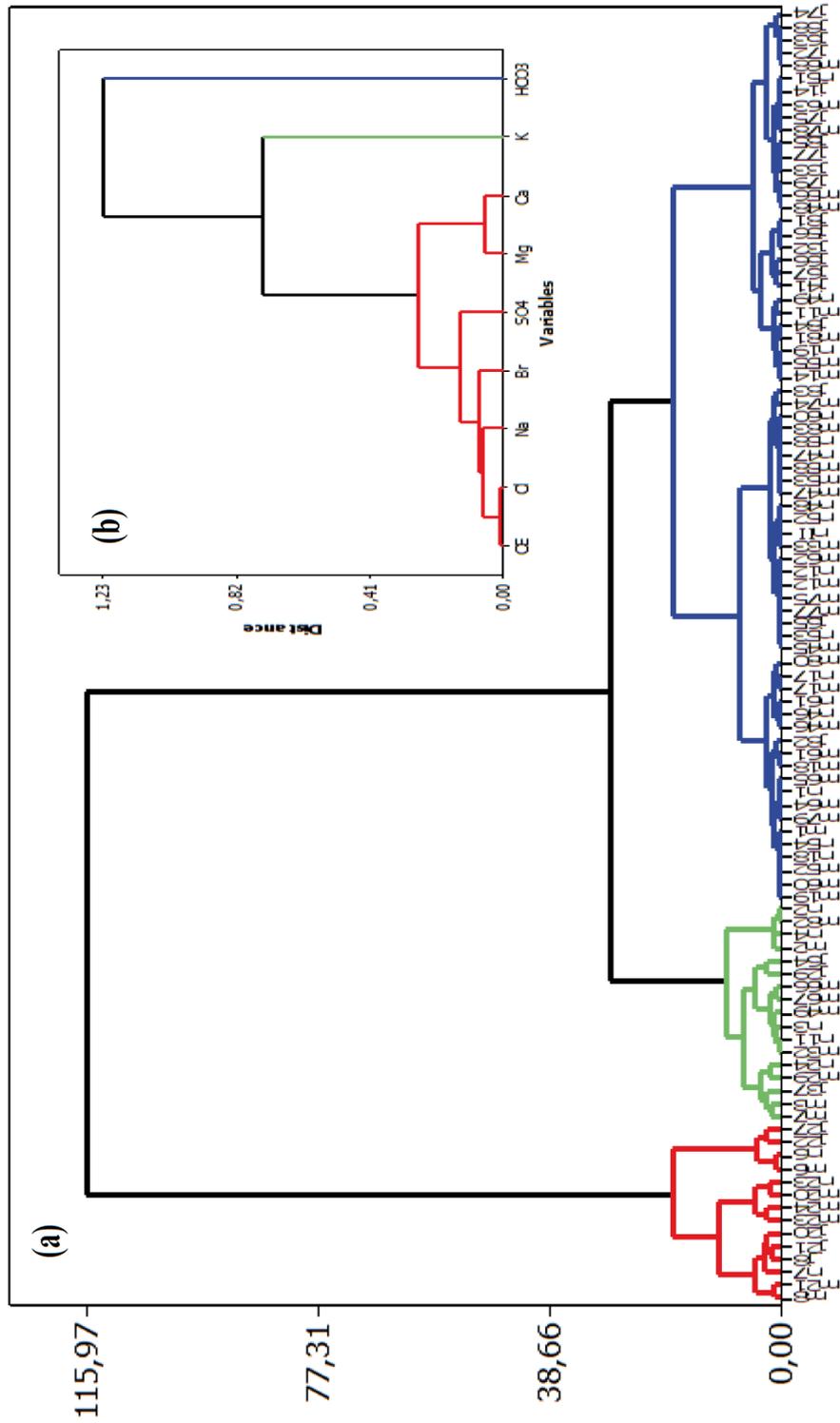


FIGURE 5.11 – Les résultats d’analyse par classification hiérarchique. (a) :Dendrogramme des variables, (b) : Dendrogramme des individus

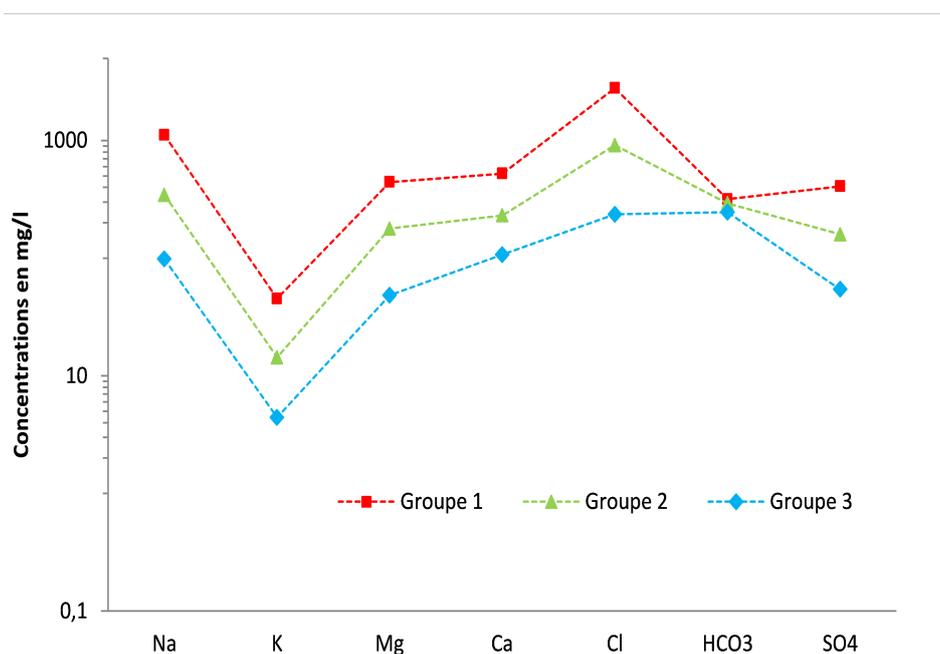


FIGURE 5.12 – Variation des concentrations moyennes des éléments majeurs pour les trois groupes d’eaux

5.6.3 Analyse en composantes principales

L’ACP (Analyse en Composante principale) est une méthode d’analyse factorielle qui consiste à calculer un nombre réduit de nouvelles dimensions, qui sont des combinaisons linéaires des dimensions originelles des données. Ces nouvelles dimensions sont non corrélées (i.e. indépendantes) et expriment le maximum de variance des données. Les nouveaux axes sont les vecteurs propres, ordonnés par valeurs propres décroissantes, de la matrice de covariance des données. Autrement dit ce sont les principaux axes de dispersion du nuage de données classées en ordre d’importance décroissante. L’ACP porte sur l’échantillon de taille $N = 100$ et $p = 9$ variables (CE, les sept ions majeurs : Na^+ , K^+ , Mg_2^+ , Ca_2^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , et le Br^-).

Cette méthode peut jouer un double rôle de compression des données et d’outil d’exploration dans des domaines fortement multidimensionnels. En effet les axes principaux ainsi calculés permettent à la fois une réduction des données et une interprétation plus facile du domaine traité, car les nouvelles dimensions sont souvent très significatives (Delichère et Memmi, 2002 ; Curie, 2006).

Les données utilisées pour l’analyse en composantes principales sont centrées et réduites, c’est-à-dire que chaque variable a une moyenne nulle et une variance égale

à 1. Le Tableau 5.6 présente les coordonnées des variables sur les axes factoriels (mesure de la corrélation entre les variables et les facteurs), les valeurs propres et les pourcentages de variance simple et cumulée.

TABLEAU 5.6 – Corrélation des variables d'origine avec les axes factoriels, valeurs propres et le cumul pour chaque composante

Variabes	F1	F2	F3	F4
CE	0,38	-0,01	-0,07	0,24
Na ⁺	0,36	-0,19	0,09	0,48
K ⁺	0,23	-0,55	0,62	-0,50
Mg ²⁺	0,35	0,24	-0,18	-0,34
Ca ²⁺	0,35	0,18	-0,33	-0,50
Cl ⁻	0,38	0,00	-0,14	0,13
Br ⁻	0,37	-0,03	-0,15	-0,04
HCO ₃ ⁻	0,11	0,75	0,62	0,01
SO ₄ ²⁻	0,36	-0,06	0,19	0,29
Valeur propre	6,94	1,18	0,63	0,12
Proportion	77,1%	13,2%	7,0%	1,3%
Cumul	77,1%	90,3%	97,2%	98,6%

Sur le plan F1-F2 (Figure 5.13 (a) et (b)) qui absorbe 90,3% de la variance totale, l'ensemble des variables est positivement corrélé à l'axe F1, l'axe F2 oppose le bicarbonate (bien corrélé positivement à l'axe F2) et le potassium (négativement corrélé à l'axe F2) (Tableau 5.6). Les variables bicarbonate et potassium sont bien distinctes des autres variables tout comme sur le dendrogramme des variables. Cet axe représente le pôle responsable de la minéralisation des eaux de la région. Plus les composantes sur l'axe F2 sont positives, plus les puits présentent des teneurs élevées en bicarbonates (m23, m2, m20 et n4) et à l'inverse des teneurs en potassium faibles.

Ainsi les puits : m6, nS6, j22 et j27 présentent des valeurs élevées en potassium respectivement 95, 101, 101 et 125 mg/l. Plus les puits ont une composante positive sur l'axe F1; plus les eaux sont minéralisées; ce qui est le cas du groupe 1 en opposition aux groupes 2 et 3 les moins minéralisées. Les eaux les plus minéralisées sont généralement localisées dans les premiers kilomètres de la bande côtière, vers l'intérieur des terres les eaux deviennent moins influencées par cette minéralisation ce qui s'explique probablement par une influence marine dans ce secteur.

Sur le plan F1-F3 (84,1% de la variance), l'axe F3 (Figure 5.14 (a) et (b)), qui n'absorbe que 7% de la variance totale permet d'opposer les puits en fonction des teneurs en sulfates et en calcium. L'axe F3 sépare les eaux présentant des teneurs élevées en K et HCO₃ (puits ayant des composantes positives sur cet axe) des puits ayant des teneurs plus faibles. De plus, les puits ayant une composante négative sur l'axe F3 auront tendance à présenter une teneur en Ca plus importante que ceux

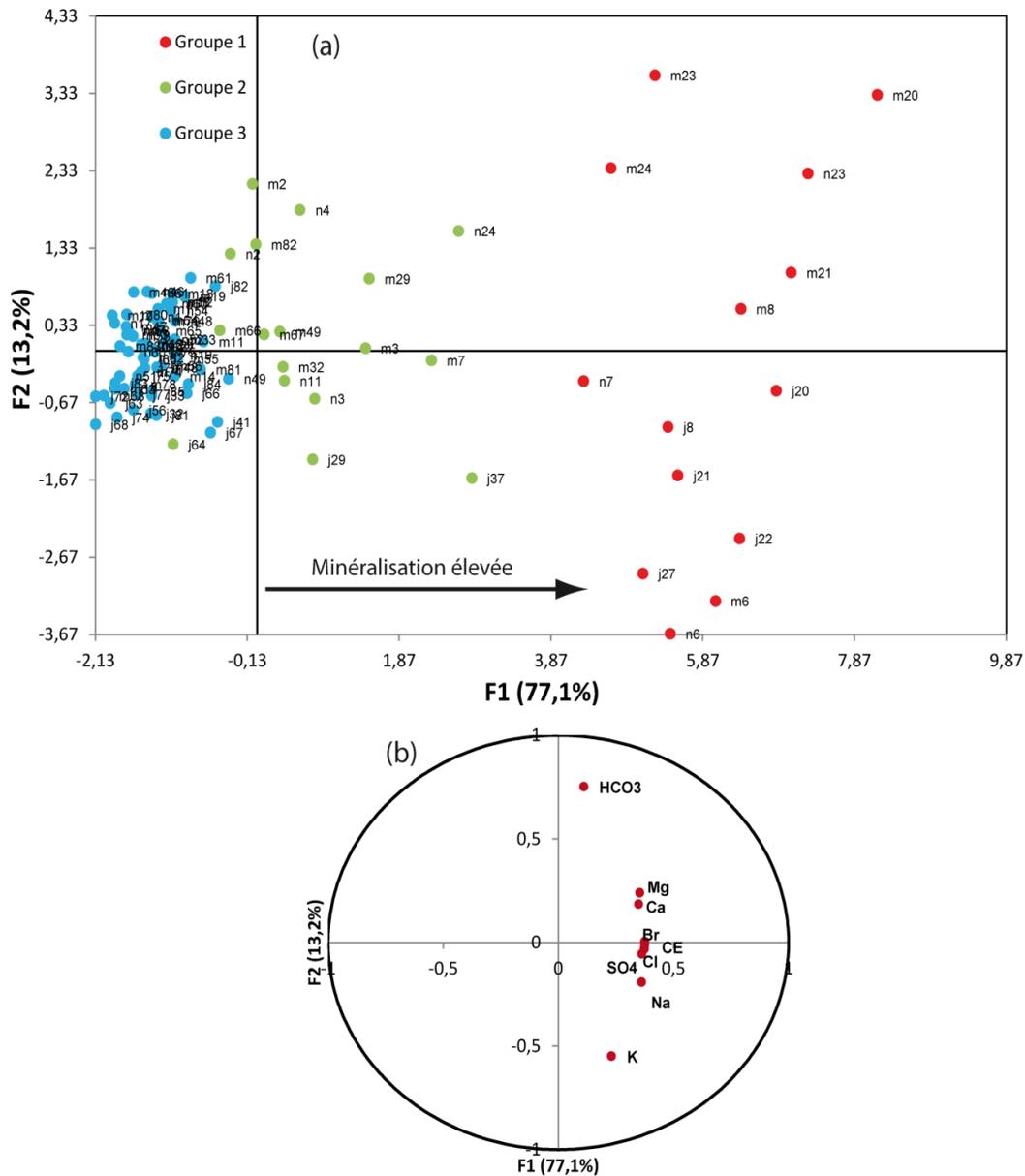


FIGURE 5.13 – Diagrammes des individus (a) et cercle des variables (b) sur les plans F1-F2 (90,3%)

ayant une composante positive et, à l'inverse, mais de façon moins nette une teneur en SO_4^{2-} plus faible. Ainsi, par exemple, les eaux n7, m21 et m8 du groupe 1 sont caractérisés par des teneurs élevées en calcium, parmi les puits ayant des faibles teneurs en K et HCO_3^- .

ceci s'explique par un apport d'élément de calcium par l'eau d'infiltration qui

va changer les concentrations initiales par le biais d'échanges entre les minéraux argileux libérant ainsi les cations Ca^{2+} qui seront remplacés par les ions Na^+ de l'eau salée.

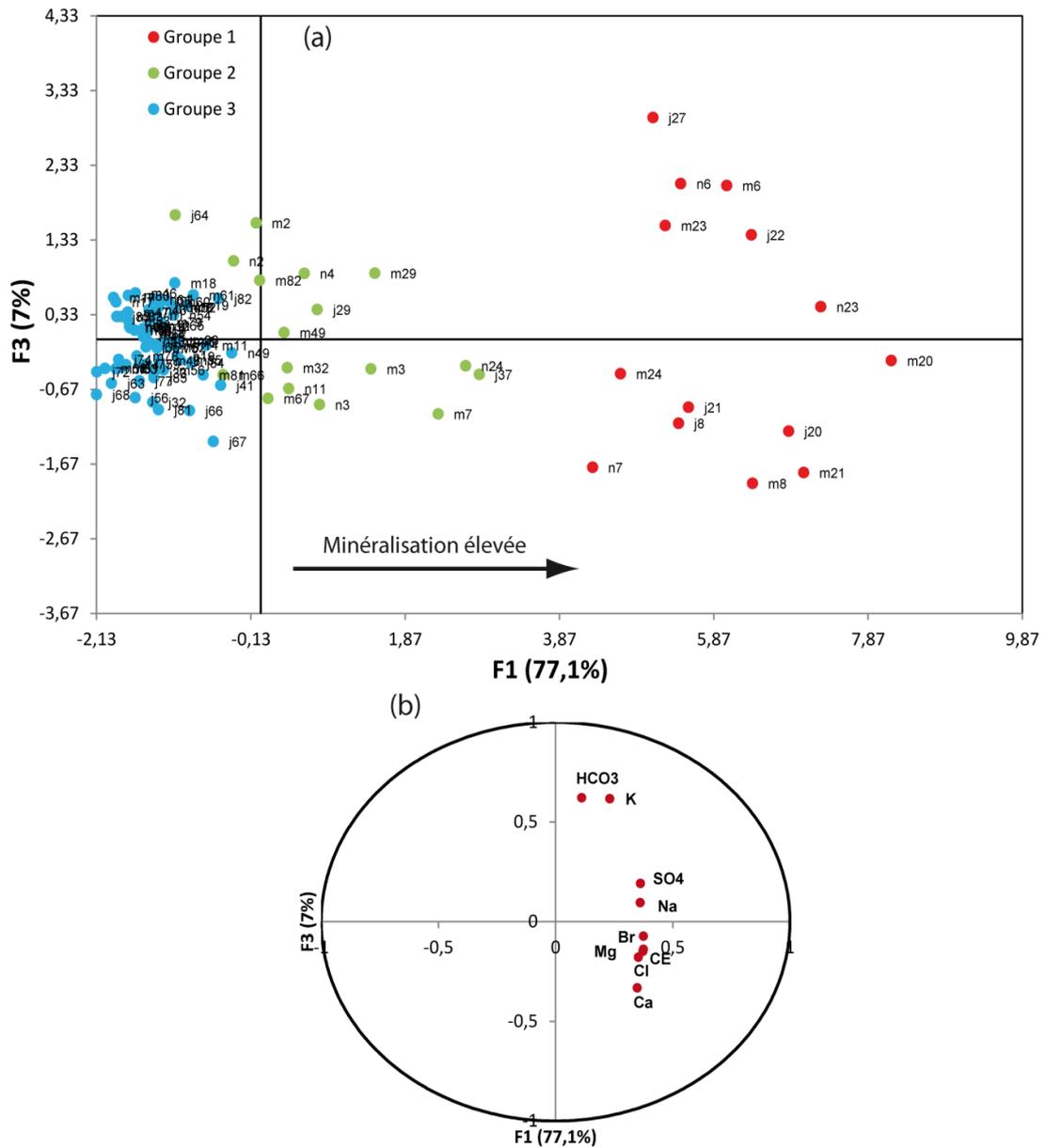


FIGURE 5.14 – Diagrammes des individus (a) et cercle des variables (b) sur les plans F1-F2 (84,1%)

5.7 Processus d'acquisition de minéralisation

5.7.1 Relation entre les chlorures et les ions majeurs

Les diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de chlore, qui est un élément conservatif qui ne participe pas aux interactions eau-roche (Hsissou et *al.*, 1999), ils sont souvent utilisés comme élément de référence auquel on ajoute la droite de mélange eau de pluie (ED)-eau de mer (EM).

Le diagramme de sodium en fonction des chlorures (Figure 5.15 (a)) montre que les eaux de tous les puits échantillonnés se trouvent en dessous de la droite de mélange ED-EM, indiquant un appauvrissement en sodium. Les graphiques de Ca vs Cl et Mg vs Cl (Figure 5.15 (b) et (d)) montrent que la plupart des points sont au-dessus de la droite de mélange eau douce-eau salée indiquant un enrichissement en magnésium et en calcium.

Le graphique des sulfates en fonction des chlorures (Figure 5.15 (e)) montre que 87% des points se trouvent en dessous de la droite de mélange eau douce-eau marine à l'exception de quelques points qui se trouvent au-dessus de cette droite, il s'agit des puits caractérisés par des concentrations élevées en sulfates. Ceci s'explique par l'infiltration des eaux d'irrigation, de pluies chargées en sels et en fertilisants, et probablement ces sulfates proviennent de l'eau de mer.

Le graphique de potassium versus les chlorures (Figure 5.15 (c)) montre que la plupart des puits en dessous de droite ED-EM indique un appauvrissement en potassium.

La relation entre les chlorures et les éléments majeurs (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} et Mg^{2+}) des points des eaux échantillonnés dans la zone d'étude, indique en général un enrichissement en Ca^{2+} et Mg^{2+} et un appauvrissement en Na^+ , K^+ et SO_4^{2-} par rapport à la droite de mélange ED-EM, à l'exception de quelques puits qui se trouvent au-dessus de la droite ED-EM dans les graphiques de SO_4 et K en fonction des chlorures. Les réactions majeures responsables de l'enrichissement en magnésium et en calcium sont les échanges Ca-Mg, dus à l'interaction eau-roche carbonatée Na-Ca ou Na-Mg qui se traduisent par une adsorption de Na^+ et la libération de Ca^{2+} et Mg^{2+} (Fidelibus et Tulipiano, 1996 ; El Achheb et *al.*, 2003) cet échange est vérifié en calculant l'indice d'échange de base (ieb) dans le paragraphe 5.7.4.

5.7.2 L'état de saturation des eaux

La connaissance de la saturation des eaux vis-à-vis de certains minéraux apporte des éléments nouveaux à la compréhension des phénomènes d'équilibre dans les eaux.

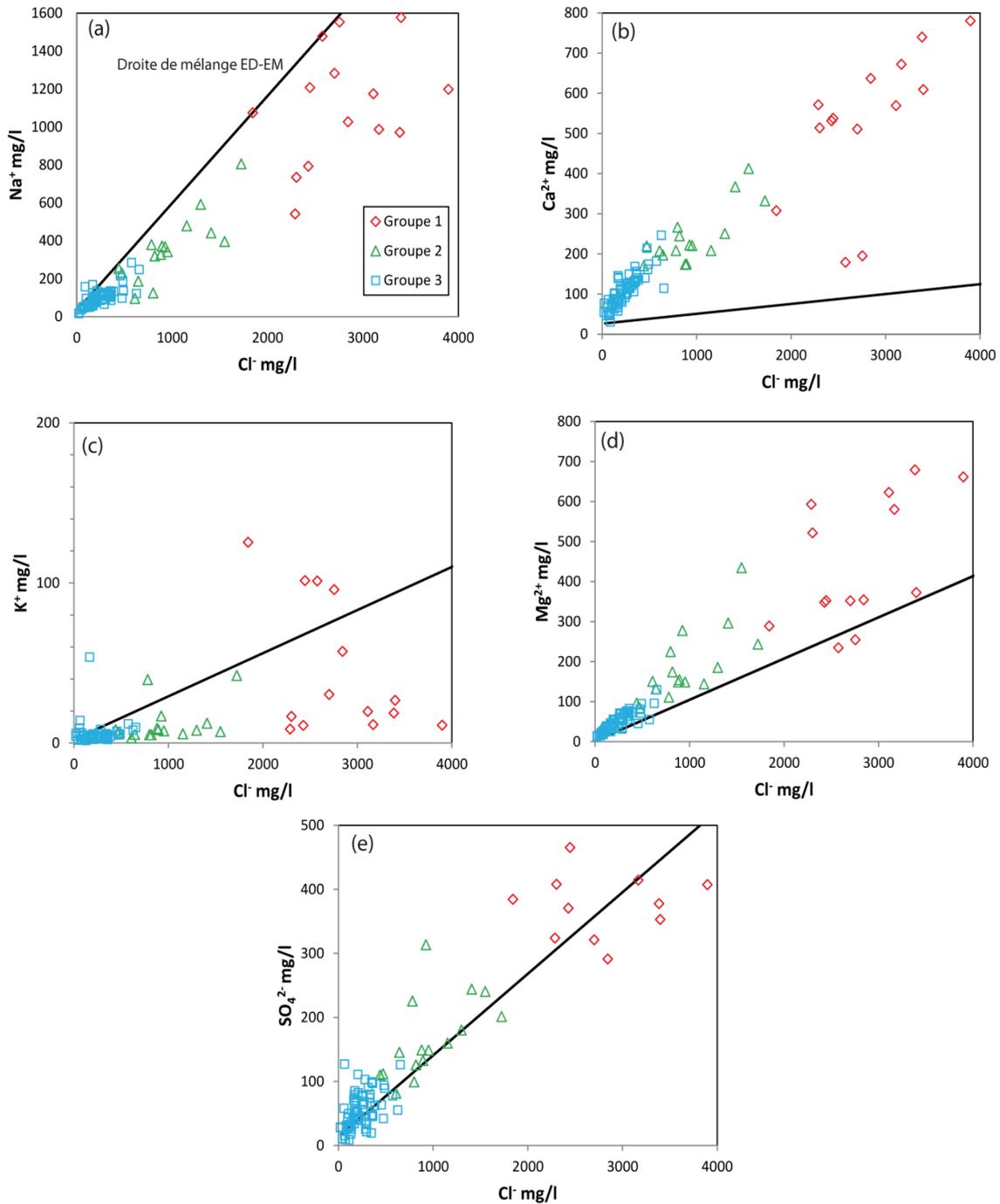


FIGURE 5.15 – Relations entre (a) Na^+ , (b) Ca^{2+} , (c) Mg^{2+} , (d) K^+ , (e) SO_4^{2-} et le Cl^- et la droite de mélange eau douce-eau marine (ED-EM)

D'autre part, elle permet de connaître sous quelles formes chimiques sont transportés certains éléments dans les solutions (Dassi, 2004). L'indice de saturation a été calculé

en utilisant le programme WateqF (Plumer et *al.*, 1992) qui permet la simulation des distributions chimiques et des équilibres eaux-minéraux. Ce programme aide à calculer plusieurs paramètres thermodynamiques tels que la pression partielle de CO₂ (qui exprime l'activité de ce gaz), la force ionique et les indices de saturation de l'eau vis-à-vis des minéraux. Les indices de la saturation sont utilisés pour évaluer le degré d'équilibre entre l'eau et le minéral afin de mettre en évidence les différents stades de l'évolution géochimique des eaux qui se traduisent par un changement de ces indices.

L'indice de saturation est défini par l'équation suivante (équation 5.3) :

$$I_s = \log\left(\frac{IAP}{K}\right) \quad (5.3)$$

Avec,

IAP : Le produit d'activité ionique ; K : constante d'équilibre ;

Quand $I_s = 0$, l'eau est alors en équilibre avec le minéral. En revanche, l'eau est sous-saturée ou sursaturée vis-à-vis du minéral dans le cas où I_s serait respectivement inférieur ou supérieur à zéro. Toutefois, dans la pratique, il faut tenir compte des erreurs de précision dans la mesure de teneurs en éléments majeurs. Par conséquent, nous avons utilisé la loi de Debye et Hückel (1923) pour le calcul de l'indice de saturation des minéraux dissous dans l'eau et les activités et en considérant que l'état d'équilibre se fait dans l'intervalle $-0,5$ à $+0,5$.

Lorsque :

- $I_s > 0,5$, l'échantillon est sursaturé vis-à-vis du minéral (re-précipitation possible du minéral, sous réserve de cinétique) ;
- $I_s < -0,5$, l'échantillon est sous-saturé (eau agressive si le minéral est présent) ;
- $-0,5 < I_s < 0,5$: l'échantillon est à saturation (en équilibre). Cette fourchette de saturation tient en compte des éventuelles erreurs sur les mesures du pH qui se répercutent par les calculs

L'indice de saturation des minéraux en fonction de TDS (Total dissolved solids) (Figure 5.16) montre la majorité des eaux sont à l'équilibre ou saturées vis-à-vis des minéraux carbonatés à savoir la calcite et la dolomite. La sursaturation des eaux en calcite et dolomite est confirmée par l'excès en Ca et Mg par rapport à la droite de mélange ED-EM (Cf. paragraphe 5.7.1). La sursaturation indique qu'une précipitation de ces minéraux peut avoir lieu dans l'aquifère.

En outre la plupart des eaux de la nappe sont sous-saturées vis-à-vis des minéraux sulfates (gypse et anhydrite). Seulement les eaux les plus minéralisées montrent une

saturation vers l'équilibre par rapport au gypse et anhydrite, tous les échantillons présentent une large sous-saturation vis-à-vis de l'halite. On peut conclure que la dissolution/précipitation des minéraux contribuerait à l'acquisition de la charge saline des eaux de la Chaouia côtière.

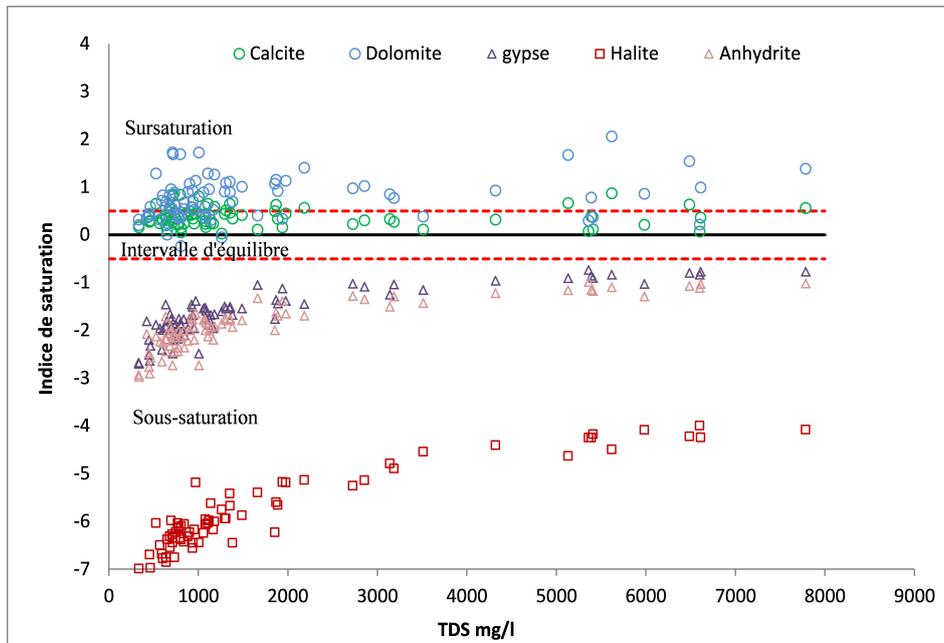


FIGURE 5.16 – Relation entre TDS et les indices de saturation vis-à-vis des principaux minéraux carbonatés et évaporitiques

5.7.3 Variabilité saisonnière des ions majeurs

Différents changements obtenus par comparaison des analyses chimiques de dix-huit points d'eau (Figure 5.17) entre la saison sèche (mai 2011) et la saison humide (janvier 2012) et vingt-trois points d'eau entre la saison sèche (mai 2011) et le début de la saison humide (novembre 2011).

De mai à janvier (Figure 5.18), on constate une diminution de bicarbonate, magnésium et sulfate, cette diminution est plus importante pour les eaux minéralisées, elles pourraient s'expliquer par la dilution par les eaux de pluie qui s'infiltrent. Les concentrations en sodium, calcium, bromure sont stables pour la plupart des échantillons. Les concentrations en potassium sont à l'état stable sauf les eaux les plus minéralisées qui augmentent en saison humide.

Pour la période entre mai et novembre 2011 (Figure 5.19), une augmentation des

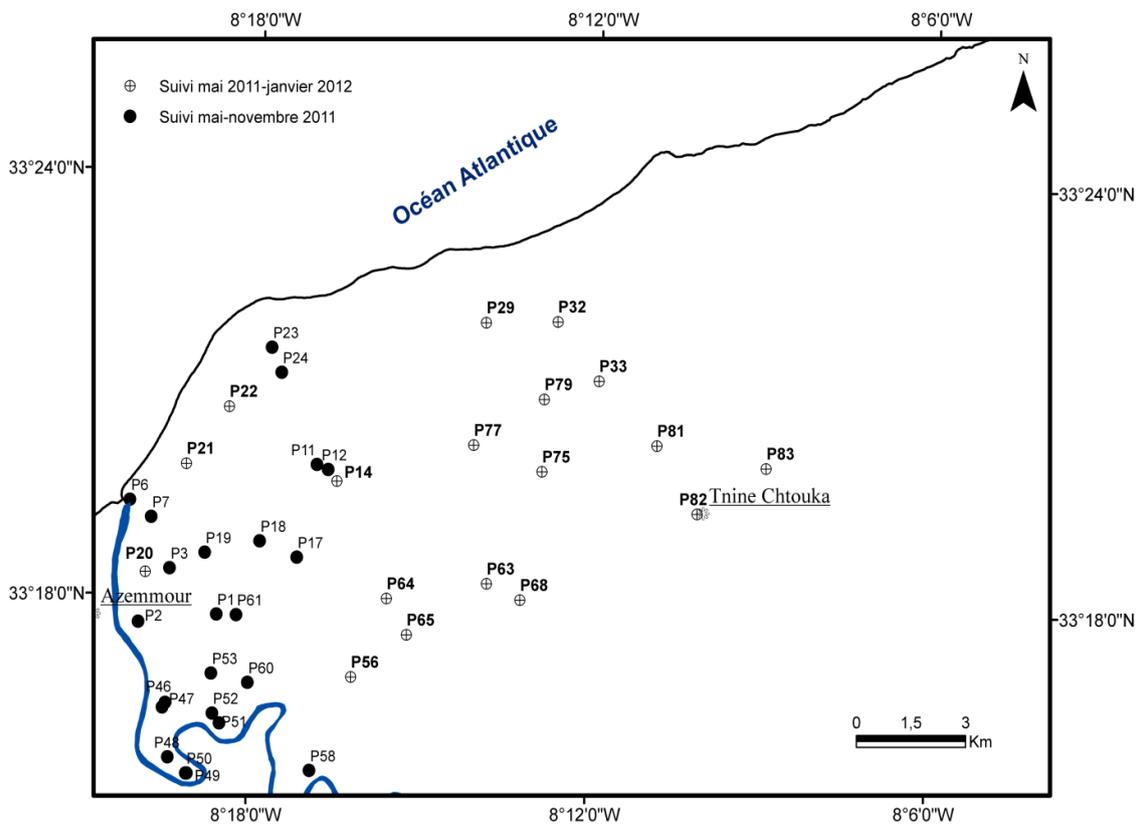


FIGURE 5.17 – Localisation des points de mesures de suivi mai-novembre 2011 et mai-janvier 2012

concentrations en magnésium, potassium et calcium a été observée, cette augmentation est plus importante pour les puits localisés au-delà de 2 km par rapport à la mer ce qui est expliqué par l'échange cationique. Les concentrations en sodium et en chlorures ont une tendance vers l'équilibre.

Les nitrates ont nettement diminué dans la plupart des puits sauf pour quelques puits situés à plus de 2 Km à la mer, ils se caractérisent par une augmentation en nitrates. Cette augmentation est expliquée probablement par l'infiltration directe des eaux riches en nitrates liée à une activité agricole intense et au type du sol (tirs). La diminution des nitrates pourrait s'expliquer par la dilution des eaux de pluie qui s'infiltrent. Les concentrations en sulfates, sont stables pour la plupart des échantillons tandis que pour les bicarbonates ses concentrations ont beaucoup diminué dans l'ensemble des eaux.

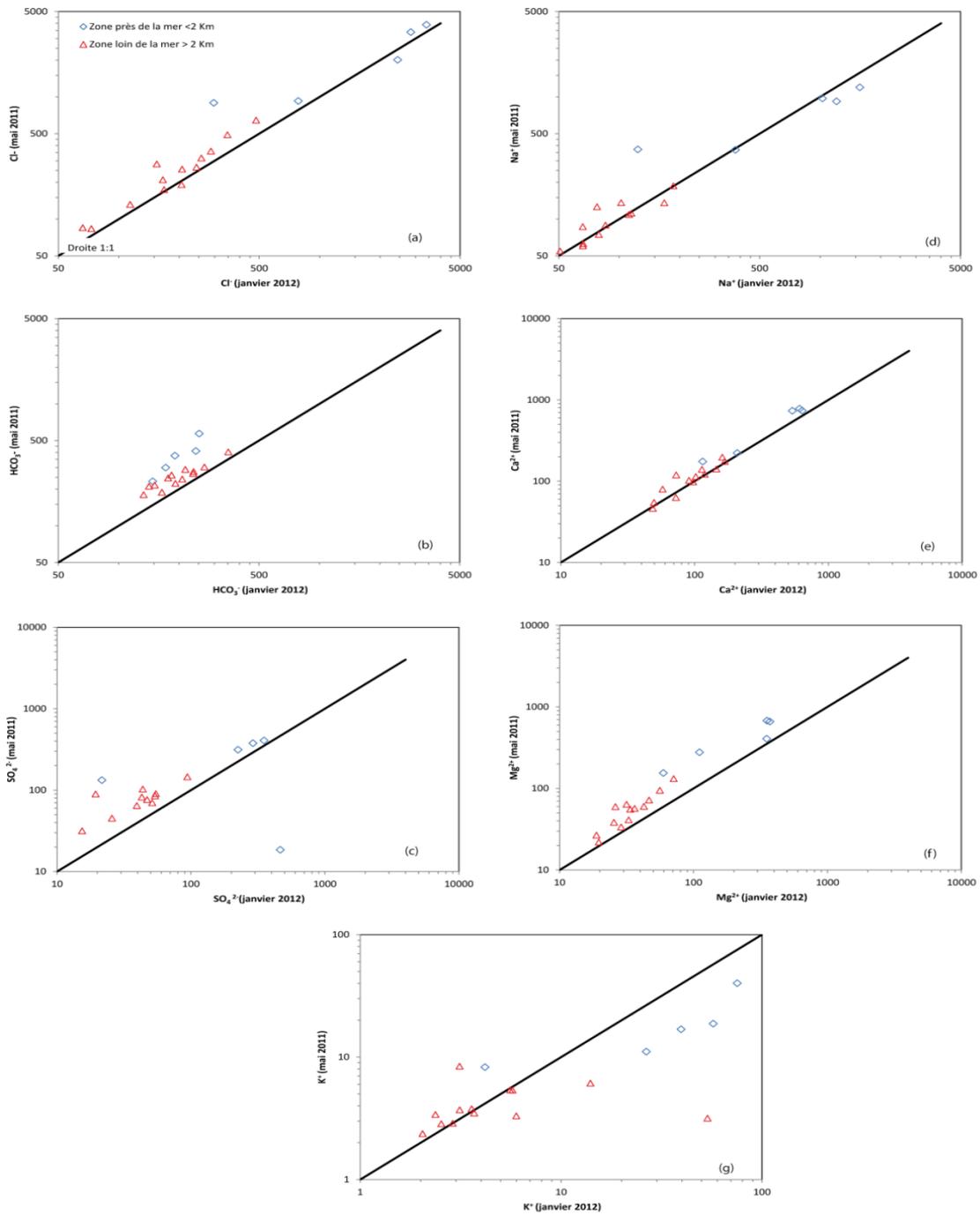


FIGURE 5.18 – Evolution saisonnière (mai 2011 et janvier 2012) des ions majeurs en mg/l, (a) Cl^- , (b) HCO_3^- , (c) SO_4^{2-} , (d) Na^+ , (e) Ca^{2+} , (f) Mg^{2+} , (g) K^+

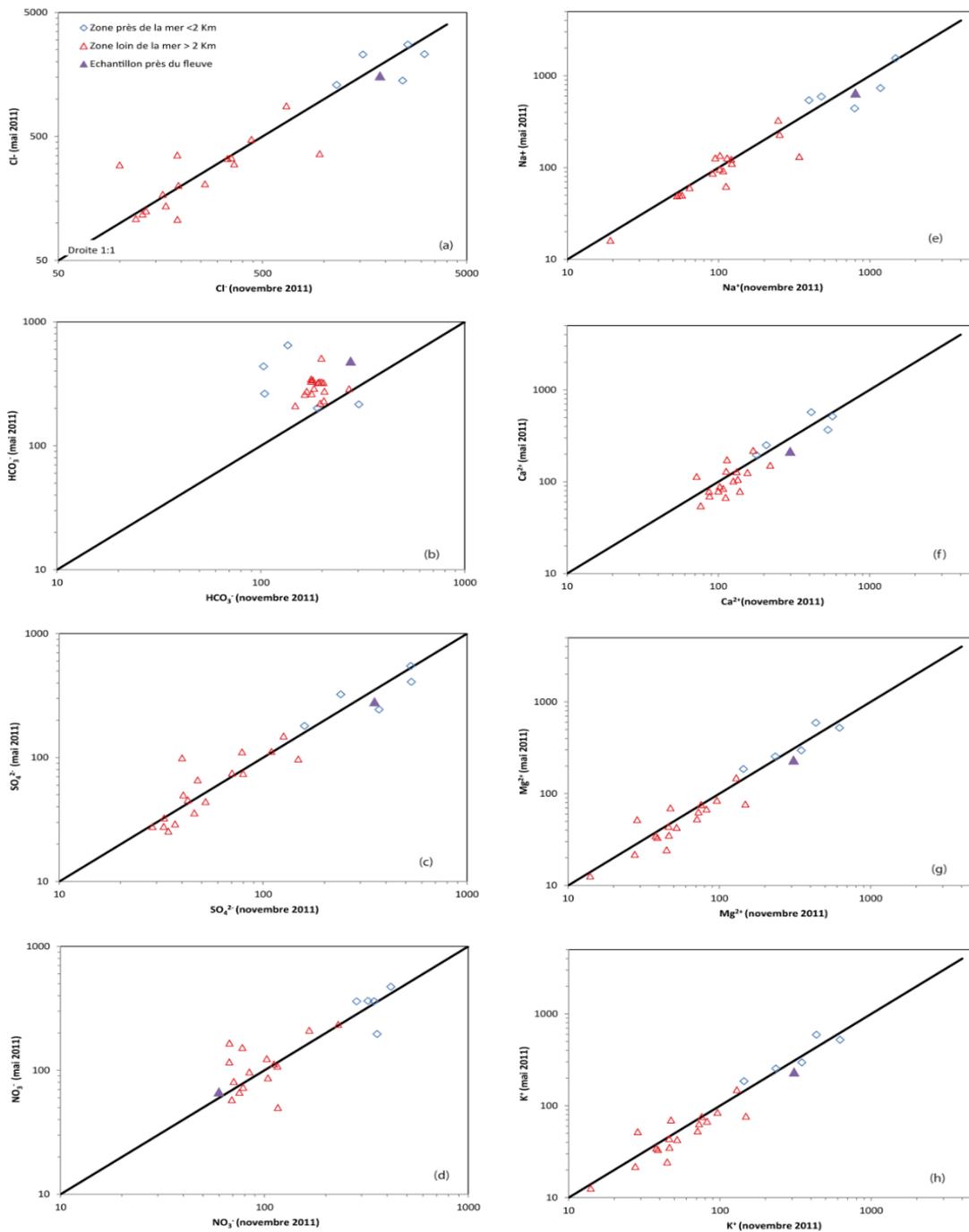


FIGURE 5.19 – Evolution saisonnière (mai 2011 et novembre 2011) des ions majeurs en mg/l, (a) Cl^- , (b) HCO_3^- , (c) SO_4^{2-} , (d) NO_3^- , (e) Na^+ , (f) Ca^{2+} , (g) Mg^{2+} , (h) K^+

5.7.4 Indice d'Échange de Base (ieb)

L'indice d'échange de base (i.e.b.) exprime l'échange de cations entre l'eau souterraine et la matrice argileuse qui peut avoir lieu dans un aquifère, il est calculé par l'équation (équation 5.4) de (Schoeller, 1963) :

$$ieb = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{Cl^-} \quad (m\acute{e}q/l) \quad (5.4)$$

(Les concentrations sont en méq/l) Si ieb est négatif, le Ca^{2+} et Mg^{2+} de l'eau est échangé contre le Na^+ du terrain. Si ieb est positif, il y a fixation de Na^+ et solubilisation du Ca^{2+} .

Dans les régions côtières, ces échanges de base se produisent quand il y a une intrusion marine (EL Achheb, 2003). Par exemple dans les aquifères carbonatés côtiers, la composition chimique de l'eau est dominée par le Ca^{2+} et HCO_3^- , tandis que dans les eaux marines, les ions dominants sont Na^+ et Cl^- . Quant à l'eau salée (chargée en Na^+) elle est introduite dans un aquifère d'eau douce, il se produit un échange ionique qui implique la diminution de la teneur en Na^+ et la quantité équivalente en Ca^{2+} (ou d'autres éléments) passe dans l'eau (Pascual et Custodio, 1990 et Nadler et *al.*, 1980).

87% des échantillons montrent des valeurs ieb positives, donc un déficit de Na^+ et K^+ par rapport au Cl^- et une solubilisation du calcium. 13% des valeurs ieb sont négatives elles correspondent aux zones où le faciès chimique est bicarbonaté calcique. Donc il y a dans ces zones un échange du Ca^{2+} de l'eau contre Na^+ de l'aquifère (El Achheb, 2002). Les eaux les plus minéralisées présentent des indices positifs, donc une fixation de sodium contre une libération du calcium et magnésium.

5.7.5 Les rapports caractéristiques

Dans les aquifères côtiers, des processus hydrochimiques se déroulent pendant l'interaction eau souterraine-roche magasin et l'eau de mer. Ainsi, pour étudier ces processus qui peuvent contribuer à l'augmentation de la salinité des eaux souterraines, plusieurs chercheurs utilisent les ratios ioniques Na/Cl , Mg/Ca , Cl/HCO_3 , SO_4/Cl , Na/Ca , Ca/SO_4 (Hem, 1985; Mandel et Shiftan, 1981; Revelle, 1941; El Youti et *al.*, 2009; Mondal et *al.*, 2010; Aris et *al.*, 2012). Les rapports ioniques ont été calculés à partir des résultats des analyses chimiques de l'ensemble des trois missions (2011-2012), les concentrations sont en milliéquivalents par litre.

5.7.5.1 Rapport Mg/Ca

Le rapport Mg/Ca est un indicateur utilisé pour la délimitation de l'interface eau de mer et eau douce. En général, le calcium est dominant dans l'eau douce et le magnésium dans l'eau de mer. Les eaux circulant dans les aquifères calcaires ont un rapport Mg/Ca entre 0,5 et 0,7, un rapport qui dépasse 0,7 indique un mélange avec l'eau de mer (Aris et *al.*, 2012), 75% de l'ensemble des échantillons dépassent la valeur 0,7.

Dans la zone d'étude les eaux souterraines sont caractérisées par un rapport Mg/Ca qui varie entre 0,3 et 2,6, les groupes 1 et 2 sont caractérisés par un excès en magnésium (Figure 5.20) avec un rapport Mg/Ca > 1, par contre le groupe 3 est caractérisé par un excès en calcium. La dissolution des carbonates (Cf paragraphe 5.7.2) et l'échange cationique (Cf paragraphe 5.7.4) sont les causes de l'augmentation de Ca^{2+} et Mg^{2+} dans les eaux souterraines.

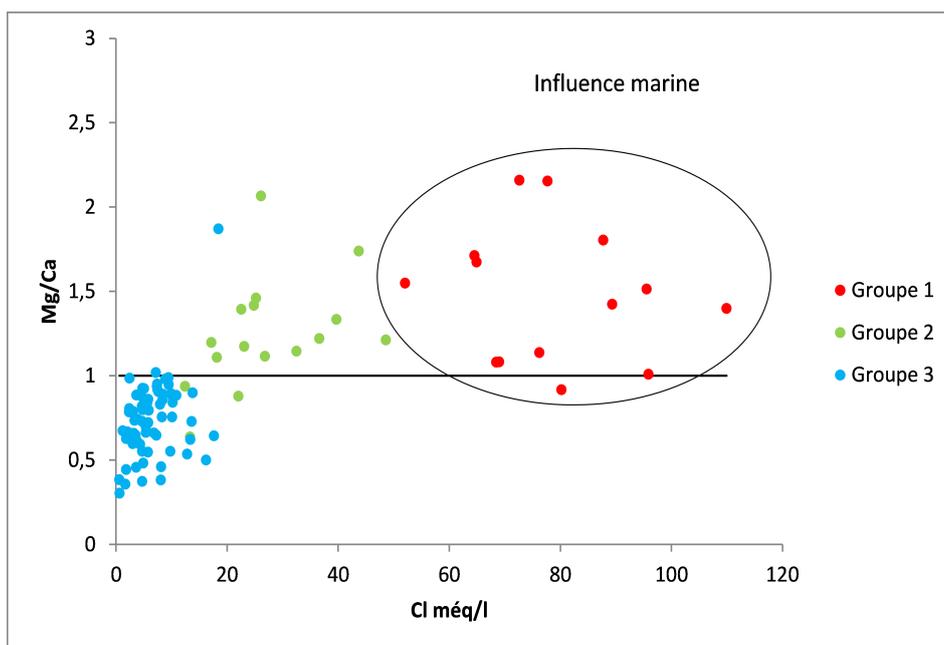


FIGURE 5.20 – Rapport ionique Mg/Ca vs Cl en még/l

5.7.5.2 Rapport Cl/HCO₃

Le rapport ionique Cl/HCO₃ est également un indicateur de la salinisation des eaux souterraines ; si le rapport est inférieur à 0,5 les eaux souterraines sont classées comme non affectées par la salinisation, entre 0,5 et 6,6 les eaux sont faiblement à moyennement affectées par la salinisation, pour les eaux fortement affectées par la salinisation le rapport Cl/HCO₃ est supérieur à 6,6 (Revelle, 1941 et Aris et *al.*, 2012). Le ratio Cl/HCO₃ (Figure 5.21) des eaux échantillonnées varie entre 0,1 et 28,5. En considérant la classification adoptée par Revelle (1941), l'ensemble des échantillons du groupe un et 38% du groupe deux sont fortement affectés par la salinisation et 62% des eaux du groupe deux sont moyennement affectés par la salinité. Tous les échantillons du groupe trois sont dans la marge de faible à moyenne minéralisation.

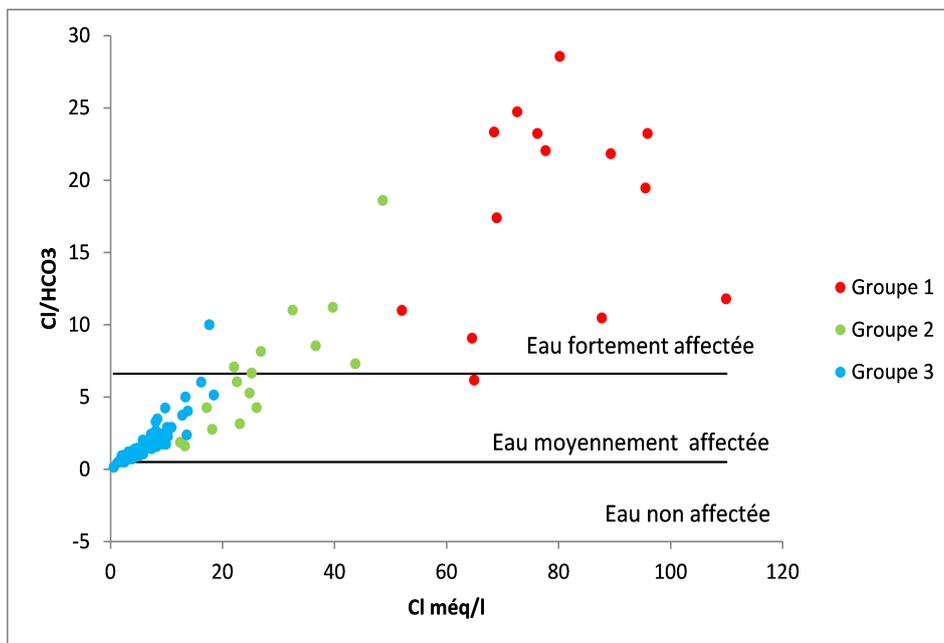


FIGURE 5.21 – Rapport ionique Cl/HCO₃ vs Cl en még/l

5.7.5.3 Rapport Na/Cl

La représentation du graphique des teneurs en Na^+ en fonction de celles en Cl^- met en évidence un excès en chlorure (Figure 5.22) où le rapport Na/Cl est inférieur à 1, à l'exception des puits qui se trouvent en amont qui présentent un excès en sodium accompagné par des faibles teneurs en chlorure qui sont dues aux phénomènes d'échanges de bases confirmés dans le paragraphe 5.7.4 par un indice d'échange de base négatif.

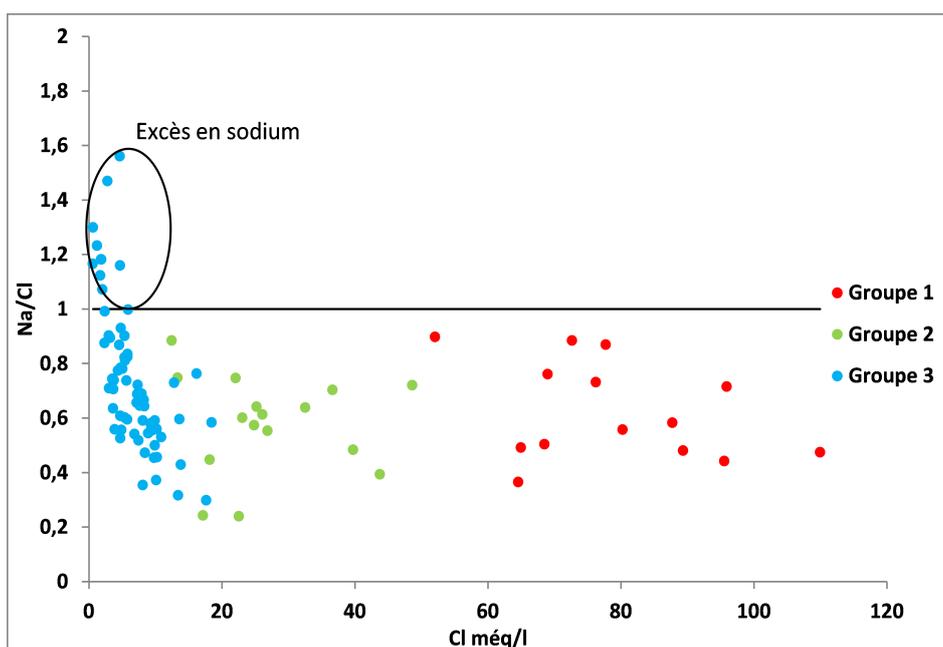


FIGURE 5.22 – Variation du rapport Na/Cl en fonction des teneurs en chlorures

5.7.5.4 Rapport SO_4/Cl et la conductivité électrique

L'évolution des ions SO_4^{2-} et Cl^- dans la nappe est étudiée pour déterminer lequel parmi ces ions est à l'origine de la salinité des eaux de la nappe, on a associé l'évolution du rapport de ces ions ($\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$) à la conductivité électrique pour mettre en évidence l'ion dominant à l'origine de cette salinité (Figure 5.23). La majorité des échantillons ont un rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ inférieur à 1 indiquant une dominance de chlorures par rapport aux sulfates, on constate une diminution de $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ de l'amont vers l'aval qui est liée à l'augmentation de la proportion d'eau de mer dans le mélange (Tellam et Lloyd, 1986, 1995). L'apport supplémentaire du SO_4^{2-} pourrait provenir de la dissolution de petites quantités de gypse éparpillées au sein de l'aquifère (Pulido-Leboeuf et *al.*, 2003).

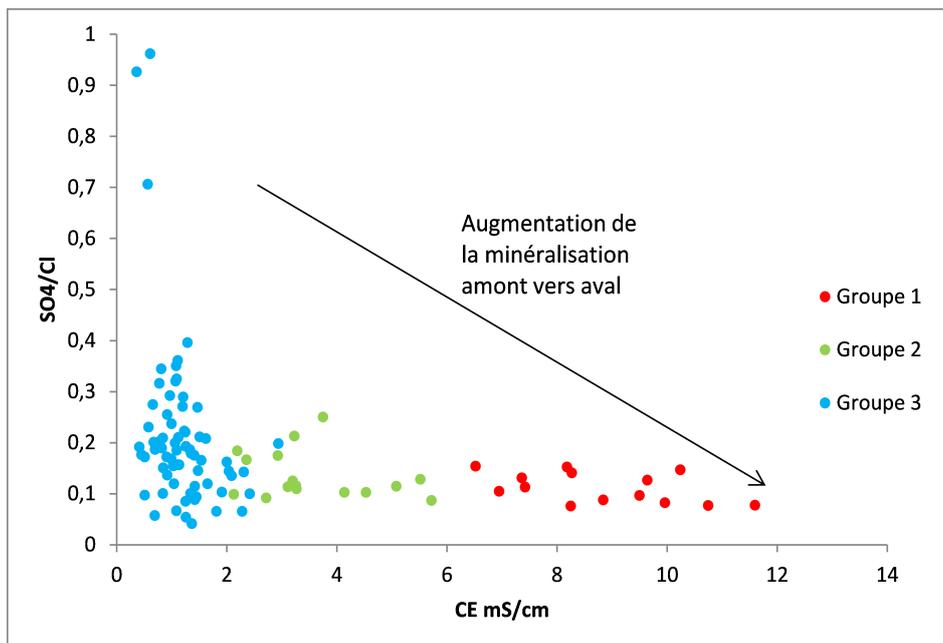


FIGURE 5.23 – Evolution des chlorures et des sulfates en fonction de la conductivité électrique

5.7.5.5 Rapport Br/Cl

Dans le but de comprendre l'origine de la salinité des eaux et de confirmer l'hypothèse de l'influence de l'eau marine en grande partie due aux chlorures. Les chlorures et les bromures, sont de bons traceurs conservatifs d'un système aquifère, en effet le rapport Br^-/Cl^- est généralement utilisé pour la détermination de l'origine de la salinité, il est le moyen le plus souvent pertinent pour expliquer la salinité des eaux des nappes (Fedrigoni et *al.*, 2001, Hsissou et *al.*, 1999 ; Abderamane, 2012). Cette étude permet grâce au rapport molaire Br^-/Cl^- de distinguer les zones sous influence évaporitique.

L'eau de mer et l'eau de pluie présentent un rapport Br^-/Cl^- respectivement de l'ordre de 1,54‰ et 1,25‰ (Oulaaross, 2009) plusieurs auteurs montrent que les eaux de pluie présentent un rapport très proche de celui de l'eau de mer ou même plus élevé (Fisher et Mullican, 1997 ; Hsissou, 1999).

Les teneurs en bromures augmentent globalement de l'amont vers l'océan (Figure 5.6), l'ensemble des points d'eau (Figure 5.24) présente un rapport Br^-/Cl^- qui varie entre 0,9‰ et 2,3‰ sauf pour les trois puits qui présentent des teneurs faibles en chlorures et un rapport Br^-/Cl^- supérieur à celui de la mer qui varie entre

5,9 ‰ et 6,2 ‰. Ceci peut être expliqué par des précipitations d'origine océanique. Certains points d'eau loin de la côte (au-delà de 2 km) présentent un rapport relativement proche de l'eau de mer, il est peut-être dû aux aérosols, aux embruns marins aux sels des marais salants et aux pesticides (Hsissou, 1999 ; Andreasen, 1997 ; Oulaaross, 2009).

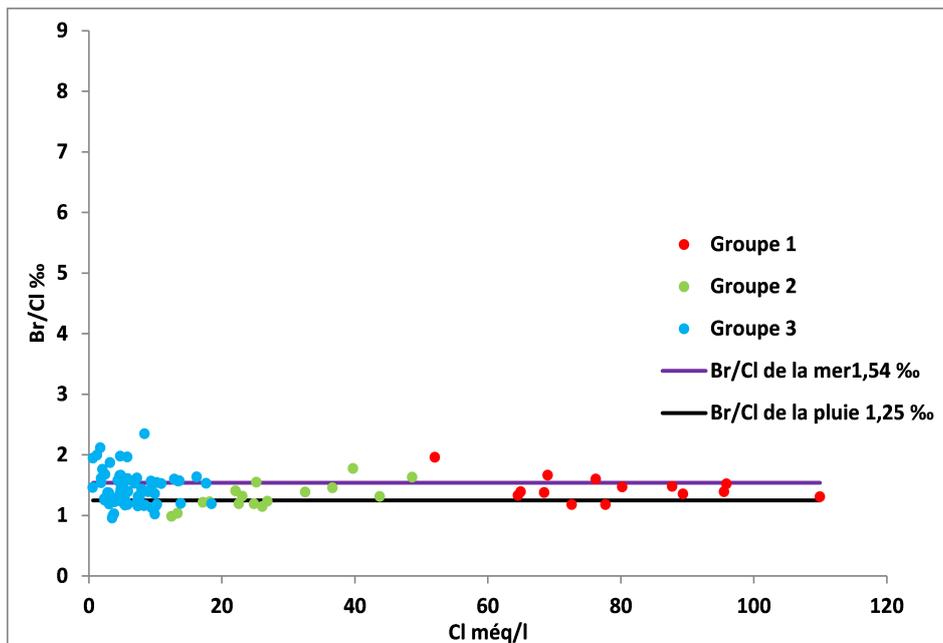


FIGURE 5.24 – Variation du rapport Br/Cl en fonction des teneurs en chlorures

5.8 Processus de salinisation selon la classification de Stuyfzand

5.8.1 Principe de la classification de Stuyfzand

La classification de P. Stuyfzand 1986 est largement utilisée pour classer les eaux souterraines des aquifères côtiers (Mtoni et *al.*, 2013 ; Qin et *al.*, 2013 ; Somay et Gemici, 2009 ; El Youti et *al.*, 2009). Le principe de la classification hydrochimique est basé sur la définition du type d'eau qui consiste en la détermination d'un type principal (sur base de la salinité), d'un code de dureté, d'un type (sur la base de la plus forte famille des cations et des anions, et suivant l'élément le plus fort des deux familles) et d'un code d'échange des cations. Ces quatre subdivisions constituent le code total et déterminent le type d'eau, ce code de Stuyfzand pour une analyse

est déterminé de façon plus ou moins complète suivant le nombre de paramètres analysés.

Cette classification consiste à représenter chaque type d'eau par un symbole englobant plusieurs renseignements sous forme de code (tableau 5.7) le deuxième code indique la dureté totale (TH) exprimée en degrés français. $TH^{\circ}F=5(Ca+Mg)$ avec Ca et Mg en milliéquivalent par litre. Le troisième code se rapporte à la distribution relative des principaux cations et anions en méq/l sur les triangles de la Figure 5.25. Le quatrième code représente l'échange de cations, la somme des cations Na^+ , K^+ et Mg^{2+} en méq/l est corrigée par rapport à la distribution de l'eau de mer dont le rapport est $(Na+K+Mg)/Cl=1,061$.

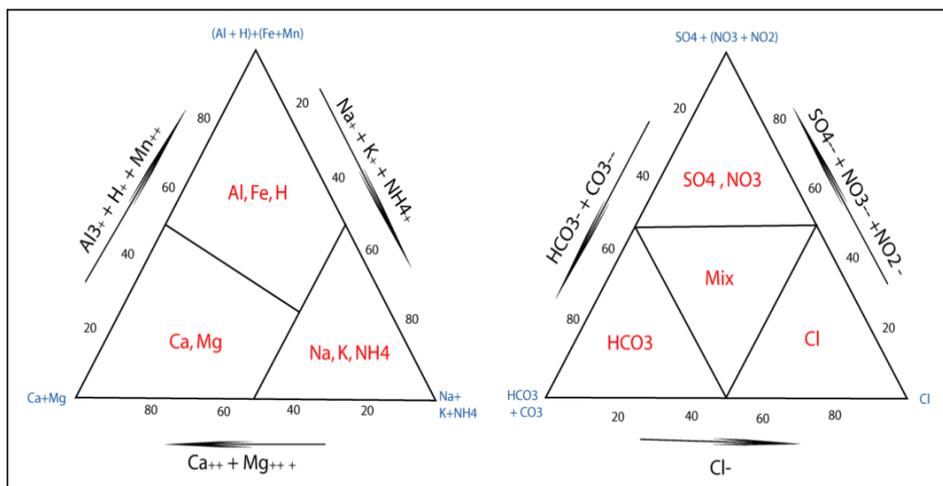


FIGURE 5.25 – Diagramme des types d'eau des cations et les anions (Stuyfzand, 1986)

5.8.2 Evolution spatiale des différents types d'eau de la Chaouia Côtière

La répartition spatiale de différents types d'eau du secteur d'étude (Figure 5.26) obtenus par la classification de Stuyfzand (1986) sur la base des analyses chimiques des eaux échantillonnées en 2011 et 2012 montre les types suivants :

TABLEAU 5.7 – Paramètres de Stuyfzand 1986

Classification	Unité	Limites	Code	
Type principal	Cl ⁻ mg/l	< 150	F	Eau douce (Fresh)
		150-300	Fb	Eau douce à saumâtre (Fresh-brackich)
		300-1000	B	Eau saumâtre (Brackich)
		1000-10.000	Bs	Eau saumâtre à salée (Brackich-salt)
		10.000-20.000 > 20.000	S H	Eau salée (Salt) Eau hypersalée (Hyperhaline)
Type	Dureté totale (méq/l)	< 5	*	
		5 10	0	Eau très douce
		10 20	1	Eau douce
		20 40	2	Eau modérément dure
		40 80	3	Eau dure
		80 160	4	Eau très dure
		160 320	5	Eau extrêmement dure
		320 640	6	Eau extrêmement dure
		640 1280	7	Eau extrêmement dure
		Classe	[Na ⁺ +K ⁺ +Mg ²⁺] (meq/l) corrigée par rapport à la distribution de l'eau de mer	(Na ⁺ +K ⁺ +Mg ²⁺) < $-\sqrt{0,5}Cl^-$
$-\sqrt{0,5}Cl^- < (Na^++K^++Mg^{2+}) < \sqrt{0,5}Cl^-$	0			(Na ⁺ +K ⁺ +Mg ²⁺) en équilibre
Na ⁺ +K ⁺ +Mg ²⁺) > $\sqrt{0,5}Cl^-$	+			(Na ⁺ +K ⁺ +Mg ²⁺) en excès

F-CaHCO₃ et F-NaHCO₃ : Ces types d'eau caractérisent les eaux de la zone amont au sud-ouest et au nord-est de Thine Chtouka se sont des eaux douces modérément dures (2) avec une dominance de sodium, calcium et bicarbonate. La plupart des points d'eau indique un excès des cations (Na+K+Mg), ce type est rencontré dans des puits situés loin de la mer. Le signe " + " indique que l'équilibre d'échange des cations entre les eaux souterraines et l'aquifère n'est pas encore atteint c'est un début d'échange de cations Na⁺ et Ca²⁺.

Fb-CaHCO₃ et Fb-NaHCO₃ : Caractérisent les eaux douces à saumâtres modérément dures (2) à dures (3) avec une distance de 3 à 5 Km par rapport à la mer. Le type Fb-NaHCO₃ indique un excès des cations (Na+K+Mg) dans les eaux souterraines avec la présence de signe (+). Par contre les eaux de type Fb-CaHCO₃ présentent un équilibre en cations (Na+K+Mg). Ces deux types d'eaux sont ren-

contrés à une distance de 3 à 5 *Km* par rapport à la ligne de côte.

B-NaCl ou Bs-NaCl : ce sont des eaux saumâtres à salées extrêmement dures avec un état d'équilibre montrant l'absence des échanges cationiques dont la concentration en chlorures est entre 300 et 10.000 *mg/l*. La présence de ce type d'eau dans les points situés à une faible distance de la mer témoigne d'une salinisation par l'eau de mer qui s'explique par une intrusion marine dans les eaux douces. Certains points d'eau de la zone côtière sont de type B-CaCl et Bs-MgCl indique un état d'avancement des échanges cationiques, le type d'eau au départ qui subira la salinisation est F-CaHCO₃ ou F-CaMgHCO₃ avec l'entrée de l'eau de mer dans l'aquifère qui augmente les teneurs en chlorures, sodium et magnésium dans la solution des pores et par le phénomène d'échange de cations, le sodium va être adsorbé par l'aquifère en échange avec le calcium qui est libéré (El Achheb, 2002) et par conséquent un changement de type d'eau soit B-CaCl.

F-NaCl ou Fb-NaCl : Ce sont des eaux douces à saumâtres avec un faciès chloruré sodique et un indice " 0 " (tableau 5.7) indiquant un état d'équilibre avec l'aquifère. On rencontre ces types d'eau dans la zone amont loin de la mer.

Fb-CaCl ou Fb-CaMgCl : Ces types d'eaux sont saumâtres extrêmement dures (3, 4) de faciès où domine les ions Cl⁻, Ca²⁺ et Mg²⁺ avec un signe " + " indiquant un excès en Na+K+Mg dans ces eaux localisées dans la zone amont.

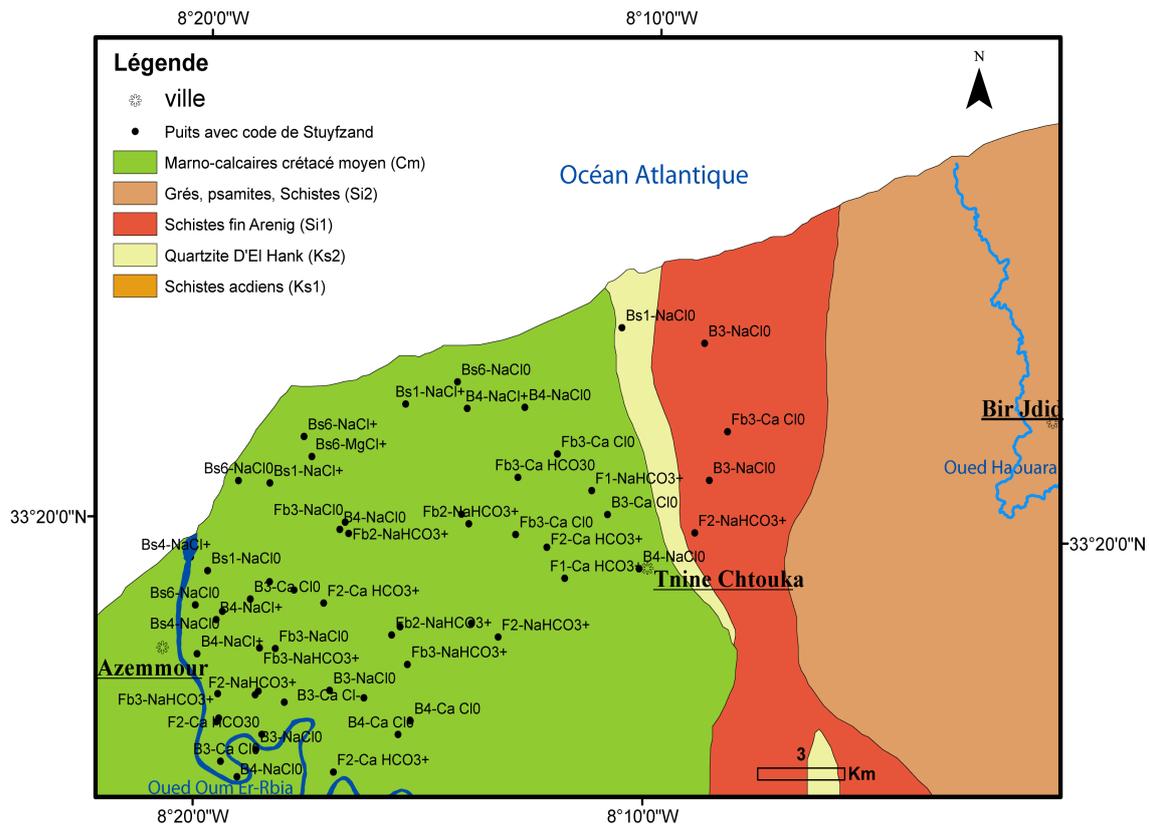


FIGURE 5.26 – Carte des types d'eau selon la classification de Stuyfzand 1986

5.9 Conclusion

La chimie des eaux apporte des éléments nouveaux dans la connaissance de la nappe, l'étude hydrochimique a montré que les eaux souterraines de la zone d'étude sont caractérisées par un faciès de type chloruré-sodique (Bs-NaCl ou B-NaCl) généralement dans la bande côtière qui est probablement la partie la plus affectée par l'intrusion de l'eau de mer. En s'éloignant vers la partie amont le faciès bicarbonaté calcique (F-CaHCO₃) domine. Une diminution de la minéralisation a été montrée au-delà des deux premiers kilomètres, il s'agit d'éléments responsables de la salinisation en fonction de la distance par rapport à la mer, indiquant une probable contamination par l'eau marine.

L'analyse statistique multivariée (CHA et ACP) et les rapports caractéristiques en fonction des chlorures montrent l'existence de trois types d'eaux dans la zone d'étude; le premier groupe est caractérisé par une minéralisation élevée, localisé essentiellement dans la frange côtière entre Azemmour et Tnine Chtouka. Le deuxième

et le troisième groupes sont caractérisés par une moyenne à faible minéralisation situés généralement au-delà des deux kilomètres par rapport à la mer et au secteur côtier au nord-est de Thine Chtouka.

Les facteurs géologiques jouent un rôle important dans l'acquisition de la salinisation des eaux de la nappe de la Chaouia Côtière. Cette acquisition s'effectuant par le degré de saturation des eaux souterraines vis-à-vis des minéraux évaporitiques (gypse et halite) et carbonatés (calcite et dolomite). Le processus d'échanges de base avec les minéraux argileux joue également un rôle très important dans le système aquifère de la Chaouia côtière. Ce processus participe à l'acquisition de la minéralisation des eaux par libération des ions Ca^{2+} et Mg^{2+} .

Pour confirmer l'hypothèse de la contamination des eaux de la nappe par l'eau de mer, il faut faire appel à d'autres techniques de mesure et d'analyse. Parmi ces méthodes celle de la tomographie de résistivité électrique (ERT) est bien adaptée pour une meilleure connaissance de l'évolution de l'intrusion marine depuis la bande côtière jusqu'à l'intérieur des terres.

Chapitre 6

Vulnérabilité de l'aquifère de la Chaouia côtière

Sommaire

6.1	Introduction	144
6.2	Application de la méthode GALDIT	144
6.3	Conclusion	150

*D*ans ce chapitre nous présentons l'application de la méthode GALDIT à la vulnérabilité des eaux souterraines face à l'intrusion saline, elle est développée par Chachadi et Lobo-Ferreira en 2001 et spécifique pour les aquifères côtiers. Le calcul de l'indice IG est basé sur six paramètres : le type d'aquifère, la conductivité hydraulique, la profondeur de la nappe, la distance par rapport au rivage, l'impact de l'intrusion saline (Cl^-/HCO_3^-) et l'épaisseur de la nappe phréatique. Cet indice est la somme de produit de tous les paramètres en déterminant le rôle relatif de chaque paramètre. Cette méthode a été appliquée sur la zone de la Chaouia Côtière (Maroc) caractérisée par une intensité de l'activité agricole et par la faible profondeur de la nappe.

6.1 Introduction

La préservation environnementale des zones côtières marocaines constitue un enjeu socio-économique actuel et futur de première importance ; en effet ces zones ont été fragilisées en raison des diverses pressions qui s'y exercent notamment la surexploitation de la nappe à des fins agricoles et domestiques. Ces facteurs accroissent la vulnérabilité de la nappe qui devient donc vulnérable et facilement polluable. On peut distinguer une vulnérabilité intrinsèque, inhérente au milieu géologique et aux conditions climatiques locales, et une vulnérabilité spécifique, liée aux propriétés du contaminant lui-même (Gilli et *al.*, 2008).

La vulnérabilité des eaux souterraines à une intrusion saline est définie selon Lobo-Ferreira et Cabral en 1991 comme : "La sensibilité de la qualité des eaux souterraines à un pompage imposé des eaux souterraines, ou à la montée du niveau de la mer, ou bien aux deux dans la zone côtière, est déterminée par les caractéristiques intrinsèques de la nappe aquifère".

Des études portent sur l'application de la méthode GALDIT dans plusieurs aquifères côtiers, Parmi ces derniers ; l'aquifère Monte Gordo dans la côte du Portugal (Chachadi et lobo-Ferreira, 2001 ; Lobo Ferreira et *al.*, 2005), l'aquifère côte de Bardiz au nord de Goa (Chachadi et *al.*, 2002 ; Chachadi, 2005), l'aquifère côtier de Tetouan au nord du Maroc (Niazi, 2007), l'aquifère au sud-ouest de Rhodope en Grèce (Kallioras et *al.*, 2011), L'aquifère côtier du bassin de Netravathi en Inde (Shetkar et Mahesha, 2011). Le but principal de cette étude est de déterminer et cartographier la vulnérabilité de la partie sud-ouest de l'aquifère de la Chaouia Côtière face à l'intrusion marine en état actuel du niveau marin.

6.2 Application de la méthode GALDIT

6.2.1 Type d'aquifère G

Le paramètre **G** type d'aquifère a une influence sur le degré d'avancement de l'eau de mer dans la nappe, généralement les eaux souterraines se circulent dans des couches géologiques et celles-ci peuvent être confinées (captives), non confinées (libres), ou semi confinées (semi captives). Par exemple une nappe phréatique libre (non confinée), sous des conditions naturelles, sera plus affectée par l'intrusion de l'eau de mer qu'un aquifère confiné. Celui-ci se trouve sous un aquitard (couche de confinement très imperméable) et présente une pression plus haute que la pression atmosphérique.

Les estimations du poids pour chaque type d'aquifère G sont citées dans le tableau ???. Dans notre zone d'étude, l'aquifère est de type libre (non confiné), correspond à la classe 7,5 (figure 6.1).

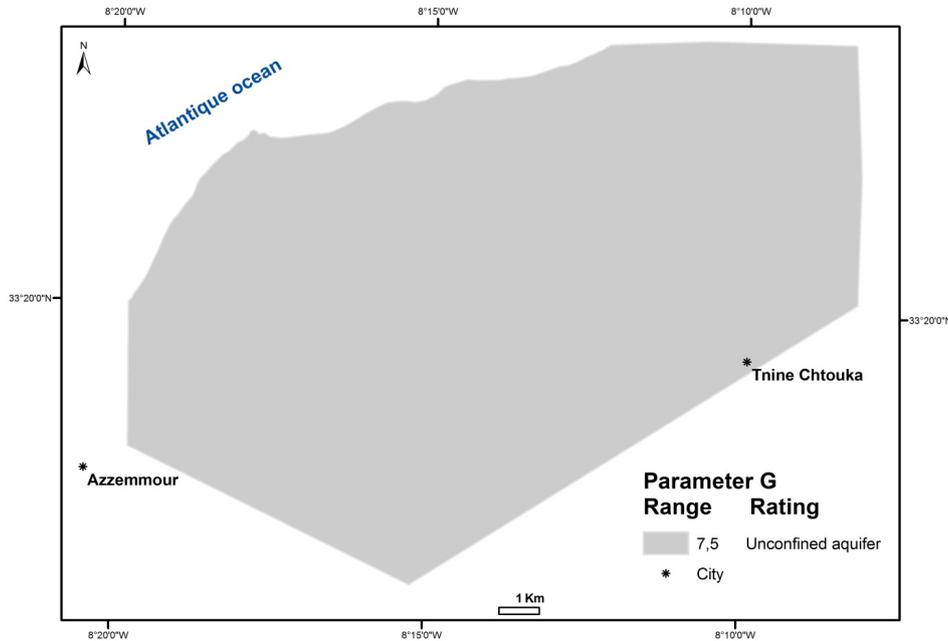


FIGURE 6.1 – Représentation du paramètre G dans l'aquifère de la Chaouia Côtière

6.2.2 La conductivité hydraulique de l'aquifère A

La conductivité hydraulique ou la perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle est mesurée notamment par le coefficient de perméabilité k défini par la loi de Darcy comme le volume d'eau gravitaire traversant de section perpendiculaire à l'écoulement en 1 seconde sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique (Castany, 1982).

Le mouvement de l'eau de mer vers la terre est influencé par la conductivité hydraulique : pour une conductivité plus élevée, l'intrusion de l'eau de mer serait plus significative, sauf s'il existe des couches d'argile ou des digues présentes parallèlement à la côte agirait comme un mur à l'intrusion de l'eau de mer. Une couche de confinement est une unité géologique de faible ou très faible conductivité hydraulique ($< 10^{-7} m/s$) alors que les formations considérées comme aquifères sont celles constituées de matériaux dont la conductivité hydraulique excède $10^{-4} m/s$ (Niazi, 2007).

On s'est basé sur des données des essais de pompage réalisées par Bentayeb en 1972 pour estimer la conductivité hydraulique de l'aquifère de la zone d'étude (figure 6.2).

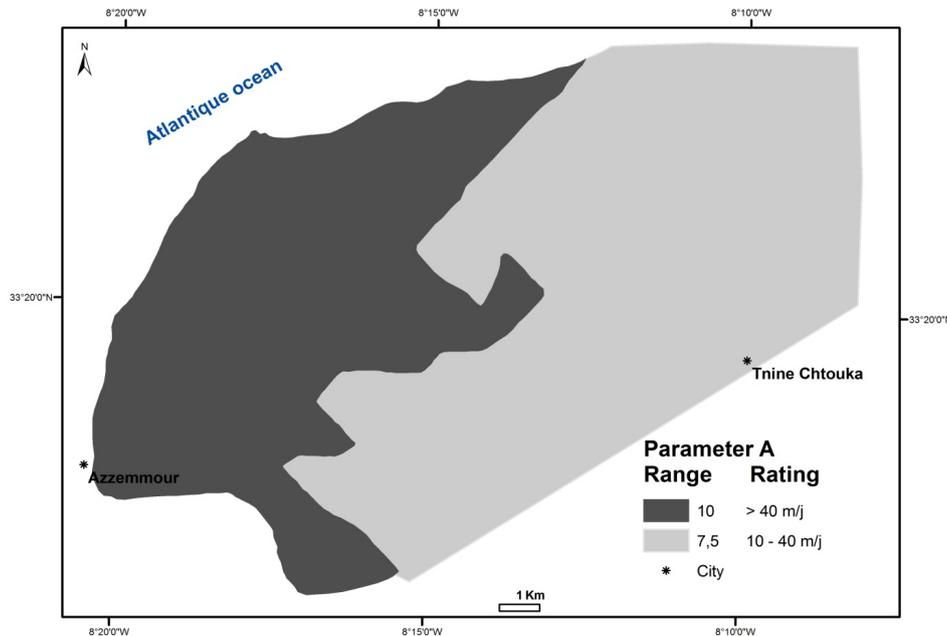


FIGURE 6.2 – Représentation du paramètre A (conductivité hydraulique) dans l'aquifère de la Chaouia Côtière

6.2.3 L'altitude de la nappe par rapport au niveau de la mer (L)

Le niveau des eaux souterraines par rapport à l'altitude moyenne de la mer est un facteur très important dans l'évaluation de l'intrusion d'eau de mer dans une région par ce qu'il détermine la possibilité de la pression hydraulique pour faire reculer le front de mer (Chachadi et *al.*, 2005). En générale les valeurs qui concernent les cotes minimales d'eau en dessous du niveau de la mer restent les plus significatives, car elles fourniraient la plus forte vulnérabilité possible à cette intrusion d'eau marine. Concernant la zone d'étude, nous avons utilisé les données relatives à la période de campagne piézométrique du janvier 2012 (figure 6.3).

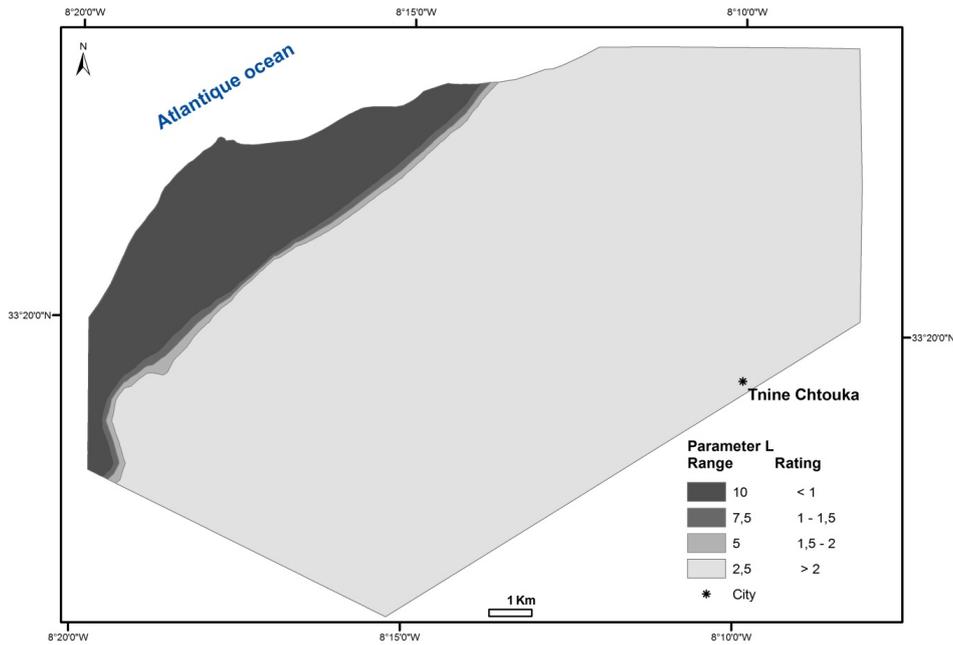


FIGURE 6.3 – Représentation du paramètre L, l'altitude de la nappe par rapport au niveau de la mer

6.2.4 La distance par rapport au rivage (D)

L'impact de l'intrusion de l'eau de mer diminue généralement quand on se déplace perpendiculairement du rivage vers l'intérieur. Ce paramètre a été estimé suivant trois distances (500 m, 750 m et 1 000 m) perpendiculairement à la ligne de côte et aux cours d'eau d'Oued Oum Er-Rbia. L'estimation maximale de 10 est adoptée pour la distance inférieure à 500 m de la côte, alors que la minimale (2) est attribuée pour toutes celles supérieures à 1 001 m. Les valeurs de 5 et 3 sont données, respectivement, aux distances de 500 à 750 m et de 750 à 1 000 m. La répartition du paramètre **D** de GALDIT de l'aquifère de la Chaouia Côtière est représentée sur la figure 6.4.

6.2.5 L'impact de l'intrusion saline présente dans la zone (I)

La formule utilisée dans ce présent travail est une simplification de celle présentée dans le travail de Chachadi et Lobo-Ferreira (2005). $Cl^- / [HCO_3^- + CO_3^{2-}]$. L'évaluation de ce paramètre a été déterminée pour les puits qui disposent des concentrations de ces anions. La distribution de ce paramètre GALDIT est présentée dans la fi-

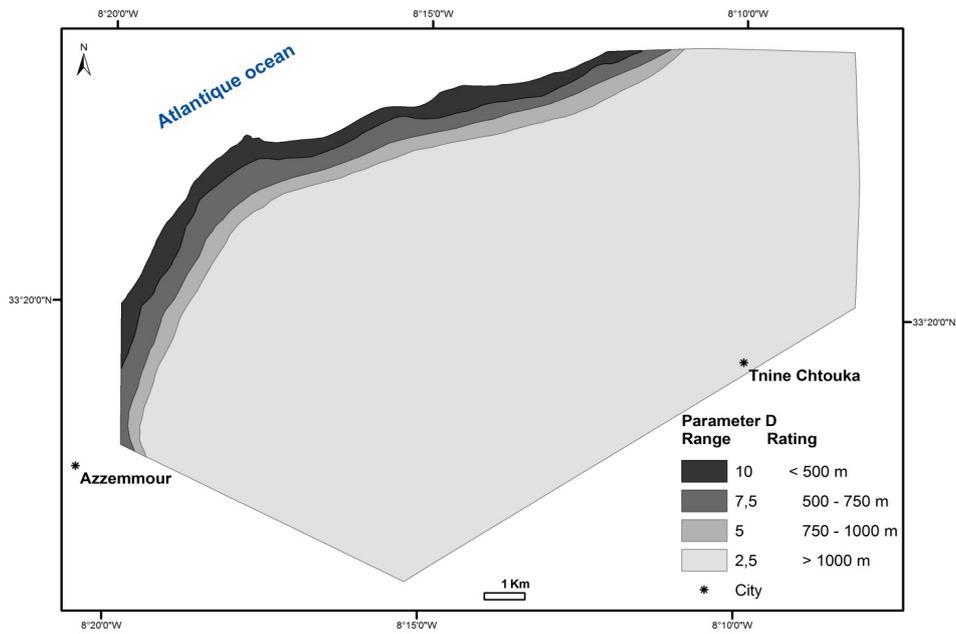


FIGURE 6.4 – Représentation du paramètre D, distance par rapport au rivage

gure 6.5. Les rapports utilisés pour la cartographie de ce paramètre sont notés sur le tableau 2.1.

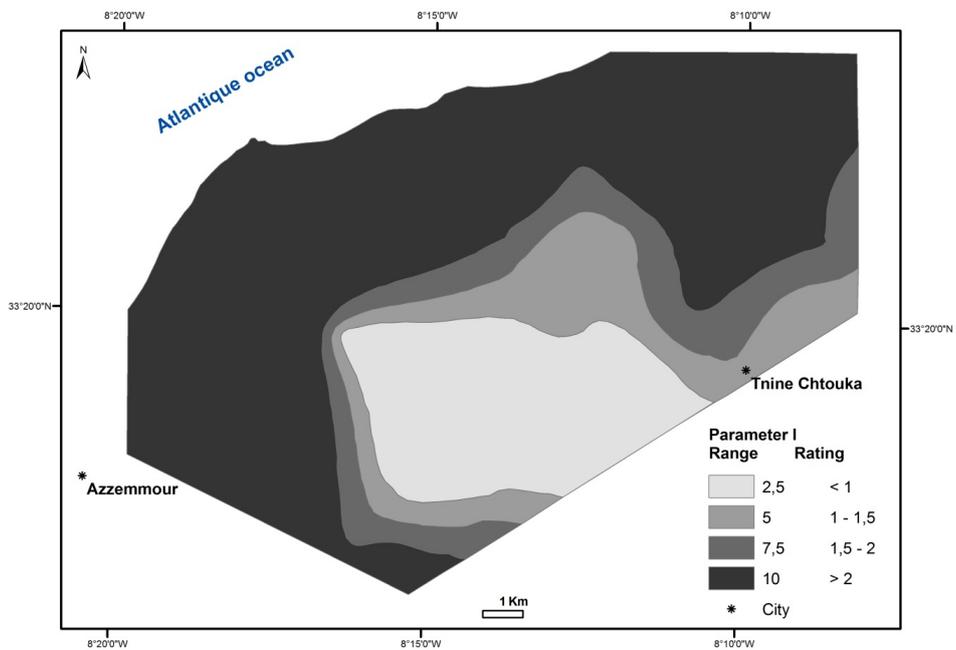


FIGURE 6.5 – Représentation du paramètre I : L'impact de l'intrusion saline

6.2.6 L'épaisseur de la nappe phréatique (T) ou l'épaisseur saturée d'un aquifère

L'analyse des profils de dépression piézométrique établis sur dix coupes hydrogéologiques utilisant les résultats de la campagne géophysique de 1971 montre que l'épaisseur saturée du Plioquaternaire est 10 m et 20 m dans la bande côtière. L'épaisseur des eaux souterraines est supérieur à 10 m correspond à la classe 10 (figure 6.6).

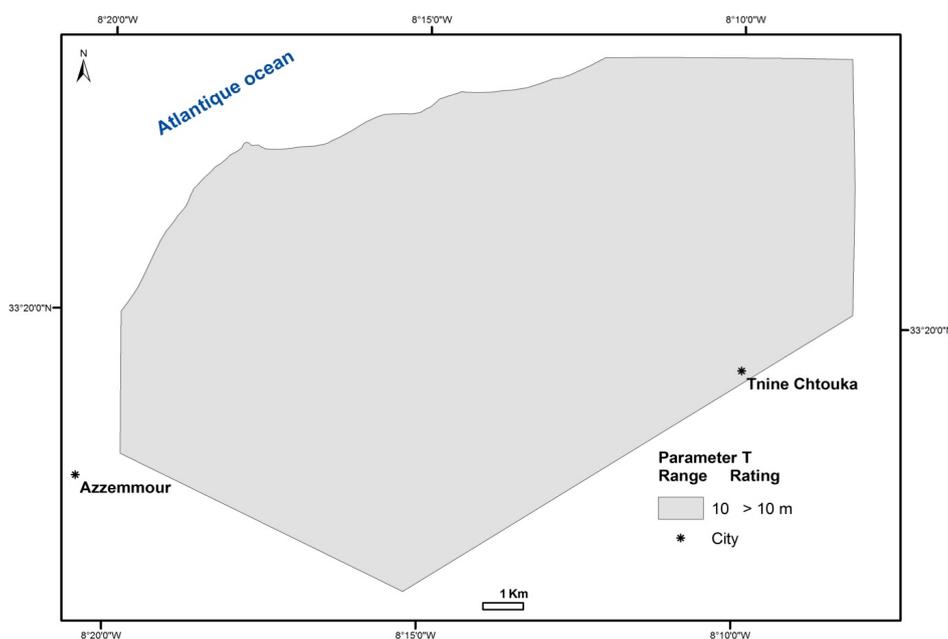


FIGURE 6.6 – Représentation du paramètre T : l'épaisseur de la nappe phréatique

6.2.7 L'indice de GALDIT sous les conditions actuelles du niveau de la mer

La superposition des différentes couches des paramètres définis et le calcul de l'indice de GALDIT dans un système d'information géographique permettent d'identifier les régions sensibles et susceptibles d'être affectées par une intrusion saline. La représentation cartographique de l'indice de GALDIT (figure 6.7) pour l'état actuel du niveau de la mer montre que la nappe est vulnérable à très vulnérable dans toute la zone d'étude.

Les secteurs littoraux dans la frange côtière et à proximité vers l'estuaire d'oued Oum-Er-Rbia représentent une forte vulnérabilité à l'intrusion d'eau de mer (Najib

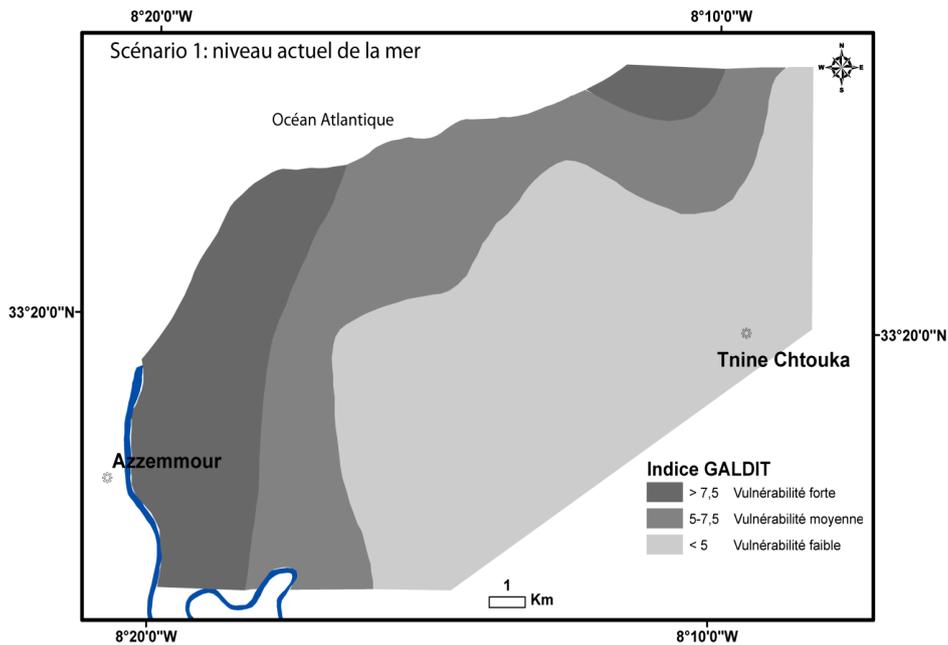


FIGURE 6.7 – Indice de GALDIT de l'aquifère de la Chaouia Côtière selon le scénario du niveau actuel de la mer

et *al.*, 2012). Cette vulnérabilité élevée est expliquée par la salinité élevée obtenue des eaux souterraines de la campagne du janvier 2012 dans le secteur d'étude et par une surexploitation de la nappe pour l'irrigation.

6.3 Conclusion

L'application de la méthode GALDIT au sud-ouest de la nappe de la Chaouia Côtière a permis d'évaluer l'impact de la remontée du biseau salé. Les eaux souterraines sont caractérisées par une basse vulnérabilité en amont et une vulnérabilité élevée en aval avec une contamination forte de l'intrusion marine dans la zone de côte et dans la proximité du fleuve d'Oum Er-Rbia. La nappe est plus vulnérable dans l'ensemble de la zone avec une forte contamination de l'intrusion dans la zone de rivage et oued Oum Er-Rbia avec 2000 *m* vers l'intérieur.

Au sud-ouest, l'extension maximale de l'intrusion saline est d'environ 2 *Km* à l'intérieur de la plaine de la Chaouia côtière, la partie nord-est est moins touchée

par l'invasion marine en raison avec le changement de la formation lithologique de l'aquifère.

L'avancée du front salé avancerait plus à l'intérieur de l'aquifère et peut être observée en réponse à un niveau d'eau plus haut prévu pour une élévation accélérée du niveau marin d'ici 2050 et 2100 selon les scénarios proposés par GIEC (2013). Elle serait plus marquée dans la zone sud-ouest entre Azemmour et Tnine Chtouka.

Chapitre 7

Étude géophysique

Sommaire

7.1	Introduction	154
7.2	Acquisition des données en tomographie de résistivité électrique 2D	155
7.3	Cartes de résistivités électriques apparentes	156
7.4	Résultats de l'inversion des profils de tomographie de résistivités électriques	170
7.5	Conclusion	197

*C*e chapitre traite une étude géophysique par tomographie électrique dans le but de cartographier l'extension de l'intrusion des eaux marines depuis le rivage jusqu'à l'intérieur des terres. Pour cela des profils électriques sont exécutés dans la région de la Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid) afin de déterminer les zones susceptibles d'être atteintes par les eaux marines. Ce chapitre est subdivisé en deux parties, la première est consacrée à l'analyse statistique des résistivités apparentes mesurées sur le terrain, pour voir leur répartition spatiale et distinguer le degré de salinisation des formations aquifères en fonction de la profondeur. La deuxième partie traite les résultats de l'inversion des données de tomographie par corrélation avec les données de forages existants et des puits mesurés à proximité des profils électriques.

7.1 Introduction

Durant la dernière décennie, un intérêt renouvelé pour la méthode géoélectrique a été observée. Cet intérêt est due au développement des dispositifs multi-électrodes, les systèmes d'acquisition rapide et les nouveaux algorithmes d'inversion (Martínez et *al.*, 2009). Les méthodes géophysiques basées sur la mesure de résistivité électrique restent les plus convenables pour étudier la problématique de la salinité des aquifères côtiers, du fait du contraste important de ce paramètre existant entre l'eau douce et l'eau salée. La technique de la tomographie de résistivités électriques (TRE) est particulièrement pertinente pour la caractérisation de la morphologie (ou géométrie) de la zone de transition eau douce-eau salée (Comte, 2008). Tout comme la majorité des méthodes géophysiques. Elle présente des intérêts non invasif et non destructif des structures géologiques, auxquels s'ajoutent une capacité de spatialisation et de temps d'acquisition rentables en terme de coûts et de rapidité (Lekmine, 2011). La méthode d'imagerie électrique 2D fut mise au point dans le but d'obtenir un modèle du sous-sol où la répartition de résistivité varie verticalement et horizontalement le long du profil.

Les premières applications de la TRE pour l'imagerie de la zone de transition eau douce-eau salée c'était en 2000 par les travaux d'Abdul Nassir et al sur un aquifère côtier de la Malaisie, ils ont montré, par croisement avec les données géologiques, de forages et les investigations des sondages électriques verticaux (VES) antérieures, que l'interface saline pouvait être précisément cartographiée. Dans la région Alt Empordà au nord de l'Espagne en 2011 Zarroca et *al.*, ont permis d'identifier et déterminer la géométrie des zones hyper salines caractérisées par des résistivités moins de $5\Omega.m$. Dans l'aquifère libre de Bou-Areg au NE du Maroc et grâce aux résultats de l'imagerie de tomographie électrique El Youti et *al.* en 2009 ont montré que la salinité augmente en profondeur et latéralement à l'intérieur de terre en conséquence de l'intrusion marine. Dans le Sahel d'Oualidia au Maroc, Fadili (2014) a montré à l'aide des profils de tomographie de résistivités électriques exécutés dans la zone côtière la limite de l'extension de l'intrusion marine. Citons également les travaux de Gurunadha Rao et *al.* (2011) en Inde, Satriani et *al.* (2012) en Italie qui ont localisé avec succès le plongement de l'interface saline dans l'aquifère côtier. Comte et Banton (2005) et Comte (2008) au Canada, en Nouvelle-Calédonie et au Sénégal ont montré, par couplage avec un modèle hydrogéologique du biseau salé, qu'outre la zone de transition eau douce-eau salée, les cônes de remontées salines sous les forages d'eau surexploités pouvaient également être détectés.

L'objectif de la présente étude est d'appliquer la tomographie de résistivités électriques (TRE) dans le but de cartographier la limite de l'intrusion marine à

l'intérieur de l'aquifère libre de la Chaouia côtière. Pour atteindre cet objectif, nous proposons premièrement une étude statistique des résistivités apparentes mesurées sur le terrain, afin de ressortir une classification et identifier géographiquement leur répartition spatiale. Les résistivités apparentes feront l'objet des cartes pour différentes pseudo-profondeurs.

La deuxième partie est consacrée aux résultats de l'inversion des profils de tomographie de résistivités électriques exécutés dans la zone, tout en détaillant un calage des résultats obtenus avec des connaissances hydrogéologiques et géologiques issues des sondages de reconnaissance.

7.2 Acquisition des données en tomographie de résistivité électrique 2D

Des profils tomographiques ont été exécutés dans le but de déterminer l'extension de l'intrusion marine dans son état actuel. La réalisation des profils de tomographie de résistivités électriques est obtenue en utilisant un résistivimètre de type Syscal Junior à 72 électrodes espacées de 5 m (annexe D) connecté par un câble multi-électrodes. Quinze profils ont été exécutés perpendiculaires à la ligne de la côte à l'exception du profil 15 qui est parallèle à la côte, la longueur des profils varie de 355 m à 625 m. La configuration Wenner-Schlumberger a été utilisée dans cette étude, elle est moins sensible au bruit avec une pénétration plus profonde (Loke et *al.*, 2010). Ce dispositif est caractérisé par une bonne résolution horizontale et verticale, permettant d'obtenir de bons modèles de résistivité en 2D. Les valeurs mesurées sur le terrain sont des résistivités apparentes, elles donnent en fait, une première image préliminaire de la structure électrique du sous-sol appelée pseudo-section (Dubois et *al.*, 2011).

Les valeurs de résistivité apparente sont inversées en un modèle 2D de résistivité réelle à l'aide du logiciel RES2Dinv (Geotomo Software).

L'inversion des données a été faite par la norme L1 proposé par Loke et Barker (1996), qui calcule l'inversion des données avec la méthode des moindres carrés (Dahlin, 1996) en utilisant une technique d'optimisation de quasi-Newton (Loke et Barker, 1996 ; Loke et Dahlin, 2002). L'algorithme d'inversion divise le sous-sol en blocs rectangulaires, la résistivité des blocs est ajustée de façon itérative pour minimiser la différence d'erreur RMS entre les valeurs de la résistivité calculée et les valeurs de la résistivité apparente (Loke et Barker, 1996 ; Sasaki, 1992 dans Satriani et *al.*, 2011).

7.3 Cartes de résistivités électriques apparentes

Dans le but de voir la répartition spatiale de la résistivité apparente et d'identifier des zones géographiques selon leur signature électrique, on propose dans ce paragraphe d'établir une cartographie des résistivités apparentes pour chaque pseudo-profondeur. Pour atteindre cet objectif nous utilisons les résistivités apparentes mesurées sur le terrain. Avant d'entamer cette étape nous proposons une étude statistique (analyse en composantes principales et classification hiérarchique ascendante) de l'ensemble des données de résistivités.

L'étude statistique permet de faciliter et décrire les résultats des résistivités apparentes enregistrées pour des pseudo-profondeurs variables suivant la distance entre les électrodes. Les variables sont les résistivités apparentes par profondeur donnée. Vu la masse élevée des points des résistivités apparentes mesurés, nous présentons dans cette étude les moyennes de résistivités apparentes mesurées aux différents niveaux de profondeurs (comme des variables) pour les quinze profils (tableau 7.1).

TABLEAU 7.1 – Moyennes des résistivités apparentes (Ohm.m) pour chaque profil en fonction des pseudo-profondeurs

Profils	Pseudo-Prof. (m)																							
	2,85	4,75	6,65	10,45	15,2	17,1	19	20,9	23,75	25,65	29,45	31,35	36,1	38	41,8	46,55	48,45	50,35	52,25	57	58,9	60,8	62,7	
P1	488,3	440,6	326,5	139,0	44,2	28,3	19,4	14,6	12,0	11,1	11,0	10,9	10,9	10,9	11,4	12,3	13,3	13,6	14,0	14,2	15,0	15,0	14,9	15,3
P2	108,3	102,8	91,1	73,6	61,0	56,5	52,4	47,9	43,2	40,1	34,5	31,5	25,6	24,1	21,5	20,1	19,6	19,2	19,1	19,2	19,2	19,7	19,5	19,5
P3	105,4	67,5	64,7	77,5	92,1	95,7	98,3	99,4	100,2	100,0	97,6	96,4	91,7	89,6	85,1	78,6	76,0	73,7	71,4	65,4	63,1	61,0	59,6	59,6
P4	216,0	217,3	191,8	120,2	63,5	48,7	38,1	30,9	26,4	24,4	24,6	23,3	23,5	23,0	23,4	24,7	24,8	24,9	25,3	25,3	25,4	25,7	26,7	28,3
P5	121,7	88,7	107,5	121,3	154,0	130,6	105,0	91,4	123,9	122,7	104,9	105,4	96,0	107,3	112,2	98,3	111,2	94,9	102,4	94,8	94,4	89,6	91,6	91,6
P6	313,4	179,2	131,0	119,4	125,7	128,5	130,7	131,5	133,2	134,5	133,9	132,8	130,1	128,0	124,1	118,4	117,9	114,8	111,9	110,8	110,0	102,5	102,5	102,2
P7	89,0	50,0	34,3	17,9	10,4	9,4	8,9	8,6	9,4	9,9	10,9	11,7	13,4	13,9	15,2	16,3	17,0	17,4	18,8	20,5	21,0	22,4	23,7	23,7
P8	269,7	272,6	293,7	298,1	261,6	244,8	229,3	215,9	201,7	190,3	164,9	155,8	130,8	120,7	98,4	86,8	82,9	79,8	76,5	66,2	64,1	60,2	58,4	58,4
P9	115,4	116,6	126,8	152,0	167,9	168,9	172,1	175,1	175,0	174,8	173,3	172,1	167,8	164,9	159,7	157,1	156,8	155,4	154,9	168,2	171,2	172,8	165,5	165,5
P10	123,3	140,7	147,8	157,3	164,1	166,7	168,6	169,5	170,6	168,7	167,7	169,4	170,1	170,1	173,9	177,6	179,1	177,8	179,6	181,1	181,8	182,7	181,8	181,8
P11	67,2	76,4	84,1	96,6	112,7	120,4	126,9	130,8	144,1	150,7	156,3	159,3	168,2	170,6	170,8	175,5	173,6	171,5	171,6	174,9	176,3	178,3	178,7	178,7
P12	147,4	118,9	108,0	103,2	104,4	105,0	106,1	107,1	109,5	110,6	112,2	112,7	114,6	117,4	116,5	121,3	125,4	128,0	130,2	133,0	134,8	135,9	135,9	135,9
P13	27,0	27,9	30,4	35,2	39,2	40,2	41,1	41,9	43,0	44,1	45,3	45,8	46,9	47,1	47,6	48,4	48,5	49,3	49,6	50,3	50,9	51,2	51,4	51,4
P14	95,2	91,0	82,9	69,6	63,9	62,8	63,5	64,0	66,9	68,2	70,8	71,9	74,6	75,3	77,5	79,7	80,4	81,1	81,3	80,3	79,7	79,3	79,0	79,0
P15	84,9	74,4	75,0	72,8	70,3	69,6	69,3	69,5	69,6	69,5	69,6	69,5	70,0	70,3	70,9	71,4	71,5	71,5	71,7	71,7	71,7	71,9	71,4	71,8

7.3.1 Classification hiérarchique ascendante

Pour mieux comprendre la relation entre les variables, nous avons utilisé la classification hiérarchique ascendante (CHA) par la méthode d'agrégation de type Ward. Cette méthode permet de structurer les données selon une typologie bien définie et une partition des individus en classes relativement les plus homogènes. C'est un système de classification qui utilise la distance euclidienne entre les individus ici les profils tomographiques électriques et le centre de gravité (moyenne). Il s'agit d'une distance géométrique dans un espace multidimensionnel (Chen, 2007).

La classification hiérarchique ascendante (figure 7.1) nous permet d'identifier trois groupes selon les résistivités apparentes. La classe 1 regroupe 33% des données à une distance de 7,47, les classes 2 et 3 se localisent à une distance légèrement plus grande, égale à 9,86.

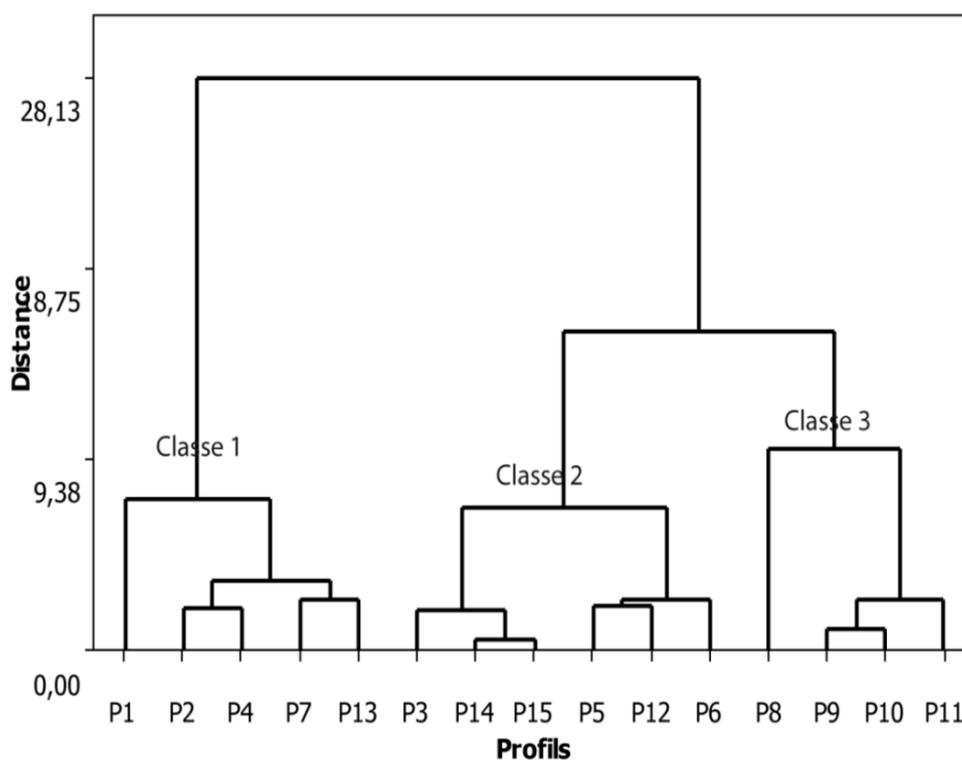


FIGURE 7.1 – Dendrogramme de la classification hiérarchique ascendante des profils tomographiques (liaison Ward, distance euclidienne)

La première classe 1 est présentée par les profils P1, P2, P4, P7 et P13 avec des faibles valeurs de résistivités apparentes, moins de 50 Ohm.m pour des pro-

fondeurs supérieures à 20 m (figure 7.2), à l'exception des profils P1 et P4, qui se caractérisent avec des fortes résistivités supérieures à la moyenne et à la médiane sur une profondeur de dix mètres (figure 7.3). Les résistivités apparentes des profils de cette première classe varient entre 23,9 *Ohm.m* et 185,7 *Ohm.m*. La deuxième Classe regroupe les profils P15, P14, P3, P5, P12, P6 avec des résistivités apparentes qui varient entre 89,9 *Ohm.m* et 144,6 *Ohm.m*. La troisième classe formée par les profils P8, P9, P10 et P11, avec des résistivités apparentes largement supérieures à la moyenne et à la médiane pour différentes profondeurs, elles varient entre 143,9 *Ohm.m* et 176,5 *Ohm.m*. La forte résistivité apparente observée à faible profondeur peut être due à une importante influence de l'hétérogénéité et à la nature des formations géologiques en surface.

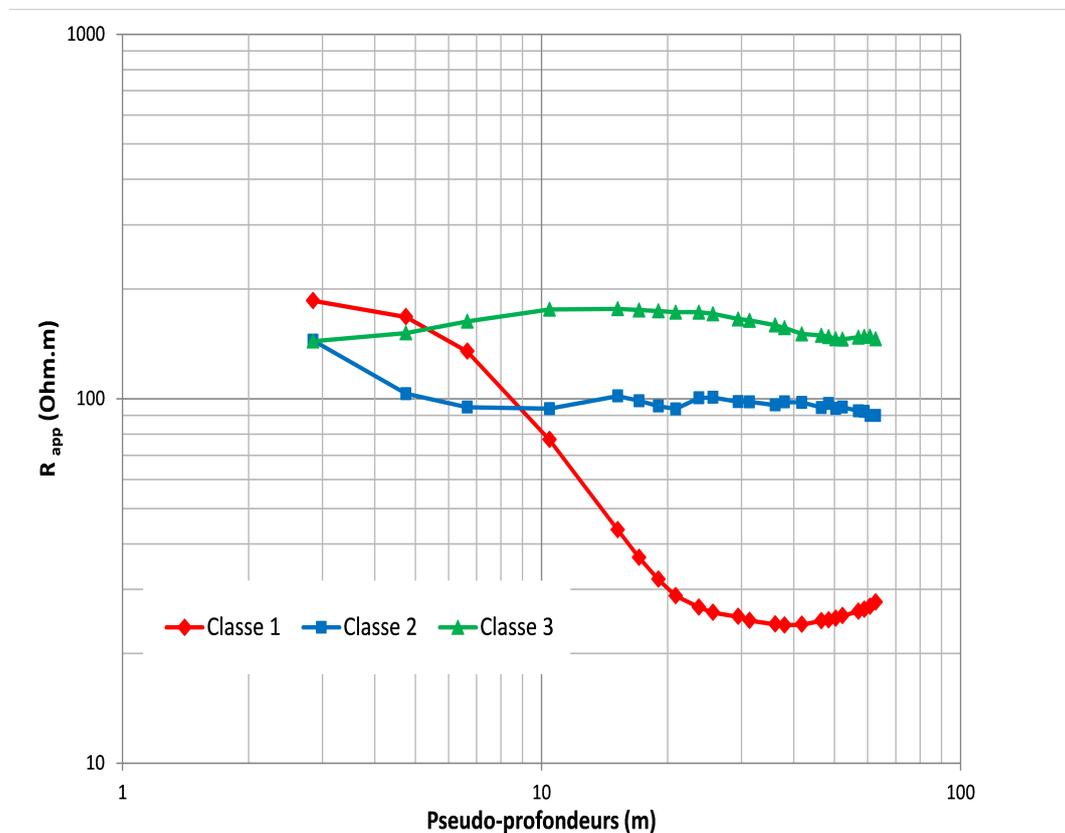


FIGURE 7.2 – Représentation des résistivités apparentes moyennes des trois classes en fonction de la profondeur

Le graphique des fonctions de répartition, des résistivités apparentes pour chaque profil montré sur la figure 7.4 confirme les classes trouvées auparavant dans la classification ascendante hiérarchique. Une première classe réunie des faibles résistivités

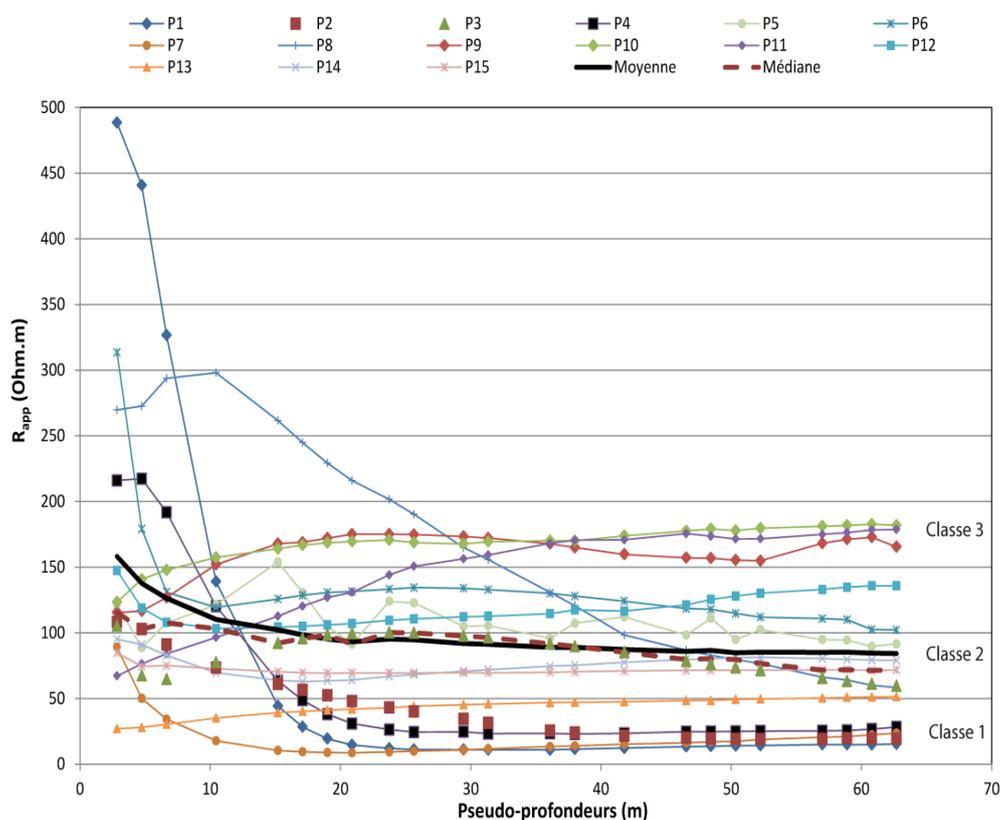


FIGURE 7.3 – Distribution de la résistivité apparente (ρ_{app}) pour tous les profils exécutés en fonction des pseudo-profondeurs

apparentes, la deuxième et la troisième classes regroupent les résistivités apparentes légèrement élevées par rapport à la première classe.

Les fonctions de répartition des résistivités apparentes mesurées pour quelques pseudo-profondeurs sont présentées en annexe D, elles montrent une tête de distribution vers les valeurs des résistivités apparentes élevées et une queue de distribution vers les faibles résistivités apparentes. Les valeurs de résistivités sont très étalées pour les premières mesures qui correspondent aux faibles profondeurs. On note une homogénéisation plus ou moins des résistivités et une concentration vers les faibles valeurs de résistivité, avec une tendance vers la diminution des résistivités en profondeur.

7.3.2 Analyse en composantes principales

Les données des résistivités apparentes traitées par la matrice de corrélation (tableau 7.2) montrent une augmentation des coefficients de corrélation en profondeur

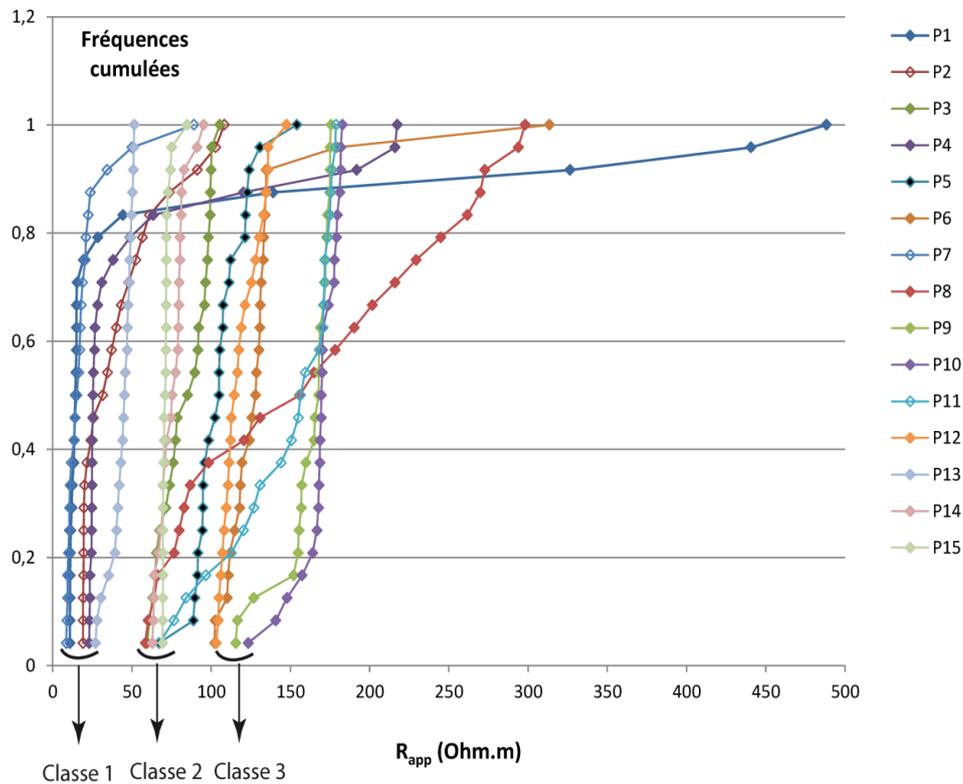


FIGURE 7.4 – Fréquences cumulées des résistivités apparentes pour les différents profils

dans le sens horizontal. Par contre dans le sens vertical il y a une diminution en profondeur des coefficients de corrélation qui s'explique par des coefficients négatifs surtout pour les profondeurs 2,85, 4,75 et 6,65 m qui représentent des résistivités plus élevées, traduisant l'influence importante des résistivités de terrains superficiels.

Les terrains superficiels présentent une grande hétérogénéité, et montrent des résistivités apparentes plus élevées et plus dispersées, les terrains plus profonds montrent des résistivités faibles et moins dispersées.

L'analyse en composantes principales (ACP) consiste en la représentation d'un nuage de points, qui correspond à une matrice de données avec N individus et P variables, dans un sous espace à P dimensions absorbant le maximum de la variance totale du nuage choisi de façon à optimiser un certain critère. Plusieurs critères permettent d'obtenir les composantes, le critère de l'inertie est le plus ancien dont le principe consiste à considérer chaque ligne du tableau de données comme un point dans un espace à P dimensions. Pour visualiser le positionnement des individus les uns par rapport aux autres, il faut projeter le nuage de points de l'espace à P dimensions sur un espace de plus faible dimension (Ding, 2010 dans Baba et *al.*, 2014).

La représentation des données sur les principaux axes sont transformés en nouvelles variables dites composantes principales. La projection de quinze profils tomographiques (individus) dans un espace à 24 dimensions (nombre de variables soit donc de résistivités apparentes pour chaque pseudo-profondeur) permet d'obtenir des cartes des individus et des variables avec les corrélations sur le premier plan factoriel formé par les axes F1 et F2 (figure 7.5). On obtient une première composante F1 très dominante, qui représente 75,47% de la variance totale, alors que la deuxième composante F2 n'absorbe que 17,8%, résumant ainsi la majorité de la variabilité représenté par 93% de dispersion de tout le nuage des points.

Le graphique du cercle des corrélations des variables sur le plan factoriel F1-F2 (figure 7.6), montre que les résistivités apparentes obtenues pour les grandes profondeurs sont corrélées positivement avec l'axe F1. La deuxième composante principale oppose les résistivités apparentes des profondeurs relativement faibles (2,85 m, 4,75 m, 6,65 m et 10,45 m) aux résistivités des grandes profondeurs (15,2 jusqu'à 62,7 m). On peut conclure que les profils de tomographie de résistivités électriques qui ont une composante positive sur l'axe F1 présenteront les plus faibles valeurs de résistivité apparente pour les grandes profondeurs, par contre les fortes valeurs de résistivités apparentes correspondent aux faibles profondeurs.

7.3.3 Conclusion

L'analyse statistique réalisée sur les quinze profils de tomographie de résistivités électriques exécutés dans la zone d'étude a permis d'identifier la présence de trois classes en fonction des résistivités apparentes (figure 7.7). Une première classe localisée dans les premiers kilomètres de la frange côtière, caractérisée généralement par des faibles résistivités apparentes observées au-delà de la profondeur 10 m. Une deuxième classe qui correspond aux profils de tomographie de résistivités électriques

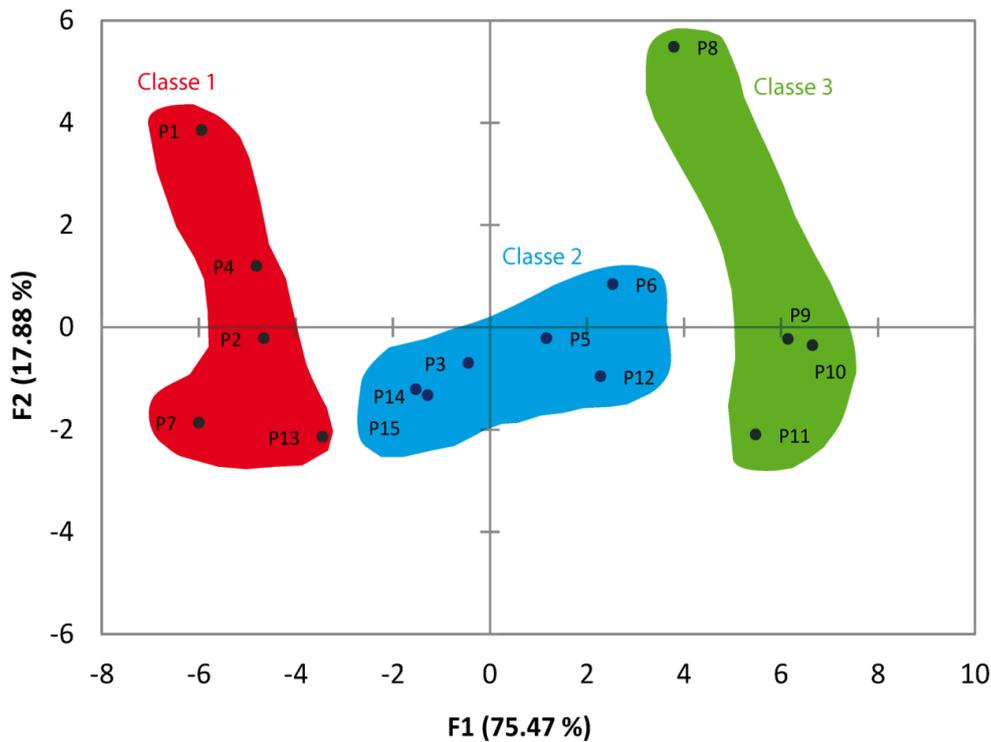


FIGURE 7.5 – Projection des profils tomographiques sur le plan factoriel F1-F2

qui sont localisés au-delà des profils de la première classe avec des résistivités apparentes moyennes. La troisième classe représente les profils tomographiques exécutés sur la zone de transition entre les formations de Crétacé au **SW** et le Paléozoïque au **NE**. Elle est caractérisée par des formations résistantes.

Les résultats de l'analyse en composantes principales confirment les classes trouvées précédemment, avec un sens d'augmentation des résistivités apparentes sur le premier axe factoriel F1 (absorbe 75,47% de la variance totale) de gauche vers droite. Les profils tomographiques avec une composante positive sur l'axe factoriel F2 présentent des résistivités apparentes élevées pour les faibles profondeurs (moins de 10 m). On note la présence des résistivités apparentes élevées en surface liées à l'hétérogénéité des terrains du Plioquaternaire.

7.3.4 Les cartes de résistivités apparentes

Les cartes de résistivités apparentes (cartes d'iso-résistivités) caractérisent la variation de la résistivité dans le sens horizontal d'une couche à une profondeur

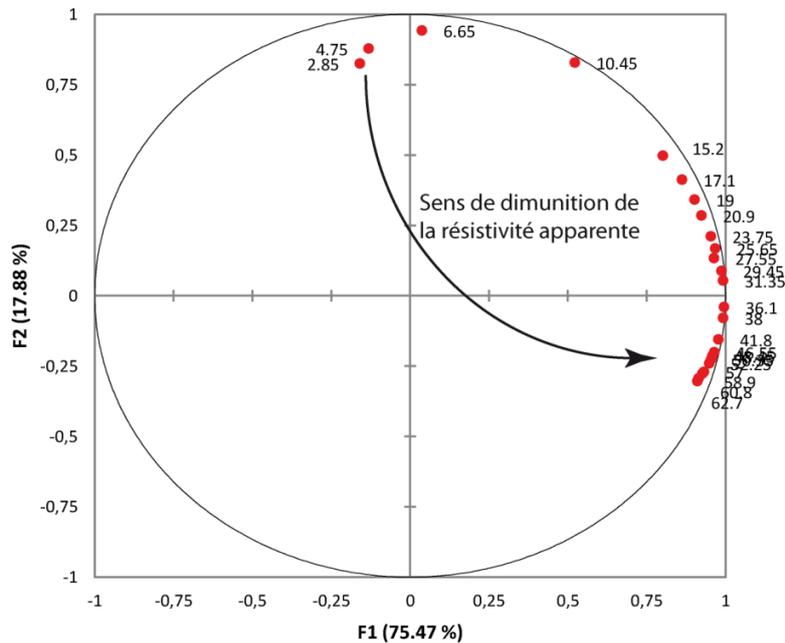


FIGURE 7.6 – Cercle des corrélations des variables sur le plan factoriel F1-F2

donnée (Harmouzi, 2010 ; Zarroca et *al.*, 2011 ; Fadili, 2014). Après la description statistique des résistivités apparentes, les résultats du traitement statistique nous a permis de déduire que les faibles résistivités sont observées à partir d'une profondeur de 10 m, et peuvent être attribuées aux formations aquifères saturées en eau de mer. Et dans le but d'identifier les zones géographiques selon la répartition des résistivités apparentes mesurées sur le terrain et pour déterminer les zones contaminées par les eaux marines, nous avons sélectionné les cartes de résistivités apparente qui correspondent aux pseudo-profondeurs 10,45 m, 15,2 m, 20,9 m, 31,35 m et 41,8 m. Ces pseudo-profondeurs sont calculées en utilisant la méthode de Barker (1989) pour un dispositif Wenner-Schlumberger, l'interpolation a été faite par la méthode de krigeage ordinaire avec le variogramme expérimental.

On va procéder à l'interprétation des différentes cartes de résistivités apparentes en fonction des profondeurs fixées.

Les données de la résistivité électrique apparente pour la profondeur 10,45 m (figure 7.8) sont globalement faibles et varient entre 8 et 45 Ohm.m dans la frange côtière entre Azemmour et Thine Chtouka et à l'extrémité nord-est de la zone de la zone d'étude.

La variation de la résistivité apparente, évolue du sud-ouest vers le nord-est, elle

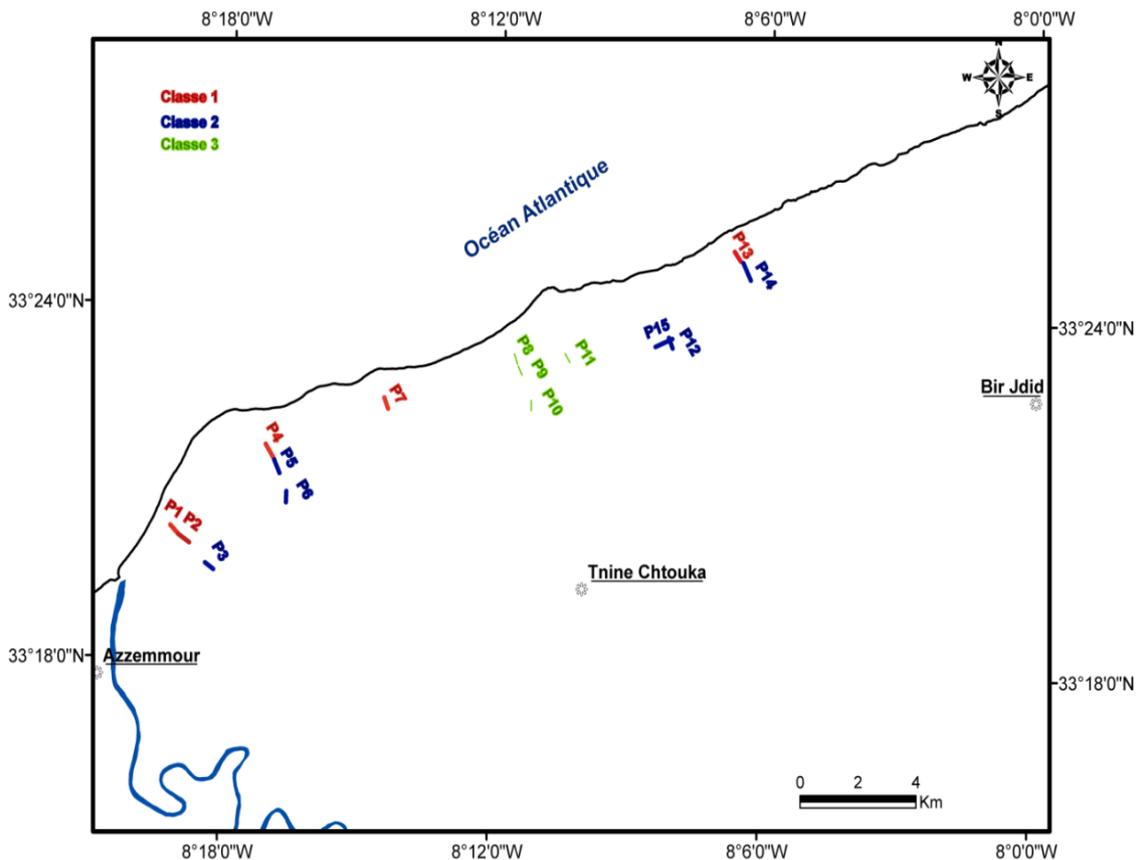


FIGURE 7.7 – Carte de localisation des classes obtenues par la classification hiérarchique ascendante

coïncide avec le changement de la lithologie des formations géologiques. L'extrémité de la partie SW est constituée d'un terrain résistant et représente des résistivités électriques apparentes de l'ordre de 101 à 214 $Ohm.m$. Les résistivités électriques apparentes au niveau du couloir de Tnine Chtouka sont comprises entre 101 et 711 $Ohm.m$, ces valeurs de résistivité élevées peuvent être attribuées au Plioquaternaire sec par corrélation avec le forage 4044/19 (annexe D).

La carte de résistivité apparente pour la pseudo-profondeur 15,2 m (figure 7.9), montre que les faibles valeurs de résistivité dominent la frange côtière (2 Km à l'océan) au nord-est et au sud-ouest de la zone, la résistivité atteint des valeurs de 7 à 76 $Ohm.m$, augmentant progressivement depuis la ligne de rivage jusqu'à l'intérieur des terres. Cependant, dans la zone située au centre (couloir de Tnine Chtouka), les valeurs de résistivité relativement hautes qui varient entre 117 et 480 $Ohm.m$, peuvent être attribuées à des formations non saturée par les eaux marines.

Pour la profondeur $20,9\text{ m}$, la carte de résistivité apparente (figure 7.10) est similaire à celle observée pour la pseudo-profondeur $15,2\text{ m}$. Les résistivités apparentes élevées atteignent les 324 Ohm.m dans le couloir de Tnine Chtouka jusqu'au rivage. Les faibles résistivités (7 à 34 Ohm.m) sont enregistrées au SW de la zone d'étude dans la bande côtière entre Azemmour et Tnine Chtouka. Les résistivités apparentes qui varient entre 34 et 73 Ohm.m sont enregistrées au nord-est le long de la bande côtière.

La figure 7.11 montre la carte de résistivité apparente générée pour la pseudo-profondeur $31,35\text{ m}$, elle montre une augmentation de la résistivité dans la zone centrale au niveau du couloir de Tnine Chtouka, avec des valeurs de résistivités comprises entre 117 et 193 Ohm.m , ce qui en concordance avec les faibles conductivités électriques mesurées dans les puits W11 ($3,2\text{ mS/cm}$) et W12 ($1,5\text{ mS/cm}$) situés dans cette zone (tableau 7.3). Des valeurs de faibles résistivités (entre 8 et 45 Ohm.m) sont observées à l'extrémité SW diminuant progressivement vers l'intérieur de la zone. Au nord-est les résistivités sont légèrement élevées (supérieures à 46 Ohm.m) par rapport à celles enregistrées en profondeur ($20,9\text{ Ohm.m}$).

La carte d'iso-résistivité pour la pseudo-profondeur $41,8\text{ m}$, illustrée sur la figure 7.12, montre la même configuration que les cartes précédentes, elle permet de mettre en évidence une zone résistante au centre avec des résistivités allant de 136 jusqu'à 214 Ohm.m le long du rivage, et une zone conductrice dont la résistivité varie entre 10 et 36 Ohm.m entre Azemmour et Tnine Chtouka. Sur cette carte dans la partie de l'extrême nord-est de la zone d'étude, on note une augmentation des résistivités apparentes et par conséquent une évolution du niveau conducteur observé sur les cartes précédentes vers un niveau plus résistant (49 à 108 Ohm.m).

7.3.5 Conclusion

La distribution spatiale des résistivités apparentes pour les différentes pseudo-profondeurs permet de mettre en évidence la présence des formations saturées par l'eau de mer le long de la frange côtière, à l'exception de la zone passant par le couloir de Tnine Chtouka où on observe des fortes résistivités qui peuvent être attribuées aux formations résistantes non saturées par l'eau de mer.

Généralement les valeurs de résistivité de l'eau de mer sont en dessous de 1 Ohm.m , en effet l'eau de mer a une résistivité moyenne de $0,2\text{ Ohm.m}$, dans les zones côtières les résistivités d'une couche saturée en eau salée varient entre 8 et 50 Ohm (Bauer et al., 2006 dans Fadili, 2014). Ce qui nous permet de déduire que les zones influencées par les eaux marines sont localisées entre Azemmour et Tnine Chtouka sur la

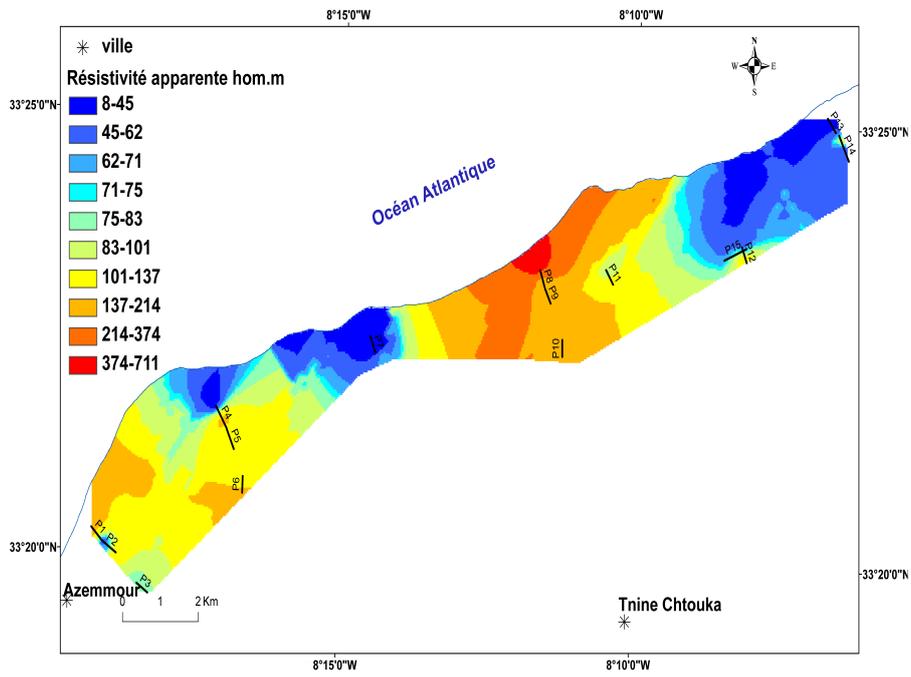


FIGURE 7.8 – Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 10,45 m

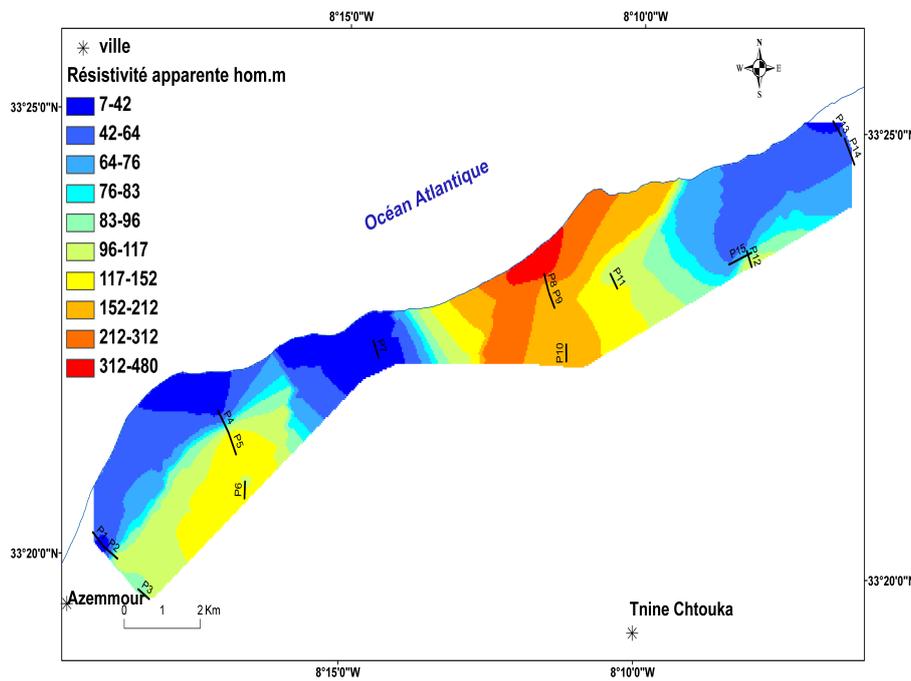


FIGURE 7.9 – Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 15,2 m

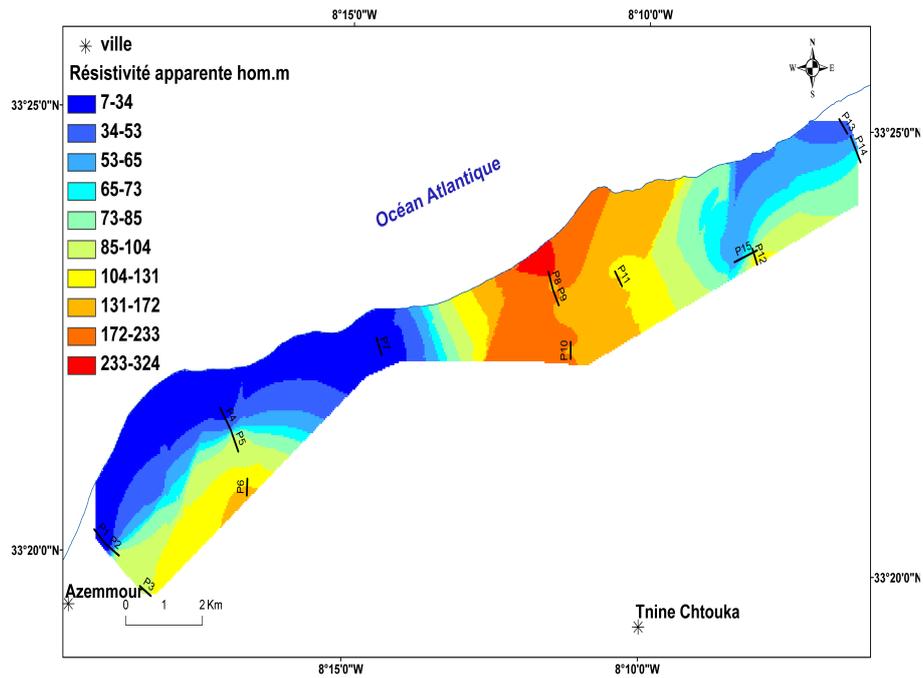


FIGURE 7.10 – Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 20,9 m

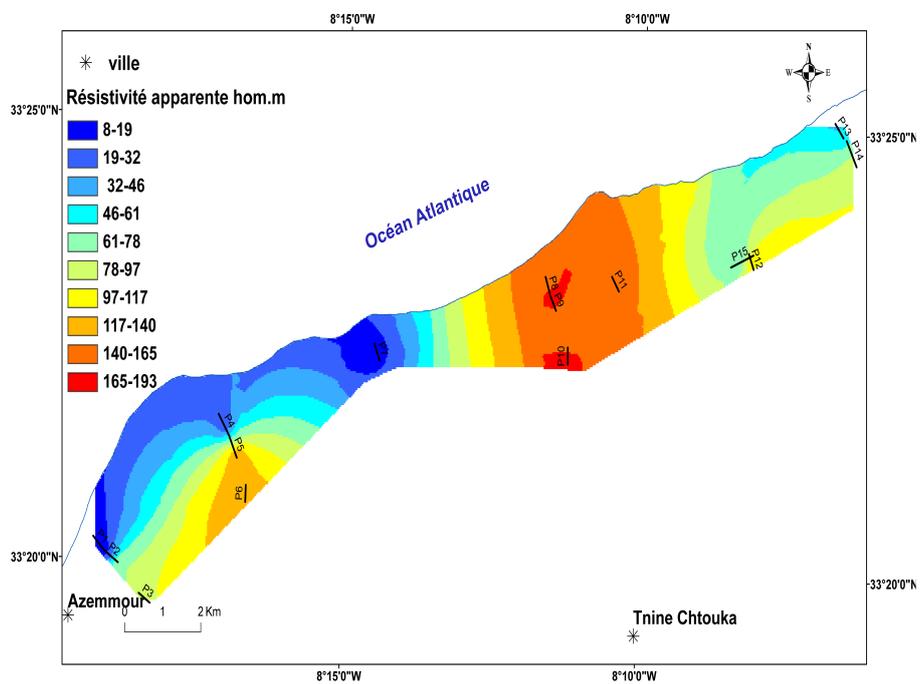


FIGURE 7.11 – Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 31,35 m

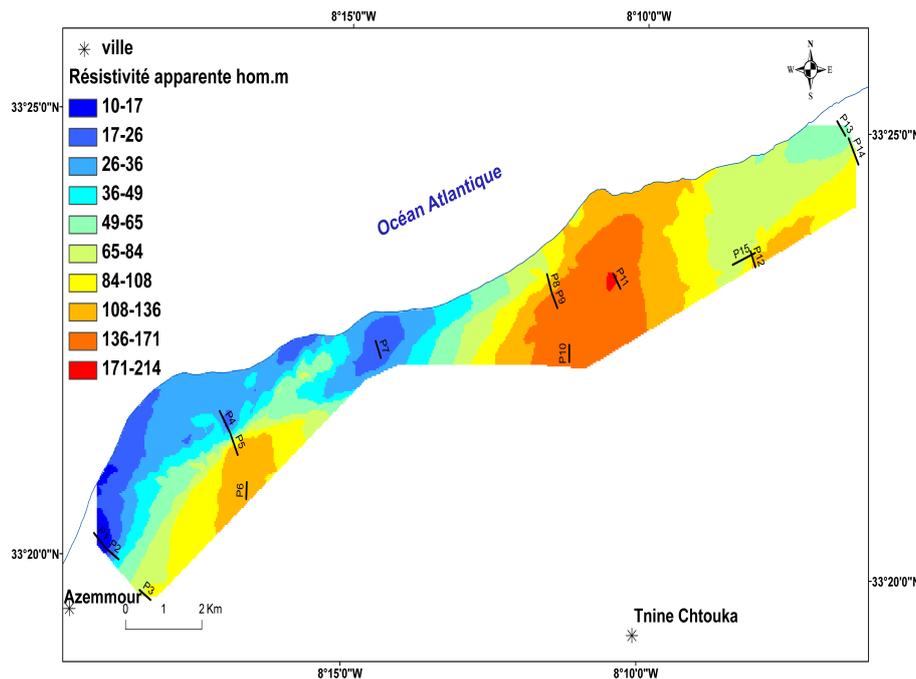


FIGURE 7.12 – Carte de résistivité apparente de la pseudo-profondeur 41,8 m

bande côtière avec des résistivités faibles qui varient entre 7 et 40 $Ohm.m$ jusqu'à des profondeurs de 41,8 m dans la zone SW et 31,35 m au NE de la zone d'étude (Bir Jdid). Les résistivités élevées (de 100 à 711 $Ohm.m$) qui sont localisées le long du couloir de Tnine Chtouka correspondent probablement aux formations saturées par des eaux saumâtres à douces ; les puits localisés dans cette zone présentent des conductivités électriques de l'ordre de 1,5 à 4 mS/cm .

7.4 Résultats de l'inversion des profils de tomographie de résistivités électriques

L'interprétation des résultats issus de l'inversion des profils de la tomographie de résistivités électriques est réalisée en tenant compte des trois classes obtenues à partir de l'analyse statistique traitée précédemment (figure 7.7).

7.4.1 Inversion des profils de la première classe

La première classe englobe les profils exécutés dans les deux premiers kilomètres par rapport à la mer, elle est caractérisée par des faibles résistivités électriques

qui varient entre $23,9\text{Ohm.m}$ (à partir de la profondeur 10m) et $185,7\text{Ohm.m}$ (en surface).

Le profil de TRE P1 (figure 7.13), orienté NW-SE perpendiculairement et à 700m de l'océan. La longueur totale du profil est de 355m avec une pseudo-profondeur d'investigation de 70m et un RMS de $2,7\%$ (figure 7.13). Ce profil montre l'existence de deux types de résistivités, un résistant en surface de 10m d'épaisseur de 100 à 800Ohm.m , un conducteur de faibles résistivités de 4 à 36Ohm.m est observé à partir de la profondeur 10m . La conductivité électrique mesurée dans le puits W1 (tableau 7.3) à proximité de l'électrode 36 est de $10,7\text{mS/cm}$ sur une profondeur d'eau de 9m , la profondeur de la nappe mesurée dans ce puits coïncide parfaitement avec le toit du conducteur observé sur le profil P1. Le calage de ce profil avec le forage 1388/19 (annexe D) permet d'attribuer le résistant au grès et sable sec du Plioquaternaire et le conducteur à l'aquifère marno-calcaire (Crétacé) chargé en eau salée. L'application de la formule d'Archie (équation 5.3) avec les données de porosité de la formation aquifère (2 à 10%) et la conductivité électrique mesurée dans le puits W1 donne des résistivités qui varient entre 5 et $63,3\text{Ohm.m}$, ce qui confirme les résistivités trouvées sur le profil P1.

TABLEAU 7.3 – Caractéristiques des puits utilisés

Puits	X	Y	Z	Profondeur d'eau (m)	CE (mS/cm)
W1	228556,3	307561,4	9	9,2	10,7
W2	228853,6	307259,2	17	14,2	8,9
W3	229617,0	306700,0	38	36	4,6
W4	229780,6	306610,4	29	32	4,03
W5	231825,1	309893,9	11	10,4	6,0
W6	232097,6	309426,1	42	27,0	5,2
W7	232118,2	309835,9	21	15,0	8,9
W8	232208,9	306543,1	33	27	4,4
W9	235816,3	311649,5		2,5	3,3
W10	240508,6	312595,0	34	31,0	4,3
W11	240673,2	312429,7	36	46,0	3,2
W12	240372,0	308356,5	44	37,4	1,5
W13	241970,5	313568,9	22	19,2	4
W14	245498,8	313706,8	28	18	3,8
W15	248130,8	315882,0	11	0,4	7,5
W16	247943,2	316180,8	7	2,5	6,6
W17	248463,9	315633,1	18	11,2	5,4
W18	245510,9	311506,9	34	17,6	2,4
W19	245357,5	313819,5	19	13	1,8
W20	245247,8	313656,0	19	14	2,3

Le deuxième profil P2 (figure 7.14) est un prolongement vers le sud du profil P1 avec un roll along (c'est une technique applicable à la TRE permettant d'augmenter la rapidité de reconnaissance de la méthode (Fagier, 2011); il est exécuté sur une longueur de 445 m et distant de la mer de 1 085 m). Il montre la présence d'une formation résistante en surface de 70 à 700 *Ohm.m*, on assiste à une augmentation de l'épaisseur de cette formation en allant vers le SE conséquence de la variation de la topographie. En profondeur, apparaît une formation conductrice caractérisée par des faibles résistivités de 4 à 36 *Ohm.m* qui s'approfondie vers le sud. Le calage avec le forage 1388/19 permet d'attribuer la formation conductrice au marno-calcaire du Crétacé et le résistant au grès et sable Plioquaternaire.

La profondeur de la nappe mesurée dans le puits W2 localisé à proximité de l'électrode 36 est de 15 m, elle s'accorde avec le toit du conducteur enregistré sur le profil. La conductivité électrique de la nappe mesurée à cette profondeur est de 8,9 *mS/cm*. Les résistivités obtenues par l'application de la loi d'Archi (1942), sur la base des données du puits W2 et la porosité de la formation aquifère (2 à 10%), sont de 2,3 jusqu'à 76 *Ohm.m* confirmant ainsi les résultats obtenus par la tomographie de résistivités électriques.

Le profil P4 a été exécuté sur une distance de 1 460 m perpendiculairement à l'océan (figure 7.15), sur une longueur de 535 m avec deux "roll along", il montre un résistant en surface avec des résistivités allant de 159 jusqu'à 700 *Ohm.m* et un conducteur avec des résistivités qui varient entre 4 et 17 *Ohm.m*. L'étalonnage de P4 par le forage 3267/1 permet d'attribuer le résistant au grès et sable du Plioquaternaire et le conducteur au marne et calcaire de Crétacé chargé en eau salée. Le puits W5 situé à proximité de l'électrode 57 est caractérisé par une conductivité électrique des eaux souterraines de l'ordre 6 *mS/cm* avec une profondeur de d'eau de 10,4 m, qui correspond exactement au conducteur du profil. L'application de la loi d'Archie (équation 5.3) nous a permis de déterminer les résistivités de la formation conductrice du Crétacé qui est comprises entre 9,2 et 112 *Ohm.m*.

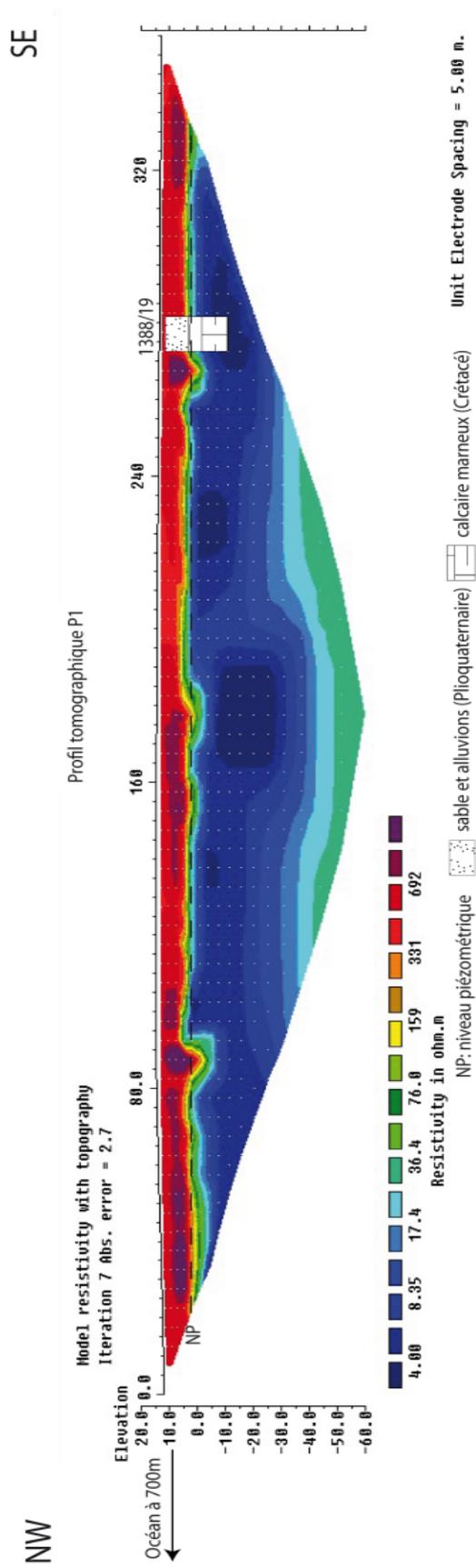


FIGURE 7.13 – Profil de tomographie de résistivité électrique P1

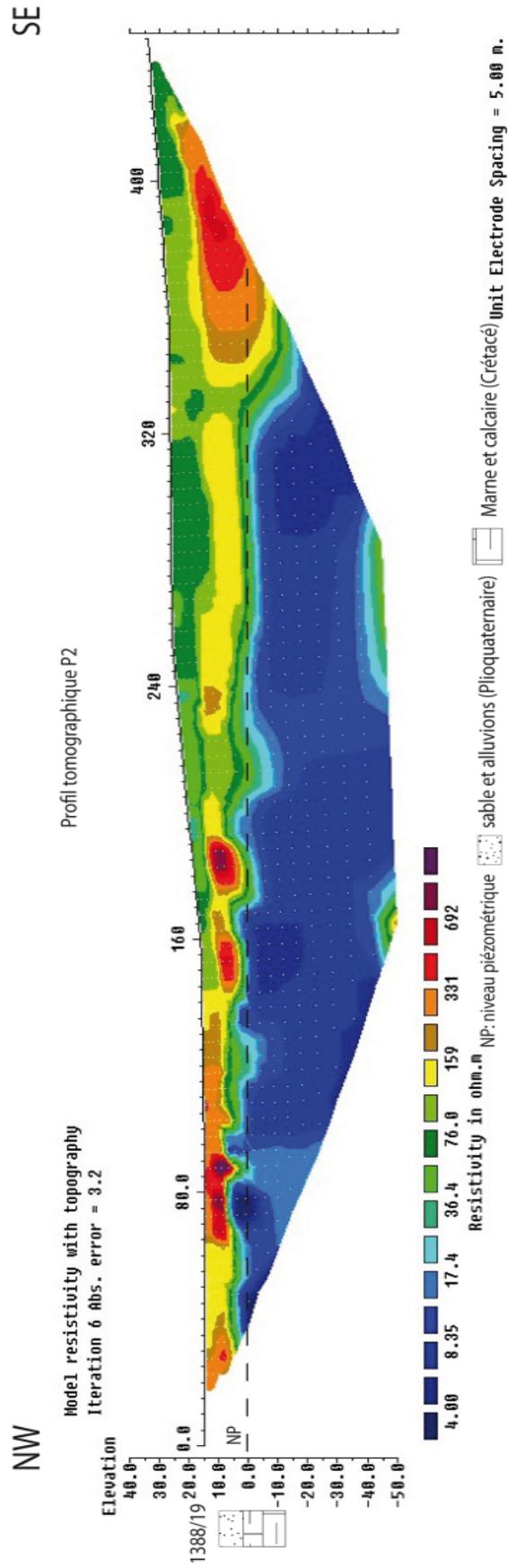


FIGURE 7.14 – Profil de tomographie de résistivité électrique P2

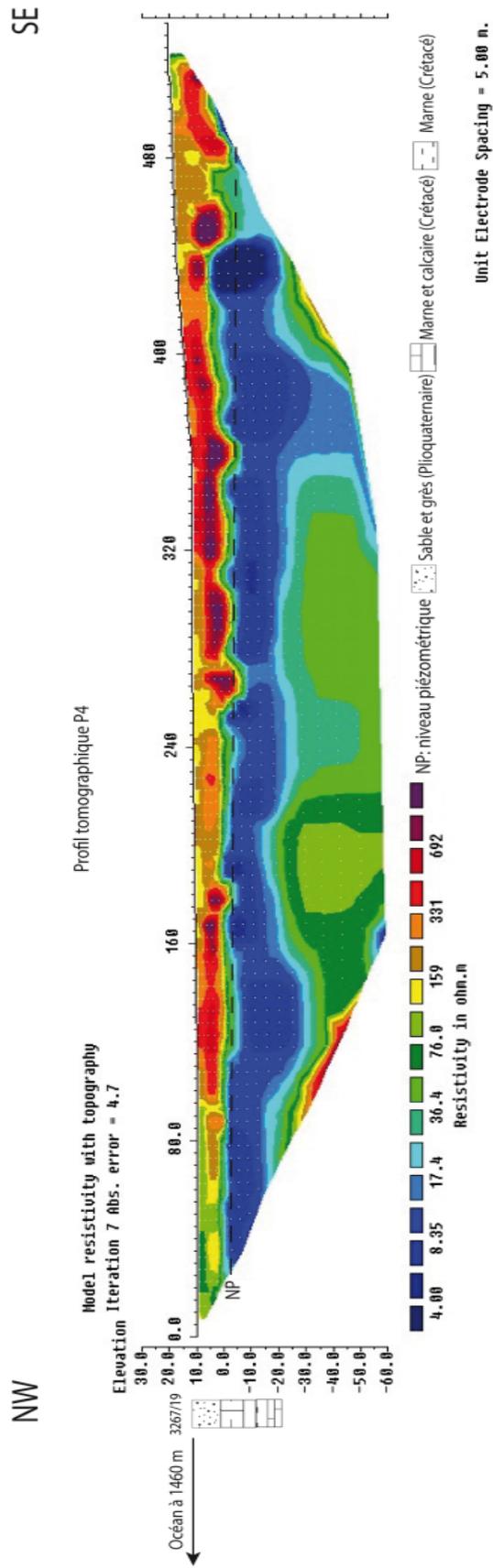


FIGURE 7.15 – Profil de tomographie de résistivité électrique P4

Situé à 1 270 m perpendiculairement à la ligne de côte, le profil 7 est exécuté sur une longueur de 355 m (figure 7.16). Les résultats de l'inversion montrent des résistivités faibles sur une profondeur de 10 m, qui varient de 4 à 36 *Ohm.m*. Ces résistivités faibles correspondent à l'aquifère saturé en eau saumâtre. La conductivité électrique mesurée dans le puits W9 localisé à proximité de l'électrode 1 est de 3,3 *mS/cm* sur une profondeur de 2,5 m, qui est bien corrélé avec le toit du conducteur. En dessous apparaît une couche à 40 m de profondeur dont la résistivité varie de 100 à 700 *Ohm.m*.

En considérant les porosités des formations aquifères Plioquaternaire et Crétacé (tableau ??), une porosité entre 5 et 20% a été utilisée pour le calcul de la formule d'Archie (équation 5.3). A partir des données du forage 1358/19 (annexe D) et la conductivité du puits W9 on obtient des résistivités entre 3,6 et 53 *Ohm.m* qui sont bien corrélées à la gamme des résistivités du conducteur.

Le profil tomographique P13 a été exécuté vers le nord-est de la zone de la Chaouia côtière où affleure le Paléozoïque formé par des schistes, une partie altérée de ces schistes forme un important aquifère dans cette zone. Le profil 13 est exécuté à 540 m perpendiculairement à l'océan (figure 7.17), il montre un conducteur en surface dont les résistivités varient entre 10 et 40 *Ohm.m* qui sont attribuées aux zones marécageuses. Une zone résistante apparaît en profondeur, dont les résistivités varient entre 100 et 200 *Ohm.m*; elle correspond, par corrélation avec le sondage 1206/19 (annexe D) aux schistes. Les valeurs des résistivités enregistrées du conducteur peuvent être liées à la faible porosité des schistes (0,7 à 2% (Younsi, 2001)), qui pourrait jouer un rôle d'écran limitant l'avancement de l'intrusion marine dans cette zone.

On peut conclure que les profils tomographiques de la classe 1 qui sont alignés perpendiculairement à la côte dans le sens d'écoulement des eaux souterraines, montrent l'existence d'un résistant avec des fortes résistivités jusqu'à 700 *Ohm.m*. Ce résistant est attribué aux sables, alluvions et grès du Plioquaternaire sec. En profondeur un conducteur avec des faibles résistivités (4 à 36 *Ohm.m*) correspond au marno-calcaire de Crétacé imbibé en eau salée à saumâtre. Vers le nord-est on assiste à une légère augmentation des résistivités du conducteur (10 à 40 *Ohm.m*) s'expliquant par le changement de la lithologie.

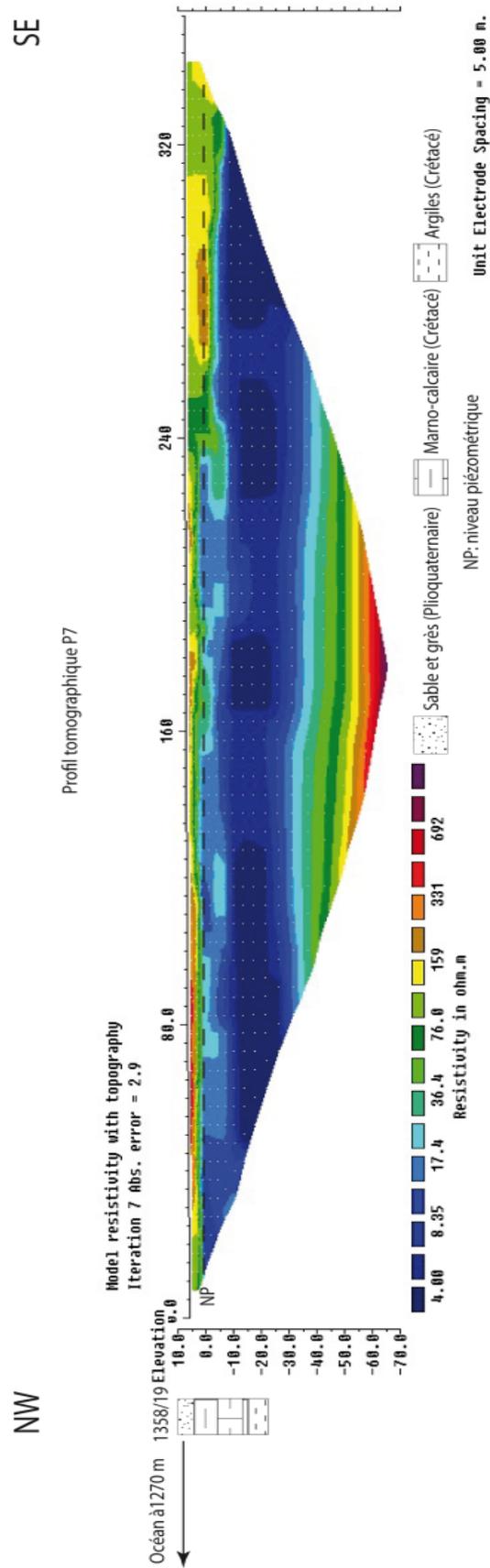


FIGURE 7.16 – Profil de tomographie de résistivité électrique P7

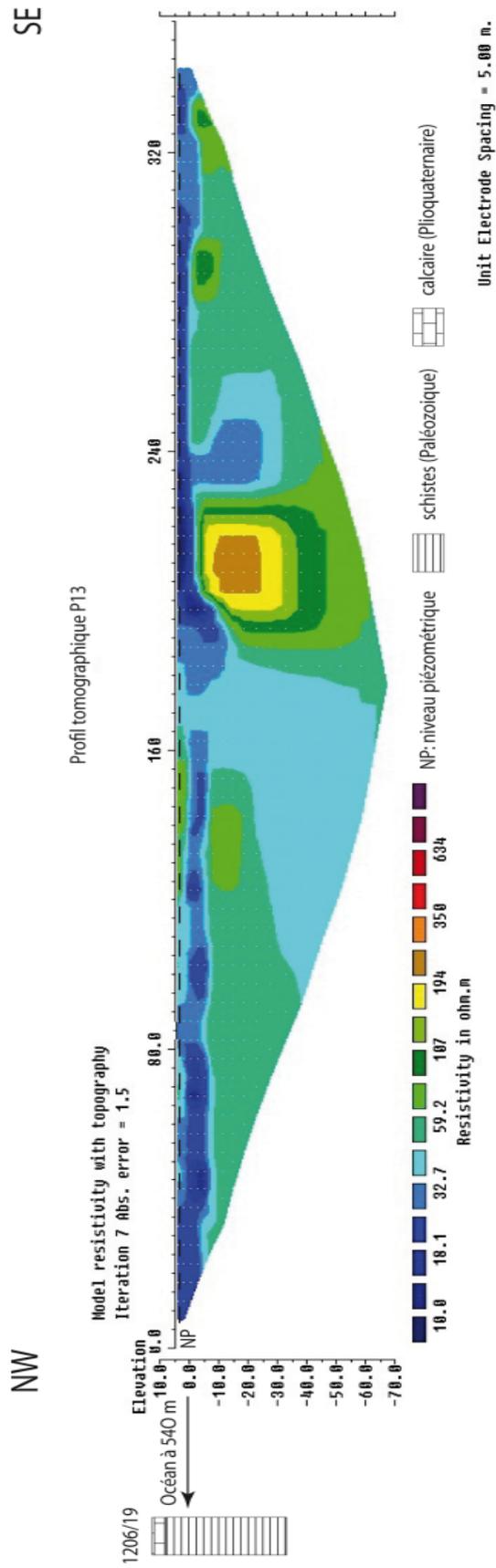


FIGURE 7.17 – Profil de tomographie de résistivité électrique P13

7.4.2 Inversion des profils de tomographie de résistivités électriques de la deuxième classe

La deuxième classe constituée par des profils localisés au-delà de 2 Km par rapport à la mer avec des résistivités de 89,9 *Ohm.m* (mesurées à partir de la profondeur 60 m) et des résistivités de 144,6 *Ohm.m* enregistrées en surface.

Le profil P3 a été exécuté sur une distance de 2300 m par rapport à l'océan et une longueur totale de 355 m (figure 7.18). C'est le prolongement du profil P2 vers le SE, ce profil est étalonné par le forage 4102/19 dont la profondeur est de 80 m ; il montre l'existence d'un niveau résistant caractérisé par des résistivités qui varient entre 76 et 700 *Ohm.m*, qui sont attribués aux grès et sables du Plioquaternaire. A 40 m de profondeur on observe un niveau aquifère caractérisé par des valeurs de résistivités qui varient entre 17 et 36 *Ohm.m*, ce niveau est attribué aux formations cénomaniennes saturées en eau douce par corrélation avec le forage 4102/19.

La formation conductrice du profil P3 est caractérisée par des résistivités plus élevées par rapport à celles observées au niveau des profils P1 et P2, ce qui nous laisse suggérer que la diminution de la saturation en salée qui est confirmé par la conductivité électrique mesurée dans les puits W3 et W4 sur une profondeur respectivement de 36 m et 32 m.

Les résistivités de la formation conductrice obtenues par l'application de la formule d'Archie (équation 5.3) sont de 12 à 147 *Ohm.m*, qui sont corrélables avec les résistivités obtenues sur ce profil.

Le profil P5 est la continuité du P4 vers le sud-est à 2021 m par rapport à l'océan, sur une longueur de 445 m réalisé avec un "roll along" (figure 7.19). Les résultats de l'inversion montrent une formation résistante de 76 à 700 *Ohm.m* et une formation conductrice de 4 à 36 *Ohm.m* observée à partir de 30 m de profondeur, le conducteur s'atténue vers l'électrode 160 m. Le calage de ce profil avec le forage 4104/19 permet d'attribuer la formation résistante aux grès et sables du Plioquaternaire. La formation conductrice attribuée au marno-calcaire du Cénomani (Crétacé). La conductivité électrique mesurée dans le puits W7 est de 8,9 *mS/cm*, ce puits est localisé à proximité de l'électrode 18 avec une profondeur d'eau de 15 m. Les eaux du puits W6 qui sont localisés à proximité de l'électrode 47 sont caractérisées par une conductivité électrique de 5,2 *mS/cm* et une profondeur de 27 m par rapport au sol.

Le calcul de la résistivité par la formule d'Archie (équation 5.3) à partir de la conductivité de puits W7 montre des valeurs allant de 6,2 à 76 *Ohm.m*. Quant au puits W6 les résistivités varient entre 10,6 et 130,2 *Ohm.m*.

Le sixième profil P6 est aligné avec le profil P5 sur une longueur de 355 m et une distance de 3066 m par rapport à la côte (figure 7.20). Il montre l'absence des faibles résistivités qui sont observées dans les profils précédents, il est caractérisé généralement par une formation résistante en surface avec une faible épaisseur qui correspond probablement au sol, en dessous apparaît une formation conductrice avec des résistivités qui varient entre 76 et 300 *Ohm.m*. Le calage avec le forage 4103/19 qui est localisé à la limite SE du profil, permet d'attribuer la formation conductrice à l'aquifère crétacé saturé en eau douce. L'intégration des porosités et la conductivité mesurée (puits W8) dans l'équation d'Archie (équation 5.3), permet d'obtenir des résistivités de l'ordre de 12,6 à 153,8 *Ohm.m*, ce qui permet de conclure que l'aquifère dans cette zone est saturé en eau douce.

Le profil 12 est exécuté à 2500 m de l'océan (figure 7.21), il montre un conducteur avec des résistivités qui varient entre 18 et 60 *Ohm.m* qui sont limitées entre les électrodes 0 m et 160 m (à 2600 m de l'océan) et un résistif avec des résistivités entre 70 et 700 *Ohm.m*. Le calage avec le forage 3266/19 permet d'attribuer le conducteur aux schistes altérés saturés en eau salée et le résistif aux schistes saturés en eau douce. La formule d'Archie (équation 5.3) nous donne des résistivités qui varient entre 178 *Ohm.m* et 282 *Ohm.m*, ce qui est logique avec les données des puits W14 (localisé à côté de l'électrode 72) et W18 (près de l'électrode 1) et les porosités des schistes (tableau ??).

Le profil P14 est exécuté à 950 m de l'océan (figure 7.22). Il montre une zone résistante en profondeur dont les résistivités varient entre 100 et 700 *Ohm.m*, L'étalement avec le sondage 1206/19 (annexe D) a permis de l'attribuer aux schistes. En surface et dans les premiers 240 m de ce profil les résistivités élevées correspondent au grès du Pliocène. Les faibles résistivités de 18 à 40 *Ohm.m* sont attribuées à l'aquifère du Paléozoïque saturé en eau salée.

Le profil 15 est exécuté parallèlement à la côte à 2260 m sur une longueur de 626 m, il recoupe le profil P12 sur l'électrode 108, il montre généralement des résistivités variant entre 59 *Ohm.m* et 350 *Ohm.m* avec des anomalies de faibles résistivités 10 et 32 *Ohm.m* qui peuvent être attribuées aux formations saturées en eau saumâtre à salée.

D'après l'imagerie d'inversion des profils P5 et P6 on peut dire que l'effet de l'intrusion marine reste limité à 2300 m par rapport à la mer, ce qui est expliqué par une diminution des résistivités du conducteur qui est attribué à la saturation de l'aquifère par l'eau marine dans ces deux profils du secteur SW de la zone d'étude.

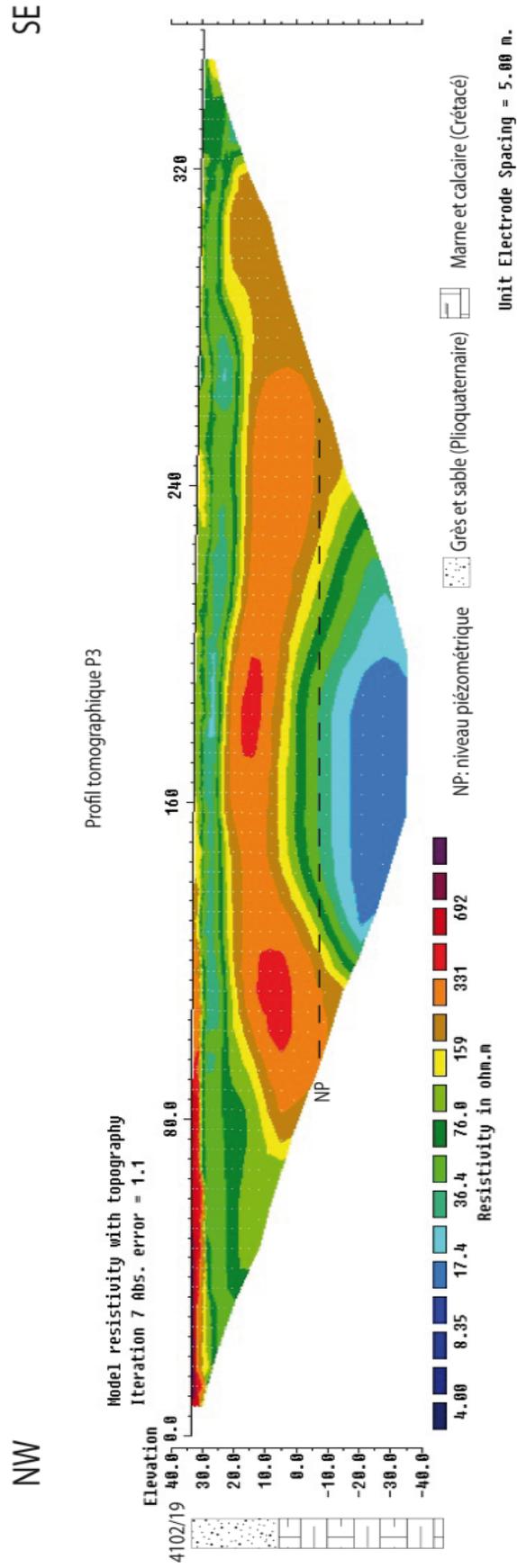


FIGURE 7.18 – Profil de tomographie de résistivité électrique P3

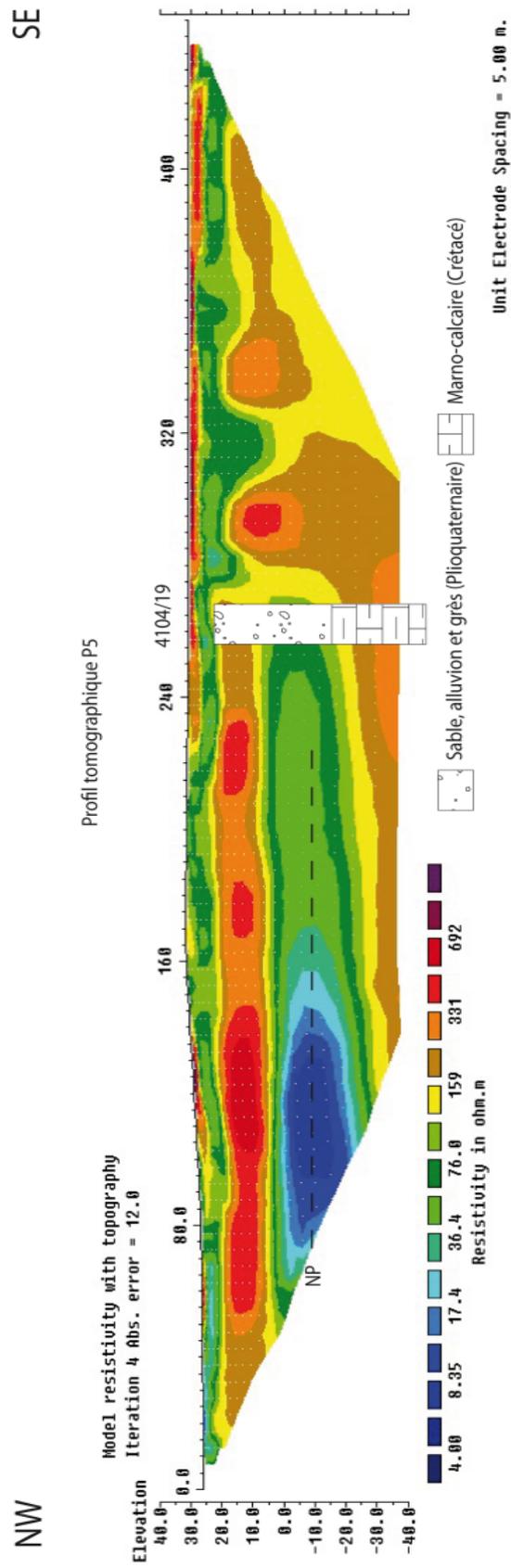


FIGURE 7.19 – Profil de tomographie de résistivité électrique P5

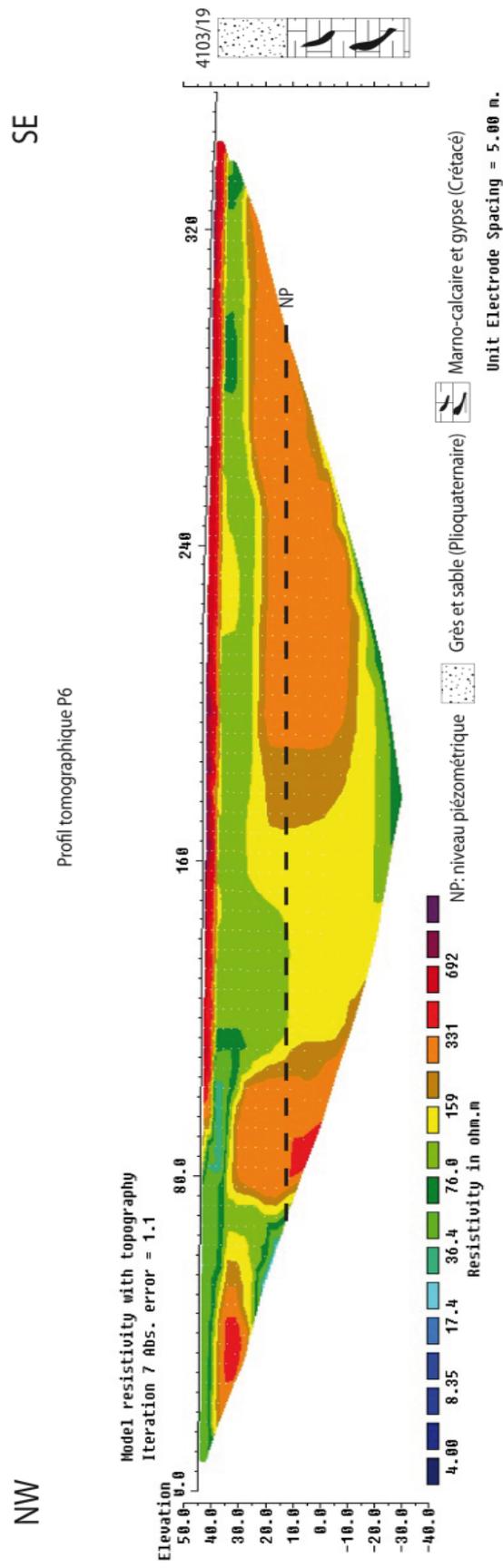


FIGURE 7.20 – Profil de tomographie de résistivité électrique P6

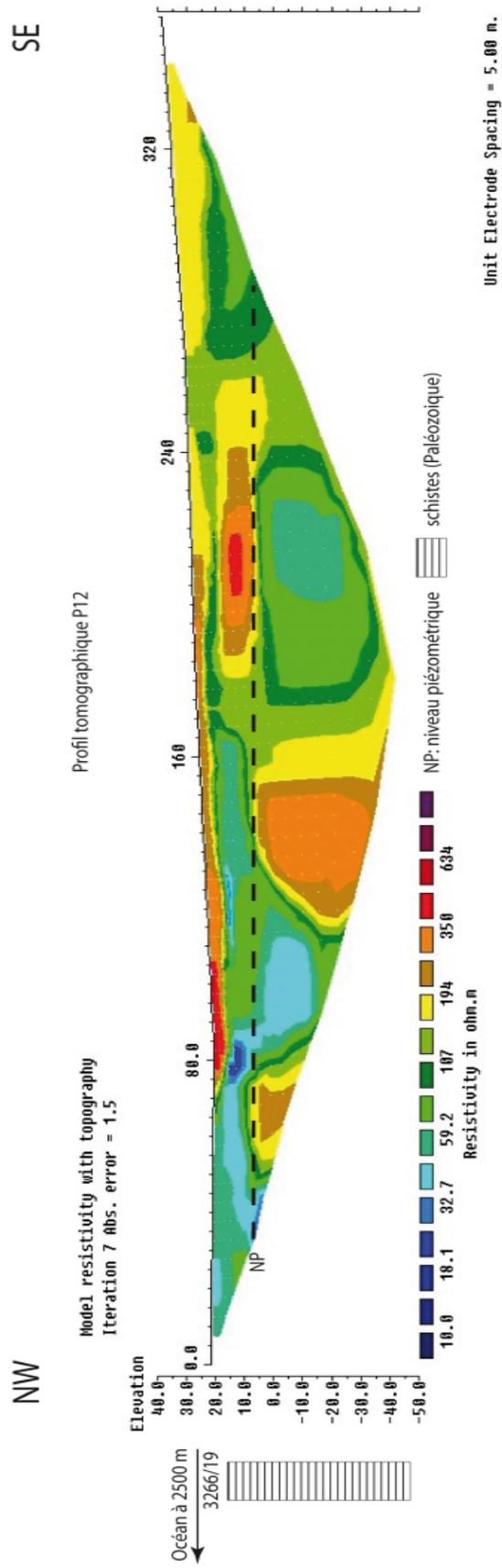


FIGURE 7.21 – Profil de tomographie de résistivité électrique P12

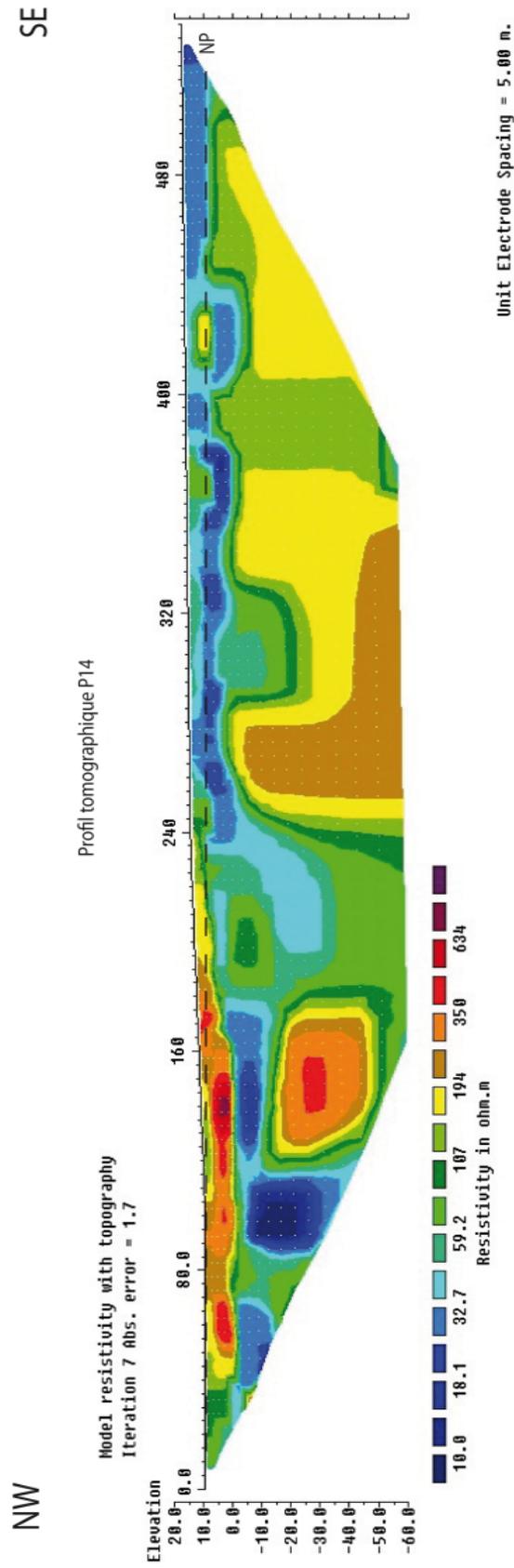


FIGURE 7.22 – Profil de tomographie de résistivité électrique P14

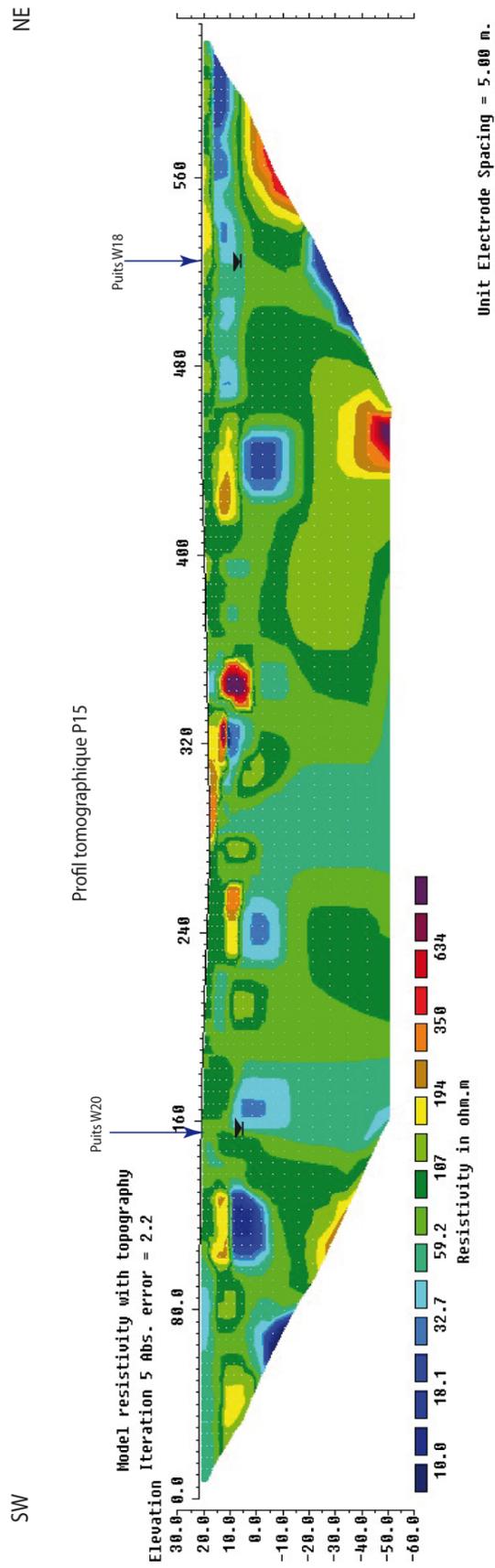


FIGURE 7.23 – Profil de tomographie de résistivité électrique P15

7.4.3 Inversion des profils tomographiques électriques de la troisième classe

La troisième classe est composée de quatre profils exécutés dans la zone passant par le couloir de Tnine Chtouka, ils sont caractérisés par des résistivités électriques largement élevées supérieures à celles de la première et deuxième classe.

Le profil P8 est exécuté sur une longueur de 445 m avec un roll along à partir de 1 100 m de l'océan (figure 7.24). Les profils P9 et P10 constituent la continuité du profil P8 vers l'intérieur des terres (figures 7.25, 7.26, 7.27). Le profil P11 est exécuté à 1 890 m de l'océan vers le nord-est avec une distance de 355 m.

Le profil P8 montre une partie résistante en surface avec des résistivités qui varient entre 300 et 800 *Ohm.m* et une partie conductrice à partir de la profondeur 15 m, corrélé avec la profondeur de nappe mesurée dans le puits W10, avec des résistivités comprises entre 4 et 60 *Ohm.m*. Les résultats du calage par le forage 4044/19 qui est localisé à 1 080 m du profil P8 permettent d'attribuer le résistant aux grès et sables sec et le conducteur à l'aquifère Crétacé saturé en eau salée. Les résistivités obtenues à partir de la formule d'Archie varient entre 12,9 et 157 *Ohm.m*, ces résistivités sont bien corrélées avec les données du puits W10.

Les profils P9 et P10 montrent des résistivités élevées (entre 36 et 800 *Ohm.m*) (figures 7.25, 7.26). Ces résistivités correspondent au grès et sable du Plioquaternaire. La conductivité électrique de la nappe mesurée dans les puits W11 et W12 est respectivement 3,2 et 1,5 *mS/cm* (tableau 7.3) sur des profondeurs 46 m et 37,4 m. Ce qui permet de dire que le conducteur observé sur les deux profils pourrait correspondre à l'aquifère du Crétacé saturé en eau douce et bien corrélé avec les résistivités obtenues par l'équation d'Archie.

Une atténuation de l'intrusion marine a été observée au-delà de 1 500 m par rapport à la mer sur la base des résultats des résistivités des trois profils précédents et la conductivité électrique mesurée dans les puits W11 et W12 qui est respectivement 3,2 et 1,5 *mS/cm* (tableau 7.3).

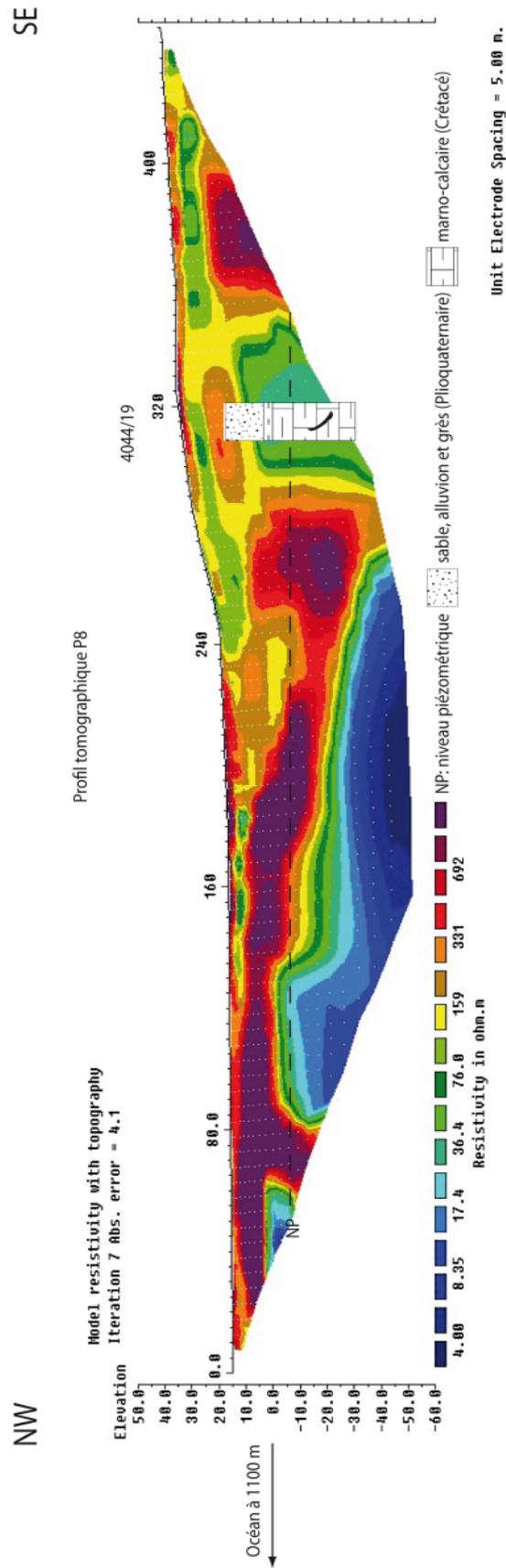


FIGURE 7.24 – Profil de tomographie de résistivité électrique P8

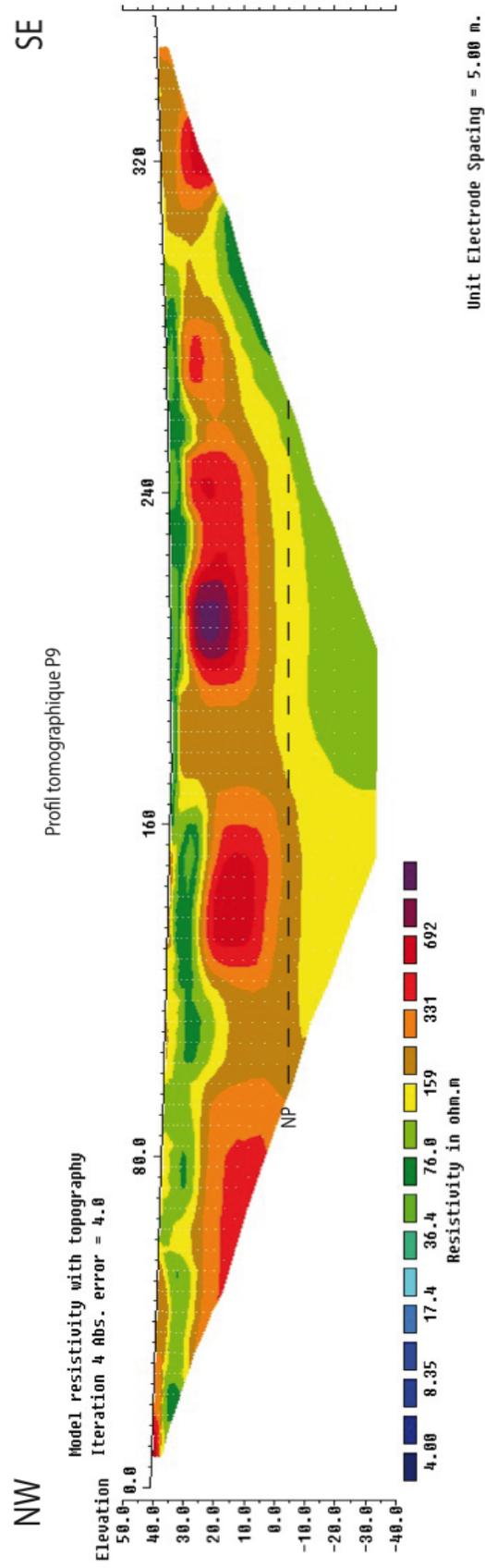


FIGURE 7.25 – Profil de tomographie de résistivité électrique P9

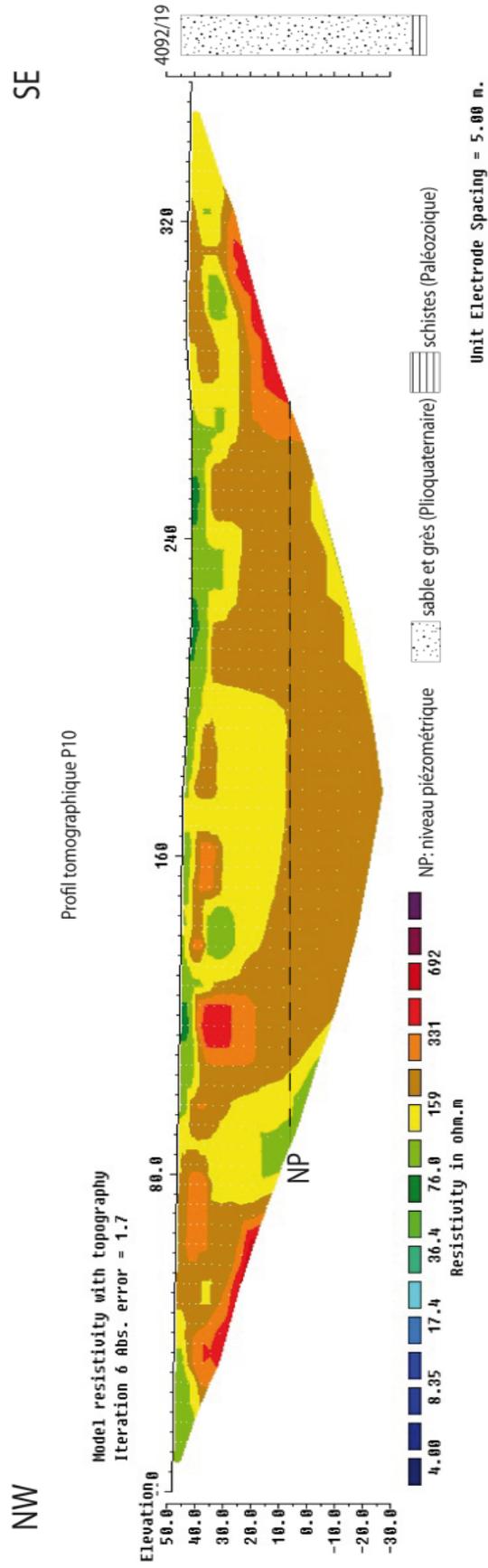


FIGURE 7.26 – Profil de tomographie de résistivité électrique P10

Deux types de résistivités ont été mise en évidence dans le profil P11 (figure 7.27), une couche conductrice (18 à 40 $Ohm.m$), elle représente probablement un terrain saturé par les eaux d'irrigation, une couche résistante en profondeur avec des résistivités qui s'échelonnent entre 100 à 800 $Ohm.m$. La conductivité électrique mesurée dans les eaux de puits W13 (situé à 80 m de l'électrode 28) est de 4 mS/cm à une profondeur de 19,2 m.

L'application de la formule d'Archie sur les porosités de 0,7 à 2% de schistes sur les données du puits W13, permet de déduire des résistivités qui varient entre 169,2 $Ohm.m$ et 888,8 $Ohm.m$, ce qui confirme les résultats d'inversion obtenus dans le profil P11. Ces résistivités sont attribuées à l'aquifère Paléozoïque saturé en eau douce à saumâtre.

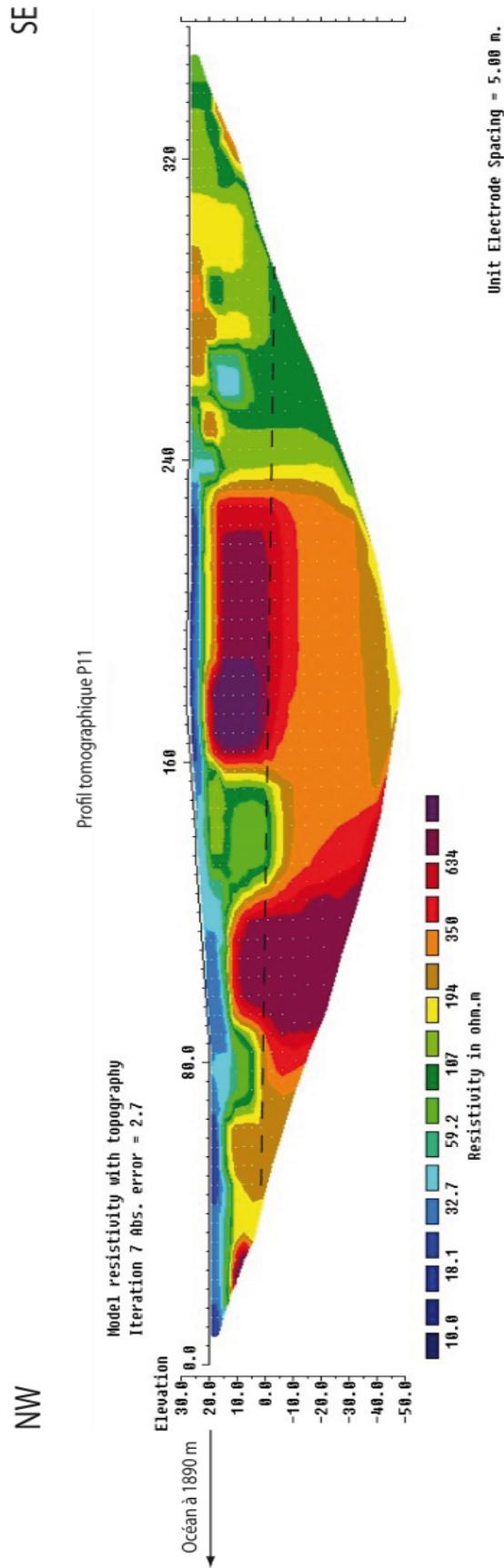


FIGURE 7.27 – Profil de tomographie de résistivité électrique P11

7.4.4 Conclusion

L'ensemble des résultats obtenus par la TRE après étalonnage avec les forages lithologiques existants dans la zone, ainsi que les puits mesurés près des profils, a permis de proposer un modèle de l'évolution de la géométrie de l'intrusion marine dans la zone d'Azemmour-Bir Jdid. Il est basé sur la corrélation entre les profils de TRE et les forages.

La corrélation entre les profils P1, P2 et P3 (figure 7.28) et (annexe D) montre un conducteur de faible résistivité qui atteint une distance de 2 500 *m* depuis la côte jusqu'à l'intérieur des terres qui matérialise la pénétration de l'intrusion marine, dans l'aquifère du Cénomanién qui est formé essentiellement par des calcaires marneux.

Vers le nord-est, le deuxième profil synthétique regroupant les profils P4, P5 et P6 (figure 7.29) permet d'imager l'effet de l'invasion marine sur les aquifères du Plioquaternaire et du Cénomanién sur une distance qui atteint les 2 160 *m* par rapport à l'océan.

Le troisième profil synthétique regroupant les profils TRE P8, P9 et P10 (figure 7.30), montre une légère diminution de l'effet de l'intrusion marine qui ne dépasse pas la distance de 1 360 *m* depuis la ligne de rivage en allant vers l'intérieur des terres.

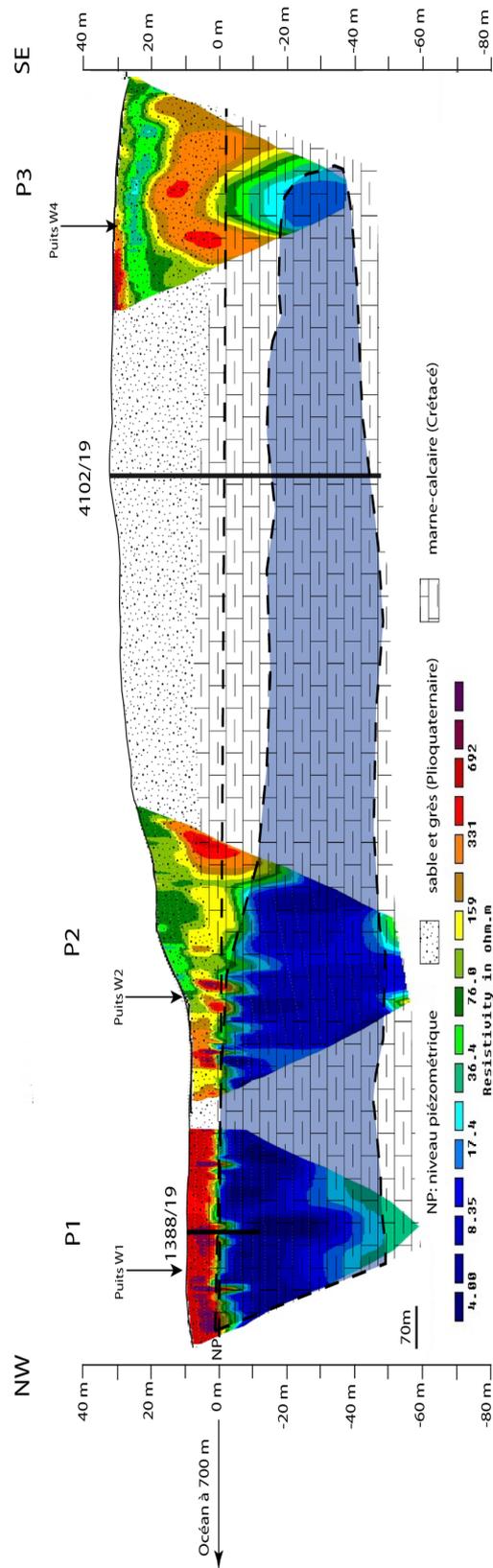


FIGURE 7.28 – Synthèse des résultats obtenus par la tomographie électrique (profils P1, P2, P3), les forages et puits

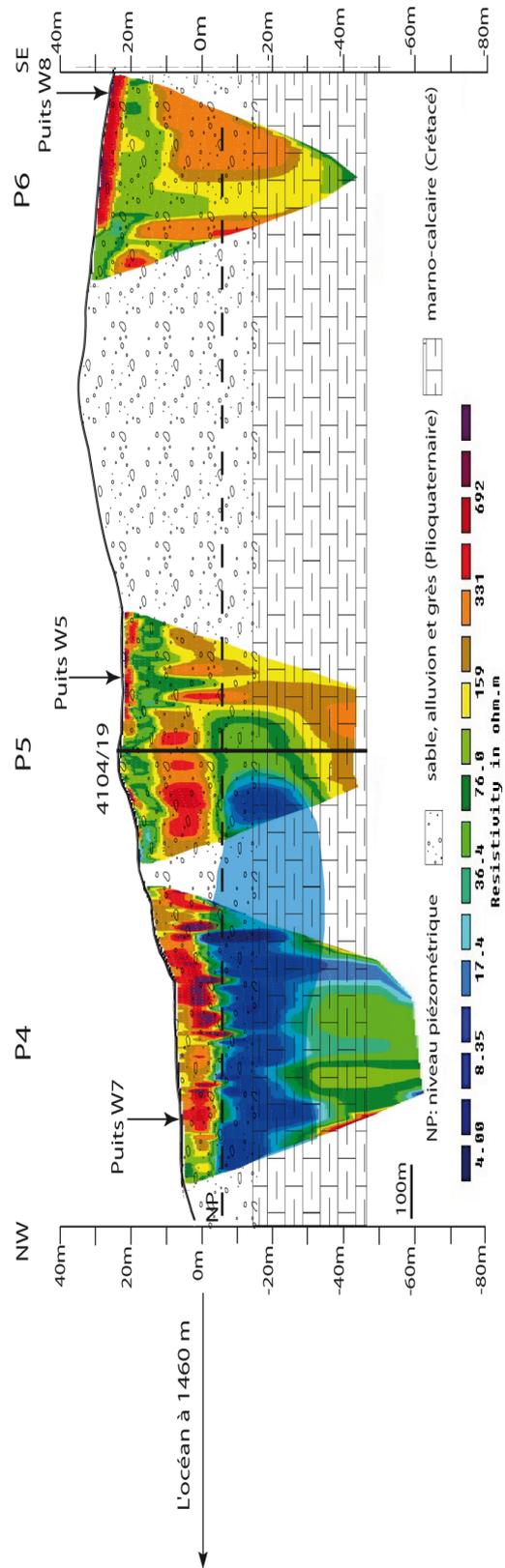


FIGURE 7.29 – Synthèse des résultats obtenus par la tomographie électrique (profils P4, P5, P6), les forages et les puits

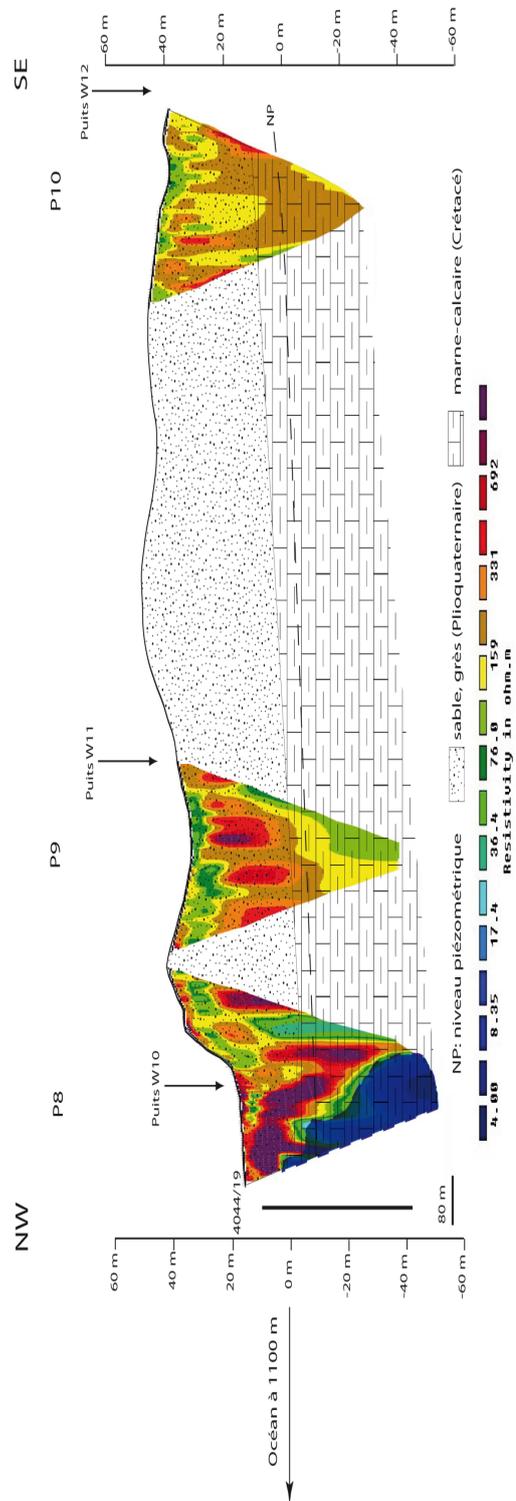


FIGURE 7.30 – Synthèse des résultats obtenus par la tomographie électrique (profils P8, P9, P10), les forages et les puits

7.5 Conclusion

La méthode géophysique par la tomographie de résistivités électriques (TRE) mise en œuvre sur la Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid), a permis à partir de l'interprétation de l'ensemble des profils électriques, des données de forages et de puits, d'avoir une idée sur la variation latérale et en profondeur des caractéristiques des formations aquifères de la région.

L'étude statistique des profils électriques tomographiques a permis de mettre en évidence trois classes à partir des résistivités apparentes. Les faibles résistivités des terrains sont observées dans les premiers kilomètres par rapport à l'océan. La distribution spatiale des résistivités apparentes pour les différents pseudo-profondeurs montre que la zone influencée par les eaux marines est localisée dans la bande côtière (sur 2 Km) avec de faibles résistivités (entre 7 et 40 Ohm.m) qui sont observées jusqu'à une profondeur de 41,8 m dans la zone sud-ouest et 31,35 m au nord-est. La zone centrale localisée au niveau du couloir de Tnine Chtouka est caractérisée par de fortes résistivités apparentes où l'influence des eaux marines est faible.

Les résultats issus de l'inversion des profils de tomographie de résistivités électriques, montrent que l'origine de la salinité est due à une intrusion marine dans les aquifères Plioquaternaire et Crétacé au sud-ouest (Azemmour-Tnine Chtouka) et Paléozoïque au nord-est. Ce constat a été confirmé par l'étude de la qualité des eaux souterraines. On en conclut que les eaux marines pénètrent à l'intérieur des terres sur une distance qui atteint 2500 m dans la zone SW, vers le nord-est l'avancée l'intrusion marine atteint 1360 m par rapport au rivage.

Au centre de la zone d'étude au niveau du couloir de Tnine Chtouka, la nature des formations géologiques jouent un rôle d'écran limitant la rentrée des eaux marines vers l'aquifère ce qui explique la faible saturation de l'aquifère par les eaux marines.

Au nord-est de la zone, l'aquifère de schistes altérés est faiblement affectée par l'eau marine, probablement à cause de la faible porosité et la perméabilité des schistes qui empêche l'envahissement de l'aquifère par les eaux marines. À l'opposé de la zone sud-ouest où la formation aquifère du calcaire Crétacé est saturée par les eaux marines à cause de sa perméabilité élevée.

En conclusion on peut dire que l'effet de la salinisation par les eaux marines dans la Chaouia côtière entre Azemmour et Bir Jdid, est lié essentiellement à la géométrie et la nature lithologique des formations aquifères ainsi qu'aux paramètres hydrodynamiques.

Chapitre 8

Conclusion générale

L' objectif de ce travail était d'étudier le phénomène de la salinisation des eaux souterraines, d'un aquifère libre multicouche de la Chaouia côtière sur le littoral Atlantique entre Azemour et Bir Jdid, afin de mieux comprendre les processus de l'évolution de la salinisation des eaux souterraines depuis le rivage jusqu'à l'intérieur des terres, par de multiples approches : climatologique, hydrogéologique, et géophysique et de déterminer la limite du biseau salé à l'intérieur des terres. Les principaux résultats auxquels on a aboutit peuvent être synthétisés comme suit.

1 Résultats

1.1 Caractérisation climatique

L'étude climatologique basée en grande partie sur l'étude de l'évolution de la précipitation, la température et de l'évapotranspiration sur une longue série temporelle, a mis en évidence une évolution de la température moyenne annuelle et une tendance générale à l'augmentation aux stations de Casablanca Anfa ($0,03^{\circ}C/an$ soit $1,53^{\circ}C$ sur 51 ans), d'El Jadida ($0,04^{\circ}C/an$ soit $1,36^{\circ}C$ sur 34 ans) et de Settat ($0,05^{\circ}C/an$ soit $1,35^{\circ}C$ sur 27 ans). Cette hausse est due principalement à l'augmentation des températures minimales en relation avec les résultats de l'hypothèse de l'indépendance entre les variables temps et température.

Les précipitations sont caractérisées par une variabilité irrégulière (alternance des périodes de sécheresse), le résultat de l'analyse de la régression linéaire des précipitations annuelles en fonction de temps dans les stations météorologiques Casablanca Anfa (1908-2010) et El Jadida (1931-2010) montre une augmentation des précipitations de $0,4\text{ mm}/an$ et $0,8\text{ mm}/an$ respectivement pour Casablanca Anfa et El Jadida, cette augmentation est aussi observée mois par mois et liée à une hausse significative des pluies aux mois de septembre ($0,08\text{ mm}/an$) à Casablanca Anfa et juillet ($0,002\text{ mm}/an$) à El Jadida. Une diminution de précipitation de $0,557\text{ mm}/an$ au cours de la période de 1909 jusqu'à 2010 a été observée dans la station de Settat, cette diminution est liée à une baisse significative des pluies au mois de mars ($0,32\text{ mm}/an$) vu le résultat de test de l'indépendance des précipitations mensuelles et le temps.

L'évapotranspiration potentielle est faible pour les mois de novembre, décembre, janvier, février et mars. Par contre elle est élevée de avril jusqu'à octobre cette augmentation est liée à l'augmentation de la température et la forte demande en eau pendant ces mois et par conséquent une surexploitation de la nappe de la Chaouia côtière.

1.2 Contexte hydrogéologique et hydrodynamique

Le contexte géologique est formé par une base constituée par le Paléozoïque et au sommet par des séries Plioquaternaires, au sud-ouest le Paléozoïque est surmonté par des marno-calcaires d'âge Cénomaniens. Le système hydrogéologique de la nappe est formé par trois niveaux aquifères, ce sont les grès et calcaires du Plioquaternaire, les marno-calcaires du Cénomaniens et les schistes altérés du Paléozoïque. Ces niveaux aquifères sont en communication hydraulique verticale. La variabilité des paramètres

hydrodynamiques à savoir la conductivité hydraulique (variation des gradients hydrauliques), la transmissivité ainsi que la porosité efficace confirme l'hétérogénéité des terrains aquifères.

L'écoulement se dirige généralement du SE vers NW où la profondeur de la nappe est devenue faible en s'approchant de l'exutoire (océan). La réalisation des cartes piézométriques par la méthode géostatistique (campagne de mai 2011 et avril 2009) a permis de mettre en évidence un recul de l'isopièze 0 m en 2011 par rapport à 2009, Cette régression est due essentiellement à une recharge importante de la nappe par l'infiltration des pluies. Les chroniques piézométriques enregistrées dans les formations aquifères indiquent que la piézométrie de la nappe est liée principalement aux éventuelles modifications de la recharge par la pluie.

1.3 Hydrochimie et la vulnérabilité de la nappe

L'étude hydrochimique a mis en évidence l'existence de deux types d'eaux, le premier est de type Na-Cl, se sont des eaux généralement saumâtres à salées localisées dans la zone de la bande côtière avec une qualité dégradable (dépasse la limite de potabilité de l'OMS) avec des concentrations de la conductivité électrique varient entre 6 et 11 mS/cm et des teneurs en chlorures élevées jusqu'à un maximum de 3898 mg/l . Le deuxième type Ca-Cl/Ca-HCO₃/Na-HCO₃ caractérise les eaux douces à saumâtres dans la zone intérieure avec de faibles conductivités électriques (inférieure à 2 mS/cm). En s'éloignant de la mer on constate une diminution plus au moins régulière des teneurs en éléments responsables de la minéralisation, où la nappe est plus profonde et exploitée dans les marno-calcaires du Crétacé.

Les processus de dissolution/précipitation des eaux vis-à-vis des minéraux carbonatés (calcite et dolomite) et évaporitiques (halite et gypse) contribuerait à la salinisation des eaux souterraines. Les phénomènes d'échanges cationiques sont généralement à l'origine de la variation des concentrations des cations (Ca²⁺, Mg²⁺ et Na⁺). L'analyse des ratios ioniques Mg/Ca, Cl/HCO₃, SO₄/Cl et Br/Cl révèle une contamination des eaux souterraines par la salinisation. L'intrusion marine provoquée par la surexploitation de la nappe joue un rôle important dans l'acquisition de la salinisation des eaux de la nappe de la Chaouia côtière et contribuerait à l'augmentation de la minéralisation de ses eaux.

L'évaluation de l'impact de la remontée de l'intrusion marine sur l'aquifère de la Chaouia côtière a été démontrée par l'application de la méthode de la vulnérabilité GALDIT. Les résultats ont montrés une vulnérabilité élevée à l'intrusion marine dans la zone SW entre Azemmour et Thine Chtouka avec un risque élevé dans la

frange littorale et à proximité de l'Oued Oum Er-Rbia pouvant atteindre 2 Km vers l'intérieur des terres.

1.4 Application de la tomographie de résistivités électriques

L'application de la tomographie de résistivités électriques (TRE) a été utilisée dans ce travail pour une meilleure connaissance de l'évolution de l'intrusion marine depuis la bande côtière jusqu'à l'intérieur des terres de la zone. L'analyse statistique et la répartition spatiale des résistivités apparentes ont révélé l'apparition de trois zones selon le signal électrique des formations géologiques ; une zone localisée dans les premiers kilomètres de la bande côtière, avec des formations de faibles résistivités apparentes observées à partir de 10 m de la profondeur, vers l'intérieur des terres au-delà de la première zone, la deuxième zone est caractérisée par des résistivités moyennes des formations géologiques. La troisième zone englobe les profils tomographiques exécutés au niveau du couloir de Tnine Chtouka qui sont caractérisés par des formations résistantes. Les résultats de l'inversion des profils de tomographie électrique par RES2Dinv, indiquent la présence des zones conductrices qui correspondent au phénomène d'intrusion d'eau salée. Ces zones conductrices sont attribuées aux grès et calcaires du Plioquaternaire, aux calcaires marneux du Céno-manien dans la bande côtière au sud-ouest, l'intrusion marine dans cette zone peut atteindre 2 500 m depuis le littoral jusqu'à l'intérieur des terres. Au nord-est, la formation de schistes altérés est faiblement affectée par l'eau marine, due notamment à la faible porosité et perméabilité des schistes. Par contre au sud-ouest, la formation calcaire du crétacé est la plus affectée par l'intrusion marine.

L'interprétation des profils exécutés dans le couloir de Tnine Chtouka montre une légère diminution de l'effet de l'intrusion marine qui ne dépasse pas la distance de 1 360 m depuis la ligne de rivage en allant vers l'intérieur des terres.

On peut conclure que l'effet de la salinisation par les eaux marines est dû à la fois à la géométrie des formations aquifères et à la variation des paramètres hydrodynamiques des aquifères.

2 Synthèse des résultats

Les principaux résultats de cette thèse ont montré que les eaux souterraines de l'aquifère côtier de la Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid) sont particulièrement sensibles à la dégradation due à la proximité de la mer, en association avec

la demande en eau très intensives qui accompagne les fortes densités de population concentrés dans les zones côtières.

La synthèse de l'ensemble des résultats par différentes méthodes utilisées dans ce travail nous a permis de tracer la limite de l'intrusion marine (figure 8.1) qui est la principale cause de la salinisation des eaux souterraines de la zone d'étude. La nappe la plus touchée par l'intrusion marine est formée dans le Plioquaternaire et Crétacé dans la zone sud-ouest, caractérisée par une faible profondeur et une bonne conductivité hydraulique, permettant de faciliter la rentée des eaux salines. Le niveau piézométrique est négatif, dans cette zone, il est en dessous du niveau marin, avec des eaux souterraines saumâtres à salées et des conductivités électriques qui varient entre 6 et 9 mS/cm . Les faibles résistivités électriques des formations aquifères suggèrent le phénomène de l'intrusion marine.

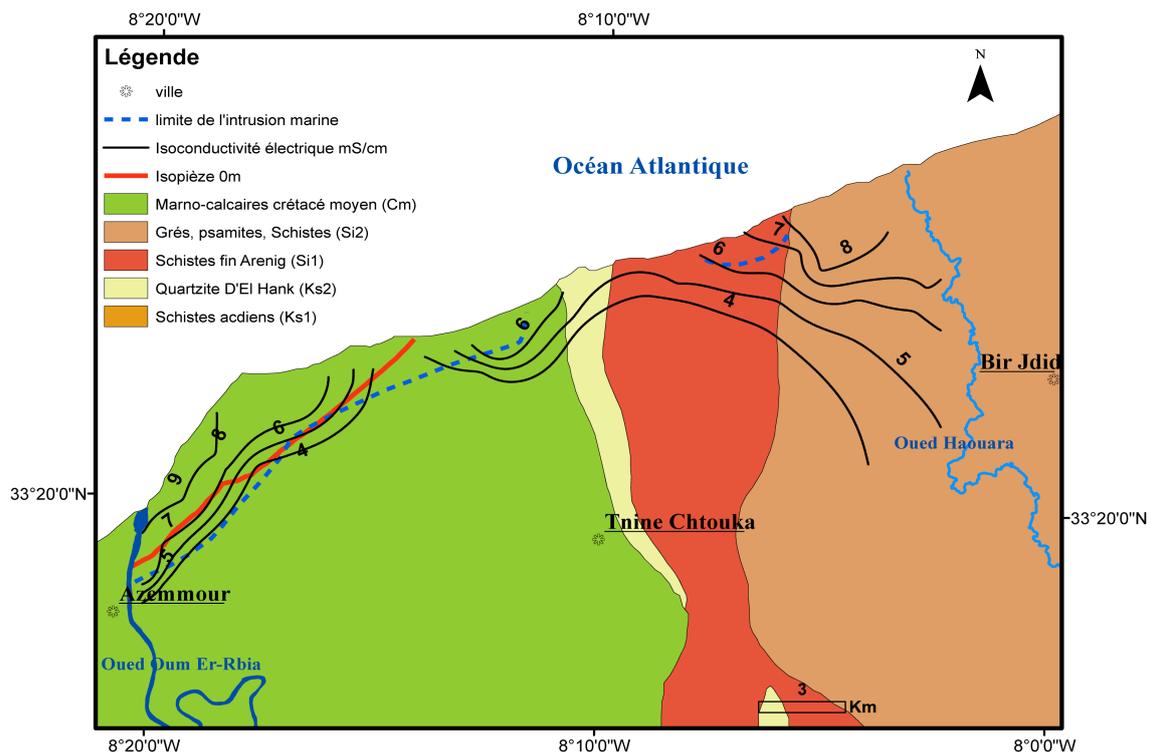


FIGURE 8.1 – Limite proposée de l'intrusion marine dans la Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid)

3 Perspectives et Recommandations

A la fin de cette étude nous proposons des perspectives qui peuvent aider à compléter et à mieux comprendre les processus de la salinisation de l'aquifère de la Chaouia côtière par l'eau marine.

Dont le but de suivre l'influence de la marée sur le niveau piézométrique Il faudrait d'avantage explorer l'influence des différentes fluctuations du niveau océanique d'une part sur la nappe et d'autre part sur la communication entre la nappe et l'oued Oum Er-Rbia. Pour cela l'installation d'une sonde serait intéressante pour mesurer la conductivité électrique et la hauteur du niveau d'eau en continu. Le manque du réseau piézométrique de surveillance régulière constitue un problème sur le plan hydrodynamique pour l'estimation de la recharge de la nappe, pour cela il serait nécessaire d'implanter des piézomètres dans la zone.

Le manque des données de paramètres hydrodynamiques (transmissivité, perméabilité) dans la zone de Tnine Chtouka, nécessitera de faire des essais de pompage dans cette zone. Pour identifier les échanges de flux entre la nappe de Berrechid et la nappe de la Chaouia côtière, il serait nécessaire d'utiliser des traceurs artificiels, il consiste à injecter une certaine quantité d'un traceur (particules, colorant) en un puits et de suivre dans le temps et dans l'espace son arrivée en d'autres puits. Il serait nécessaire de faire des analyses des traceurs de strontium ou du rubidium pour mieux comprendre les sources possibles de recharger la nappe et le temps du transit des eaux dans l'aquifère.

Les cartes de vulnérabilité aux pollutions constituent une base d'information essentielle pour la gestion des ressources en eau, nous proposons l'utilisation de la méthode de vulnérabilité DRASTIC comme étude complémentaire pour évaluer la vulnérabilité de la nappe d'eau souterraine de la région en vue d'aider les gestionnaires en eau pour une meilleure optimisation de cette ressource. L'utilisation des deux méthodes (GALDIT et DRASTIC) permettra d'obtenir des résultats fiables pour une meilleure protection des eaux souterraines.

Nous recommandons également de compléter l'étude géophysique par de nouveaux profils tomographiques perpendiculaires et parallèles à l'océan dans la zone du couloir de Tnine Chtouka pour une meilleure caractérisation du changement de la lithologie. L'étude par TRE peut être couplée avec d'autres méthodes géophysiques notamment les méthodes électromagnétiques et les diagraphies de résistivités électriques pour mieux comprendre la géométrie de l'aquifère la compartimentation de la zone de la Chaouia côtière.

Nous proposons de faire un suivi TRE du traceur NaCl dissout à partir de l'acqui-

sition des points de mesures dans un laps de temps (minutes) continu pour optimiser la variation temporelle de ce traceur.

Liste bibliographique

Ahmed S. et De Marsily G. 1987. Comparaison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. *Water Resources. Research.* 23(2) : 1717-1737.

Abderamane, H., 2012. Étude du fonctionnement hydrogéochimique du système aquifère du Chari Baguirmi (République du Tchad). Thèse de doctorat, Univ. Poitiers France, 324p.

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*, 48(4), 647-661.

ABHBC. 2005. Actualisation du potentiel des eaux souterraines du bassin hydraulique de Bou-regreg et de la Chaouia.

Algoumi A. & Debbarh A. 2006 Ressources en eau et bassins versants du Maroc : 50 ans de développement (1955-2005). Secrétariat chargé en Eau et Environnement, 62p.

Allali K., 2003 Valeur sociale de la conservation du paysage agricole au Maroc : Application de la méthode d'évaluation contingente au paysage agricole de la Chaouia. Paper prepared for the Roles of Agriculture International Conference 20-22 October - Rome, Italy. Agricultural and Development Economics Division (ESA) Food and Agriculture Organization of the United Nations.

Alley, W.M., 1993. Geostatistical models. In *Regional Ground-Water Quality* : pp. 87-108. Van Nostrand Reinhold.

Amraoui, F., 1988. Apport de l'analyse hydrogéologique comparative, exemple des nappes côtières de Témara et de la Chaouia (Ouest Marocain), thèse de 3ème cycle, USTL Montpellier.

Andreasen, D. C. et Fleck, W. B., 1997. Use of bromide : ratio to differentiate potential sources of chloride and shallow, unconfined aquifer affected by brackish-water intrusion. *Hydrogeology journal*, V.5, n°2 : 17-26.

Andres, A.S., M.J. Martin., 2005. Estimation of the water table for the Inland Bays watershed. Delaware Geological Survey : Newark. N° 68.

Appelo, C.A.J. & Postma, D., 1993. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. Balkema, Rotterdam, 536p.

- Archie, G.E., 1942.** The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers 146, 54-67.
- Aris, A.Z., Praveena, S.M., & Abdullah, M.H., 2012.** The influence of seawater on the chemical composition of groundwater in a Small Island : The example of Manukan Island, East Malaysia. Journal of Coastal research, 28(1), 64-75.
- Astier, J.L., 1971.** Geophysique appliquee a l'hydrogeologie. Masson, 277 p.
- Baba K., Bahi L., Ouadif L., Cherradi Ch., 2014.** Application des méthodes d'analyse statistiques multivariées à la délimitation des anomalies de Sidi Chennane. J. Mater. Environ. Sci. 5, ISSN : 2028-2508 in press.
- Barker R.D., 1989.** Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. Geophysics 54 :1031-1037.
- Bauer, P., Supper, R., Zimmermann, S., & Kinzelbach, W. 2006.** Geoelectrical imaging of groundwater salinization in the Okavango Delta, Botswana. Journal of Applied Geophysics, 60(2) : 126-141.
- Ben Bouziane A., 1995.** Evolution sédimentologique et diagénétique des carbonates du Dévonien des régions Oulad Abbou, Mechra Ben Abbou et Doukkala (Méséta Marocaine occidentale). Thèse Sci., Univ. Hassan II- Mohammedia, Fac. Ben M'sik, Casablanca.
- Benoit J, Hardaway CS, Hernandez D, Holman R, Koch E, McLellan N, Peterson S, Reed D, Suman, D. 2007.** Mitigating shore erosion along sheltered coasts. The National Academies Press, Washington, DC.
- Bentayeb A. 1972.** Etude hydrogéologique de la Chaouia Côtière avec essais de simulation mathématique en régime permanent, Maroc [Hydrogeological study of the Chaouia Coast and steady state modeling attempt, Morocco]. PhD Thesis, University of Montpellier, France, 151 p.
- Boubaki, N., 2013.** Détection de cavités par deux méthodes géophysiques : radar de sol et mesures de résistivités électriques. Thèse de doctorat, Université Paris Sud 153p.
- Boughriba M., Melloul A., Yassine Zarhloule Y., Ouardi A. 2006** Extension spatiale de la salinisation des ressources en eau et modèle conceptuel des sources salées dans la plaine des Triffa (Maroc nord-oriental) C. R. Géoscience 338 : 768-774.
- Bouragba L., Mudry J., Bouchaou L., Y. Hsissou Y., Krimissa M., Tagma T., Michelot J.L. 2011.** Isotopes and groundwater management strategies under semi-arid area : Case of the Souss upstream basin (Morocco). Applied Radiation and Isotopes 69 : 1084-1093.
- Buishand T.A., 1982.** Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. Journal of Hydrology, Vol.58, pp 11-27.
- Buishand T.A., 1984.** Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. Journal of Hydrology, Vol.58, pp 51-69.

- Castany, G. 1982.** Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Ed Dunod. Paris. France. 236p.
- Chachadi, A.G. 2005.** Seawater intrusion mapping using modified GALDIT indicator model-case study in Goa, Jalvigyan Sameeksha, 20.
- Chachadi, A.G. and Lobo-Ferreira, J.P., 2001.** Sea water intrusion vulnerability mapping of aquifers using GALDIT method, Proc. Workshop Modeling in Hydrogeology, Anna Univ., Chennai, India, 143-156.
- Chachadi, A.G., Lobo-Ferreira, J.P., Noronha, L. and Choudri, B.S., 2002.** Assessing the impact of sea-level rise on salt water intrusion in coastal aquifers using GALDIT model, COASTIN newsletter, 7, 27-32.
- Chalikakis, K., 2006.** Application de méthodes géophysiques pour la connaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques. Thèse de doctorat, Université Paris 6 223p.
- Chantrel P.** La problématique des ressources en eau : nouvelles orientations pour préparer l'avenir. In. Emmanuel E. et Vermande P. Pré-actes du Colloque International Gestion Intégrée de l'Eau en Haiti. Laboratoire de Qualité de l'Eau et de l'Environnement, Université Quisqueya, Port-au-Prince, 2002.
- Chapellier, D., 2000.** Résistivités électriques, Cours de géophysique en ligne, Université de Lausanne, Institut Français du Pétrole 99p
- Chapman D., Kimstach V., 1996.** Selection of water quality variables. Water quality assessments : a guide to the use of biota, sediments and water in environment monitoring, Chapman edition, 2nd ed. E and FN Spon, London, pp. 59-126.
- Chen, K., 2007.** Multivariate statistical evaluation of trace elements in groundwater in a coastal area in Shenzhen, China. Environmental Pollution, 147(3), 771-780.
- Cheng, A.H.D., 2003.** Groundwater, Saltwater Intrusion in. In Encyclopedia of Water Science. Marcel Dekker. 404-406.
- Chkir N., Trabelsi R., Bahir M., Hadj Ammar F., Zouari K., Chamchati, H., Monteiro J. P. 2008.** Vulnérabilité des ressources en eaux des aquifères côtiers en zones semi-arides-Etude comparative entre les bassins d'Essaouira (Maroc) et de la Jeffara (Tunisie) Comunicações Geológicas 95 : 107-121.
- Christophe J. G. Darnault, Itel G. Godinez 2008.** Coastal Aquifers and Saltwater Intrusion Chapter 9 . C.J.G. Darnault (ed.), Overexploitation and Contamination of Shared Groundwater Resources. Springer Science+Business Media B.V. 185-201.
- 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), Proc. 5e Colloque GEOFCAN, Orléans, France, 20-21 Sept., 83-86.
- Comte J.Ch., 2008.** Apport de la tomographie électrique a la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers : Application a trois contextes climatiques contrastes (Canada,

Nouvelle-Caledonie, Sénégal). Thèse de doc en Sciences. Univ. d'Avignon et des pays de Vaucluse, France. 186pp.

Curie, F., 2006 Rétention de nitrates dans les zones humides riveraines : Rôle des facteurs hydrologiques ; géomorphologiques et biogéochimiques. Approche multi échelle dans le bassin de la Seine. Thèse de troisième cycle Univ. Paris VI, France 211pp.

Custodio, E., 1991. Conditions for freshwater occurrence in small islands. In : Falkland, A. (ed.) Hydrology and Water Resources of Small Islands : A Practical Guide. UNESCO Contribution to the International Hydrological Programme. Paris : UNESCO, pp. 10-43.

Custodio, E., 2002, Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures, in : Groundwater and Human Development, M. Bocanegra and M. Massone, eds., Barcelone, pp. 1905-1918.

Dahlin, T. 1996. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. First Break, 14,275-284.

Dahlin T. & Loke, M.H. 1997. Quasi-3D resistivity imaging : mapping of 3D structures using two dimensional DC resistivity techniques, Proceedings of the 3rd Environmental and Engineering Geophysics Meeting, Aarhus, Denmark, Expanded Abstracts, pp. 143-146.

Dahlin T. & Zhou B. 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. Geophysical Prospecting 52, pp. 379-398.

Dakoure, D. 2003 Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso - Mali) - essai de modélisation, Thèse de doc. Univ. de Paris VI, France 255p.

Danielpol, D., Griebler C., Gunatilaka A., Notenboom J. 2003 Present state and future prospect for groundwater ecosystems. Environmental Conservation, vol. 30, n°2, pp. 0-27.

Darnault, C.J.G.& Godinez, I.G. 2008 Overexploitation and contamination of shared groundwater resources (chap 9 : Coastal aquifers and saltwater intrusion). Springer science and Business Media B.V, pp. 185-201.

Dassi, L., 2004 Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique du bassin de Sbeitla (Tunisie centrale) - Etude de la zone non saturée. Thèse de doc, Univ. De Sfax, Tunisie 179p.

Datry, T., 2003 Urbanisation et qualité des nappes phréatiques - Réponses des écosystèmes aquatiques souterrains aux pratiques d'infiltration d'eau pluviale. Thèse de Doctorat. Lyon : Université Claude Bernard - Lyon I, 221 p.

Dazy, J. ; Drogue, C. ; Charmanidis, P.H., and Darlet, Ch., 1997 The influence of marine inflows on the chemical composition of groundwater in small islands : the example of the Cyclades (Greece). Environmental Geology, 31, 133-141.

Debye, P., & Hückel, E. (1923) Zur theorie der electrolyte I. Physikalische Zeitschrift, 24 (9), 185-197.

- DeGroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990** Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magneto telluric data. *Geophysics* 55, 1613-1624.
- Delichère, M. et Memmi, D. 2002** Analyse factorielle neuronale pour documents textuels. Laboratoire Leibniz-IMAG, Grenoble.
- Demdoum A. et Djebbar M., 2009** Caractérisation hydrochimique et apport isotopique sur la salinité du bassin d'El Eulma en région sud-sétifienne (Algérie nord orientale) *Sciences et Technologie N° 30*, 19-26.
- Dindane K., Bouchaou L., Hsissou Y., Krimissa M., 2003** Hydrochemical and isotopic characteristics of groundwater in the Souss Upstream Basin, southwestern Morocco *Journal of African Earth Sciences* 36 : 315-327.
- Ding S., 2010.** On the Application of PCA Technique to Fault Diagnosis. *Tsinghua Science & Technology* 15 (2) (2010) 138-144.
- Dörfliger, N., 2013** BRGM "Entre terre et mer, les eaux souterraines du littoral". *Géosciences N°17* : 74-82.
- Drever, JI. 1997.** *Geochemistry of natural waters, 2nd*. Eagle Wood Cliffs, Prentice Hall, p 388.
- DRPE, 2009** Potentiel en eaux souterraines (la nappe de la Chaouia Côtière), Agence du Bassin Hydraulique du Bouregreg et de la Chaouia, Mission I.2, INGEMA - SCET/SCOM. pp 68-103.
- DRPE, 1999** Etude hydrogéologique de la nappe aquifère de la Chaouia Côtière, Modélisation de la nappe en régime transitoire, 51p.
- DRPE, 1999** Etude hydrogéologique de la nappe aquifère de la Chaouia Côtière, Modélisation de la nappe en régime permanent, 52p.
- DRPE, 1996** Etude hydrogéologique de la nappe de la Chaouia côtière. Rabat, Maroc Rapport Scientifique no 2, 17 p.
- DRPE : 1994** Etude hydrogéologique du systéeme aquifer de la Chaouia Cotière. Phase I : Synthèse hydrogéologique, hydrochimique et programme de travail de la phase II, rapport n°2 Direction de la Recherche et de la Planification des Eaux, Rabat, 45 p.,.
- Dubois J., Diamant M., Cogné J.P., 2011.** *Géophysique : cours et exercices corrigés*, 4 ème ed ISBN 978-2-10-056168-1, 265p.
- El Achheb , A., Mania, J. et Mudry, J., 2003** Mécanismes d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines dans le bassin SahelDoukkala (maroc Occidental). Approche par des traceurs hydrogéochimiques. IGME. Madrid, ISBN. 8478404708, 113-123.
- EL Achheb. A., 2002** Contribution à l'étude de la minéralisation et identification des sources de contamination des eaux souterraines. Application au système aquifère du bassin Sahel Doukkala (Maroc). Thèse. Univ. Chouaib Doukkali. El Jadida, pp.206.
- El Attari A., 2001** Etude lithostratigraphique et tectonique des terrains paléozoïques du môle côtier (Meseta occidentale, Maroc, thèse de doctorat. Univ.Mohammed V-Agdal, Rabat, 394p.

El Youti, F., El mandour, A., Khattach, D., Benavente, J., Kaufmann, O., 2009. Salinization processes in the unconfined aquifer of BouAreg (NE Morocco) : A geostatistical, geochemical, and tomographic study. *Applied Geochemistry*, 24, 16-31.

Fadili A., Mehdi K., Malaurent Ph., Riss J., Boutayeb K. et Guessir H. 2012. Influence de la marée océanique sur la variation du niveau piézométrique de l'aquifère karstique côtier de Oualidia (Maroc), *Africa Geoscience Review*, Vol.19, N°3 : 135-150.

Fadili, A. 2014. Etude hydrogéologique et géophysique de l'extension de l'intrusion marine dans le Sahel de l'Oualidia (Maroc) : Analyse statistique, hydrochimique et prospection électrique Thèse. Univ. Chouaib Doukkali. El Jadida, pp.254.

Fagier Y., 2011. Développement de l'Imagerie de Résistivité Électrique pour la reconnaissance et la surveillance des Ouvrages Hydrauliques en Terre. Thèse de doct. Ecole centrale de Nantes. France, pp274.

Faillat, J. P., & Puradimaja, D. J. 1995. Evaluation à l'échelle régionale des contraintes hydrochimiques sur la gestion des eaux souterraines karstiques. Exemple du Languedoc Roussillon. *Hydrogéologie France*, (1), 97-112.

Fakir Y. 2001 Contribution à l'étude des aquifères côtiers : Cas du Sahel de Oualidia (Province de Safi-Maroc). Thèse Doc.Es.Sc, Univ. Cadi Ayyad, 143p.

Fakir, Y., Zerouali, A., Aboufirrasi, M. et Bouabdelli, M. 2002 Exploitation et salinité des aquifères de la Chaouia côtière, littorale atlantique, Maroc. *Journal of African earth Sciences*, Vol 32, pp.791-801.

Fedrigoni, L., Krimissa, M., Zouaric, K., Malikic, A. et Zuppi, G.M., 2001 Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : exemple de la nappe de Djebeniana (Tunisie) *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* 332 : 665-671.

Fidelibus M. D. et Tulipano L. 1996 Regional flow of intruding sea water in the carbonate aquifers of Apulia (Southern Italy). 14th Salt Water Intrusion Meeting. *ochmeddelanden* ,nr 87, 230-241.

Fisher, R.S. and Mullican, W.F., 1997 Hydrochemical Evolution of Sodium-Sulfate and Sodium-Chloride Groundwater Beneath the Northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA. *Hydrogeology Journal*, Vol. 5, n° 2. 4-16.

Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979 Groundwater. Upper Saddle River, News Jersey : PrenticeHall, 606p.

GIEC 2013 Changements climatiques : les éléments scientifiques : Résumé à l'attention des décideurs du volume 1 du 5ème rapport d'évaluation.

GIEC, 2007 Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution

du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A.]. GIEC, Genève Suisse, 103 p.

Gigout, M., 1951 Etude géologique sur la Méseta marocaine occidentale (Arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). Notes.Mém.Serv.Géol. Maroc, n°86, t.1, 507p.

Gilli, E., Mangan, Ch., Mudry, J., 2008 Hydrogéologie : Méthodes, Objets et Applications, 2ème éd. Dunod ISBN 978-2-10-053991-8, Paris, 2008, 339p.

Gouaidia, L., 2008 Influence de la lithologie et des conditions climatiques sur la variation des paramètres physico-chimiques des eaux d'une nappe en zone semi-aride, cas de la nappe de Meskiana nord-est algérien. Thèse de doc., Univ. Badji Mokhtar Annaba, Algérie 199p.

Guekié Simo, A.T. 2012 Effets de la variation spatiale et temporelle des propriétés des terrains sur les défailances des réseaux enterrés. The ?se de Doct. Univ. Bord.1, Bordeaux, 264p.

Gurunadha Rao, V. V. S., Tamma Rao, G., Surinaidu L., Rajesh R., Mahesh J. 2011 Geophysical and Geochemical Approach for Seawater Intrusion Assessment in the Godavari Delta Basin, A.P., India Water Air Soil Pollut, 217 :503-514 DOI 10.1007/s11270-010-0604-9.

Hacini, Y., 2006. Application des méthodes géophysiques à l'étude de deux sites (Kappelen et Grenchen) de l'aquifère poreux complexe du Seeland : Application à trois contextes climatiques contrastés (Canada, Nouvelle Calédonie, Sénégal). Thèse de Doctorat. Université de Lausanne 237p.

Hadj-Said S. 2007 Contribution à l'étude hydrogéologique d'un aquifère en zone côtière : Cas de la nappe de Guerbès. Thèse de Doct. Univ. Badji Mokhtar, Annaba Algérie 215p.

Harmouzi O., 2010. Reconnaissance détaillée de la partie nord-est du Bassin de Saïss (MAROC) : interprétation de sondages électriques verticaux par combinaison des méthodes statistique, géostatistique et d'inversion. These doctorat es science Univ. Bordeaux 1, 323p.

Hem, J.D., 1985 Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural water. 3rd edition. Washington, D.C. : U.S. Geological Survey, 264p.

Hsissou Y., 1999 Impact de l'environnement naturel et anthropique sur la qualité des eaux alluviales en zone semi-aride; cas de la plaine de Souss (Maroc). Thèse de doctorat d'état, Univ. Ibn Zohr Agadir, 172p.

Hsissou, Y., Mudry, J., Mania, J., Bouchaou, L., Chauve, P. 1999 Utilisation du rapport Br/Cl pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines : exemple de la plaine du Souss (Maroc). Académie des sciences Paris. Sciences de la terre et des planètes 328, 381-386.

Kallioras, A., Pliakas, F., Skias, S., Gkiougkis, I. 2011 Groundwater vulnerability assessment at SW Rhodope aquifer system in NE Greece, Advances in the Research of Aquatic Environment, 2, 351-358,.

Kouzana L., Benassi R., Ben mammoua A., Sfarfelfoul M. 2010. Geophysical and hydrochemical study of the seawater intrusion in Mediterranean semi-arid zones. Case of the Korba coastal aquifer (CapBon, Tunisia).Journal of African Earth Sciences 58 : 242-254.

- Lecointre 1926.** Recherches géologiques dans la Méseta marocaine. Mém.Soc.Sc.Nat. Maroc, n°14.
- Lecointre G. & Gigout M., 1950.** Carte géologique provisoire de la région de Casablanca au 1/200 000 et notice explicative. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 72 et 72 bis, 42 pp.
- Lekmine, G., 2011** Quantification des paramètres de transport des solutés en milieux poreux par tomographie de résistivité électrique : développements méthodologiques et expérimentaux. Thèse de doctorat, Université Paris Sud 160p.
- Lobo-Ferreira, J.P. and Cabral, M., 1991.** Proposal for an Operational Definition of Vulnerability for the European Community's Atlas of Groundwater Resources, in Meeting of the European Institute for Water, Groundwater Work Group Brussels.
- Lobo-Ferreira, J.P., Chachadi, A.G., Diamantino, C. and Henriques, M.J., 2005** Assessing aquifer vulnerability to seawater intrusion using GALDIT method : Part 1 -Application to the Portuguese Aquifer of Monte Gordo, The fourth Inter-Celtic colloquium on hydrology and management of water resources, Guimaraes, Portugal, July 11-14, 12 p.
- Loke, M.H. & Barker, R.D., 1996.** Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting 44 : 131-152.
- Loke, M.H. & Dahlin, T., 2002.** A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. Journal of Applied Geophysics 49, 149-162.
- Loke, M.H., Wilkinson, P.B. and Chambers, J.E. 2010.** fast computation of optimized electrode arrays for 2D resistivity surveys. Jour. Comput. Geosci., 36(11), 1414-1426.
- Mandel, S. & Shiftan, Z.L., 1981.** Groundwater Resources ; Investigation and Development. New York : Academic Press, 269p.
- Marescot L., 2008a.** Imagerie électrique pour géologues : acquisition, traitement, interprétation p73.
- Marjoua A., 1995.** Approche géochimique et modélisation hydrodynamique de l'aquifère de la Chaouia Côtière ; Origine de la salinisation des eaux, thèse de 3ème cycle, ParisVI, 102p.
- Martínez, J., Benavente, J., García-Aróstegui, J.L., Hidalgo, M.C. & Rey, J., 2009.** Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion-extrusion effects : The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain). Engineering Geology 108 : 161-168.
- Meybeck M., Friedrich G., Thomas R., Chapman D., 1996.** Rivers. Water quality assessments : a guide to the use of biota, sediments and water in environment monitoring, Chapman edition, 2nd ed. E & FN Spon, London, pp. 59-126.
- Michard A., 1976** Eléments de géologie marocaine. Not. Mém. Serv. Géol., Maroc, n°252.
- Mohamed A.S., 2012.** Approches hydrodynamique et géochimique de la recharge de la nappe du Trarza, sud-ouest de la Mauritanie. Thèse de doct. Université Paris-Sud France 180p.

- Mondal, N.C., Singh, V.S., Saxena, V.K. and Prasad, R.K. 2008.** Improvement of groundwater quality due to fresh water ingress in Potharlanka Island, Krishna delta, India. *Environ. Geol.* 55(33), 595-603.
- Mondal, N.C, Singh, V.P, Singh, V.S and Saxena, V.K. 2010.** Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry. *Journal of Hydrology*, 388, 100-111.
- Moustadraf J., 2006** Modélisation numérique d'un système aquifère côtier. Etude de l'impact de la sécheresse et de l'intrusion marine (la Chaouia Côtière, Maroc). Thèse de doctorat. Université de Poitiers.
- Mtoni Y., Chikira Mjemah I., Bakundukize Ch., Van Camp M., Martens K., Walraevens K., 2013** Saltwater intrusion and nitrate pollution in the coastal aquifer of Dar es Salaam, Tanzania, *Environ Earth Sci*, 70 :1091-1111.
- Nadler, A., Magaritz, M. et et Mazor, E. 1980.** Chemical reactions of seawater with rocks and freshwater : experimental and field observations on brackish waters. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 44, pp.879-886.
- Najib, S., Grouzavu, A., Mehdi, K., Breaban, I.G., Guessir, H. & Boutayeb, K. 2012.** Application of the method GALDIT for the cartography of groundwaters vulnerability : aquifer of Chaouia coast (Morocco). *Scientific annals of alexandru Ioan Cuza, Univer of Iasi, Geography series*, 8 : 77-88.
- Niazi, S., 2007.** Etude des impacts des changements climatiques et de l'élévation du niveau de la mer sur le littoral de Tétouan (Méditerranée occidentale du Maroc) : Vulnérabilité et Adaptation, Thèse de Doct. Univ.Agdal Rabat, 231 p.
- Niwas S., & Celik M., 2012.** Equation estimation of porosity and hydraulic conductivity of Ruhrtal aquifer in Germany using near surface geophysics, *Journal of Applied Geophysics* 84, pp 77-85.
- ONEM 2003.** MEDGEOBASE. Base de données sur l'occupation du sol du littoral marocain. Édité. Observatoire National de l'Environnement Marocain, URL : www.hcp.ma/file/10558.
- Ouadia M., 1998** Les formations Plio-quadernaires dans le domaine mésetien occidental du Maroc entre Casablanca et Safi géomorphologie, sédimentologie, paléoenvironnements quadernaires et évolution actuelle. Thèse Doc.Es.Sc., Fac.Sc., Rabat. 319p.
- Oulaaross, Z. 2009.** Etude climatologique, hydrogéologique et géophysique du Sahel Côtier des Doukkala (Maroc). Apport de l'analyse statistique et de l'inversion des données géoélectriques à l'étude du biseau salé de la lagune de Sidi Moussa. Thèse de Doctorat Es-Science, Univ. Chouaib Doukkali, 272 p.
- Panteleit B., Kessels W., Kantor W., Schulz H. D. 2001.** Geochemical characteristics of salinization-zones in the coastal aquifer Test Field (CAT-Field) in Germany. In. Proc. 1st Int. Conf. on Saltwater intrusion and coastal aquifers : monitoring, modelling and management. Maroc, 2001.

- Papy F., Oussible M., Jouve Ph., 1981.** Les contraintes pédoclimatiques à l'exploitation agricole des zones semi-arides et arides du Maroc-Occidental. BRGM, N°5, Nouvelle série Rabat, Maroc.
- Pascual M. & Custodio E. 1990.** Geochemical observation in a continuously seawater intruded area : Garraf, Catalonia (Spain). Proc. 11th Salt Water Intrusion Meeting. Gdansk (Poland), 308-330.
- Piper A. M., 1944.** A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Trans. Am. Geophys. Union 25, 914-923.
- Piqué A., 1994.** Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale. Edi. Pumag, 284p.
- Plummer, LN, Prestemon E, Parkhurst DL 1992.** An interactive code (netpath) for modeling net geochemical reactions along a flow path. Techniques of water resources investigations of US geological survey, pp 91-4078.
- Pulido-Leboeuf P., 2004** Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (Castell de Ferro, Spain). Applied Geochemistry, 19 : 1517-1527.
- Pulido-Leboeuf P., Pulido-Bosch A., Calvache M.-L. Vallegos 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 335 : 1039-1048.
- Qin R., Wu Y., Xu Z., Xie D., Zhang C., 2013.** Assessing the impact of natural and anthropogenic activities on groundwater quality in coastal alluvial aquifers of the lower Liaohe River Plain, NE China. Applied Geochemistry, 31 :142-158.
- Ressources en eau du Maroc, 1975** Plaines et bassins du Maroc Atlantique. Tome 2 Notes et Mémoires du Service géologique N°231.
- Revelle, R., 1941.** Criteria for recognition of seawater in groundwaters. Transactions of the American Geophysical Union, 22, 593-597.
- Rey F., 2007.** Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnaise (Pyrénées-Atlantiques, France) Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonates. Thèse pp. 466.
- Rey, E., Jongmans, D., Gotteland, P., Garambois, S., 2006.** Characterization of soils with stony inclusions using geoelectrical measurements : J. Appl. Geophys., 58, 188-201.
- Roy A, et Apparao A., 1971.** Depth of investigation in direct current methods. Geophysics 36 : 943-959.
- Sanchez-Martos, F., Jimenez-Espinosa, R. and Pulido-Bosch, A. 2001.** Mapping groundwater quality variables using PCA and geostatistics : a case study of Bajo Andarax, southeastern Spain / Cartographie de variables de la qualité des eaux souterraines en utilisant l'ACP et la géostatistique : étude de cas de l'Andarax inférieur, dans le sud-est de l'Espagne', Hydrological Sciences Journal, 46 : 2, 227 - 242

- Sasaki, Y., 1992.** Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting* 40, 453-464.
- Satriani, A., Loperte, A., Imbrenda, V., Lapenna, V., 2012.** Geoelectrical Surveys for Characterization of the Coastal Saltwater Intrusion in Metapontum Forest Reserve (Southern Italy). Hindawi Publishing Corporation Int. Jou of Geophys. Art. ID 238478, 1-8 doi :10.1155/2012/238478.
- Schoeller, H., 1963.** La classification géochimique des eaux Assem. Int. Asso. Hydrol. Sci., (64), 16-24.
- Shetkar, R.V. & Mahesha, A. 2011 :** Tropical, seasonal river basin development : hydrogeological analysis, *Journal of Hydrologic Engineering*, 289-291, 2011.
- Simler, R., 2004.** Diagrammes. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, Université d'Avignon, Logiciel d'hydrochimie multilingage en distribution libre.
- Sinan, M., Boussetta, M., El Rherari, A., 2009.** Changements climatiques : causes et conséquences sur le climat et les ressources en eau, *Revue HTE n°142* : 21-30.
- Somay M.A., et Gemici Ü., 2009** Assessment of the Salinization Process at the Coastal Area with Hydrogeochemical Tools and Geographical Information Systems (GIS) : Selçuk Plain, Izmir, Turkey, *Water Air Soil Pollut*, 201 :55-74.
- Steyl G., & Dennis I., 2010.** Review of coastal-area aquifers in Africa, *Hydrogeology Journal* 2010, Vol. 18, Issue 1, pp 217-225.
- Stuyfzand P.J.** 1986 A new hydrochemical classification of watertypes : principles and application to the coastal dunes aquifer system of the Netherlands. *Proceedings of the 9th Salt Water Intrusion Meeting, Delft 1986*, pp 641-655.
- Tellam J. H. 1995.** Hydrochemistry of the saline groundwaters of the lower Mersey Basin Permo-Triassic sandstone aquifer, UK. *J. Hydrol.* 165, 45-84.
- Tellam J.H, Lloyd J.W. 1986.** Problems in the recognition of seawater intrusion by chemical means : an example of apparent equivalence, *Q. J. Eng. Geol.* 19 : 389-398.
- UNEP 1998.** Reports and studies N°167. Institute of Marine Sciences, University of Dar es Salaam, Tanzania, Fao, Rome, SIDA, Stockholm.
- Unies, N. 1992.** Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques. *Recueil des traités*, 1771(30822).
- Van Nostrand, R.G. & Cook, K.L., 1966.** Interpretation of resistivity data, U.S.G.S., Paper 499.
- Werner A.D., Bakker M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ashtiani, B.A, Simmons, C.T., & Barry, D.A., 2013.** Seawater intrusion processes, investigation and management : Recent advances and future challenges, *Advances in Water Resources* 51 : 3-26.

Yakirevich, A., Melloul, A., Sorek, S., Shaath, S., Borisov, V. 1998. Simulation of seawater intrusion into the Khan Yunis area of the Gaza Strip coastal aquifer. *Hydrogeology Journal* 6 :549-559.

Younsi A., 1994. Etude des mécanismes des intrusions marines vers le système aquifère compris entre oued Oum-er-Rbia et Bir Jdid. Thèse de 3^{ème}, Fac.Sc., El Jadida. 149p.

Younsi A., 2001. Méthodologie de mise en évidence des mécanismes de salure des eaux souterraines côtières en zone semi-aride irriguée (Chaouia côtière, Maroc). Thèse Doc.Es.Sc., Fac.Sc., El Jadida. 175 p.

Zarroca, M., Bach, J., Linares, R., & Pellicer, X. M. 2011. Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain). *Journal of Hydrology*, 409(1), 407-422.

Zerouali, A., Lakfifi, L., Larabi, A., & Ameziane, A. 2001. Modélisation de la nappe de la Chaouia côtière (Maroc). First International Conference on Saltwater and Coastal Aquifers-Monitoring, Modeling and Management. Essaouira, Morocco, April 23-25.

Zouhri L., 2001 L'aquifère du bassin de la Mamora, Maroc : géométrie et écoulements souterrains. *Journal of African Earth Sciences* Vol.32, N°4 pp 837-850.

Annexes

Annexe **A**

Climat

1 Test de Buishand (1982, 1984)

Le test est de nature bayésienne et fait référence au modèle simple qui suppose un changement de moyenne de la série :

$$x_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon & i = 1, \dots, m \\ \mu + \varepsilon + \Delta & i = 1 + m, \dots, n \end{cases} \quad (\text{A.1})$$

les ε sont des variables normales de moyenne nulle et de variance commune inconnue σ^2 . Le point de rupture m et les paramètres μ et Δ sont aussi inconnus.

soit la variable :

$$S_0 = 0, \quad S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}) \quad \text{pour } k = 1, \dots, N \quad (\text{A.2})$$

Où \bar{x} est la moyenne des valeurs x_1, x_2, \dots, x_N .

S_k est telle que :

- $E(S_k) = -k(N - m)N^{-1}\Delta, \quad k=0, \dots, m.$
- $E(S_k) = -m(N - k)N^{-1}\Delta, \quad k=m+1, \dots, N.$
- $var(S_k) = -k(N - k)N^{-1}\sigma^2, \quad k=0, \dots, N.$

Sous l'hypothèse nulle, la variable S_k suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance $k(N - k)N^{-1}\sigma^2, \quad k = 0, \dots, N.$ σ^2 inconnue est remplacée par son estimateur à partir de la série étudiée. Il en résulte que la variable S_k suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance approximative $k(N - k)(N - 1)^{-1}D_x^2, k=0, \dots, N$ avec :

$$D_x^2 = N^{-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \quad (\text{A.3})$$

En supposant une distribution à priori uniforme pour la position du point de rupture m , on définit la statistique U par :

$$U = [N(N + 1)]^{-1} \sum_{k=1}^{N-1} (S_k / D_x) \quad (\text{A.4})$$

Des valeurs critiques de la statistique U sont données par Buishand (1982) à partir d'une méthode de Monte Carlo. Pour tout changement de moyenne survenant au milieu de la série, la statistique U s'avère performante. La statistique U est une statistique robuste qui reste valide même pour des distributions de la variable qui s'écartent de la normalité.

Remarque : Les tests basés sur les écarts cumulés ont des propriétés optimales dans le cas de changements brutaux de moyenne.

2 Evolution mensuelle de précipitation

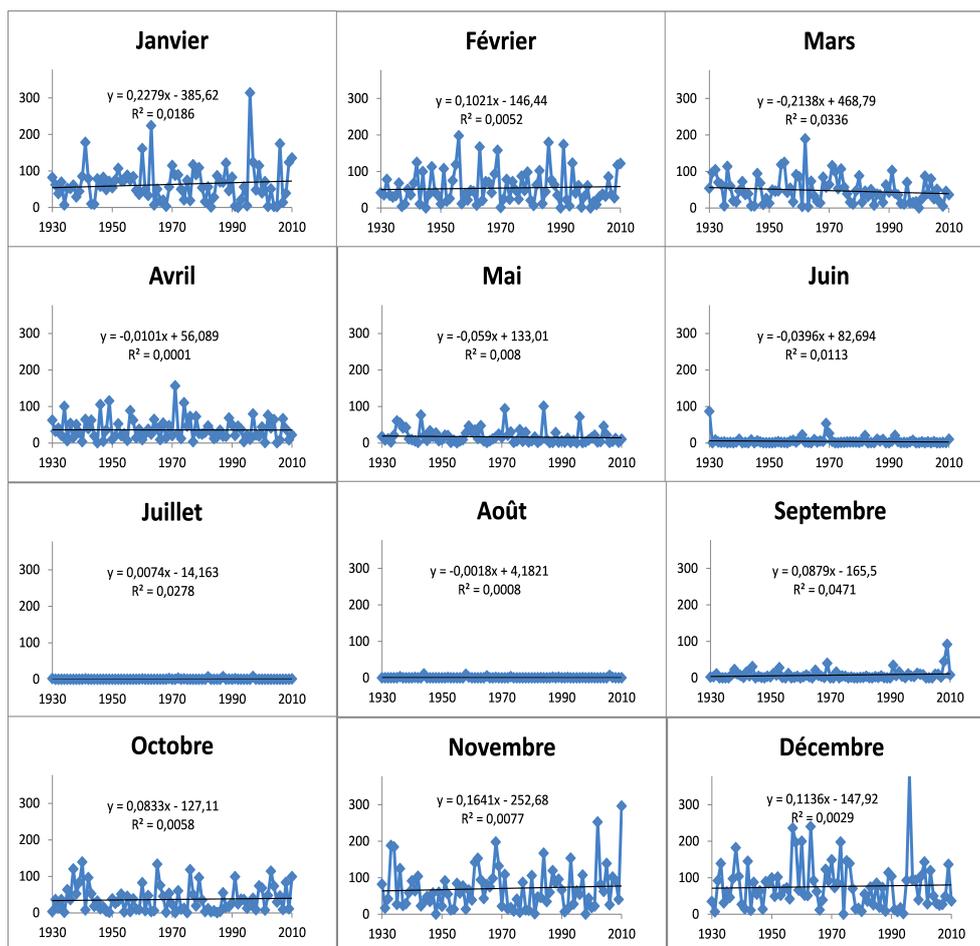


FIGURE A.1 – Evolution de la Précipitation mensuelle (mm) moyenne pour la période de 1908-2010 à la station de Casablanca Anfa

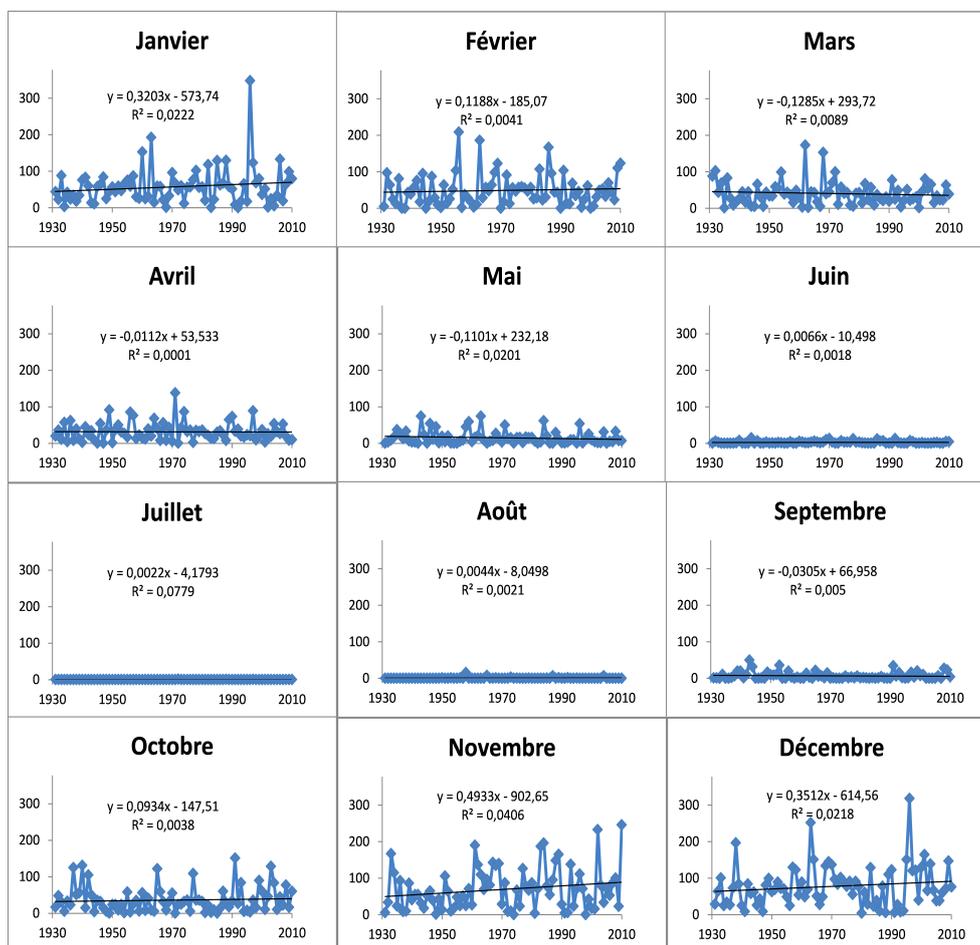


FIGURE A.2 – Evolution de la Précipitation mensuelle (mm) moyenne pour la période de 1931-2010 à la station d'El Jadida

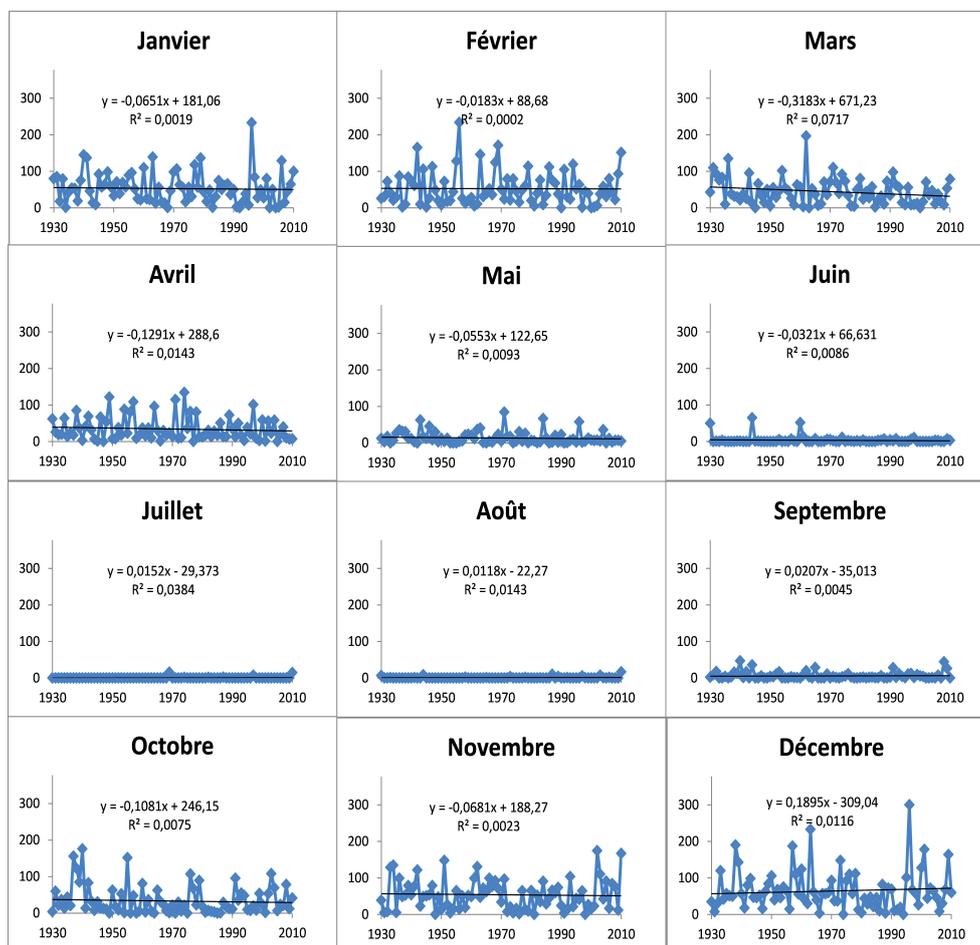


FIGURE A.3 – Evolution de la Précipitation mensuelle (mm) moyenne pour la période de 1909-2010 à la station de Settat

3 Evolution mensuelle de la température moyenne

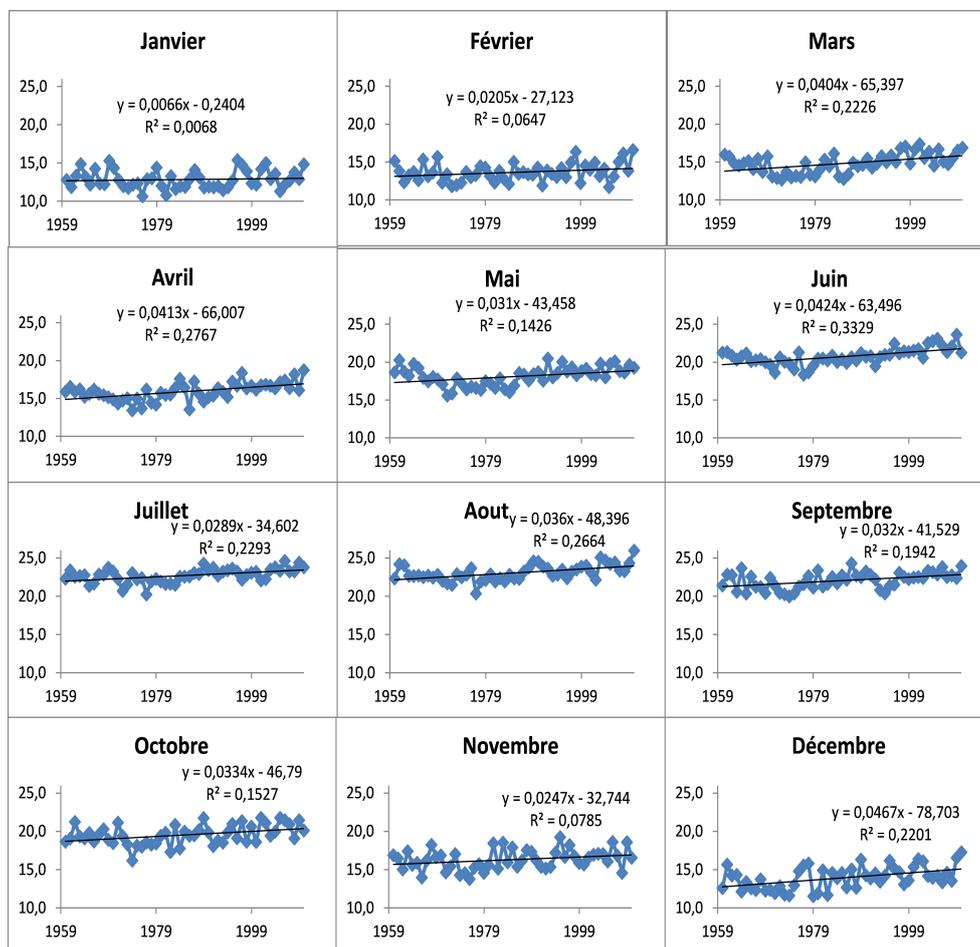


FIGURE A.4 – Evolution de la température mensuelle moyenne (°C) pour la période 1960-2010 à la station de Casablanca Anfa

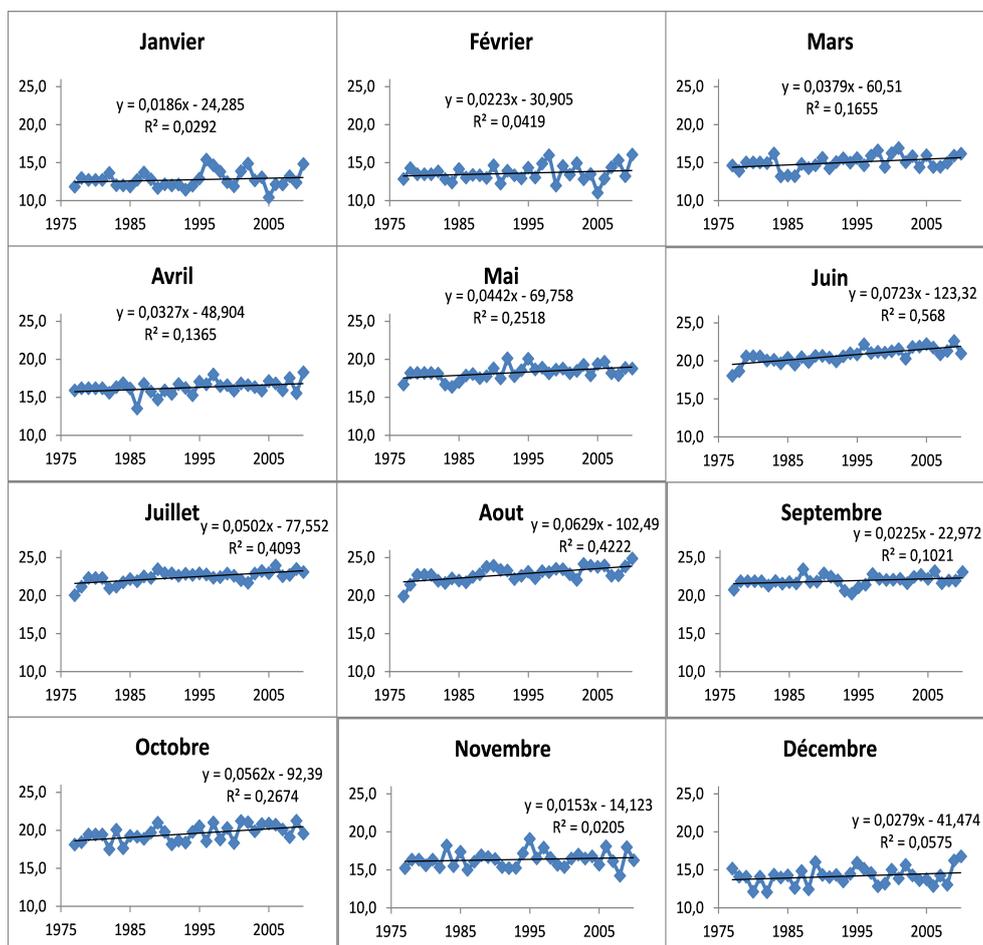


FIGURE A.5 – Evolution de la température mensuelle moyenne ($^{\circ}C$) pour la période 1977-2010 à la station d'El Jadida

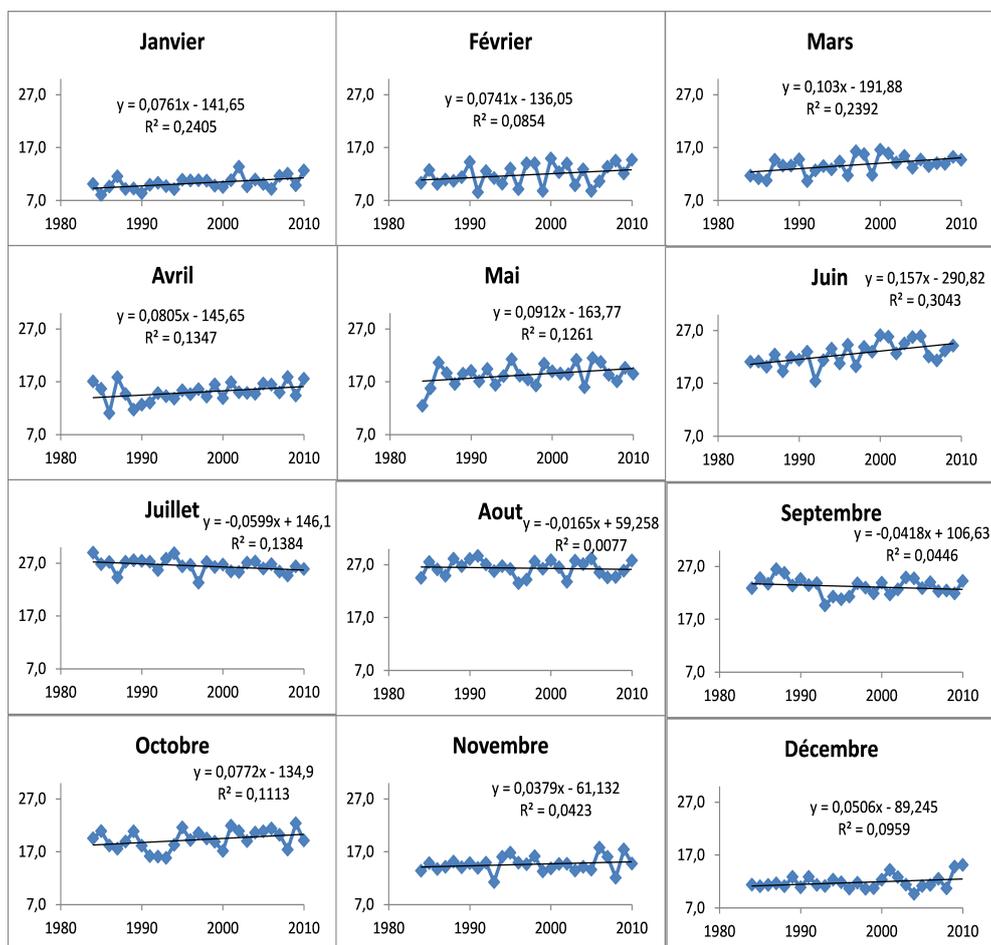


FIGURE A.6 – Evolution de la température mensuelle moyenne (°C) pour la période 1984-2010 à la station de Settat

4 Calcul de l'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle ETP est la quantité d'eau théoriquement évaporable par une surface d'eau libre,

Pour calculer l'évapotranspiration potentielle, on a appliqué la formule de THORNTHWAITE. Les données de température qu'on dispose sont celles des stations de Casablanca Anfa, El Jadida et Settat.

La formule THORNTHWAITE basée essentiellement sur les températures de l'air est la suivante :

$$ETP = 16(10 * t/I)^a * f(\lambda) \quad (A.5)$$

Avec ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle (mm)

I : indice thermique annuel = \sum i des 12 mois

Avec l'indice mensuel $i = (t/5)^1, 514$

t : température moyenne mensuelle ($^{\circ}C$)

a (coefficient fonction de I) = $6,75.10 - 7I3 - 7,71.10 - 5I2 + 1,79.10 - 2I + 0,4923$

$f(\lambda)$: facteur fonction de la latitude et de la saison, le tableau suivant donne des valeurs de $f(\lambda)$ pour la latitude de la région étudiée (Marjoua, 1995)

TABLEAU A.1 – Les valeurs de $f(\lambda)$ mensuelle pour la latitude de la zone de la Chaouia côtière (Marjoua, 1995)

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
$f(\lambda)$	0,88	0,86	1,03	1,09	1,19	1,2	1,22	1,16	1,03	0,97	0,88	0,86

5 Evolution de l'évapotranspiration potentielle mensuelle

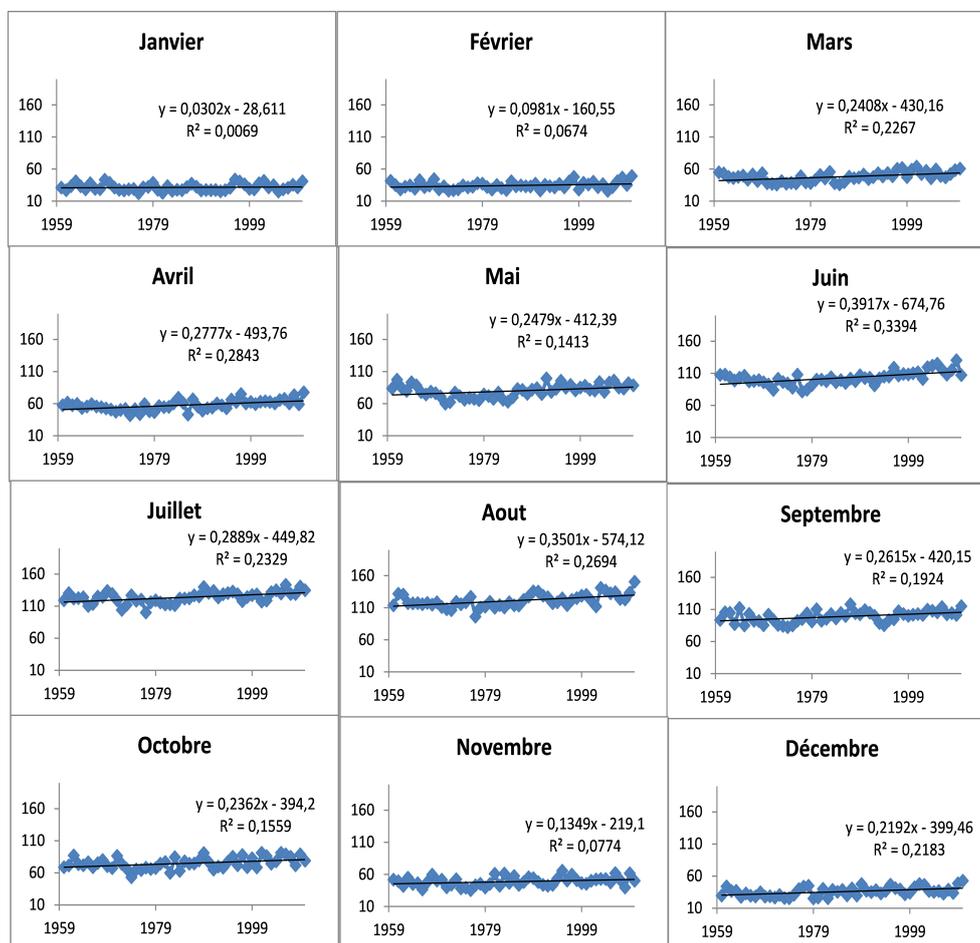


FIGURE A.7 – Evolution de l'évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne (mm) pour la période 1960-2010 à la station de Casablanca Anfa

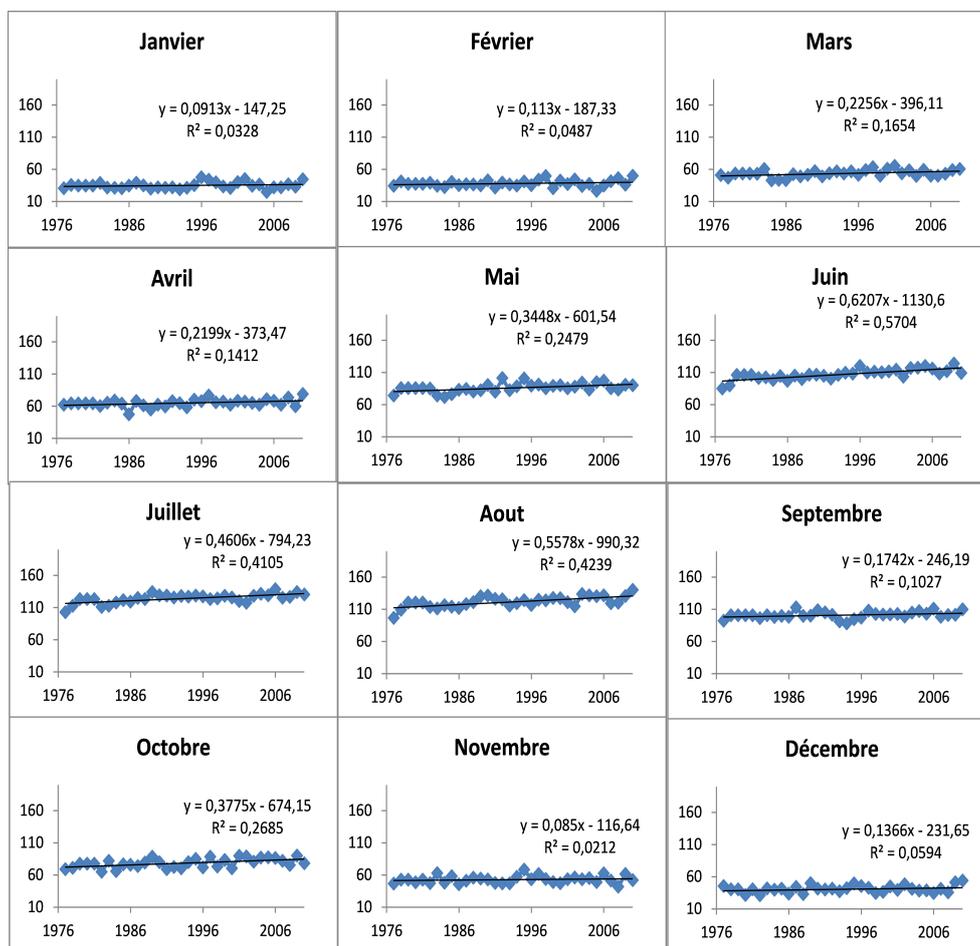


FIGURE A.8 – Evolution de l'évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne (mm) pour la période 1977-2010 à la station d'El Jadida

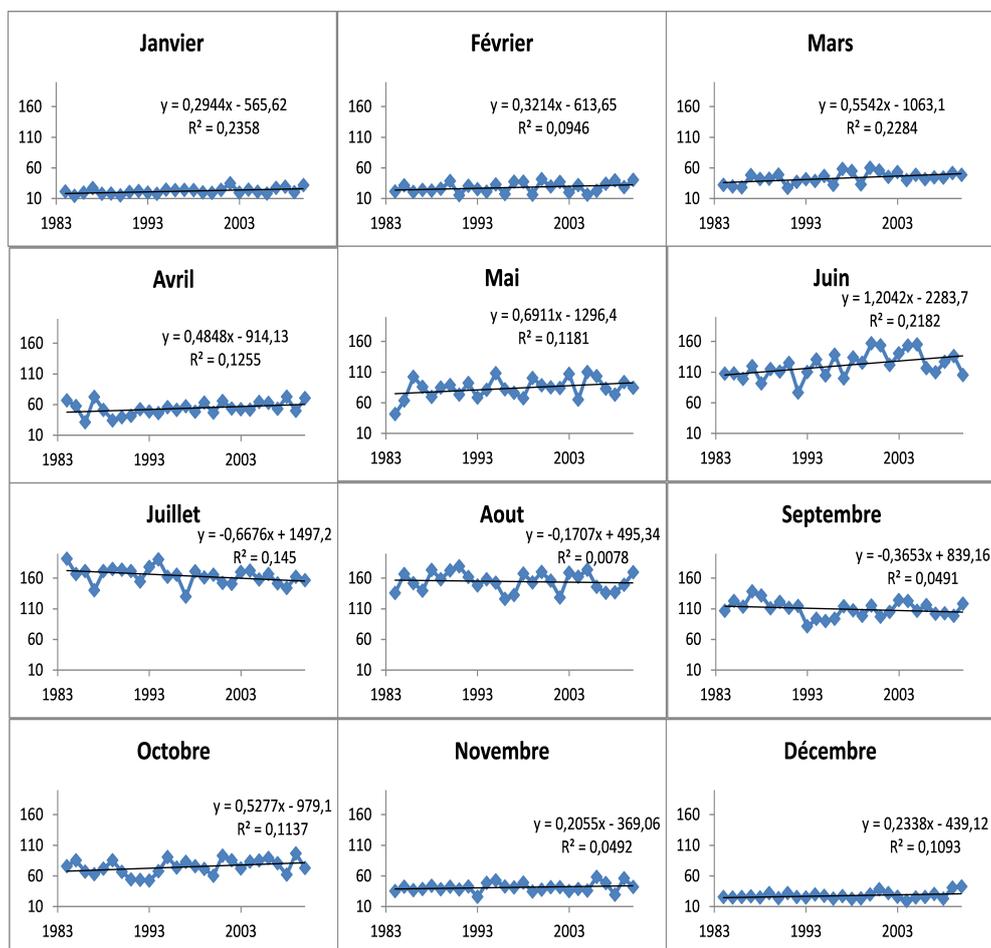


FIGURE A.9 – Evolution de l'évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne (mm) pour la période 1984-2010 à la station d'El Jadida

Annexe **B**

hydrodynamisme

1 Étude statistique des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère de la Chaouia côtière

TABLEAU B.1 – Synthèse de l'étude statistique des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère de la Chaouia côtière à partir des résultats des pompes d'essai

	Transmissivité (m ² /s)	Perméabilité (m/s)
Effectif	127	126
Max	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$4,44 \cdot 10^{-3}$
Min	$2 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-6}$
Moyenne	$3,09 \cdot 10^{-3}$	$7,29 \cdot 10^{-4}$
Médiane	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$
Ecart-type	$4,11 \cdot 10^{-3}$	$8,7 \cdot 10^{-4}$
Variance	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Coefficient de variation	1,33	1,2

2 Effet de la marée

L'influence de la marée océanique sur les fluctuations de la nappe est confirmée par plusieurs auteurs qui travaillaient sur le littoral atlantique marocain (Fadili et *al.*, 2012 ; Oulaaross, 2009 ; El Achheb, 2002 ; Fakir, 2001). Nous avons étudié l'influence de la marée sur l'évolution du niveau piézométrique. Ainsi, nous avons suivi pendant 24 heures, l'évolution de la hauteur d'eau d'un puits (P20 X=226 878, 5, Y = 304 732, 9) situé à 400 m de l'estuaire de l'oued Oum Er-Rbia (Cf. Chapitre 5, figure ??) dans la localité de Sidi Hmida pour voir l'évolution de la hauteur d'eau et la température des eaux dans ce puits avec un pas de mesure de 15 min. On constate une évolution de la hauteur d'eau qui suit celle de la marée avec un déphasage moyenne de 5 h (tiré de la courbe) entre les deux ondes (figure B.1, des enregistrements réalisés dans des puits localisés dans les zones de Qualidia (à 1 400 m de l'océan) et Sahel sidi Moussa (à 753 m de l'océan) montrent un transfert de pression et de masse mis en évidence par la variation du niveau de la nappe et de la conductivité électrique en fonction de la variation de la marée, avec un déphase moyen de 3 h 25 min (Fadili, 2014 et Fadili et *al.*, 2012) et 3 h 4 min (Oulaaross, 2009).

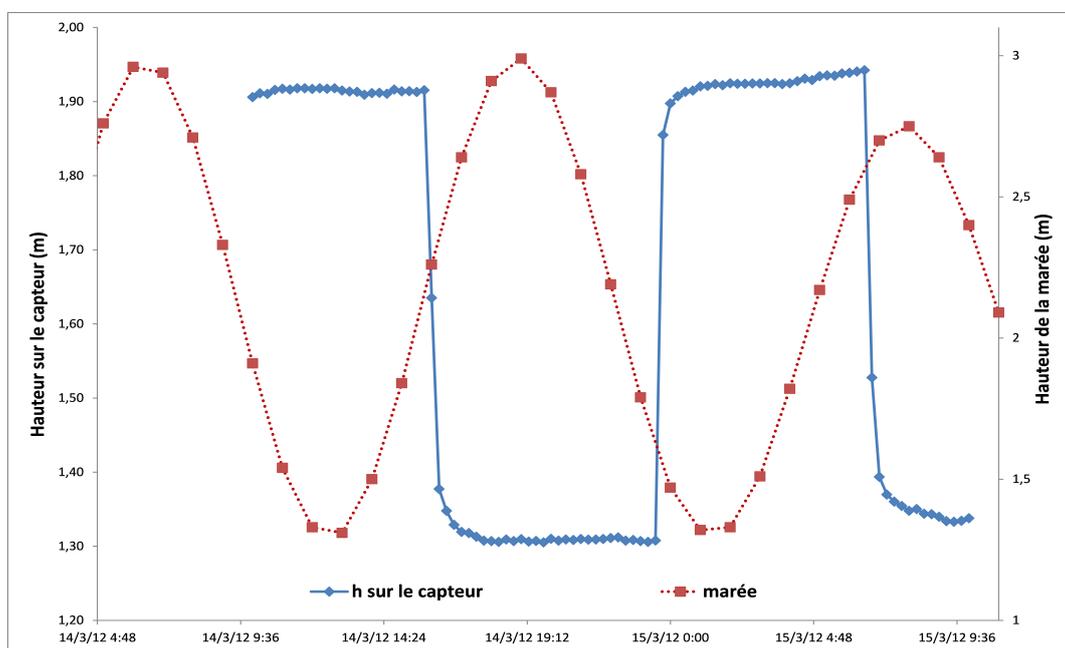


FIGURE B.1 – Evolution de la hauteur de l'eau du capteur et de la marée pour la période du quatorze mars au quinze mars 2012

3 Géostatistique

L'interpolation est effectuée en deux grandes étapes : une analyse variographique suivie de l'estimation. L'analyse variographique permet d'étudier la structuration spatiale de la variable, la carte variographique est construite pour détecter les éventuelles directions d'anisotropie, puis le variogramme expérimental est calculé et enfin un modèle théorique de variogramme aux propriétés bien connues est choisi et ajusté au variogramme expérimental.

Les cartes variographiques sont représentées en coordonnées polaires dans laquelle chaque cellule représente par un jeu de couleur une valeur de variogramme pour une direction et distance entre les points. La carte variographique analyse la continuité spatiale d'une variable dans toutes les directions dans un espace de visualisation en 2D et indique en particulier des directions possibles d'anisotropies.

Le variogramme est la fonction la plus utilisée en géostatistique pour décrire la continuité des caractéristiques mesurées (altitude de l'eau), il sert à quantifier la corrélation entre deux mesures du niveau piézométrique situées l'une près de l'autre. Le variogramme (semi-variogramme) directionnel expérimental est défini par l'équation suivante :

$$\gamma(h, \theta) = \frac{1}{(2N(h, \theta))} \sum_{i=1}^{N(h, \theta)} [Z(u_{\alpha}) - Z(u_{\alpha} + h)]^2 \quad (\text{B.1})$$

où $N(h, \theta)$ = nombre de paires séparées de h dans la direction θ .

En pratique on s'accorde une tolérance sur h et sur θ afin d'avoir suffisamment de paires pour chaque h et chaque θ . Pour chacune des classes ainsi formées, on calcule la distance moyenne séparant les extrémités des paires (abscisse) et on évalue le variogramme expérimental pour chaque classe. On obtient donc une série de points expérimentaux auxquels on cherche à ajuster un modèle (i.e. expression analytique) permettant de déduire la covariance entre deux points quelconque en fonction de leur espacement géographique (et, éventuellement, de la direction qu'ils définissent). Une fois le modèle adopté, toute la suite des calculs se fait avec les valeurs obtenues du modèle et non avec les valeurs expérimentales.

Les modèles utilisés dans notre cas sont :

Modèle sphérique :

$$\gamma(h) = C \left(1, 5 \frac{h}{a} + \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right) \quad \text{Si } 0 < h < a \quad (\text{B.2})$$

Modèle de puissance :

$$\gamma(h) = C \left(\frac{h}{a} \right)^\alpha \quad \text{Si } 0 < \alpha < 2 \quad (\text{B.3})$$

Les paramètres du modèle de variogramme théorique de la piézométrie de mai 2011 (modèle sphérique) et avril 2009 (modèle de puissance) sont illustrés dans les figures ci-dessous (figure B.2 et B.3), ils montrent la distribution des points de mesures dans la zone d'étude sur une carte en coordonnées métriques, la corrélation entre le niveau piézométrique calculé et mesuré avec la droite de pente 1 et enfin la répartition des points du niveau piézométrique estimés dans l'intervalle de l'erreur standard $[-2,5, 2,5]$.

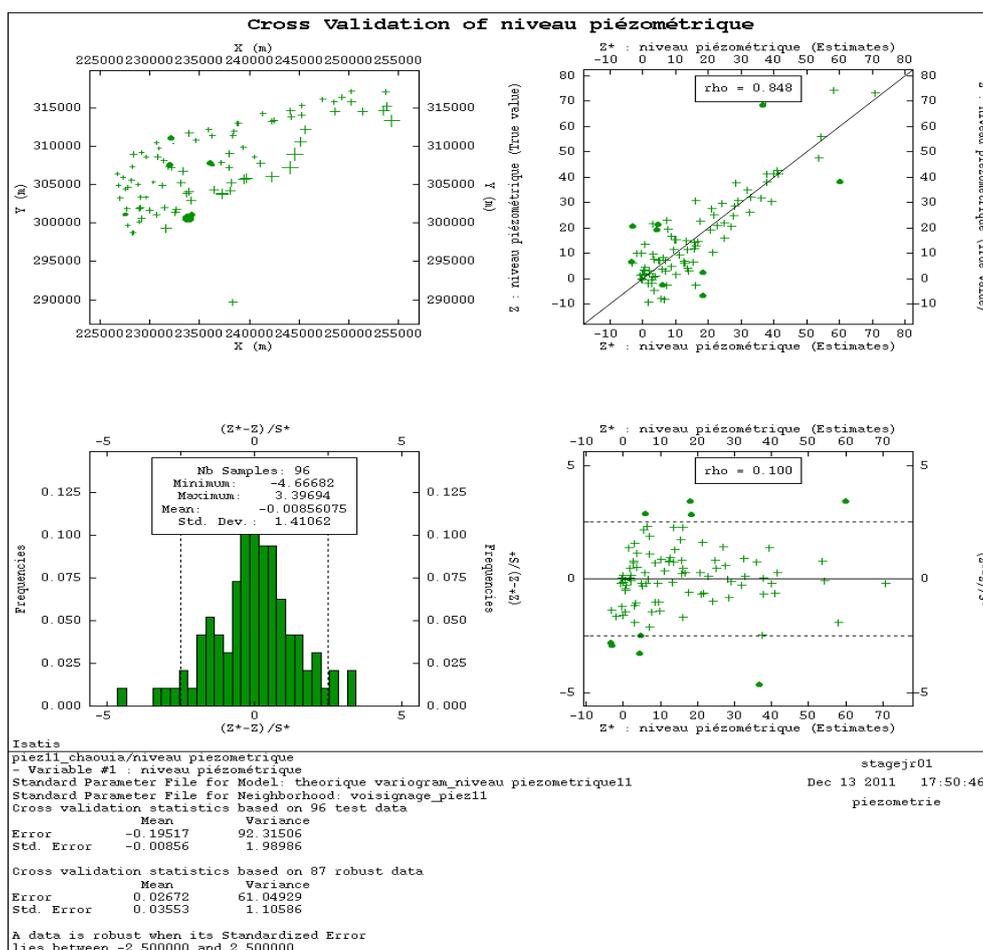


FIGURE B.2 – Validation croisée de la piézométrie mai 2011

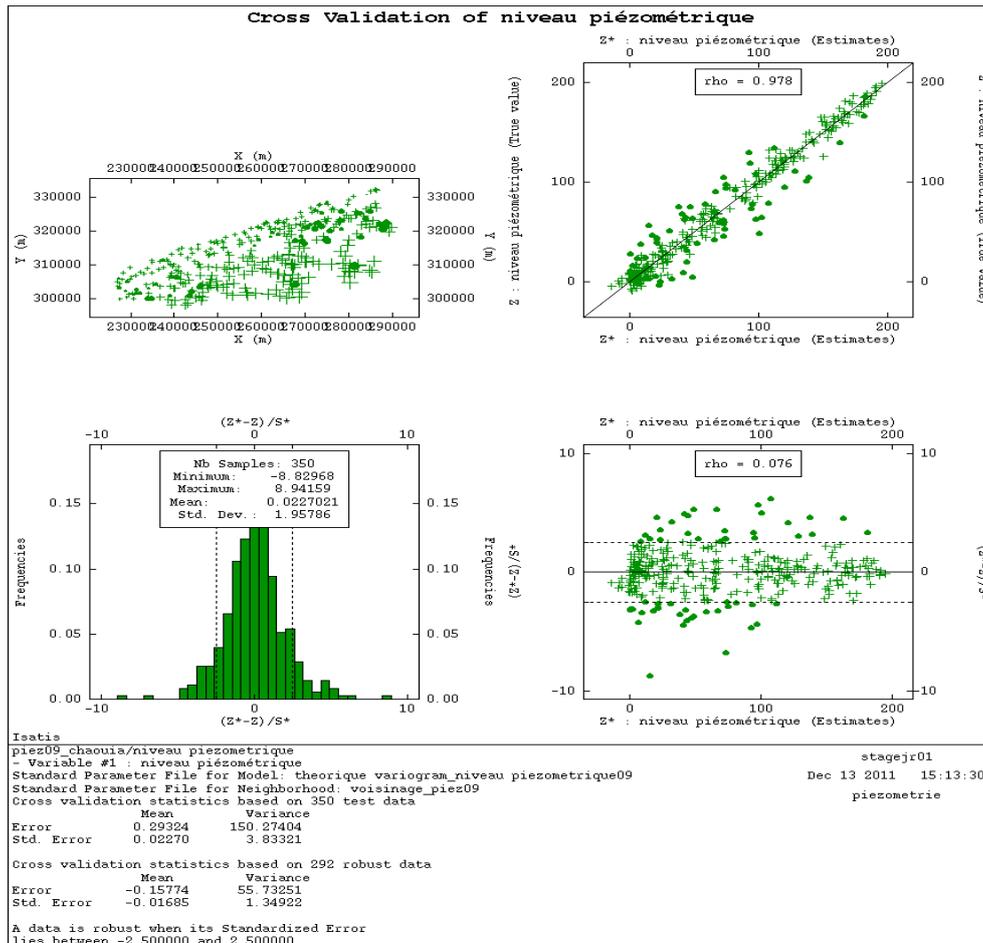


FIGURE B.3 – Validation croisée de la piézométrie avril 2009

3 5.1.5 Chronique piézométrique de la nappe phréatique de la Chaouia côtière

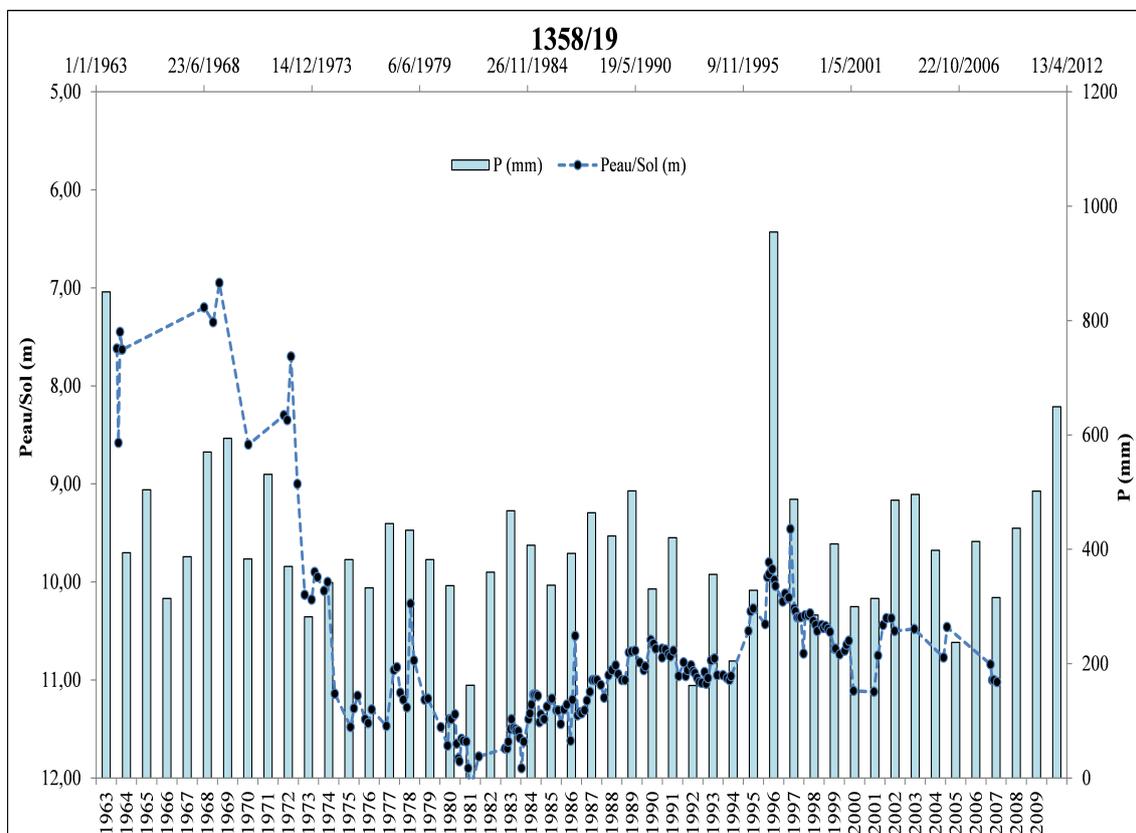


FIGURE B.4 – Fluctuation du niveau de la nappe dans le piézomètre 1358/19 en fonction des précipitations annuelles dans la station d’Azemmour

4 Bilan hydrologique

TABLEAU B.2 – Bilan hydrologique à la station de Casablanca par la méthode de Thornthwaite (1984/2010) en (*mm*)

	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr	Mai	Jui.	Juil.	Août	Tot.
ETP	102,6	77,8	50,7	38,6	31,8	35,4	50,7	61,3	83,8	107,7	128,4	126,0	895,0
T (°C)	22,5	20,0	16,7	14,6	12,9	13,9	15,3	16,5	18,6	21,3	23,2	23,6	
P	10,7	39,3	82,8	71,0	68,4	53,7	36,4	31,1	14,4	3,2	0,7	0,5	412,1
P-ETP	-91,9	-38,5	32,1	32,4	36,6	18,2	-14,3	-30,2	-69,5	-104,5	-127,7	-125,5	
ETR	10,7	39,3	50,7	38,6	31,8	35,4	50,7	61,3	44,2	3,2	0,7	0,7	367,4
RFU ₆₀	0,0	0,0	32,1	64,4	60,0	60,0	45,7	29,8	0,0	0,0	0,0	0,0	

TABLEAU B.3 – Bilan hydrologique à la station d'El Jadida par la méthode de Thornthwaite (1984/2010) en (*mm*)

	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr	Mai	Jui.	Juil.	Août	Tot.
ETP	101,6	79,5	53,1	41,2	34,9	38,1	53,7	65,2	86,9	108,8	126,3	123,8	913,2
T (°C)	22,0	19,7	16,4	14,3	12,8	13,7	15,1	16,3	18,4	21,0	22,7	23,1	
P	7,0	42,2	81,4	81,1	66,6	48,8	35,3	29,7	12,6	2,5	0,1	0,7	407,9
P-ETP	-94,7	-37,3	28,3	39,9	31,7	10,7	-18,3	-35,5	-74,3	-106,4	-126,2	-123,1	
ETR	7,0	42,2	53,1	41,2	34,9	38,1	53,7	65,2	37,1	2,5	0,1	1,8	376,8
RFU ₆₀	0,0	0,0	28,3	68,2	60,0	60,0	41,7	24,5	0,0	0,0	0,0	0,0	

TABLEAU B.4 – Bilan hydrologique à la station de Settat par la méthode de Thornthwaite (1984/2010) en (*mm*)

	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr	Mai	Jui.	Juil.	Août	Tot.
ETP	109,6	74,7	41,4	27,8	22,3	28,2	43,6	54,1	83,8	121,1	163,9	154,5	925,1
T (°C)	23,2	19,3	14,6	11,8	10,3	11,8	13,7	15,0	18,3	22,5	26,5	26,3	
P	6,8	31,5	56,3	65,4	49,6	49,7	34,3	28,5	12,2	2,3	0,9	1,8	339,5
P-ETP	-102,7	-43,3	14,9	37,6	27,3	21,5	-9,2	-25,6	-71,6	-118,8	-162,9	-152,7	
ETR	6,8	31,5	41,4	27,8	22,3	28,2	43,6	54,1	46,6	2,3	0,9	1,0	306,6
RFU ₆₀	0,0	0,0	14,9	52,5	60,0	60,0	50,8	34,4	0,0	0,0	0,0	0,0	

4 Les termes de bilan

4.1 Entrées

L'infiltration des eaux de pluie constitue la principale source d'alimentation de la nappe. Une autre alimentation de la nappe par la nappe de Berrechid qui contribue d'une façon moindre par abouchement dans la zone de transition entre les deux aquifères.

4.1 Sorties

Les exutoires naturels : composés essentiellement par les écoulements vers l'océan, du drainage vers l'oued Oum Er-Rbia et des sources. La quasi totalité de ces sources se trouve dans la zone de Casablanca, les sources dont le débit est relativement important (plus de 3 l/s) situées à la limite NE du domaine, à la faveur des affleurements quartzitiques d'El Hank (ABHBC, 2005). Les prélèvements : Une enquête des prélèvements en 2003 réalisée par ABHBC généralisée à l'ensemble de l'aire de la nappe permet d'évaluer des volumes prélevés de $30\text{ Mm}^3/\text{an}$.

TABLEAU B.5 – Bilan hydraulique de la nappe de la Chaouia côtière 2007

	Termes du bilan	(Mm^3/an)
Entrées	Recharge par précipitations	30
	Alimentation à partir du front Sud	5,5
	Recharge par l'Oum Er Rbia	0,14
	Pénétration de l'eau de mer	1,1
	Total entrées	36,74
Sorties	Prélèvements	30,62
	Drainages par l'Oum Er-Rbia	0,38
	Evaporation directe	5,6
	Sources et pertes vers l'océan	10,94
	Total sorties	47,54
	Bilan	- 10,8

4 Cultures dans la zone d'étude

TABLEAU B.6 – Répartition des cultures dans la zone d'étude pour la campagne agricole (2005-2006)

	Cultures	Superficie (Ha)	Rendt en qx/Ha
Céréales	Blé dur	1135	15,0
	Blé tendre	14850	22,0
	Orge	9500	14,0
	Avoine graine	240	11,0
	Triticale	2000	23,0
	Maïs	19250	15,0
S / TOTAL		46975	
Légumineuses	Fèves	550	30,50 en vert
	Petit pois	400	32 ,50 ãen vert
S / TOTAL		950	
Cultures fourragères	Luzerne	180	350,00
	Bersim	280	280,00
	Sudan-grass	100	280,00
	Orge fourragère	2800	conso. sur pied
	Avoine fourragère	465	105
	Mais fourrager	270	411
TOTAL		4095	
Primeurs	Tomate sous serres	50	40 T/ha
	Tomate plein champs	180	90
	Pomme de terre	1200	16
	Melon sous serres	15	45
	Concombre s/serre	90	15
	Haricot vert s/serres	20	100
Total		1 555	
Maraîchage de saison	Tomate	350	17 T/ha
	Pomme de terre	500	22
	Poivron	250	4
	Pastèque	40	25
	Courgettes	520	15
	Choux fleurs/pommés	120	20
	Navet	650	15
	Carotte	550	10
	Oignon vert	50	7
	Haricot vert	580	20
Total		3 730	
Arboriculture	Clémentinier	80	13 T/ha
	Bananier sous serres	250	40
	Vigne	24	10
	Avocatier	40	6
Total		394	
Floriculture	Rosiers sous serres	4	0,27 M
	Œillets sous serres	36	0,95 M.
	Autres sous serres	8	0,38 M
Total		48	
Jachère		8087	
Total général S.A.U		65 784	

Étude hydrochimique

1 Les puits suivis pour les trois missions

Puits	mai 2011	novembre 2011	janvier 2012
P1	X	X	
P2	X	X	
P3	X	X	
P4		X	
P6	X	X	
P7	X	X	
P8	X		X
P11	X	X	
P12	X	X	
P14	X		X
P17	X	X	
P18	X	X	
P19	X	X	
P20	X		X
P21	X		X
P22			X
P23	X	X	
P24	X	X	
P27			X
P29	X		X
P32	X		X
P33	X		X
P37			X
P41			X
P45	X		
P46	X	X	
P47	X	X	
P48	X	X	
P49	X	X	
P51		X	

P52	X	X	
P53	X	X	
P54		X	
P55	X		
P56	X		X
P58	X	X	
P60	X	X	
P61	X	X	
P62	X		
P63	X		X
P64	X		X
P65	X		X
P66	X		X
P67	X		X
P68	X		X
P72			X
P74	X		X
P75	X		X
P77	X		X
P78	X		
P79	X		
P80	X		
P81	X		X
P82	X		X
P83	X		X
P84			X
P85			X
PII		X	

2 Variation de la température des eaux souterraines

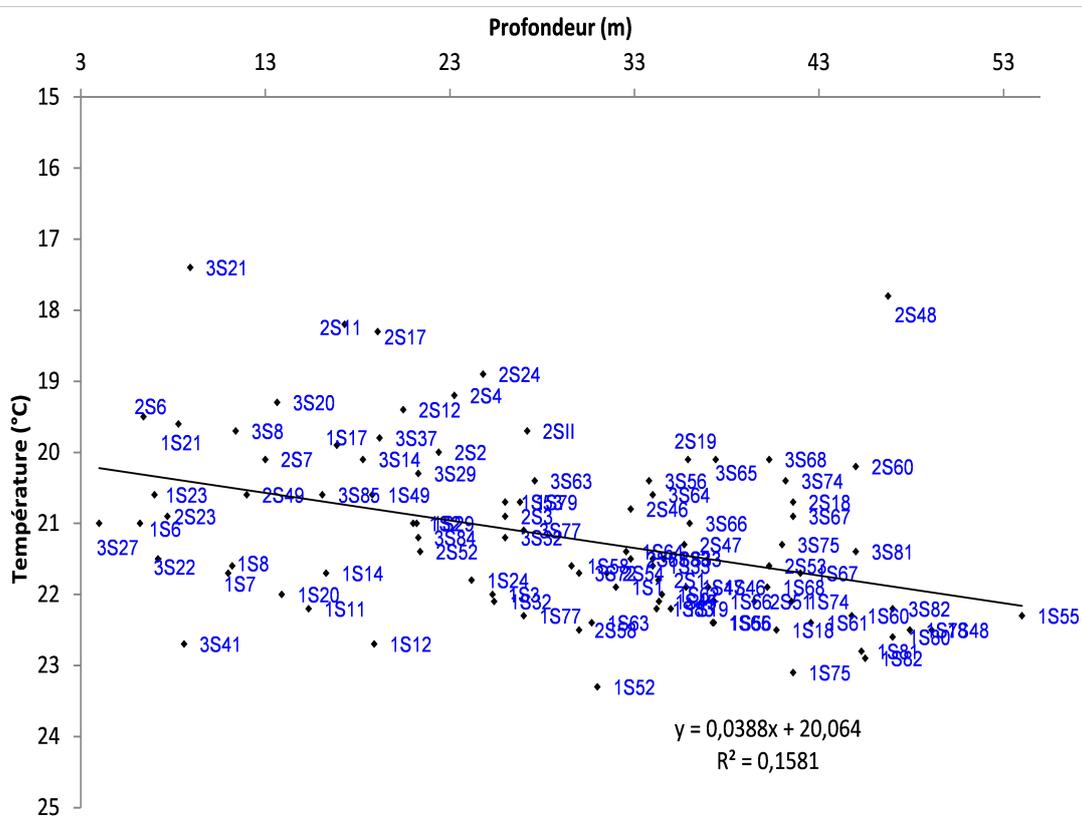


FIGURE C.1 – Variation de la température des eaux souterraine en fonction de la profondeur

3 Variation de la conductivité électrique des eaux souterraines

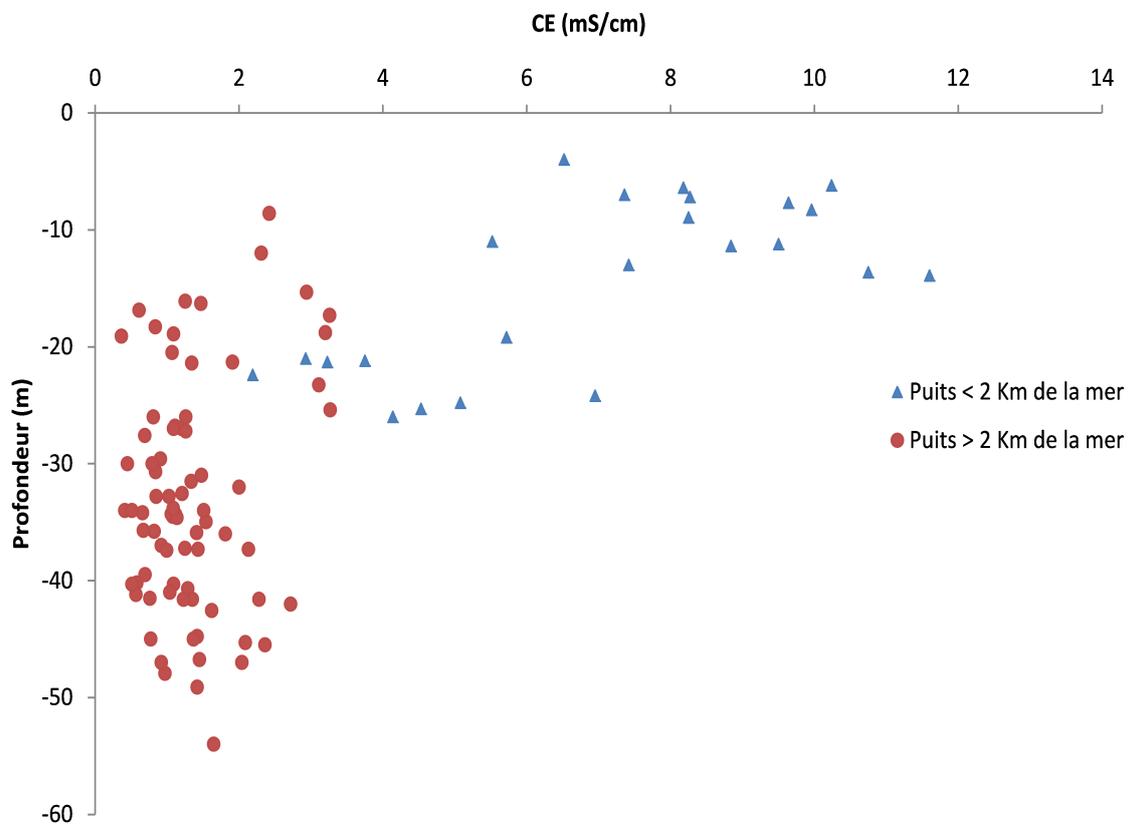


FIGURE C.3 – Variation de la conductivité électrique en fonction de la profondeur des eaux

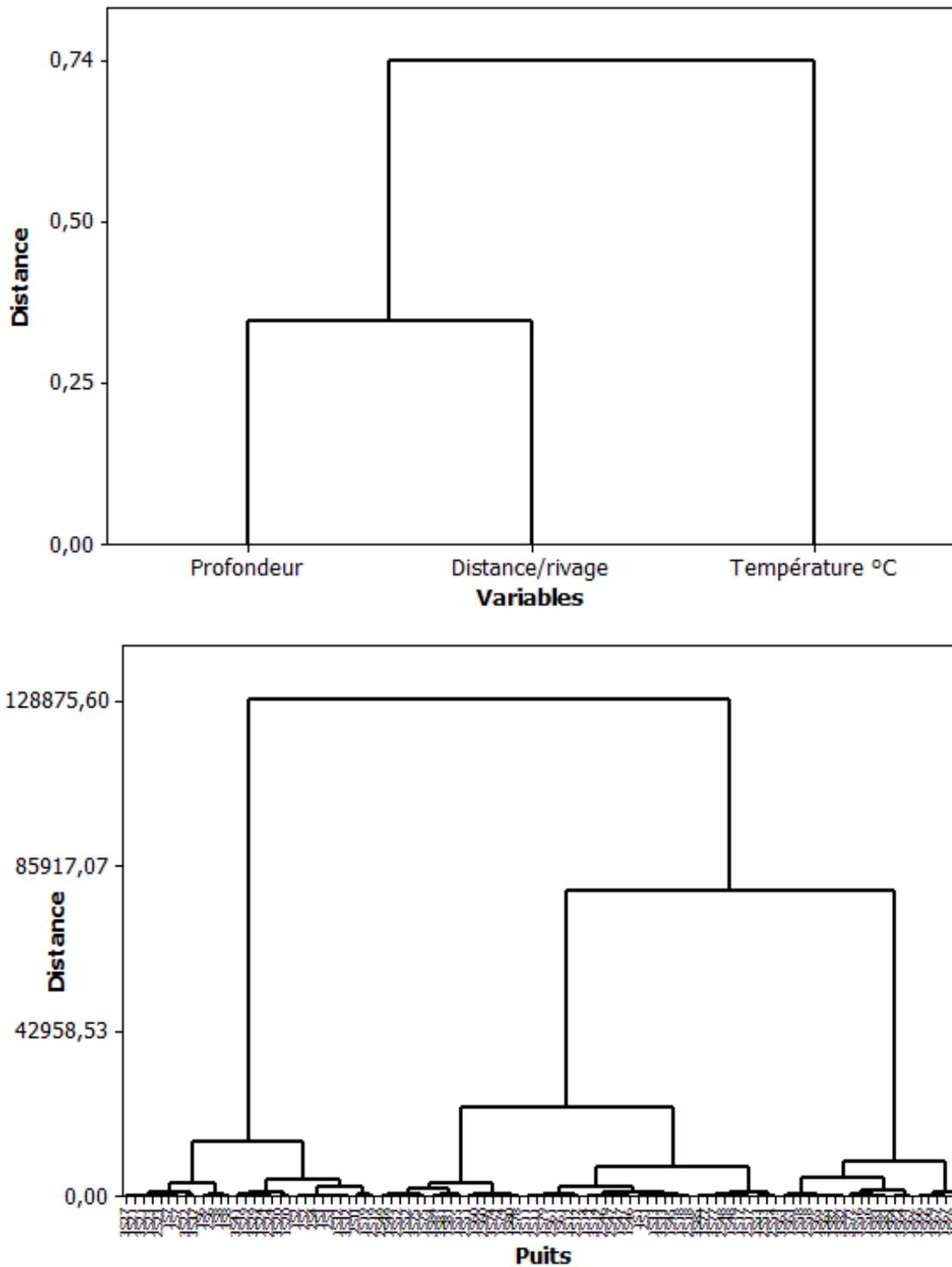


FIGURE C.2 – Dendrogramme de la variation de la température, la profondeur des eaux souterraines et la distance par rapport au rivage des puits échantillonnés durant mai, novembre 2011 et janvier 2012

Annexe **D**

Étude géophysique



FIGURE D.1 – Résistivimètre Syscal Junior

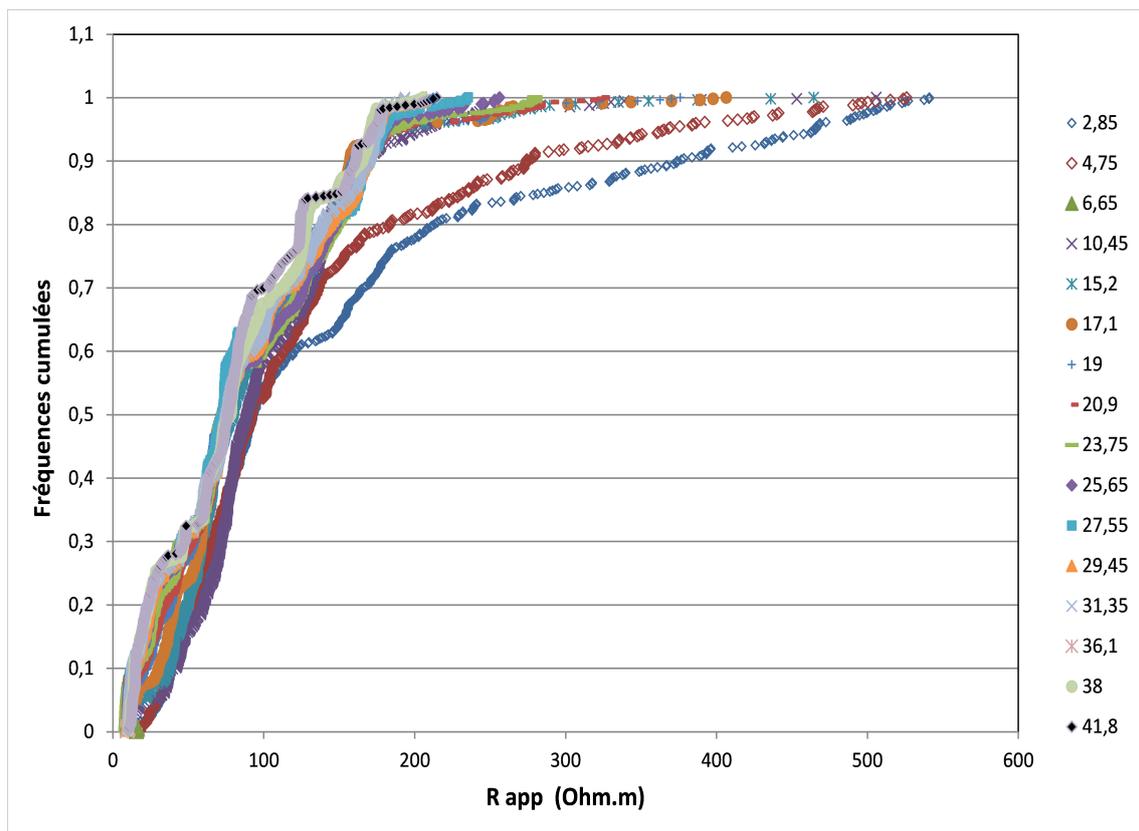


FIGURE D.2 – Fréquences cumulées des résistivités apparentes pour les différentes profondeurs

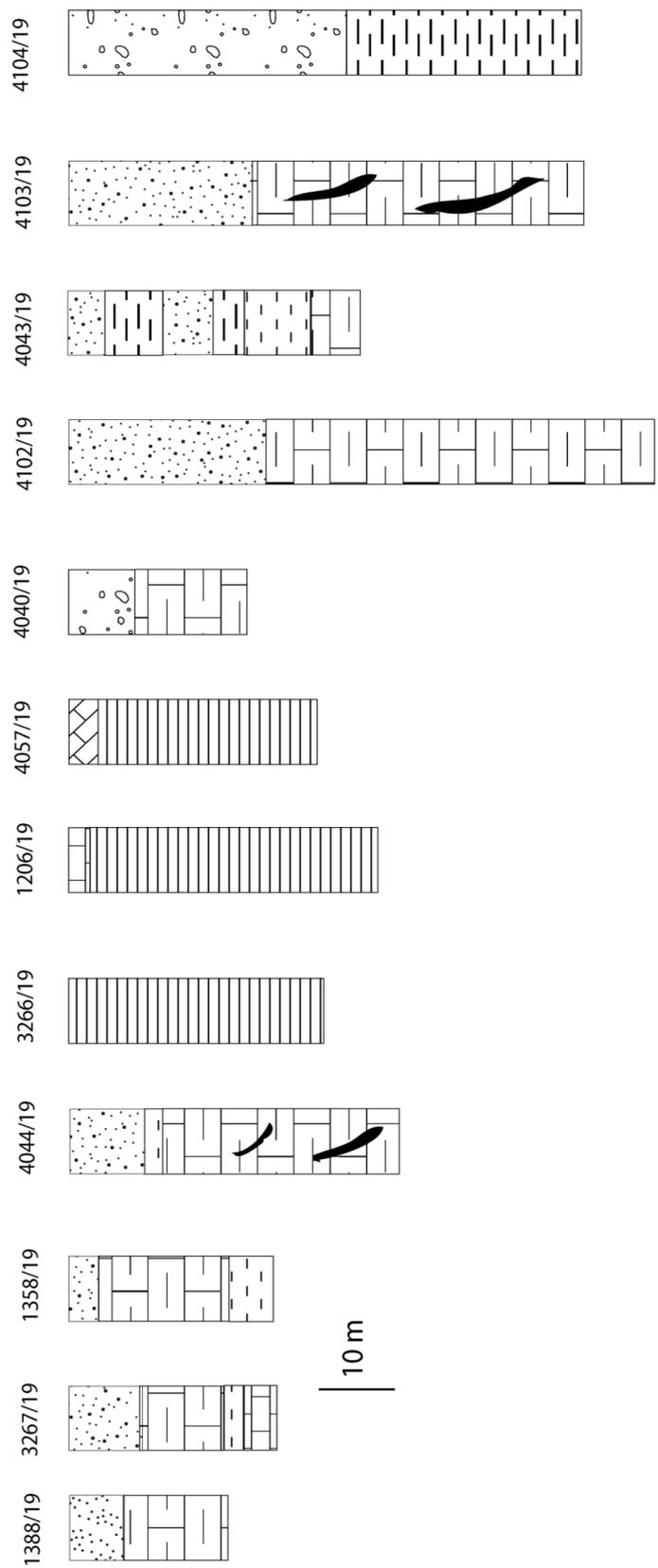


FIGURE D.3 – les sondages de reconnaissance



FIGURE D.4 – Photo des deux premiers profils tomographiques avec les puits

