

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mohamed Khider- Biskra
Faculté des Sciences et de la Technologie
Département de Génie Civil et d'Hydraulique



جامعة محمد خيضر بسكرة
كلية العلوم و التكنولوجيا
قسم الهندسة المدنية و الري

Ref :

Thèse présentée en vue de l'obtention du diplôme de
Doctorat en Hydraulique
Option : Aménagement et ouvrages hydrauliques

THEME

CARACTERISTIQUES, EVALUATION ET GESTION DE LA NAPPE ALLUVIALE DE OUED BISKRA

Présenté par : LATER Faissal

Devant le Jury composé de :

Mr OUAMANE Ahmed	Professeur	Université de Biskra	Président
Mr REMINI Boualem	Professeur	Université de Blida	Examineur
Mr LABADI Abdallah Seddik	MCA	Université de Biskra	Directeur de Thèse
Mr LAMOURI Bachir	MCA	Université de Biskra	Examineur
Mr GUIMER Kamel	MCA	Université de Biskra	Examineur

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de thèse, Dr LABADI Abdallah Seddik, pour le savoir et l'expérience qu'il m'a transmise. Sa guidance scientifique, sa patience et ses précieux conseils ont été essentiels à l'aboutissement de ce travail de recherche.

J'exprime toute ma gratitude à **Monsieur OUAMANE Ahmed**, Professeur à l'université de Biskra, qui m'a fait l'honneur de présider le jury de soutenance.

Mes vifs remerciements vont à **Monsieur REMINI Boualem**, Professeur à l'université de Blida, d'avoir accepté d'examiner la présente thèse pour y apporter des remarques et des critiques constructives afin d'améliorer la qualité du travail. Je suis personnellement très honorée par sa présence dans ce jury.

Je remercie également **Monsieur LAMOURI Bachir** et **Monsieur GUIMER Kamel**, Maîtres de Conférences à l'université Mohamed Khider de Biskra, d'avoir accepté d'examiner et d'évaluer ce travail. Qu'ils reçoivent ici l'expression de ma respectueuse considération.

Merci à Monsieur **MASMOUDI Rachid**, directeur du Laboratoire d'Aménagement Hydraulique et Environnement (LAHE), pour m'avoir accueilli et offert un environnement de recherche stimulant.

Mes chaleureux remerciements vont à ceux qui m'ont accompagné sur le terrain et m'ont prêté main-forte lors de la campagne géophysique. Un immense merci au Dr SEKKOUR Ilyes, enseignant à l-USTHB, et à mon chère ami et collègue, le doctorant LAHIOUEL Salah, dont l'assistance sur le terrain a été essentielle à la réussite de cette campagne géophysique.

Mes sincères remerciements s'adressent également aux membres du laboratoire LAHE, Dr BOURICHE Faouzi, Dr ATHMANI Bassem et Dr YAKOUB Mohamed. Votre soutien, vos discussions enrichissantes et votre collaboration ont été une source constante d'inspiration et de motivation.

Je remercie Monsieur ZERARKA Faouzi, Professeur à l'université de Biskra, pour son soutien constant, ses encouragements précieux et ses conseils avisés.

Je remercie affectueusement ma famille et mes amis qui m'ont encouragé et soutenu durant tout ce parcours.

À tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'accomplissement de cette thèse, je dis du fond du cœur : **MERCI**.

Dédicace

À la mémoire de mon très cher père,

Qui a toujours cru en moi et m'a inspiré à poursuivre mon chemin,

À ma très chère mère,

Pilier de force et de sagesse, dont l'amour inconditionnel m'a porté tout au long de ce parcours,

À mon épouse et mes enfants,

Qui ont été ma lumière, mon soutien et ma source de motivation constante,
Dont la patience et l'amour ont illuminé chaque étape de ce long parcours,

À mes frères et sœurs,

Mes premiers complices, mes plus fidèles alliés,
Qui ont partagé mes joies et mes défis,

À toute ma famille,

Qui m'a entouré d'affection et d'encouragements,

À mes très chers amis,

Qui ont été là dans les moments de doute et de triomphe,
Qui ont enrichi mon parcours de leur amitié précieuse.

Cette thèse est le fruit de votre soutien indéfectible.

ABSTRACT

The region of Biskra, located in the South-East of Algeria, is characterized by an arid climate, marked by low precipitation and rare flood events. Despite these conditions, the alluvial aquifer of Oued Biskra represents an immense underground water treasure, with an estimated storage volume of 30 million cubic meters. Consequently, its origin and functioning raise questions and ambiguities.

Within the framework of this thesis, an in-depth investigation was conducted using various approaches: hydrological, hydrogeological, hydrochemical, geophysical, and structural. The objective was to address the interrogations and ambiguities regarding the origin of groundwater in the Oued Biskra alluvial aquifer.

By hour-by-hour monitoring of the variation in the piezometric level, made possible by the installation of digital recorders in two boreholes, reveals the absence of influence from local Biskra precipitation on piezometric level variations. In contrast, it highlighted a delayed response of the aquifer to precipitation recorded in the Aurès massif, specifically at the Bouzina and Menaa stations.

Geophysical prospection using vertical electrical sounding, based on measuring the resistivity of geological formations, reveals the presence of highly conductive zones along the central axis of the aquifer and on the right bank. These zones suggest the presence of a water-saturated area with high mineralization and elevated temperature, thus supporting the hypothesis of an ascending water supply (intrusion) from deeper formations.

Physicochemical analysis of groundwater in the alluvial aquifer indicates aquifer recharge by mesothermal waters (31°C) originating from the Turonian carbonate aquifer through the contact surface between the Turonian and alluvial aquifer at Djebel Bou Rhezel.

The Oued Biskra alluvial aquifer, like many underground water reserves in arid zones, symbolizes resilience and hope. Its preservation is a challenge we must collectively address to ensure a sustainable future for communities dependent on this vital resource.

Keywords: Alluvial aquifer, Piezometry, Temperature, Mesothermal water, Turonian, Biskra, Algeria.

RESUME

La région de Biskra, située au Sud-Est de l'Algérie, se caractérise par un climat aride, caractérisé par des précipitations faibles et par la rareté des crues. Malgré ces conditions, la nappe alluviale de oued Biskra reste un immense trésor d'eau souterraine, avec un volume de stockage estimé à 30 millions de mètres cubes. De ce fait, l'origine et le fonctionnement soulèvent des interrogations et des ambiguïtés.

Dans le cadre de cette thèse, une investigation approfondie a été menée en utilisant diverses approches ; hydrologique, hydrogéologique, hydrochimique, géophysique et structurale. L'objectif était de répondre aux interrogations et aux ambiguïtés quant à l'origine des eaux souterraines de la nappe alluviale de Oued Biskra

Le suivi continu du niveau piézométrique, rendu possible par l'installation d'enregistreurs numériques dans deux forages, révèle l'absence d'influence des précipitations locales de Biskra sur la variation du niveau piézométrique. En revanche, il a mis en évidence une réponse retardée de la nappe aux précipitations sur le massif des Aurès enregistrées plus au Nord à la station de Bouzina et la station de Menaa.

La prospection géophysique par sondage électrique vertical et par tomographie, basée sur la mesure de la résistivité des formations géologiques, révèle la présence de zones très conductrices le long de l'axe central de la nappe et sur la rive droite. Ces zones suggérant la présence d'une zone saturée en eau à forte minéralisation et à température élevée, étayant ainsi l'hypothèse d'une alimentation en eau ascendante (intrusion) provenant de formations plus profondes.

L'analyse physicochimique des eaux souterraines de la nappe alluviale indique une alimentation de la nappe par des eaux mésothermales (31°C) provenant de l'aquifère carbonaté du Turonien à travers la surface de contact Turonien-nappe alluviale à Djebel Bou Rheel.

La nappe alluviale de Oued Biskra, à l'image de nombreuses nappes souterraines dans les zones arides, est un symbole de résilience et d'espoir. Sa préservation est un défi que nous devons relever collectivement pour garantir un avenir durable aux communautés qui dépendent de cette ressource vitale.

Mots clés : Nappe alluvionnaire, Piézométrie, Température, eau mésothermale, turonien Biskra, Algérie.

ملخص

منطقة بسكرة، الواقعة في الجنوب الشرقي من الجزائر، تتميز بمناخ قاحل، يتسم بهطول أمطار ضعيف ونذرة الفيضانات. على الرغم من هذه الظروف، يمثل الخزان المائي الرسوبي لوادي بسكرة كنزًا هائلًا من المياه الجوفية، بحجم تخزين يقدر بـ 30 مليون متر مكعب. وبالتالي، فإن أصله وعمله يثيران تساؤلات وغموضًا.

في إطار هذه الأطروحة، تم إجراء تحقيق معمق باستخدام نهج متعددة: هيدرولوجية، وهيدروجيولوجية، وهيدروكيميائية، جيوفيزيائية وبنوية. كان الهدف هو معالجة التساؤلات والغموض حول مصدر المياه الجوفية في الخزان المائي الرسوبي لوادي بسكرة.

أظهرت المراقبة المستمرة لمستوى الضغط المائي، والتي أصبحت ممكنة بفضل تركيب مسجلات رقمية في بئرين، عدم تأثير هطول الأمطار المحلية في بسكرة على تغيرات مستوى الضغط المائي. على العكس من ذلك، برز تأخر استجابة الخزان المائي للأمطار المسجلة في جبل الأوراس، وتحديدًا في محطتي بوزينة ومنعة.

كشفت المسح الجيوفيزيائي باستخدام المسح الكهربائي العمودي، والقائم على قياس المقاومة الكهربائية للتكوينات الجيولوجية، عن وجود مناطق عالية التوصيل على طول المحور المركزي للخزان المائي وعلى الضفة اليمنى. تشير هذه المناطق إلى وجود منطقة مشبعة بالمياه ذات تمعدن عالٍ ودرجة حرارة مرتفعة، مما يدعم فرضية إمداد مائي صاعد (تسرب) من تكوينات أعمق.

أشار التحليل الفيزيائي والكيميائي للمياه الجوفية في الخزان المائي الرسوبي إلى تغذية الخزان بمياه متوسطة الحرارة (31 درجة مئوية) تنبع من الخزان المائي الكربوناتي للعصر التوروني من خلال سطح التماس بين التوروني والخزان المائي الرسوبي في جبل بورزال.

يُعد الخزان المائي الرسوبي لوادي بسكرة، على غرار العديد من الخزائر المائية الجوفية في المناطق القاحلة، رمزًا للمرونة والأمل. إن الحفاظ عليه هو تحدٍ يجب علينا مواجهته بشكل جماعي لضمان مستقبل مستدام للمجتمعات المعتمدة على هذا المورد الحيوي.

الكلمات المفتاحية: الخزان المائي الرسوبي، مستوى الضغط المائي، درجة الحرارة، المياه متوسطة الحرارة، التوروني، بسكرة، الجزائر

SOMMAIRE

Introduction générale.....	1
----------------------------	---

Chapitre I

PROSPECTION GEOPHYSIQUE POUR LA RECHERCHE D'EAU SOUTERRAINE

I.1	Introduction	5
I.2	Méthodes géophysiques.....	5
I.2.1	Les méthodes passives.....	6
I.2.2	Les méthodes actives	6
I.3	Méthodes électriques	8
I.3.1	La résistivité électrique.....	8
I.3.2	La conduction du courant électrique	9
I.3.2.1	Conduction électronique.....	9
I.3.2.2	Conduction diélectrique.....	9
I.3.2.3	Conduction électrolytique ou ionique.....	9
I.3.2.4	La quantité et le mode de distribution de l'électrolyte	10
I.3.2.5	La qualité de l'électrolyte	10
I.3.3	La loi d'Archie.....	11
I.4	Principe et techniques de mesure	13
I.4.1	Principe de mesure.....	13
I.4.2	Dispositifs de mesure	16
I.4.2.1	Le dispositif Schlumberger.....	16
I.4.2.2	Le dispositif Wenner	17
I.4.2.3	Le dispositif Dipôle-Dipôle	17
I.4.2.4	Le dispositif de Wenner-Schlumberger :.....	18
I.5	Sondage Electrique Verticale (SEV)	18
I.5.1	Mise en œuvre de sondage électrique vertical SEV	19
I.5.2	Traitement et interprétation des données du SEV	20
I.6	Trainé Electrique (profilage électrique)	23
I.7	Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) ou Imagerie électrique	24

I.7.1	Mise en œuvre de la tomographie de résistivité électrique TRE	24
I.7.2	Traitement et Inversion des données acquises.....	25
I.8	Conclusion.....	28

CHAPITRE II

LA NAPPE ALLUVIALE DE OUED BISKRA

II.1.	Introduction	30
II.2.	Geologie régionale	31
II.2.1.1	Le Cénomaniens.....	32
II.2.1.2	Le Turonien	33
II.2.1.3	Le Néogène continental (Miocène supérieur et Pliocène).....	33
II.2.1.4	Le Quaternaire	34
II.3.	Hydrogéologie de l'aquifère de la nappe alluviale	34
II.3.1	Lithologie de l'aquifère alluvionnaire	35
II.3.2	Historique de l'exploitation de la nappe alluvionnaire.....	37
II.3.3	Caractéristiques hydrodynamiques.....	39
II.3.3.1	La piézométrie	39
II.3.3.2	La transmissivité.....	41
II.3.3.3	La porosité efficace.	41
II.4.	Alimentation de la nappe et Conditions d'alimentation	43
II.5.	Aménagement hydro-agricole : le barrage « Fontaine des Gazelles »	44
II.6.	Tectonique	45
II.6.1	Djebel Z'Mala.....	46
II.6.2	Djebel Bou-Rhezal	48
II.7.	Conclusion	50

CHAPITRE III

ASPECTS HYDROCLIMATIQUES DE LA REGION D'ETUDE

III.1.	Introduction	52
III.2.	La pluviométrie	52
III.2.1	Les précipitations moyennes annuelles	53
III.2.2	Les précipitations moyenne mensuelle.....	53
III.2.3	Les précipitations saisonnières	54
III.2.4	Le régime pluviométrique	54
III.3.	La Température	55
III.3.1	Température moyenne mensuel.....	56
III.3.2	Le diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls	56
III.4.	Le réseau hydrographique	57
III.5.	La pluviométrie sur les bassins versants	62
III.5.1	Les précipitations sur le bassin versant de oued Abdi.....	63
IV.5.1.1	Les précipitations annuelles	63
IV.5.1.2	La pluviométrie moyenne mensuelle	65
IV.5.1.3	Les précipitations saisonnières	65
IV.5.1.4	Le régime pluviométrique des stations	66
IV.5.1.5	Détermination de lame précipitée moyenne	68
III.5.2	Les précipitations sur le bassin versant de oued El Hai	68
III.6.	Les Ecoulements	68
III.6.1	La station d'El Kantara.....	69
III.6.2	La station de Djemorah.....	70
III.6.3	Etude comparative Djemorah-El Kantara.....	73
IV.6.3.1	Période 1967-78	73
IV.6.3.2	Période 1988-93	73
III.6.4	La station d'El Melaga	74
III.7.	Conclusion	76

CHAPITRE IV

ETUDE HYDROCHIMIQUE

IV.1	Introduction	78
IV.2	Paramètres physiques	79
IV.2.1	Etude de la variation de la température de l'eau	79
IV.2.2	Potentiel d'hydrogène (pH)	83
IV.2.3	La conductivité électrique	83
IV.2.4	Les éléments majeurs.....	84
IV.2.4.1	Le calcium (Ca^{2+}) et Le magnésium (Mg^{2+}).....	84
IV.2.4.2	Le sodium (Na^+) et le chlorure (Cl^-).....	85
IV.2.4.3	Le potassium (K^+).....	87
IV.2.4.4	Les sulfates (SO_4^{2-}).....	87
IV.2.4.5	Bicarbonates (HCO_3^-).....	88
IV.2.4.6	Nitrates NO_3^-	89
IV.2.4.7	Le Titre Hydrométrique (TH).....	89
IV.3	Faciès hydro chimiques	90
IV.3.1.1	Classification de Piper	90
IV.3.1.2	Classification de Stabler	91
IV.4	Etude de l'acquisition de la minéralisation.....	92
IV.5	Aptitude des eaux à l'irrigation - Classification de Riverside.....	93
IV.6	Conclusion.....	95

CHAPITRE V

ETUDE PIEZOMETRIQUE

V.1	Introduction	97
V.2	Moyen et matériels de l'étude piézométrique.....	97
V.1.1	Le data logger « TD Diver ».....	98
V.2.1	Mesure des niveaux d'eau	100
V.2.2	Conversion des données Diver en niveaux d'eau.....	100
V.2.3	Mesure de la température	101
V.2.4	Installation, configuration et programmation du TD Diver.....	101

V.3	Choix des forages	103
V.3.1	Données sur les deux forages	104
V.3.2	Période de mesure.....	105
V.3.3	Traitement des données	105
V.4	Pluviométrie et variation piézométrique.....	109
V.5	Conclusion	112

CHAPITRE VI

PROSPECTION GEOPHYSIQUE DE LA NAPPE ALLUVIONNAIRE

VI.1	Introduction	115
VI.2	Recommandation de mise en œuvre de la campagne	115
VI.3	Stratégie de prospection.....	116
VI.3.1	Système d'acquisition.....	116
VI.3.2	Mises en œuvre et déroulement de la campagne	119
VI.4	Résultats et discussions	122
VI.4.1	Interprétation qualitative.....	122
VI.4.2	Interprétation quantitative.....	122
VI.1.1.1	Interprétation du SEV1	123
VI.1.1.2	Interprétation du SEV2.....	124
VI.1.1.1	Interprétation du SEV3.....	125
VI.1.1.1	Interprétation du SEV4.....	126
VI.1.1.1	Interprétation du SEV5.....	127
VI.1.1.1	Interprétation du SEV6 et SEV7	128
VI.5	Prospection tomographique	130
VI.5.1	Le long du profil N°1	130
VI.1.1.1	Profil pour n=17	133
VI.1.1.1	Pour n=5	136
VI.5.1.1	Pour n=10	138
VI.5.2	Prospection le long du profil N°2.....	139
VI.6	Conclusion.....	142
	Conclusion générale	144
	Références bibliographiques.....	146

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Principe générale de la géophysique.....	7
Figure I.2 : Principe de la loi d'Ohm.....	14
Figure I.3 : Principe de la méthode électrique.....	15
Figure I.4 : La disposition des électrodes de mesure et d'injection.	16
Figure I.5 : Les différents dispositifs quadripôle ABMN.	18
Figure I.6 : Principe de mesure d'un sondage électrique vertical.	20
Figure I.7 : Abaque pour l'interprétation des sondages sur deux terrains (Meyer de Stadelhofen 1991).....	21
Figure I.8 : Etapes de traitement et inversion des données de sondages électrique vertical. ...	22
Figure I.9 : Principe de mesure de trainé électrique.	23
Figure I.10 : Principe de la prospection par Tomographie de résistivité électrique.	25
Figure I.11 : Exemple d'un ensemble de données avec quelques valeurs de données aberrantes.	26
Figure I.12 : Etapes d'inversion des données pour l'obtention du modèle d'une imagerie électrique.....	27
Figure II.1 : Carte géologique de la région de Biskra	32
Figure II.2 : Coupe géologique de la région d'étude	33
Figure II.3 : Carte de situation de la nappe alluviale.....	35
Figure II.4 : Esquisse géologique de la nappe alluviale	36
Figure II.5 : Coupe géologique schématique (Sedrati N., 2011).	37
Figure II.6 : Carte piézométrique de la nappe alluviale de l'oued Biskra (SCET-COOP, 1967).	40
Figure II.7 : Carte en courbes d'iso-transmissivités de la nappe alluviale de l'oued Biskra (SCETCOOP, 1967).....	42
Figure II.8 : Carte des linéaments du Djebel Z'Mala	46
Figure II.9 : Histogramme des longueurs cumulées des fractures par angle d'orientation	47
Figure II.10 : Rosace directionnelle des linéaments 0° d'intervalle de Djebel Z'Mala.	48
Figure II.11 : Carte des linéaments du Djebel Bou Rhezel	49
Figure II.12 : Histogramme des longueurs cumulées des fractures par angle d'orientation	49
Figure II.13 : Rosace directionnelle des linéaments 10° d'intervalle de Djebel Bou Rhezel. .	50

Figure III.1 : Les précipitations annuelles à la station de Biskra.	53
Figure III.2 : Les précipitations moyennes mensuelles à la station de Biskra.	53
Figure III.3 : Répartition saisonnière des précipitations.	54
Figure III.4 : Variation du coefficient pluviométrique à la station de Biskra.	55
Figure III.5 : Variation des températures moyennes mensuelles	56
Figure III.6 : Diagramme de Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls de la station de Biskra	57
Figure III.7 : Le Bassin versant de Chott Melghir.....	58
Figure III.8 : Les sous-bassins versants de l'oued Abdi et oued El-Haï-Biskra.....	59
Figure III.9 : Courbe hypsométrique du sous-bassin versant de Oued El Haï-Biskra.....	61
Figure III.10 : Courbe hypsométrique du sous-bassin versant de Oued Abdi.....	62
Figure III.11 : Variation des précipitations annuelles aux stations du bassin versant de oued Abdi (1971-2018).....	64
Figure III.12 : Les précipitations moyennes mensuelles dans les différentes stations.	65
Figure III.13 : Répartition saisonnière des précipitations	66
Figure III.14: Variation des coefficients pluviométriques aux stations du bassin de l'oued Abdi.....	68
Figure III.15: Débits mensuels mesurés à la station d'El Kantara (période 1968-78).	70
Figure III.16 : Débits mensuels mesurés à la station d'El Kantara (période 1988-93).	70
Figure III.17 : Débits mensuels mesurés à la station de Djemorah (période 1971-78).	71
Figure III.18 : Débits mensuels mesurés à la station de Djemorah (période 1988-93)	72
Figure III.19 : Variation des débits moyens mensuels à la station de Djemorah et des précipitations moyennes mensuelles sur le bassin versant de l'oued Abdi.....	72
Figure III.20 : Variation des débits synchrones à la station de Djemorah et la station d'El Kantara.....	74
Figure III.21 : Corrélation entre les débits aux stations de Djemorah et d'El Kantara (Période 1988-1993).....	74
Figure III.22 : Localisation de la station d'El Melaga.....	75
Figure III.23 : Variation des débits à la station d'El Melaga (Période 1972-85).....	76
Figure IV.1 : Variation de la température des eaux de la nappe alluviale au B1 et au SIF4.....	80
Figure IV.2: Variation de la température des eaux souterraines dans le forage B1 et la température de l'air	81
Figure IV.3 : Variation de la température des eaux souterraines dans le forage SIF4 et la température de l'air	82

Figure IV.4 : Variation de la température des eaux souterraines dans le forage SIF4, B1 et la température de l'air	82
Figure IV.5 : Valeurs du pH des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale.....	83
Figure IV.6 : Valeurs de la conductivité des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale	84
Figure IV.7 : Concentration en calcium des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale	85
Figure IV.8 : Concentration en magnésium des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale.....	85
Figure IV.9 : Concentration en sodium des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale	86
Figure IV.10 : Concentration en chlore des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale	86
Figure IV.11 : Concentration en potassium des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale	87
Figure IV.12 : Concentration en sulfate des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale	88
Figure IV.13 : Concentration en bicarbonate des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale.....	88
Figure IV.14 : Concentration en nitrate des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale	89
Figure IV.15 : La dureté total de l'eau dans la nappe alluviale d'Oued Biskra.	90
Figure IV.16 : Diagramme de Piper des eaux souterraines de la nappe alluviale.....	91
Figure IV.17 : Diagramme de Stabler des eaux souterraines de la nappe alluviale.....	92
Figure IV.18 : Diagramme de Riverside.	94
Figure V.1 : Sonde de niveau d'eau	98
Figure V.2 : Sonde de mesure de la profondeur du forage	98
Figure V.3 : Le data logger DIVER	99
Figure V.4 : Le TD Diver et son unité de lecture.....	99
Figure V.5 : Conversion des données Diver en niveaux d'eau	101
Figure V.6 : Interface de logiciel Drive-Office avant l'acquisition des données.....	102
Figure V.7 : Interface de logiciel Drive-Office après l'acquisition des données.....	103
Figure V.8 : Position des deux forages B 1 et SIF 4.....	104
Figure V.9 : Mise en place des Diver.....	104
Figure V.10 : Variation de la pression et de la température au B1.....	106
Figure V.11 : Variation de la pression et de la température au SIF4.....	106
Figure V.12 : Variation du niveau d'eau par rapport à la tête du forage B1	107
Figure V.13 : Variation du niveau d'eau par rapport à la tête du forage SIF4	107
Figure V.14 : Fluctuation de la nappe au forage B1 et SIF4 (du 22 mai au 5 juin 2018).	108
Figure V.15 : Crue de l'oued Biskra.	109

Figure V.16 : Situation géographique des trois stations pluviométriques	110
Figure V.17 : Evolution du niveau piézométrique dans le forage SIF4 en corrélation avec les précipitations dans les régions de Biskra et Menaâ.	110
Figure V.18 : Evolution du niveau piézométrique dans le forage SIF4 en corrélation avec les précipitations dans les régions de Biskra et Bouzina.	111
Figure VI.1 : Système d'acquisition Syscal R1 plus Switch.	118
Figure VI.2 : Accessoires du Système d'acquisition Syscal R1 plus Switch.	119
Figure VI.3 : Mises en œuvre et déroulement de la campagne	120
Figure VI.4 : Positionnement des sondages électriques verticaux.	121
Figure VI.5 : Courbe bilogarithmique des résistivités apparentes mesurées en fonction de l'espacement AB/2.	122
Figure VI.6 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV1 (Effectué par le logiciel <i>IXID</i>).	123
Figure VI.7 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV2 (Effectué par le logiciel <i>IXID</i>).	124
Figure VI.8 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV3 (Effectué par le logiciel <i>IXID</i>)	125
Figure VI.9 : Coupe géoélectrique transversale à l'Oued (SEV1, SEV2, SEV3)	126
Figure VI.10 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV4 (Effectué par le logiciel <i>IXID</i>)	127
Figure VI.11 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV5 (Effectué par le logiciel <i>IXID</i>)	128
Figure VI.12 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV6 (Effectué par le logiciel <i>IXID</i>)	129
Figure VI.13 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV7 (Effectué par le logiciel <i>IXID</i>)	130
Figure VI.14 : Coupe géoélectrique Nord-Sud (SEV6 - SEV2).	130
Figure VI.15 : Profil N°1	131
Figure VI.16 : Log stratigraphique du forage B1	132
Figure VI.17 : Pseudo-section du profil N°1 (n=17)	133
Figure VI.18 : Elimination des valeurs aberrantes sur le profil N°1	133
Figure IV.19 : Inversion de la pseudo-section du profil N°1 après élimination des valeurs aberrantes.	135

Figure VI.20 : Principe de construction d'une pseudo-section pour la configuration Wenner	136
Figure VI.21 : Pseudo-section du profil N°1 avec $n = 5$	136
Figure VI.22 : Elimination des valeurs aberrantes sur le profil N°1 avec $n=5$	137
Figure VI.23 : Inversion de la pseudo-section du profil N°1 avec $n=5$	137
Figure VI.24 : Pseudo-section $n=10$	138
Figure VI.25 : Correction et Inversion de la section des résistivités avec $n=10$	138
Figure VI.26 : Situation du profil N°2.....	139
Figure IV.27 : Elimination des valeurs aberrantes sur le profil N°2 avec $n=5$	140
Figure IV.28 : Pseudo-section du profil N°2	140
Figure VI.29 : Inversion de la pseudo-section du profil N°2 après élimination des valeurs aberrantes	141

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 : Exemple de Valeurs de résistivités, exprimé en Ohms mètre	12
Tableau II.1 : Les différentes unités géologiques de la région de Biskra	31
Tableau II.2 : Débit des sources avant les pompages d'après Duquesnoy (en l/s).	37
Tableau II.3 : Le champ captant de l'aquifère alluvial de oued Biskra (ADE)	38
Tableau II.4 : Synthèse de l'interprétation des linéaments	46
Tableau II.5 : Fréquence des fractures pour des intervalles de 10° de direction	47
Tableau II.6 : Fréquence des fractures pour des intervalles de 10° de direction	49
Tableau III.1 : Caractéristiques de la station de Biskra	52
Tableau III.2 : Répartition saisonnière de la pluie en pourcentage de la pluviosité totale.	54
Tableau III.3 : Coefficients pluviométriques annuels (en %) à la station de Biskra.	55
Tableau III.4 : Caractéristiques morphométriques des sous-bassins versants de l'oued Abdi et oued El-Haï-Biskra	60
Tableau III.5 : Caractéristiques des stations pluviométriques des deux sous bassins versants	63
Tableau III.6 : Répartition saisonnière de la pluie en pourcentage de la pluviosité totale	66
Tableau III.7 : Coefficients pluviométriques annuels (en %) des stations du sous bassin de l'oued Abdi.....	67
Tableau III.8 : Stations hydrométriques des sous bassins versants étudiés	69
Tableau III.9 : Tableau comparatif des débits des deux stations hydrométriques (Période 1967- 1978).	73
Tableau III.10 : Tableau comparatif des débits des deux stations hydrométriques (Période 1988-1993)	73
Tableau IV.1 : Résultats des analyses physicochimiques des eaux de la nappe alluviale (2019)	78
Tableau IV.2 : variation des paramètres physiques des eaux de la nappe alluviale.....	84
Tableau IV.3 : Variations des teneurs en éléments majeurs dans les eaux de la nappe alluviale de Oued Biskra.	89
Tableau IV.4 : Classification des Eaux en Fonction de leur Titre Hydrométrique (TH)	90
Tableau IV.5 : Evolution des indices de saturation des minéraux	93
Tableau V.1 : Caractéristique du forage B1 et forage SIF4	104
Tableau VI.1 : Cordonnées et caractéristiques des sondages électriques verticaux effectués.	120

LISTE DES ACRONYMES ET SYMBOLES

Notations

ρ_r	Résistivité de la roche (Ohm.m)
ρ_w	Résistivité de l'eau d'imbibition (Ohm.m)
S	Fraction des pores .
a	Facteur de tortuosité.
m	Facteur de cimentation.
n	Exposant de saturation.
ΔV	Différence de potentiel (V).
R	Résistance (Ohm).
I	Intensité du courant (A).
J	Densité du courant (ampères/ m^2).
E	Champ électrique (volts/m).
ΔV	Différence de potentiel.
ρ_a	Résistivité apparente (Ohm.m).
K)	facteur géométrique (en mètre.
A,B,	Electrodes de courant.
M,N	Electrode de potentiel.
ϕ	Porosité efficace.
S	Superficie du bassin versant (Km ²).
P	Périmètre du bassin versant (Km ²).
h_{max}	Altitude maximale (m).
h_{moy}	Altitude moyenne (m).
h_{min}	Altitude minimale (m)
Kc	Indice de compacité de Gravelius
Lp	Longueur du thalweg principal (km)
L	Longueur (km).
l	Largeur (km).
Ig	Indice de pente globale (%)
Ip	Indice de pente de roche.
Ds	Dénivelée spécifique (m).

Dd	Densité de drainage km/km ² .
Ct	Coefficient de torrentialité.
Q	Débit (m ³ /s).
P_{atm}	Pression atmosphérique (Pa).
NP	Niveau Piézométrique (m).

Liste des abréviations

SEV	Sondage Electrique Vertical.
TRE	Tomographie de Résistivité Electrique.
INC	Institut National de Cartographie.
LAHE	Laboratoire d'Aménagement Hydraulique et Environnement.
CRSTRA	Centre de Recherche Scientifique et Technique sur les Régions Arides.
1D	Une Dimension.
2D	Deux Dimensions.
3D	Trois Dimensions.
pH	Potentiel d'hydrogène.
CE	Conductivité électrique (μS/cm).
OMS	Organisation mondiale de la santé.
TH	Titre Hydrométrique.
SAR	Sodium Adsorption Ratio.
WL	Water Level
CL	Cable Length.
WC	Water Colum

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

À travers le monde, l'eau apparaît comme une ressource inépuisable, fondamentale pour toute forme de vie sur terre. Elle constitue également le vecteur potentiel de la stratégie de développement durable. Son rôle crucial s'étend à la santé publique, aux systèmes alimentaires, énergétiques et à la productivité économique. Tout cela repose sur un cycle de l'eau fonctionnel et une gestion équitable de cette ressource vitale.

Une exploitation rationnelle nécessite la connaissance de toutes les ressources en eau sous quelque forme que ce soit, qu'elles fussent de surface ou souterraines. Dans les zones arides, la pénurie d'eau constitue un défi majeur, où la plupart des ressources sont souterraines et invisibles, elles sont généralement disponibles et ce grâce à d'importants aquifères. Les eaux souterraines restent méconnues et face à l'aggravation des effets des changements climatiques et à la croissance démographique, il est urgent de s'unir pour conserver cette ressource précieuse.

De ce fait, la gestion et la compréhension des ressources en eau souterraine comme un bien commun est essentielle pour le développement durable des zones arides.

La région de Biskra au Sud-Est Algérien (le nom géographique de la région est les Zibans- pluriel de Zab), est l'une des régions les plus aride en Algérie, caractérisée par un climat sec et des précipitations extrêmement faibles, souvent inférieures à 125 mm par an. De plus, la région connaît une rareté des crues avec seulement quatre à cinq crues par an. Malgré ces conditions climatiques difficiles, la région abrite des réserves significatives d'eau souterraine, notamment la nappe de Tolga et la nappe alluviale de oued Biskra.

La nappe alluvionnaire de oued Biskra est une nappe phréatique qui est traditionnellement exploitée dans les Zibans. Elle constitue une richesse en eau, avec un volume d'eau stocké estimé à environ 30 millions de mètres cubes, prêt à être exploité.

Malgré des débits de pompage élevés atteignant 1409 m³/h, la rareté des crues et les faibles apports pluviométriques, la nappe alluvionnaire reste intarissable. Une partie des sources d'alimentation de cet aquifère est l'infiltration des eaux de oued Biskra lors des rares crues. Ces dernières proviennent de deux bassins versants ; ceux des Oueds Abdi et El Hai. Tout cela suscite des interrogations quant à l'origine de cette eau.

A cet égard, notre travail s'est concentré sur la recherche de réponses à ces interrogations quant à l'origine des eaux de la nappe alluviale de Oued Biskra. Nous avons utilisé plusieurs approches ; hydrologiques, hydrogéologique, hydrochimique, géophysique et structurale, afin de mieux comprendre la structure de l'aquifère, et d'améliorer notre compréhension des caractéristiques hydrodynamiques de celui-ci.

La thèse s'organise autour de six chapitres. Le premier chapitre est une synthèse bibliographique des méthodes géophysiques électriques les plus couramment utilisées dans le domaine de l'hydrogéologie. Il présente d'une manière détaillée les principes fondamentaux, les techniques de mesure et les limites de ces méthodes dans le cadre de la prospection et de la caractérisation des aquifères.

Le deuxième chapitre s'articule autour de la nappe alluviale de oued Biskra, choisie comme zone d'étude principale. Après un historique de son exploitation et un aperçu de son contexte hydrogéologique, nous donnerons un bref aperçu sur certaines caractéristiques hydrodynamiques essentielles ; telle que la piézométrie, la transmissivité et la porosité efficace.

Le troisième chapitre est consacré aux aspects climatiques de la zone d'étude. Il vise à définir le régime pluviométrique et à évaluer son impact sur la nappe alluviale, en s'appuyant sur une analyse approfondie des caractéristiques des précipitations et des températures.

Le quatrième chapitre s'oriente vers les analyses physico-chimiques des eaux souterraines de la nappe alluviale de Oued Biskra. Ce chapitre a pour but d'évaluer la qualité chimique et les propriétés géochimiques des eaux souterraines, ce qui permet de lever un argument sur l'origine des eaux de cette nappe.

Le cinquième chapitre est consacré à l'étude qualitative approfondie, celle-ci repose sur un suivi continu heure par heure du niveau piézométrique de la nappe alluviale, puis une étude de la relation de la variation du niveau piézométrique en fonction des précipitations sur le bassin versant.

L'étude géophysique, objet du sixième chapitre, s'appuie sur la méthode du sondage électrique vertical et de la tomographie de résistivité électrique. Ces deux méthodes ont permis une meilleure compréhension de la structure de l'aquifère et l'identification des zones à forte conductivité. Ces informations sont importantes pour localiser les zones d'alimentation profonde de la nappe alluviale de Oued Biskra.

Enfin, la conclusion générale porte sur les principaux résultats de ce travail, suivi de recommandations et mesures à préconiser pour préserver et concilier développement économique et exploitation durable de ces richesses aussi variées qu'inestimables.

CHAPITRE I
PROSPECTION GEOPHYSIQUE POUR LA RECHERCHE
D'EAU SOUTERRAINE

I.1 INTRODUCTION

Les ressources naturelles souterraines englobent les précieuses richesses qui se trouvent sous la surface terrestre, parmi ces ressources on trouve principalement des matériaux et des substances couramment exploitées, notamment le pétrole, les minéraux et les eaux souterraines, ils sont également appelés 'les substances utiles'. Dans ce contexte, une étude approfondie de la structure du sous-sol revêt un intérêt économique évident. La caractérisation précise des formations géologique et la détermination des substances utiles reposent sur l'étude de certaines propriétés physiques caractéristiques. L'application de la géophysique est largement considérée comme une révolution dans l'exploration du comportement et des richesses qui se trouve dans le sous-sol.

La géophysique, également connue sous le nom de physique de la Terre, est une discipline qui consiste à étudier les caractéristiques physiques des composants constitutifs du sol, situés sous la surface terrestre. À partir de ces caractéristiques physiques, il est possible de dessiner et de caractériser l'architecture du sous-sol, ainsi que de produire des images de celui-ci. Cette discipline englobe nombreuses méthodes de prospection utilisées dans divers domaines : géologie, hydrogéologie, géotechnique et environnement...etc.

En hydrogéologie, l'utilisation des méthodes géophysiques a pour but de déterminer les facteurs associés, de manière directe ou indirecte aux ressources en eau souterraines.

Nous ne ferons donc que rappeler succinctement dans ce chapitre les méthodes géophysiques les plus couramment utilisées pour repérer et caractériser les structures des réservoirs d'eau souterraine, ainsi que pour la recherche des nappes aquifères. De plus, nous allons également présenter de façon détaillée les techniques et les principes de mesures associés à ces méthodes.

I.2 METHODES GEOPHYSIQUES

Au cours des dernières décennies, les méthodes géophysiques ont connu un développement notable dans le domaine de la recherche et de la caractérisation des ressources en eau souterraines ainsi que dans la cartographie de la géométrie des systèmes aquifères. Actuellement, elles sont considérées comme l'une des techniques d'exploration les plus importantes en raison de leur rapidité, de leur simplicité d'exécution et de leur instrumentation peu complexe. Ces méthodes sont également parmi les moins coûteuses, et elles sont

susceptibles d'apporter le maximum de données utilisables pour identifier et détecter les aquifères souterraines ou les zones d'accumulation d'eau souterraines (fractures, fissures qui peuvent emmagasiner l'eau souterraine). (BOUDOUKHA 2007).

Les méthodes géophysiques, pratiquées depuis la surface du sol (géophysique de surface), sont non destructive. Ces méthodes visent à étudier les variations spatiales et temporels des propriétés physiques du sous-sol. Chaque mesure de ces propriétés est utilisée pour déterminer une méthode fondamentale de prospection.

Il existe une large division des méthodes géophysiques, celles qui utilisent les champs naturels de la terre et celles qui nécessitent l'intervention de sources contrôlées ou non (source d'énergie générée artificiellement). Celles-ci peuvent être classées en deux catégories :

I.2.1 Les méthodes passives

La première catégorie des méthodes, connue sous le nom de méthodes passives, également appelées méthodes naturelles, appartiennent clairement aux méthodes gravitaires et magnétiques. Leur principe réside dans la mesure des différences de potentiel dues à la présence d'un champ physique naturel. Autrement dit, l'existence indépendamment de l'expérimentateur (champ de gravité, champ magnétique). Ils sont généralement les moins onéreuses parce qu'elles proviennent de sources naturelles (Reynolds 1997) (Coulomb 1973).

I.2.2 Les méthodes actives

En revanche, les méthodes actives, également appelées provoquées, exigent en prospection industrielle la création du champ à mesurer. Dans ces méthodes, il est nécessaire d'utiliser sur le terrain un véritable dispositif de mesure. (Reynolds 1997) (Coulomb 1973).

Le principe de la géophysique est démontré dans la figure ci-dessous :

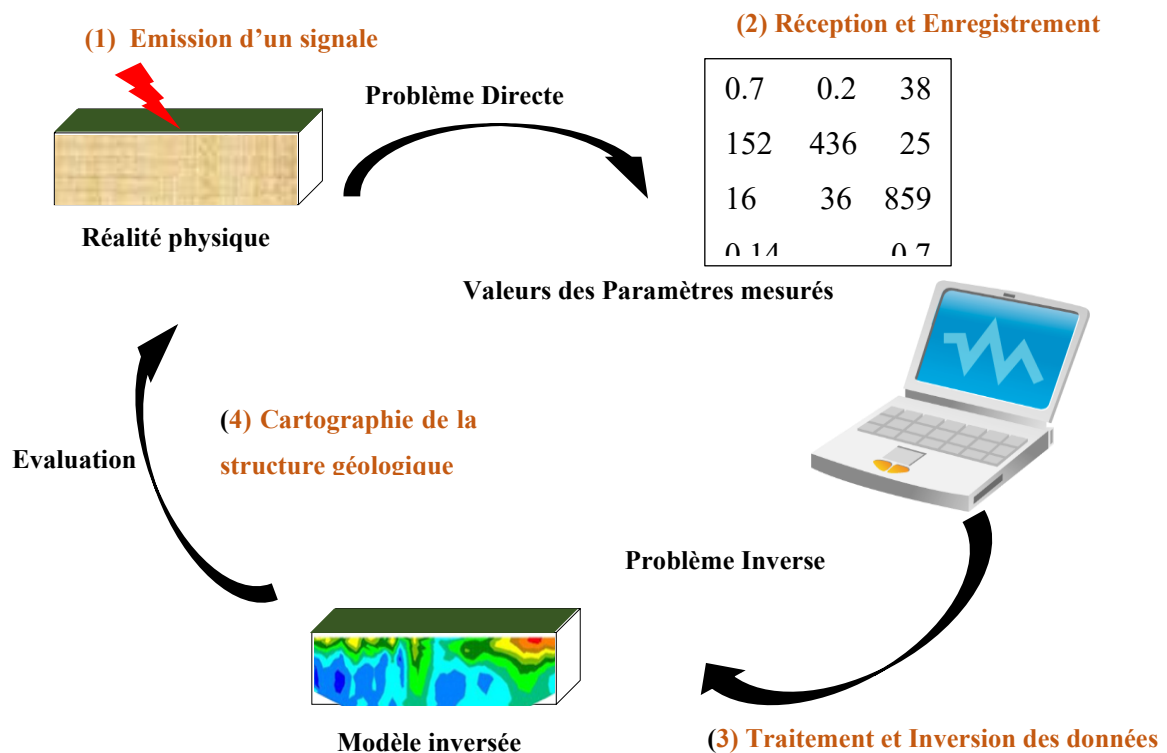


Figure I.1 : Principe générale de la géophysique.

Afin de mener une enquête géophysique et choisir la méthode la plus appropriée, certaines informations préalables sont nécessaires (chapellier2000) :

- Il est nécessaire de comprendre la nature des sites et des cibles visées, ainsi que la probabilité qu'il puissent provoquer des anomalies dans les paramètres mesurés ;
- Il est également essentiel de déterminer l'échelle des zones à prospector, ce qui détermine le contexte dans lequel les mesures seront effectuées sur le terrain ;
- Le niveau de précision souhaité doit être adapté aux capacités de résolution de la méthode et de l'équipement choisi pour effectuer les mesures.

Nous examinerons par la suite de manière approfondie les diverses méthodes géophysiques employées dans le domaine de l'hydrogéologie.

I.3 METHODES ELECTRIQUES

En hydrogéologie, les méthodes de prospection électrique (méthodes géoélectriques) ont plus de 100 ans et sont l'une des méthodes de prospection les plus couramment utilisées. La première expérience de ces méthodes a été réalisée en 1912 par Conard Schlumberger dans la région de Normandie (Aizebeokhai 2010). Aujourd'hui, ces méthodes électriques sont relativement bien comprises par les hydrogéologues, en particulier pour la prospection des aquifères. Les méthodes électriques permettent d'approfondir la compréhension des caractéristiques géologiques souterraines ainsi que la géométrie du sous-sol et tendent à déceler la structure des couches souterraines et leur puissance grâce à des mesures effectuées en surface.

L'utilisation des méthodes de prospection électrique joue un rôle clé dans la caractérisation des sous-sols, notamment des aquifères, car elles permettent de créer une image géo électrique du sous-sol. Ces méthodes s'appuient donc sur les propriétés physiques des sols et des roches en ce qui concerne leur capacité à conduire ou non l'électricité. Elles visent à cartographier la répartition de la résistivité électrique dans le sous-sol à partir de mesures réalisées en surface, et peuvent également fournir des mesures continues sur une large gamme d'échelles.

I.3.1 La résistivité électrique

La première chose à retenir est que la conductivité et la résistivité sont des propriétés inverses l'une de l'autre. La résistivité électrique est une propriété qui définit la capacité d'un matériau à résister au passage du courant électrique. Elle est exprimée en Ohm-mètre (Ωm ou Ohm.m) (Chapellier2000).

Dans les formations géologiques souterraines, la teneur en eau affecte presque toujours la conductivité. Ceci est parfois favorisé par l'accumulation de minéraux eux-mêmes conducteurs, tels que les nombreux sulfures, la magnétique, le graphite ou encore l'anthracite. La résistivité du sous-sol est principalement influencée par plusieurs facteurs :

- La perméabilité et la porosité, donc indirectement de la fissuration, fracturation des roches et de la taille et l'arrangement des pores ;
- La teneur en eau d'imbibition et sa minéralisation ;
- La teneur en élément argileux : dans les terrains argileux et sable argileux la valeur de la résistivité est plus faible.

I.3.2 La conduction du courant électrique

Selon (Astier, 1971) la conductibilité du courant électrique dans un conducteur, en particulier dans un sol, s'effectue selon trois processus : par conduction électronique, diélectrique ou électrolytique.

Dans la plupart des roches, le mode de conduction électrique est principalement de type électrolytique (Samouëlian 2005, Loke 2004). Cependant, lorsque la teneur en argiles est élevée le mode de conduction tend à être diélectrique.

I.3.2.1 Conduction électronique

En conduction électronique (ou métallique) le courant passe par des électrons libres (Loke 2004), il se produit par la présence de métaux ou de cristaux. Dans les métaux, les électrons ne sont que faiblement liés aux atomes, donc ce sont des électrons libres. Cette propriété permet aux électrons de se déplacer facilement et rapidement à travers le matériau. (Reynolds1997)

I.3.2.2 Conduction diélectrique

La conduction diélectrique se produit dans les isolateurs (matériaux très faiblement conducteurs) qui n'ont pas des électrons libres, Elle a besoin d'énergie pour libérer les électrons repartis d'une façon symétrique autour d'un noyau. Un champ électrique déplace les électrons dans la direction opposée à celle du champ, tandis que le noyau lourd se déplace légèrement dans le sens du champ (Reynolds1997).

I.3.2.3 Conduction électrolytique ou ionique

Dans un électrolyte, le mouvement relatif lent des ions permet le transport du courant électrique. En d'autres termes, lorsque, soumis à un champ électrique, les ions transportent les charges électriques. Tandis que les roches assurent la conduction électrique grâce à l'eau qu'elles contiennent. (Chapellier2000 ; Reynolds1997) (p10 ; p 420)

Par conséquent, la qualité et la quantité d'eau présente dans les sols sont des facteurs majeurs qui influent principalement sur la conductibilité du sous-sol.

1.3.2.4 La quantité et le mode de distribution de l'électrolyte

Comme il est bien connu dans la majorité des roches saturées, la conductivité électrique est principalement due à la quantité de l'électrolyte contenu dans l'unité de volume de la roche, cette quantité dépend essentiellement de la porosité et de la saturation de la roche.

La conductibilité d'un électrolyte est en réalité déterminée par plusieurs facteurs, tels que la concentration en ions, la mobilité des différents ions en solution et le degré de dissociation des ions. Le mouvement des ions varie pour chaque ion, comme indiqué dans le tableau suivant :

Ion	Vitesse (10^{-8} m/s)
H ⁺	36.2
OH ⁻	20.5
SO ₄ ²⁻	8.3
Na ⁺	5.2
Cl ⁻	7.9

1.3.2.5 La qualité de l'électrolyte

La résistivité de l'eau d'imbibition ρ_w , qui exprime la qualité de l'électrolyte, est directement liée à la concentration. Dans ce contexte, la salinité et la température sont les deux principaux facteurs affectant la qualité de l'électrolyte.

- **La salinité**

En effet, lors de la dissolution de sels dans l'eau, ces derniers se dissocient en ions positivement et ions négativement chargés. Sous l'effet d'un champ électrique, ces ions se déplacent. Mais ce déplacement est gêné par la viscosité de l'eau. Chaque ion atteint une vitesse maximale appelée la mobilité des ions.

Il est important de noter que l'eau contenant la même concentration pondérale de sels dissous peut présenter une différente résistivité en fonction de types d'ions présents.

- **La température**

La température affecte la variation de la résistivité de l'électrolyte ; lorsque la température augmente, la résistivité diminue (Samouëlian 2005). La viscosité d'un fluide varie en fonction de la température ; une augmentation de la température a pour conséquence une diminution de la viscosité de l'eau, favorisant ainsi une plus grande mobilité des ions. De plus, cette augmentation de la température entraîne une augmentation de la dissociation des ions, ce qui conduit à une diminution de la résistivité ou, à l'inverse, à une augmentation de la conductibilité.

Comme nous l'avons évoqué précédemment, la quantité et la qualité de l'électrolyte ont eu une influence sur la conductibilité. A ces deux facteurs principaux, on peut ajouter la tortuosité qui représente le modèle de connectivité entre les pores, la loi d'Archie synthétise ces relations.

I.3.3 La loi d'Archie

La loi d'Archie généralisée, formulée par Archie en 1942, établit une relation entre plusieurs paramètres pour décrire la résistivité électrique in situ d'une roche saturée en eau. Ces paramètres incluent la résistivité de la roche, la porosité, le mode de distribution et la résistivité de l'électrolyte.

$$\rho_r = a\Phi^{-m}S^{-n}\rho_w$$

Avec :

ρ_r : la résistivité de la roche en Ohm.m

ρ_w : la résistivité de l'eau d'imbibition en Ohm.m

Φ : la porosité de la formation (rapport du volume des vides au volume total, sans dimension)

S : la fraction des pores contenant l'eau ou la saturation en eau (rapport du volume des vides remplis d'eau au volume total des vides, sans dimension).

a : facteur de tortuosité qui dépend de la lithologie ($0.6 \leq a \leq 2$)

m : facteur de cimentation qui dépend de la forme des pores et de la compaction de la roche ($1.3 \leq m \leq 2.5$)

n : exposant de saturation ($n \approx 2$)

La résistivité électrique peut varier considérablement, allant d'environ 1 Ohm.m à plus de 10 000 Ohm.m. Les valeurs de résistivité pour certains matériaux géologiques sont présentées dans le tableau ci-dessous.

Tableau I.1 : Exemple de valeurs de résistivités, exprimé en Ohms mètre (Meyer de Stadelhofen1991).

<i>Matériaux</i>	<i>Résistivité (formations saturées)</i>	<i>Résistivité les plus fréquentes</i>
Argiles	5 - 10	10
Sables	50 - 400	60
Graviers	150 - 500	200
Schistes cristallins	100 - 10000	3000
Basaltes	10 - 50000	3000
Granites	100 - 50000	5000
Calcaires et dolomies	100 - 10000	2000
Eau de mer	< 0.2	
Eaux douces de surface	100 - 300	

Les différences de résistivité observées pour les roches d'un même type peuvent en partie s'expliquer par plusieurs facteurs. Tout d'abord, une saturation partielle (incomplète), joue un rôle, notamment pour le cas des sables et des graviers, de plus, la résistivité peut être influencée par le degré de fracturation, ainsi que par les différences de salinité des eaux. Les degrés d'altération plus ou moins poussés, ainsi que la présence d'argile dans les grès et les roches carbonatées peuvent également avoir un impact sur la résistivité. Il est important de noter que ces variations peuvent effectivement entraîner des confusions, car il est possible que les matériaux tels que les sables, des moraines et des grès marneux présentent des résistivités identiques malgré leurs différences apparentes (Meyer de Stadelhofen1991).

I.4 PRINCIPE ET TECHNIQUES DE MESURE

I.4.1 Principe de mesure

La prospection électrique est menée pour cartographier la répartition de résistivité électrique du sous-sol (Loke 2004). Elle est déduite en mesurant à la fois la différence de potentiel électriques et l'intensité associée à l'injection d'un courant électrique pseudo-continu.

Le principe théorique de la prospection électrique s'appuie sur la loi d'Ohm, qui établit la relation fondamentale entre trois variables : la différence de potentiel électrique (**V**), l'intensité du courant (**I**) et la résistance (**R**) du milieu dans lequel le courant circule (Dubois 2011). La loi d'Ohm s'écrit :

$$R = \frac{\Delta V}{I}$$

Avec :

ΔV : La différence de potentiel en volts(V).

R : la résistance en ohms(Ω).

I : l'intensité du courant en ampères(A).

Pour mieux comprendre ce processus, nous supposons un matériau homogène contenu dans un cube de longueur **L** et de surface **S**, traversé par un courant électrique circulant entre deux faces opposées. La résistance de ce cube est directement proportionnelle à la longueur **L** et inversement proportionnelle à la surface **S** (Reynolds 1997). La résistivité de matériau à l'intérieur de ce cube peut être calculée en utilisant la formule suivante :

$$\rho = R \frac{S}{L}$$

Où :

L : la longueur de section dans laquelle le courant il passe (m).

S : la surface de la section (m^2).

R : la résistance entre ses deux faces opposées en ohms(Ω), est déterminée selon la loi d'Ohm :

$$R = \frac{\Delta V}{I}$$

Ceci peut être écrit alternativement en termes de force de champ électrique $\mathbf{E}$ et de densité de courant $\mathbf{J}$ comme :

$$\rho = \frac{E}{J}$$

$\mathbf{J}$: la densité de courant (courant traversée par unité de surface $J = I/A$) en ampères/ m^2 .

$\mathbf{E}$: le champ électrique en volts/m.

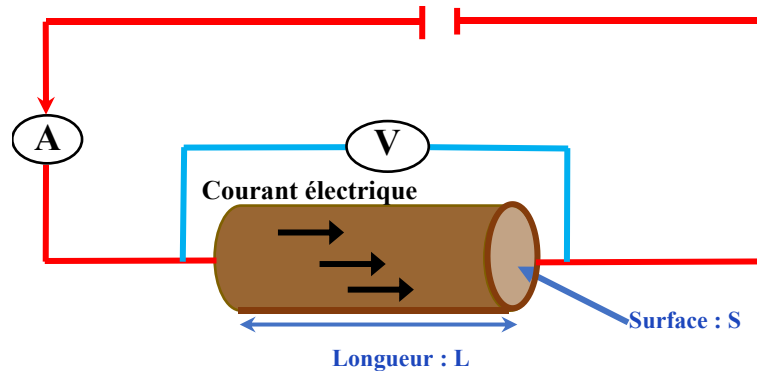


Figure I.2 : Principe de la loi d'Ohm.

D'après (Chapellier2000), la résistivité d'un matériau peut être définie comme la résistance ohmique entre les faces opposées d'un cube unitaire de ce matériau.

Pratiquement, la mesure de la résistivité électrique généralement effectuée en surface du sol à l'aide d'un jeu d'électrodes, d'une source d'énergie électrique et d'un résistivimètre comprenant un générateur de courant continu, sont en contact électrique avec la surface du sol. Le principe de mesure consiste à injecter un courant électrique continue d'intensité (I) dans le sous-sol à l'aide de deux électrodes d'injection **A** et **B**, qui servent à générer le champ électrique. Un réseau d'équipotentiel est établi, avec deux courbes en particulier qui arrivent à la surface en deux électrodes **M** et **N** permettant de mesurer la différence de potentiel (voltage).

La différence de potentiel ΔV entre **M** et **N** dépend de l'intensité du courant injecté qui s'écrit :

$$\Delta V = V_M - V_N$$

$$\text{Avec } V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

$$\text{D'où } \Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)$$

Avec : AM, AN, BM et BN représentant les distances inter-électrodes.

Dans la même optique, la valeur de la résistivité mesurée dans le cas de sols hétérogènes et anisotropes ne correspond pas à la résistivité réelle (vraie) d'une roche donnée, mais plutôt à une moyenne des résistivités des diverses roches constituées dans le sol, cette valeur est appelée la résistivité **apparente** du sol et est généralement notée ρ_a . Par conséquent, les valeurs de résistivité apparente mesurées en surface doivent être inversées de manière à reconstituer la distribution de résistivité électrique « vraie » du sous-sol. (Reynolds1997).

La formule qui gouverne les mesures de résistivité est donnée par l'expression suivante :

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

Avec :

ΔV : la différence de potentiel exprimé en volts (V).

I : l'intensité du courant injecté exprimé en ampère (A).

Où K est appelé le facteur géométrique (en mètre) qui tient compte de la position du quadripôle AMNB, est donnée par :

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right)}$$

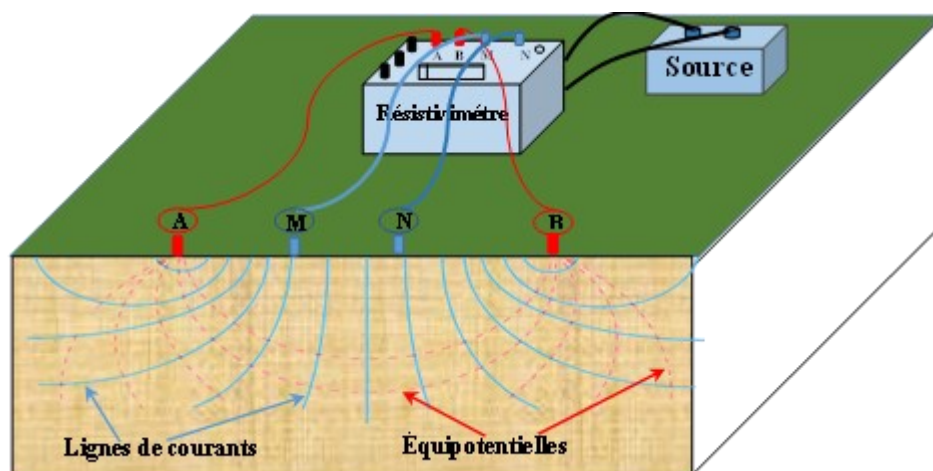


Figure I.3 : Principe de la méthode électrique.

I.4.2 Dispositifs de mesure

Le dispositif de mesure est déterminé par le nombre et la répartition des électrodes (Marescot,2006). Le choix de la configuration du dispositif de mesure dépend de certains paramètres tels que la problématique de l'étude, la sensibilité du dispositif aux variations latérales et verticales de la résistivité du sous-sol, la profondeur effective d'investigation, et aussi la couverture horizontale des données et la faisabilité de terrain. (Aizebeokhai2010)

Le dispositif fondamental est composé de quatre électrodes (quadripôle) généralement en acier inoxydable, l'arrangement de ces électrodes représente un type de dispositif et chacun présente des avantages et des inconvénients par rapport aux autres. De plus, le type de dispositif, l'espacement entre les électrodes et la longueur totale du dispositif ont un effet significatif sur la sensibilité à certaines structures et à la profondeur maximale d'investigation et l'intensité du signal (courant injectée).

La valeur de la résistivité apparente varie selon la géométrie du dispositif des électrodes, tel que défini par le facteur géométrique K (Reynold,1997).

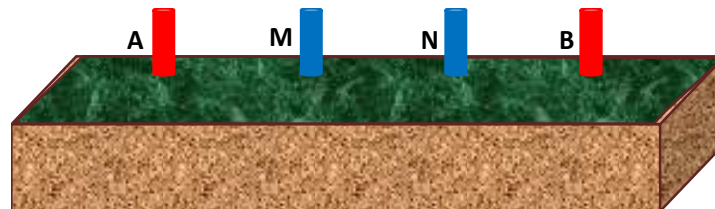


Figure I.4 : La disposition des électrodes de mesure et d'injection.

A cet égard, plusieurs dispositifs de mesure ont été inventés pour atteindre les objectifs d'étude :

I.4.2.1 Le dispositif Schlumberger

Le dispositif Schlumberger se caractérise par une configuration particulière ; les électrodes servant à la mesure du potentiel électrique M et N, restent fixes au centre du dispositif. En revanche on fait varier l'écart entre les électrodes d'injection A et B de telle sorte que la distance entre M et N soit très petite devant la distance entre A et B. Cette configuration permet d'évaluer la variation de la résistivité en profondeur sous le centre du dispositif. Le dispositif Schlumberger est relativement sensible aux variations verticales de la résistivité dans le sous-sol, et moins sensible aux variations horizontales. (Aizebeokhai 2010)

1.4.2.2 Le dispositif Wenner

Les quatre électrodes A, B, M, N dans cette configuration sont placées à la surface du sol en ligne droite, et l'espacement entre elles est identique, tel que $AM=MN=NB=a$ (Zohdy1974). Ce dispositif est recommandé et adapté à la détection des structures horizontales, de sorte que plus sensible aux variations verticales de résistivité et relativement moins sensible aux variations horizontales de résistivité (une bonne résolution verticale, mais par contre une faible résolution horizontale).

L'enquête géophysique réalisée avec ce dispositif permet d'atteindre une profondeur d'investigation moyenne équivalente à environ 60% de l'espacement entre les électrodes M et N. Cette profondeur s'avère moins importante par rapport aux autres dispositifs de Schlumberger et de Dipôle-Dipôle. Le facteur géométrique (k) de Wenner est de loin le plus petit par rapport aux autres dispositifs ($K= 2\pi a$).

Il existe trois types différents de dispositif de Wenner ; on distingue le Wenner Alpha (WA), le Wenner Bêta (WB) et le Wenner Gamma (WG).

1.4.2.3 Le dispositif Dipôle-Dipôle

Ce type de dispositif est plus sensible au bruit, il est caractérisé par un signal mesuré plus faible que dans le dispositif de Wenner. Il est particulièrement adapté à la prospection des structures verticales et des structures 3D (les formes karstiques) et a une bonne résolution horizontale, ou d'autre façon il est très sensible aux variations latérales de résistivité et moins sensible aux variations verticales. Les électrodes A et B ainsi que M et N sont espacées de a et les deux dipôles A-B et M-N sont séparés par une distance na , ou n représente le facteur qui exprime le rapport de distance entre les électrodes A-M et B-A ou M-N, cela a conduit à former un Dipôle de courant et un Dipôle de potentiel. La profondeur de la prospection électrique varie considérablement en fonction des paramètres a et n . Lorsque n est faible, la profondeur d'investigation est inférieure à un dispositif de Wenner. En revanche, une valeur élevée de n permet d'atteindre des profondeurs supérieures. Mais dans tous les cas, la densité de points est nettement supérieure à celle d'un dispositif Wenner.

I.4.2.4 Le dispositif de Wenner-Schlumberger :

Ce dispositif est une combinaison entre le dispositif Wenner (sensible aux variations horizontales) et Schlumberger (sensible aux variations verticales) (Marescote 2003, Loke, 2011/ Dahlin et Zahou 2004), de ce fait il est particulièrement adapté pour les structures horizontales et verticales, ce dispositif a aussi une profondeur de pénétration d'environ 10% supérieure au Wenner. La force du signal est inférieure au Wenner, mais elle est supérieure au Dipôle-Dipôle.

Parmi les avantages de ce dispositif on peut noter la densité des points ; celle-ci est grande que pour le Wenner mais inférieure à celle du Dipôle-Dipôle.

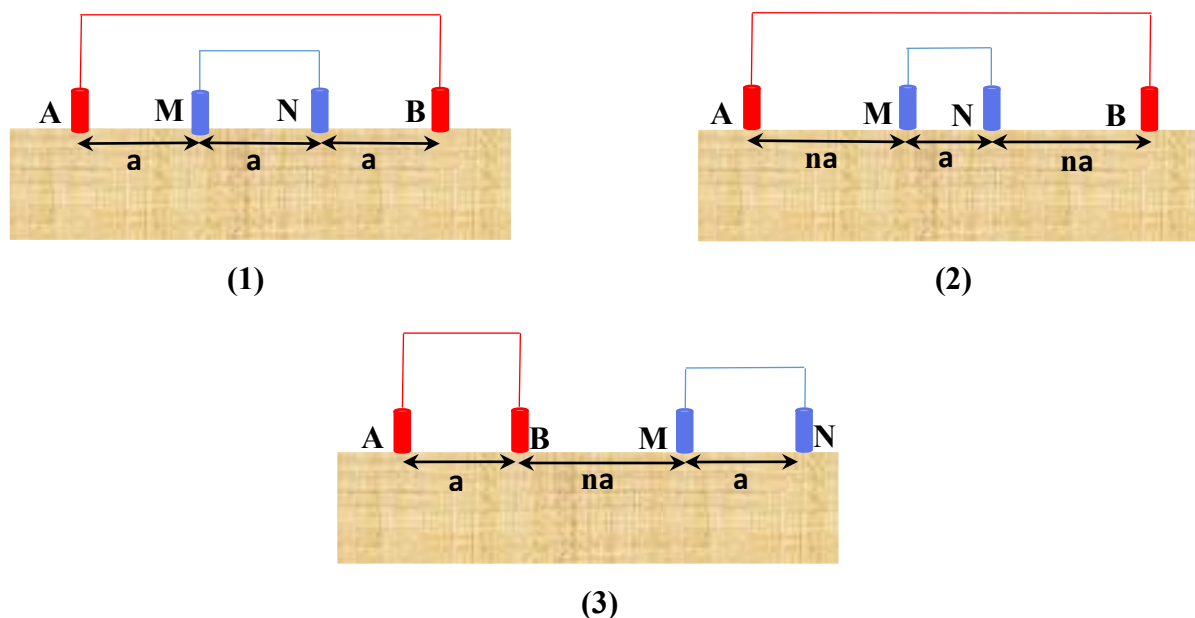


Figure I.5 : Les différents dispositifs quadripôle ABMN de (1) Wenner, (2) Schlumberger et (3) Dipole-Dipole. (a) l'espacement entre les électrodes et (n) le facteur de longueur (multiple de la longueur inter-électrodes) (d'après Loke, 2013).

I.5 SONDAGE ELECTRIQUE VERTICALE (SEV)

La prospection par sondage électrique vertical (SEV) est la méthode par lequel les variations en profondeur de la résistivité sont effectuées (Zohdy 1974). Elle permet d'obtenir des informations quantitatives sur la succession verticale des résistivités (Meyer de stadelhofen 1991). De plus, le relevé d'un SEV permet d'identifier avec une excellente approximation les

différentes couches des terrains, leur nombre et leurs épaisseurs par leurs résistivités (Kirsch 2006). Le SEV ne permet une variation de la résistivité que dans une seule dimension (1D).

I.5.1 Mise en œuvre de sondage électrique vertical SEV

Tout d'abord, avant de commencer une prospection géophysique par sondage électrique verticale et pour éviter les ambiguïtés liées au principe d'équivalence, il est important de bien comprendre le contexte géologique et hydrogéologique de la zone étudiée de sorte que la valeur de la résistivité qui caractérise une formation ne donne pas des renseignements quant à la teneur en eau ou la minéralisation de l'eau de la formation.

Le concept de base de la succession verticale de la résistivité électrique consiste à agrandir successivement autour d'un point central (appelé le point de traçage ou station de mesure) l'espacement entre les électrodes d'injection de courant **A** et **B** d'une part, et **M** et **N** d'autre part, dans laquelle les électrodes de tension **M**, **N** sont étroitement espacées et fixées au centre de la matrice, et les électrodes de courant **A**, **B** se déplacent vers l'extérieur ce qui conduit à une pénétration croissante des lignes des courant et de cette manière à une influence croissante des couches profondes (figure I.6). Les électrodes de réception (**M** et **N**) doivent restées fixes à une certaine opération d'écartement, lorsque la distance qui séparer les électrodes d'injection (**A** et **B**) devient assez grande par rapport à la distance **MN** ($4 < \frac{AB}{MN} < 20$), et le potentiel mesuré devient faible, dans ce cas il faut impérativement faire agrandir la distance entre les électrodes **MN** afin d'augmenter le potentiel mesuré, cette opération est appelée le processus d'embrayage.

Par ailleurs, le processus d'écartement des électrodes permet une pénétration croissante des lignes de courant et donc une influence croissante de la profondeur d'investigation. (Kirsch 2006). On obtient enfin des valeurs de résistivité apparente à des profondeurs croissantes. De plus, cette méthode ne prend pas en compte les variations latérales de résistivité, elle considère que les terrains constitués de couches horizontales homogènes (formation tabulaire) ou avec un pendage très faible à l'échelle du sondage électrique.

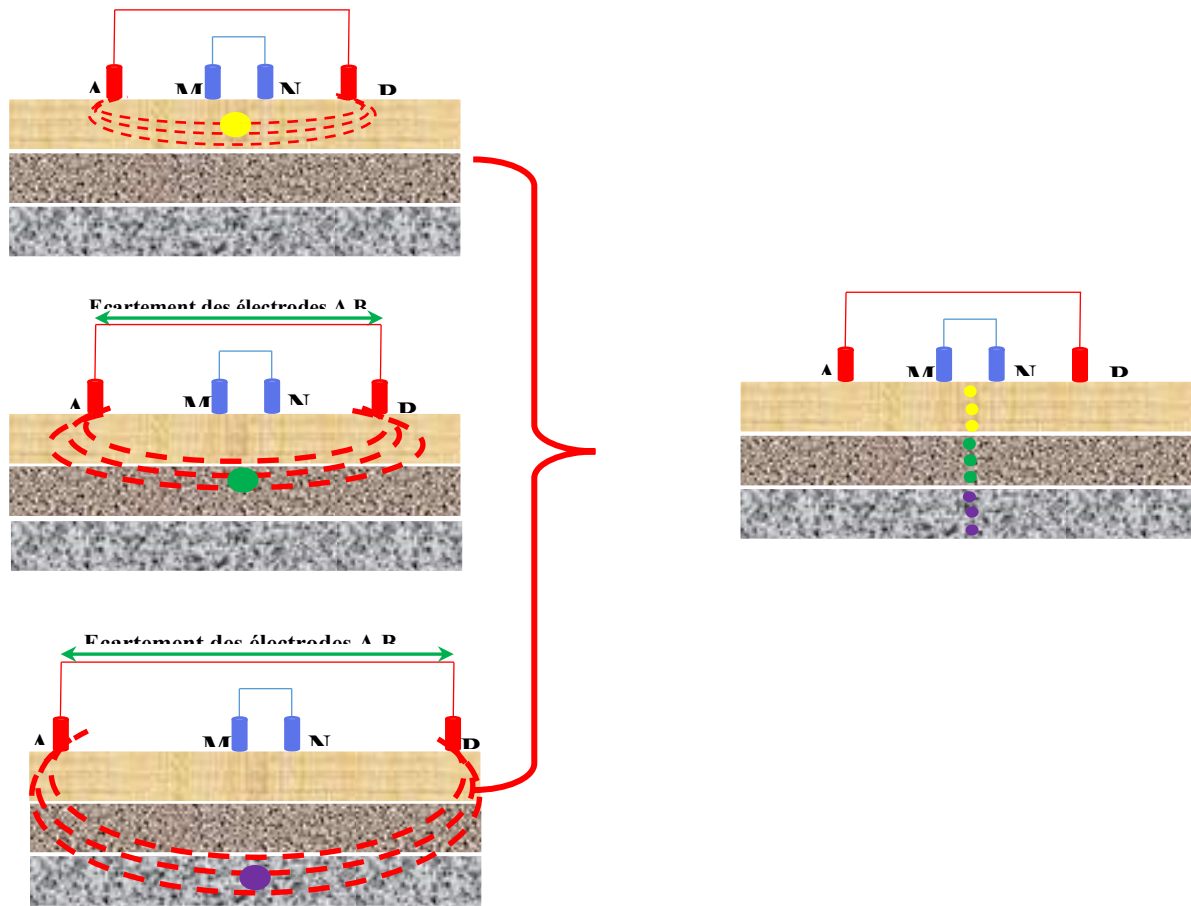


Figure I.6 : Principe de mesure d'un sondage électrique vertical.

I.5.2 Traitement et interprétation des données du SEV

Les valeurs des résistivités apparentes ρ_a mesurées successivement sont tracées en fonction de la demi distance entre l'électrode **A** et **B** ($\rho_a = f\left(\frac{AB}{2}\right)$) sur une échelle log-log (diagramme bilogarithmique), notons qu'en abscisse on porte les longueurs $AB/2$ et en ordonné les valeurs de résistivité apparente correspondante. Ce graphique est appelé courbe de sondage électrique, diagramme électrique ou bien la courbe électrique.

L'ancienne méthode d'interprétation s'appuyait sur l'utilisation des outils graphiques appelés abaques (figure I.7). Ces derniers sont des séries de courbes théorique, calculées pour divers modèles de sous-sol, caractérisés par des contrastes de résistivité et épaisseur des différentes couches du sol. L'interprétation consiste à trouver la courbe qui s'ajuste le mieux à la courbe mesurée et on obtient ainsi les paramètres du sous-sol (Chapellier et al 2006).

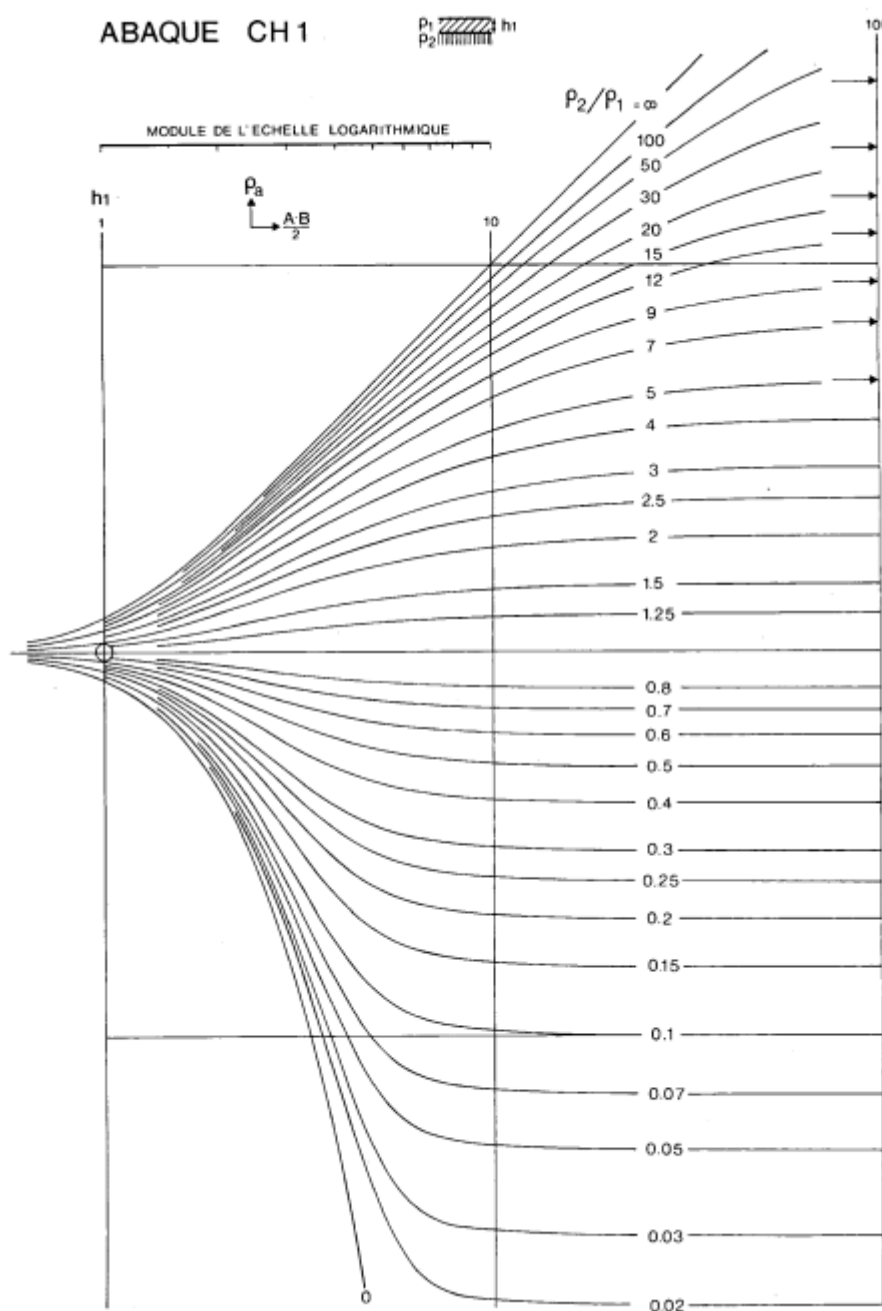


Figure I.7 : Abaque pour l'interprétation des sondages sur deux terrains (Meyer de Stadelhofen 1991).

A l'heure actuelle, l'interprétation des sondages repose sur l'utilisation des algorithmes d'inversion. Ces algorithmes permettent de résoudre le problème inverse en obtenant une inversion des résultats initiaux mesurés. Le processus d'inversion s'effectue à partir de la comparaison entre la courbe de sondage mesurée et la courbe de sondage calculée (Kirsch 2006). Il est basé sur l'estimation d'un modèle de répartition des résistivités apparentes

calculées le plus proches possible de celles mesurées à l'aide d'un logiciel d'inversion afin de déterminer les résistivités vraies des couches successives et de calculer leurs épaisseurs.

Le logiciel (programme de calcul) permet en fonction de l'hypothèse de départ (nombre de couches, résistivité ou épaisseur) d'ajuster au mieux la courbe théorique à la courbe de terrain.

La mise en œuvre d'une prospection géophysique par sondage électrique vertical passe par plusieurs étapes illustrées sur la figure I.8 :

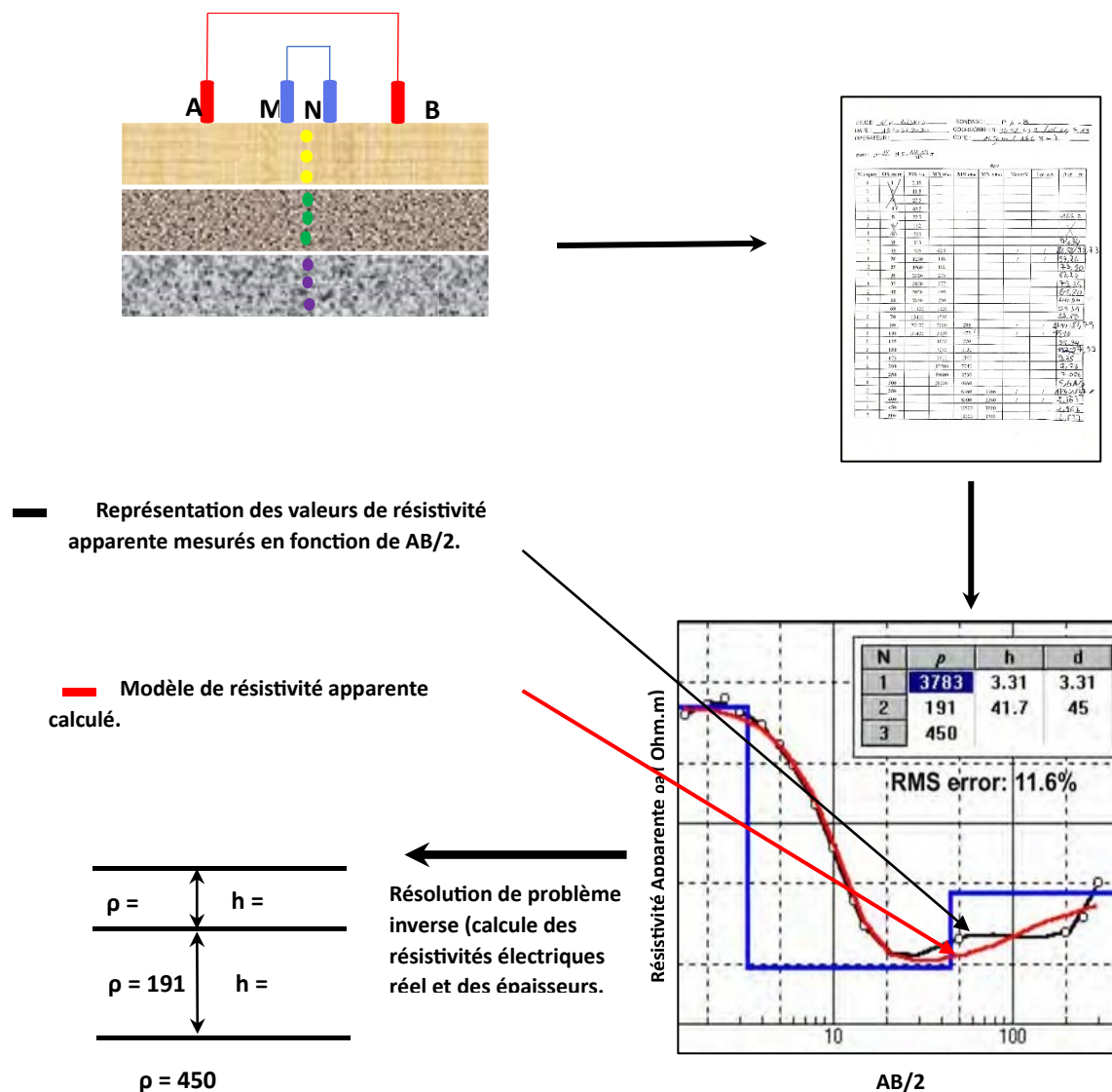


Figure I.8 : Etapes de traitement et inversion des données de sondages électrique vertical.

Dans le cas le plus favorable, le sondage électrique vertical utilise principalement les configurations symétriques de Schlumberger et de Wenner. En raison d'avantages pratiques et méthodiques.

I.6 TRAINE ELECTRIQUE (PROFILAGE ELECTRIQUE)

La technique de trainé électrique ou profilage électrique est conçue de façon à faire porter la répartition horizontale des résistivités électriques apparentes sur une épaisseur plus ou moins constante de terrain. Autrement dit, elle permet une exploration horizontale du sous-sol d'épaisseur plus ou moins constante.

Cette technique d'acquisition reste toujours qualitative, elle consiste à effectuer plusieurs mesures avec la même géométrie du quadripôle, en déplaçant progressivement l'ensemble de quadripôle le long d'un profil selon une maille de points, mais l'espacement inter-électrode du quadripôle doit rester constante (figure I.9). On obtient facilement un profil des résistivité apparentes, et à l'aide de plusieurs profils, une carte des résistivités apparentes.

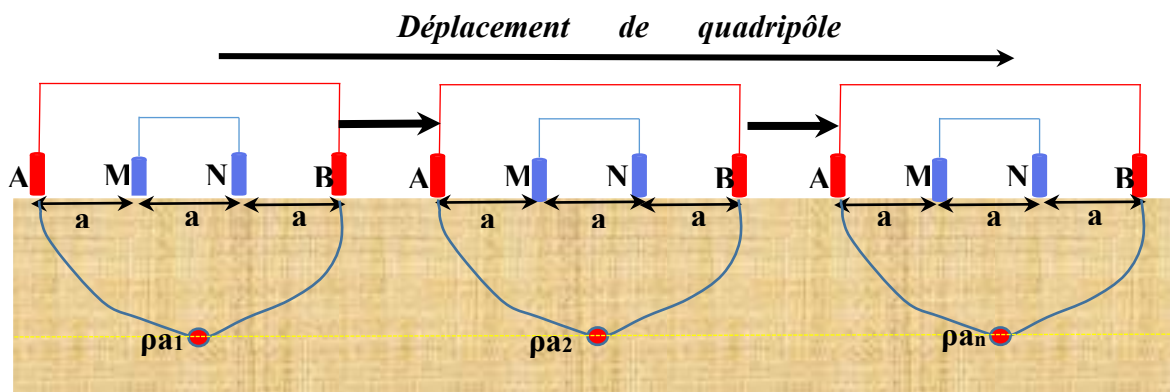


Figure I.9 : Principe de mesure de trainé électrique.

I.7 TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE (TRE) OU IMAGERIE ELECTRIQUE

La tomographie de résistivité électrique appelée aussi panneaux électrique (ou l'imagerie électrique **IRE**) est le résultat de la combinaison des techniques de sondage électrique vertical et de trainé électrique. La tomographie de résistivité électrique a l'avantage d'être réalisée en un grand nombre de mesures à l'aide de différentes configurations d'électrodes, elle vise à cartographier la résistivité du sous-sol à différentes profondeurs sous la ligne d'un profile. Cette technique vise à présenter les valeurs de résistivité apparente sous forme d'image appelée pseudo section selon un plan verticale (2D), dans laquelle la résistivité varie à la fois verticalement et horizontalement le long de la ligne de profile (Aizebeokhai 2010).

Les enquêtes de résistivité électrique 2D peuvent être considérées comme un puissant outil de cartographie géologique ainsi qu'hydrogéologique, à utiliser dans les applications d'ingénierie et environnementales, y compris la cartographie hydrogéologique. En combinaison avec un nombre limité de points de référence de forage, avec des emplacements basés sur les résultats de résistivité, des modèles fiables du sous-sol peuvent être créés (Dahlin 1996).

I.7.1 Mise en œuvre de la tomographie de résistivité électrique TRE

Pratiquement, les investigations d'imagerie de résistivité électrique bidimensionnelles (2D) sont généralement effectuées au moyen d'un système de câble multi-électrodes reliant une série d'électrodes disposées à la surface du sous-sol le long d'un profil de direction bien définie. (LOKE et al, 2004). Ainsi, les mesures sont prises automatiquement et stockées dans le système de mesure (Résistivimètre). Chacune des électrodes du dispositif peut être utilisée comme électrode d'injection de courant (A et B) ou comme électrode de potentiel (M et N). Ce très grand nombre d'électrode permet d'effectuer une grande combinaison de mesure à la fois verticalement en augmentant progressivement la distance inter-électrode ou latéralement par déplacement de quadripôle régulier le long de profile.

L'espacement inter-électrodes est progressivement augmenté en fonction d'un facteur (n). Lorsque n est égal à 1 ($n=1$), la première ligne de mesure est effectuée. Ce processus est répété en augmentant le facteur n jusqu'à ce que l'espacement maximal entre les électrodes soit atteint. Il est noté que plus les valeurs de n sont élevées, plus la profondeur d'investigation est

importante. (figure.10). Ainsi, chaque ligne horizontale est associée à une valeur spécifique de n , fournissant ainsi une pseudo-profondeur d'investigation correspondante.

On parvient enfin à une variation verticale et horizontale des résistivités représentées en fonction de la longueur totale de la configuration, sous forme d'une pseudo-section de résistivité. Il est important de noter que les valeurs de résistivités obtenues sur le terrain sont des résistivités apparentes. Par conséquent, cette pseudo-section ne correspond pas directement à une coupe des résistivités et profondeurs vraies (réelles) des structures du sous-sol. Ainsi, il est nécessaire d'inverser les valeurs de résistivités apparente afin d'obtenir les résistivités réelles (Reynolds 1997).

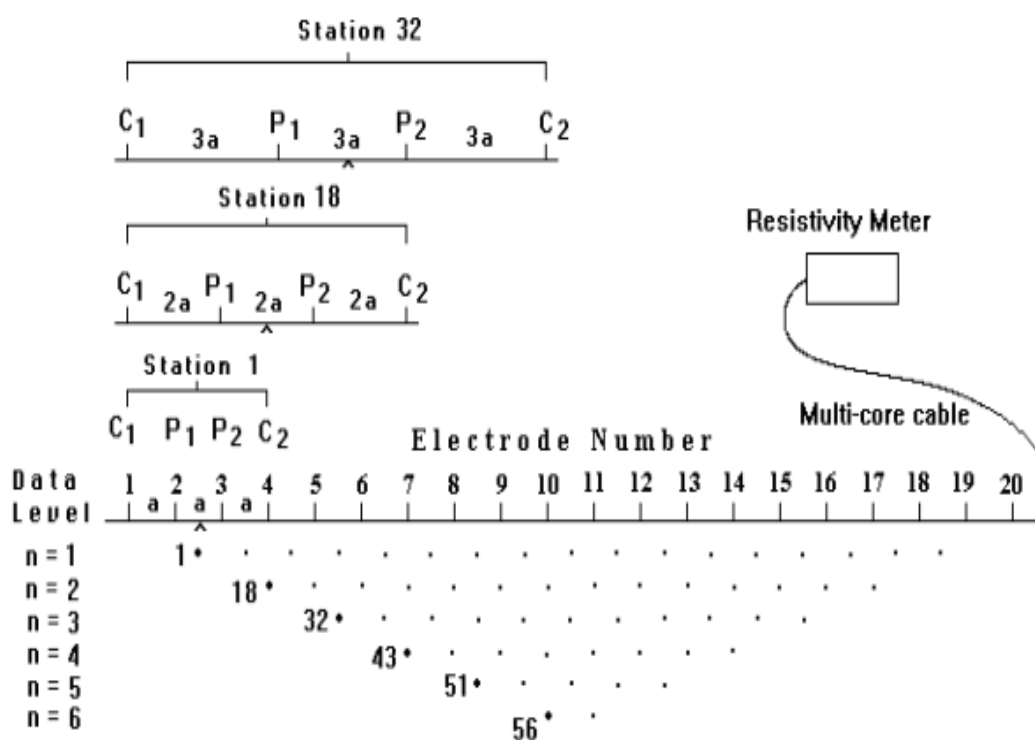


Figure I.10 : Principe de la prospection par Tomographie de résistivité électrique.

I.7.2 Traitement et Inversion des données acquises

En première lieu, le traitement des mesures est effectué à l'aide des logiciels une fois l'acquisition terminée, ces mesures doivent être traitées avant toute utilisation puisqu'elles peuvent contenir certaines valeurs aberrantes ; dont la résistivité apparente est très forte ou très faible par rapport aux points voisins. Un tel changement aussi rapide ne pouvant être dû à un

phénomène géologique, de telles données doivent être éliminées, afin qu'elles n'aient aucun effet sur les résultats de l'inversion (figure I.11).

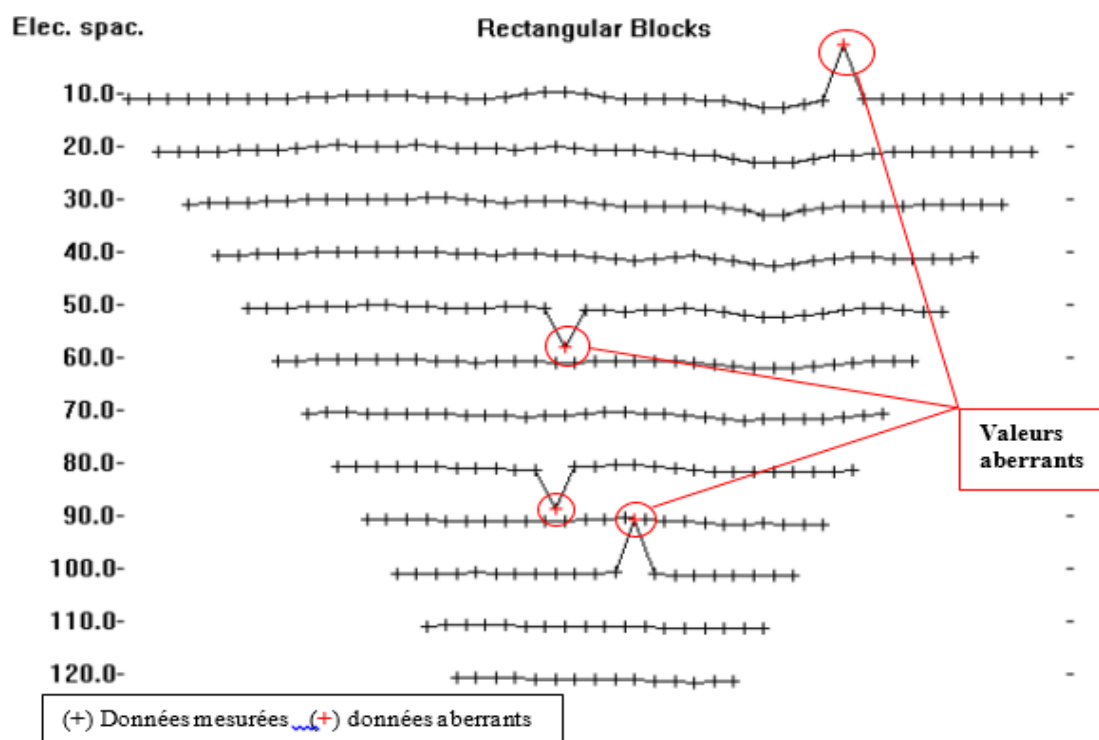


Figure I.11 : Exemple d'un ensemble de données avec quelques valeurs de données aberrantes.

Les données mesurées (résistivité apparente mesurée) sont transférées vers le logiciel pour être traité et inversé afin de trouver des données inversées proches des valeurs de résistivités vraies, autrement dit, afin d'obtenir une pseudo section du sous-sol en termes de « **résistivités vrais** ou **résistivité réelles** », laquelle est interprétable géologiquement et hydrogéologiquement.

L'inversion est réalisée suivant un processus itératif automatique qui tente de réduire l'écart entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section calculé à partir d'un modèle de résistivité électrique. Le modèle initial est modifié à chaque itération jusqu'à ce que les données mesurées et calculées atteignent une corrélation acceptable et la différence entre la réponse du modèle et les valeurs de données observées soit réduite, ou jusqu'à ce qu'aucune nouvelle amélioration ne soit possible (Loke 2004).

Au cours du processus d'inversion et pour calculer les résistivités apparentes trois méthodes principales existent : (1) les méthodes analytiques, (2) les méthodes des éléments de frontière

(3) les méthodes aux différences finies et les méthodes des éléments finis. Dans les études d'ingénierie et d'environnement, les méthodes des différences finies et d'éléments finis sont généralement le seul choix viable de sorte que le sous-sol puisse avoir une distribution arbitraire.

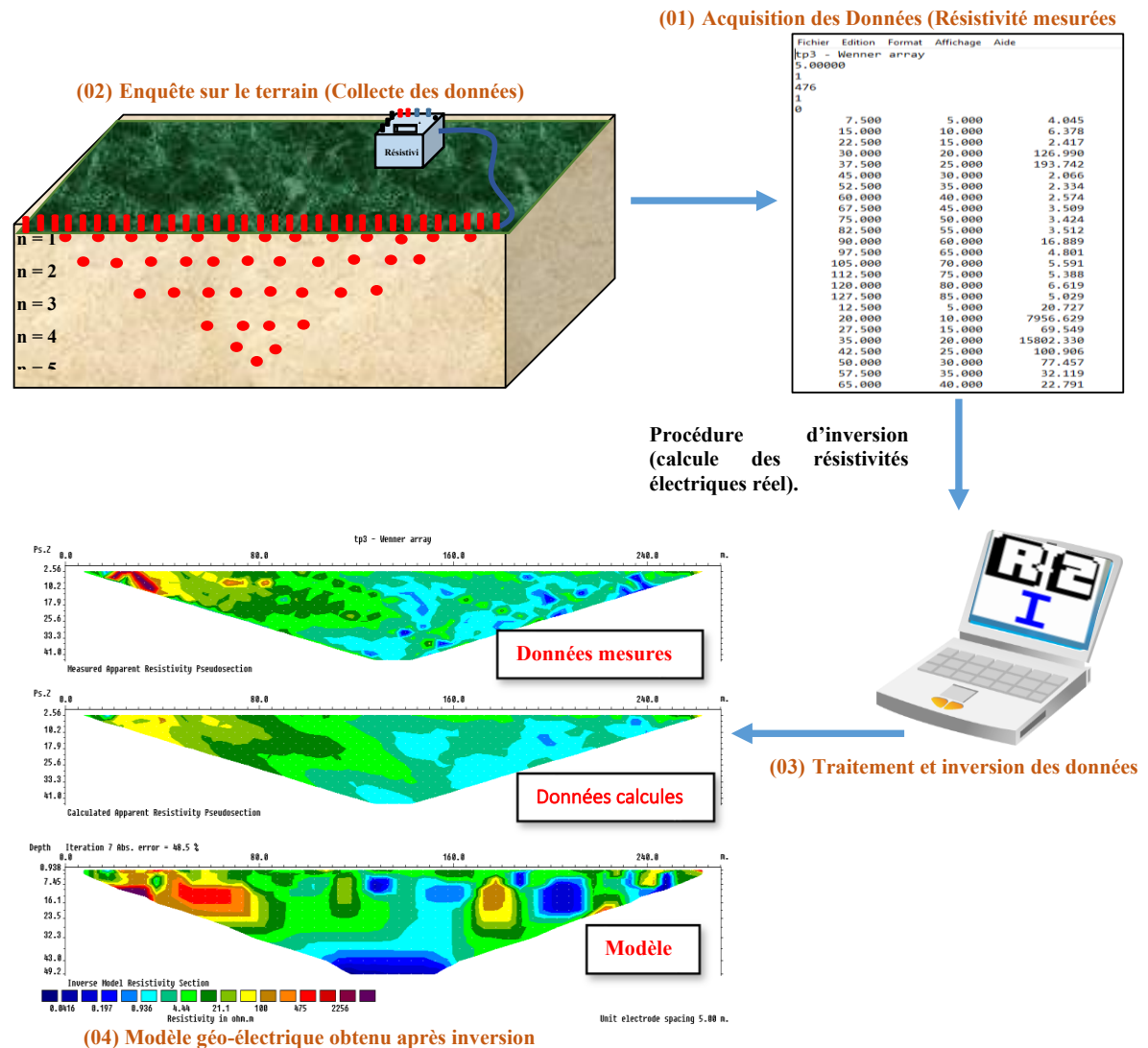


Figure I.12 : Etapes d'inversion des données pour l'obtention du modèle d'une imagerie électrique.

I.8 CONCLUSION

Parce qu'un forage de plusieurs dizaines de mètres de profondeur coûte cher et que l'implantation d'un forage productif par le seul hydrogéologue est souvent délicate, des mesures géophysiques en surface, associant les méthodes électriques permettent d'identifier la présence potentielle d'eau douce ou d'eau salée.

Ces méthodes sont basées sur l'analyse de paramètres physiques comme la résistivité (Loi d'Ohm) ou la conductivité. Cette résistivité est fonction des proportions en eau, argiles, graviers, rochers, remblais, vides inclus dans le volume de terrain intéressé par chaque mesure. Si les proportions varient à une échelle significative, la résistivité varie. Ainsi peuvent apparaître des anomalies et variations, indicatrices d'hétérogénéités géologiques.

CHAPITRE II
LA NAPPE ALLUVIALE DE OUED BISKRA

II.1. INTRODUCTION

Une nappe alluviale est une nappe contenue dans un aquifère constitué par les alluvions d'une rivière ou d'un oued. Les alluvions y sont généralement très perméables ; elles peuvent être très épaisses et constituer un réservoir très important qui sert à l'alimentation en eau des villes situées le long de l'oued. Le cours d'eau et sa nappe sont intimement liés dans leur fonctionnement hydrodynamique. Les échanges sont complexes et fluctuants mais schématiquement et en période de basses eaux, la nappe alimente l'oued. En période de crues assez longue, l'inverse se produit et la nappe absorbe l'eau en excès. La nappe intervient ainsi dans l'amortissement des crues (par infiltration d'une partie de l'eau) et le soutien d'étiage.

En zone aride, et tout comme l'oued, les eaux de la nappe s'écoulent, souvent vers les dépressions endoréiques où elles s'évaporent (lacs temporaires avec dépôt de sels ou sebkha continentale).

Les nappes alluviales sont traditionnellement exploitées dans les Zibans et sont même à l'origine de certaines palmeraies qui étaient alimentées directement grâce aux sources et aux nombreux puits traditionnels. On classe dans cette catégorie la nappe alluviale de oued Biskra en amont de la ville et celle de oued Djedi.

En effet, depuis la plaine d'El Outaya au nord jusqu'à la limite de la ville de Biskra au sud, l'oued El Haï- Biskra serpente sur une épaisse couche d'alluvions formées de sables, graviers, galets, déposés par le cours d'eau dès le début du Quaternaire. Très perméables et poreuses, les alluvions emmagasinent l'eau formant ainsi une masse d'eau souterraine que l'on nomme *nappe alluviale de oued Biskra*. Le sous-sol marneux et imperméable du Miocène sur lequel elle repose forme le substratum de cette nappe.

Les études hydrogéologiques concernant l'aquifère alluvionnaire de oued Biskra sont très rares. En dehors de l'étude sur modèle analogique (électrique) effectuée par la Société Centrale pour l'Equipeement du Territoire (SCET-COOP, 1967) et de quelques travaux très anciens et ponctuels pour la réalisation de forages, aucune étude de détail n'a été réalisée depuis. En outre, il n'existe aucun équipement de surveillance et de suivi de la nappe ; les anciens forages ainsi que les piézomètres qui y ont été installés, ont été entièrement détruits lors des différentes crues dévastatrices qui ont eu lieu. Nous tenterons par conséquent dans cette partie de synthétiser le maximum d'informations concernant l'hydrogéologie de cette nappe.

II.2. GEOLOGIE REGIONALE

Du point de vue géologique, la région de Biskra représente un pays de transition structurale et sédimentaire. Au Nord, c'est un pays montagneux tandis qu'au Sud, c'est un pays effondré qui fait partie du Sahara Septentrional. Le passage entre ces deux domaines distincts se fait par l'intermédiaire d'un ensemble de flexures, de plis-faillés et de failles d'orientation Ouest Est appelé "Accident Sud Atlasique".

L'accident sud Atlasique s'est développée lors de la phase paroxysmale pliocène et post-pliocène de la surrection de l'Aurès. Cette phase orogénique responsable de toutes déformations majeures de l'ensemble du continental Néogène (Mio-Pliocène).

La région de Biskra se caractérise par des terrains sédimentaires allant du Barrémien à la base jusqu'au Quaternaire au sommet. Le tableau ci-dessous indique les différentes unités géologiques ainsi que leur importance du point de vue hydrogéologique.

Tableau II.1 : Les différentes unités géologiques de la région de Biskra

Unités Stratigraphiques	Unités Lithologiques	Unités Hydrogéologique
Quaternaire	Sables, Argiles	Nappe phréatique
Mio-Pliocène	Sables et Argiles	Nappe des sables
Eocène moyen	Argiles gypseuses	Semi perméable
Eocène inférieur	Calcaires	Nappe des calcaires
Sénonien supérieur	Calcaires	Nappe des calcaires
Sénonien inférieur	Argiles, gypse, sels	Imperméable
Turonien	Calcaire dolomitique et Dolomie	Nappe du turonien
Cénomanién	Argiles, marnes, Marno-calcaires et gypse	Imperméable
Albien	Grès	Nappe du continental Intercalaire
Aptien	Grès, Dolomies	
Barrémien	Grès	

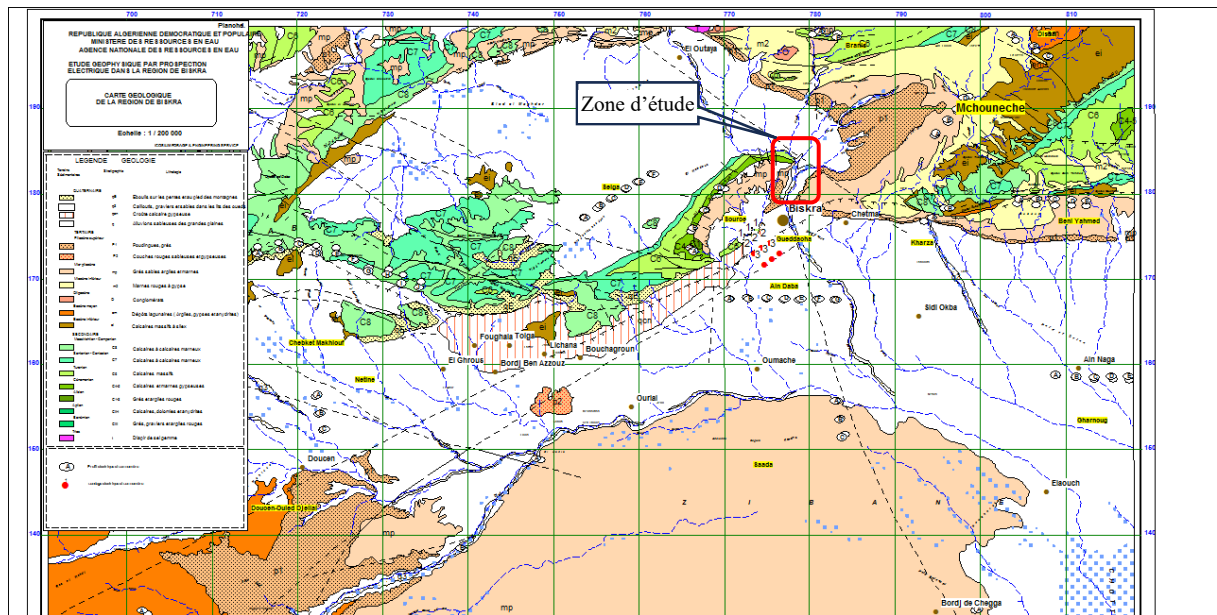


Figure II.1 : Carte géologique de la région de Biskra

Du fait que les formations alluvionnaires de oued Biskra reposent en discordance sur le Miocène et que ce dernier est lui-même en discordance directe sur le Turonien et le Cénomanien, nous n'allons donner ici que la description des structures du Cénomanien, du Turonien et du Miocène.

II.2.1.1 Le Cénomanien

Le Cénomanien affleure au djebel Bou Rhezal et au Nord-Est du djebel Chaïba. La partie inférieure est constituée principalement d'alternances de marnes et de petits niveaux calcaires, plus ou moins dolomitiques dans le djebel Ksoum. Plusieurs poussées gypseuses pouvant atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur (20m) s'intercalent en outre dans la portion médiane de la formation dont la puissance est de l'ordre de 200 à 300 m (R. Laffite, 1939).

Puis la série est envahie par des calcaires dolomitiques et des dolomies particulièrement massifs, dans lesquels seuls quelques lits de silex du Cénomanien supérieur soulignent parfois la stratification.

II.2.1.2 Le Turonien

Le Turonien est représenté dans la région par des masses de calcaire compact, épaisses de 300 à 400 mètres, avec des rares intercalations marneuses (R. Laffite, 1939), surmonté par plus de 900 mètres de formations essentiellement marneuses du Sénonien (inférieur et moyen). Il se présente, depuis djebel Metlili, représentant la zone d'alimentation, au Nord jusqu'à djebel Bou Rhezal au Sud, sous forme d'anticlinorium avec deux affleurements ; le premier à Draa Ezzemla dans la localité de Sidi El Hadj où on note la présence d'une source thermique et le second au niveau de la terminaison périclinale ouest de l'anticlinal de Djebel El Azereg (figure.II.2). Il faut noter aussi la présence d'une intrusion diapirique triasique au sud de Draa Ezzemla dans la localité de l'Outaya (figure II.2).

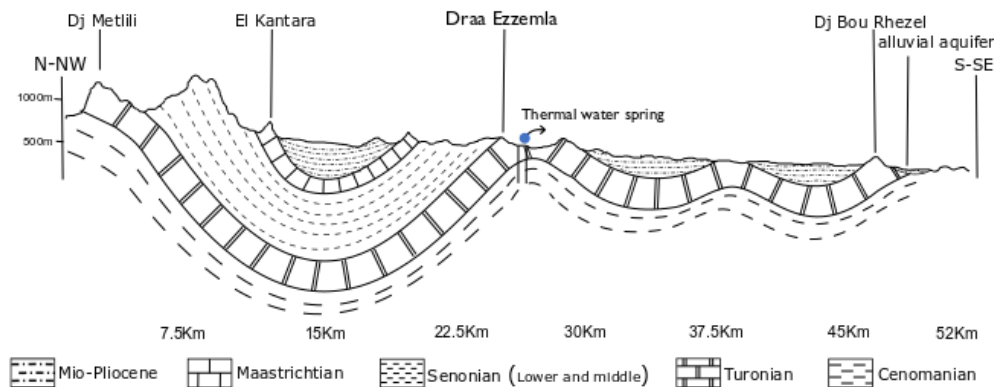


Figure II.2 : Coupe géologique de la région d'étude (A. Labadi)

II.2.1.3 Le Néogène continental (Miocène supérieur et Pliocène)

Au-dessus du Miocène marin, viennent des assises continentales. A El-Outaya, l'étage présente des couches rouges d'une épaisseur de 200 à 300 m. Dans les Aurès les séries continentales reposent directement sur les séries marines et sont composées comme suit :

- A la base des argiles rouges (Helvétien – Tortonien)
- Grès ou sables bruns ou rouges (Pontien)
- Au sommet des poudingues rouges (Pliocène)

A l'est de l'Outaya, (Laffite, 1939) a observé des argiles rouges, des grès grossiers avec de rares bancs de graviers, de poudingues grossiers qu'il attribue au Miocène supérieur. La puissance est d'environ 500m.

II.2.1.4 Le Quaternaire

Le Quaternaire se subdivise dans la région en trois niveaux différents :

- Les alluvions anciennes, qui sont constituées de galets et des formations conglomératiques, plaquées aux pieds des versants calcaires miocènes, limitent toute la dépression des Zibans.
- Les alluvions quaternaires des moyennes terrasses de l'oued Biskra, dont l'extension est importante, sont formées d'un assemblage de cailloutis, graviers et sables, occupent une altitude inférieure à celle des anciennes alluvions.
- Les alluvions récentes qui forment les basses terrasses de oued Biskra sont constituées de gros galets, graviers et sables résultant de l'érosion des massifs calcaires et dunaires limitrophes.

Ces matériaux d'origine crétacée, favorables à la formation de bons réservoirs d'eau, permettent d'importants prélèvements pour l'alimentation en eau potable de la ville de Biskra.

II.3. HYDROGEOLOGIE DE L'AQUIFERE DE LA NAPPE ALLUVIALE

La nappe alluviale de l'oued Biskra est localisée juste à l'amont de la ville de Biskra (figure. II.3). Le seuil amont de la nappe est délimité par la barre calcaire turonienne de la fermeture périclinale de djebel Boughezal à l'ouest et par la cluse de l'oued Besbes à l'Est. Le seuil aval quant à lui, est localisé sur la cluse des poudingues du Pliocène.

Cette nappe présente une superficie de 5km² et une épaisseur moyenne de 20m ; le volume d'alluvions déduit de la géophysique étant de 100 hm³ (SCETCOOP, 1967).

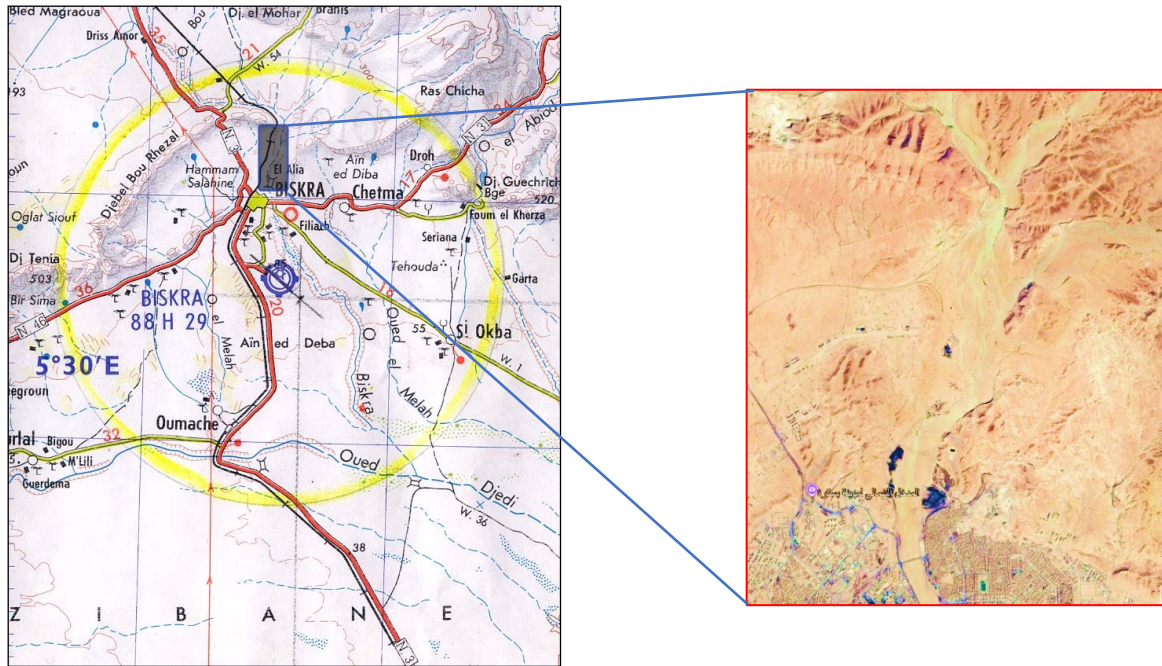


Figure II.3 : Carte de situation de la nappe alluviale

II.3.1 Lithologie de l'aquifère alluvionnaire

L'aquifère est de forme allongée et de direction générale nord-sud (figure.II.4). Cette forme a été façonnée par l'écoulement de l'oued Biskra creusé dans les marnes imperméables du Miocène et remblayé par des dépôts alluvionnaires.

Les limites géographiques de l'aquifère se rapportent au remblaiement actuel des terrasses des oueds. L'extension verticale de la nappe peut atteindre parfois 40 mètres, où l'on rencontre des grandes lentilles d'argiles quaternaires marquant le substratum local de la nappe. Cependant, la notion de substratum est discutable du fait qu'on passe par endroits directement à des niveaux de calcaires compacts.

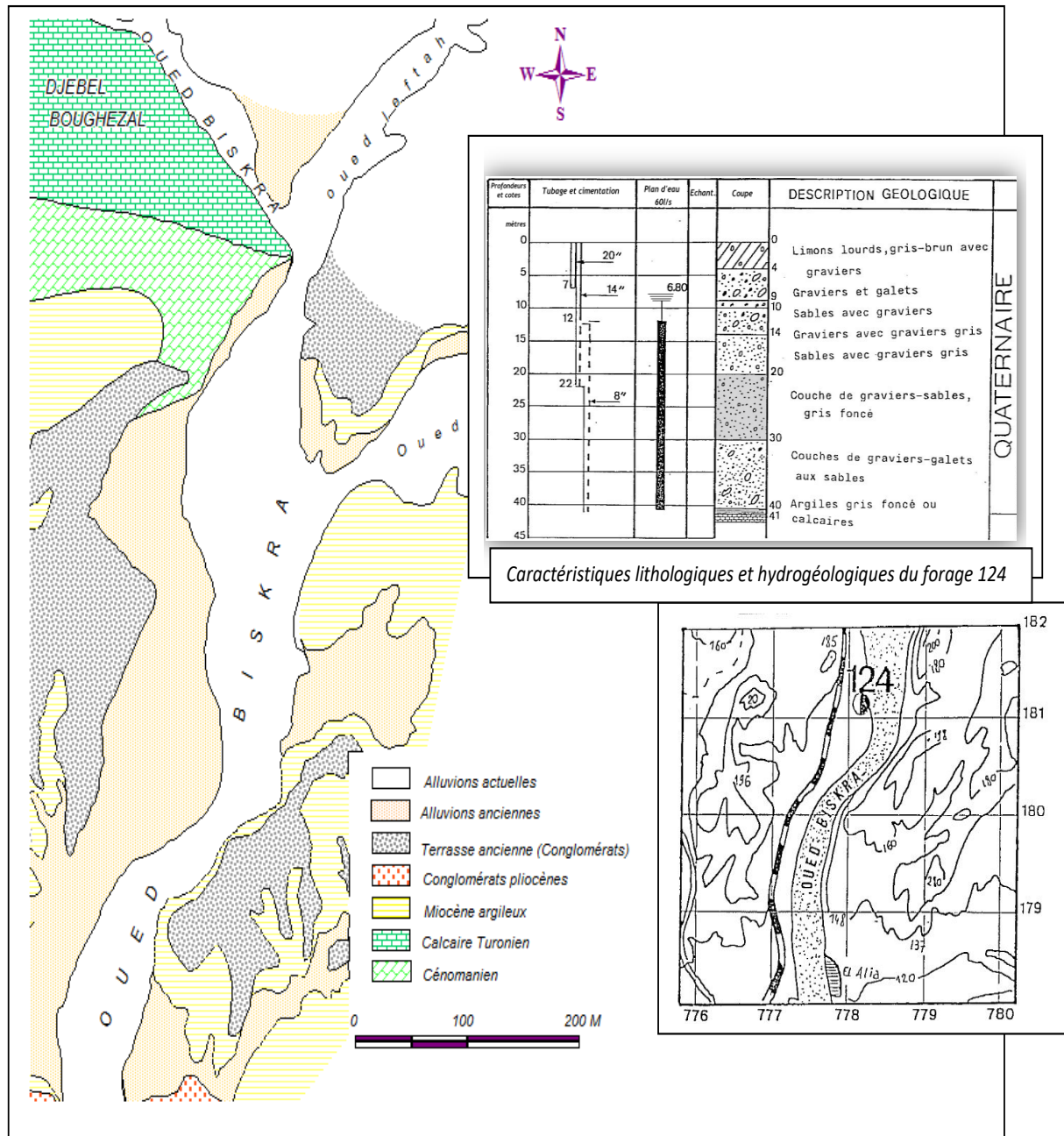


Figure II.4 : Esquisse géologique de la nappe alluviale

La coupe de la figure II.5 Nord-Sud montre que l'aquifère alluvionnaire a une lithologie plus ou moins homogène, constituée de galets, de graviers avec une alternance de niveaux argileux. Vers le Sud, particulièrement au niveau du forage oued Biskra n°4, apparaît une épaisse couche d'argile le long des premiers mètres du forage avec des intercalation de marnes.

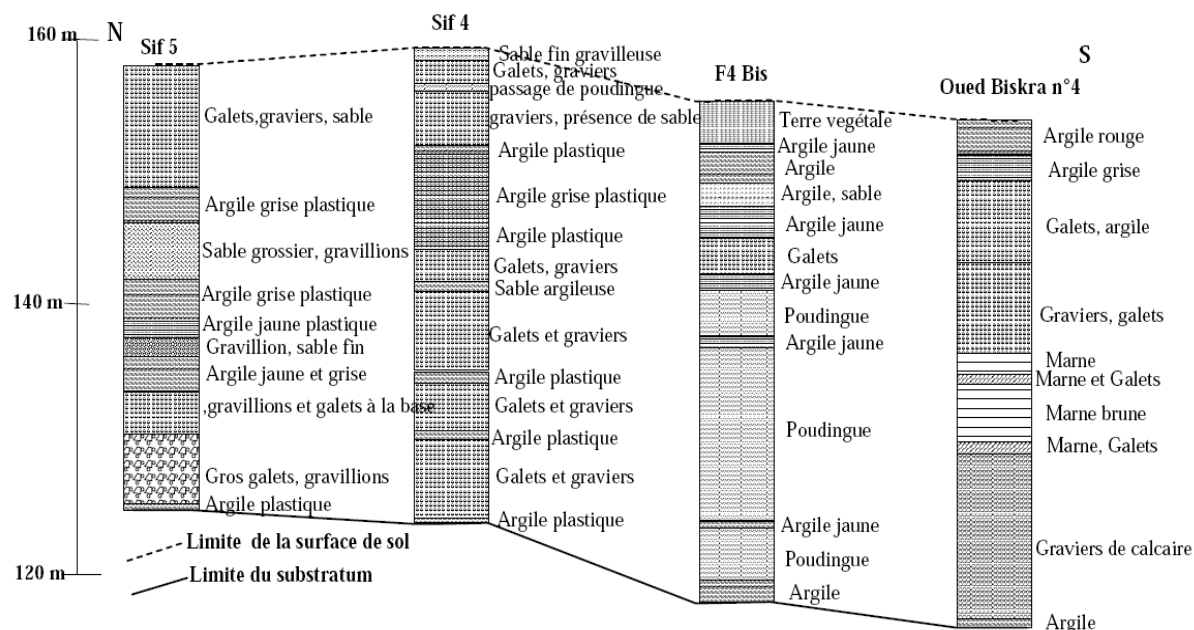


Figure II.5 : Coupe géologique schématisée (Sedрати N., 2011).

II.3.2 Historique de l'exploitation de la nappe alluvionnaire

Avant la mise en exploitation par pompage en 1954, le réservoir alluvionnaire de l'oued Biskra était le siège d'écoulements pérennes décrits par plusieurs observateurs. D'après le rapport de M. Duquesnoy ; 1955, la plus ancienne observation est due à M. VILLE (en mars 1861) qui avait estimé l'écoulement de la nappe à 300 l/s environ. L'ingénieur Duval en 1925 avait trouvé un débit de 200 l/s, pour la seule partie amont.

De 1950 à 1954, Duquesnoy fait état de nombreux jaugeages dont les résultats sont très variables (tableau II.2) et entachés de grandes imprécisions dans les mesures.

Tableau II.2 : Débit des sources avant les pompes d'après Duquesnoy (en l/s).

Année Source	1951	1952	Fev. 1953	Jun. 1953	Sep. 1953	Oct. 1953
Ras El Ma		93	94.5	84		90
Source de Filiache	30	18.8		56	53.5	54.5

Il est évidemment difficile de se faire une idée précise sur l'état original de l'écoulement et de ses variations avec un nombre aussi faible qu'imprécis de mesures. On retiendra simplement le fait que cet écoulement semblait présenter une certaine régularité qui n'excluait pas des

variations assez importantes. Ceci prouvait tout de même l'existence d'une ressource importante que les utilisateurs se sont préoccupés de capter et d'utiliser du mieux possible.

Devant le développement de la ville de Biskra et l'augmentation de ses besoins en eau, le réservoir a été soumis à une exploitation par pompage à un débit de 300 l/s par quatre forages placés en travers du cours de l'oued et deux autres à l'amont.

Les pompages ont provoqué le tarissement des résurgences, et les observations sur les piézomètres ont montré que le niveau moyen de la nappe fluctue selon les apports entre 03 et 18m sous le sol, hauteur d'un niveau moyen correspondant à un nouvel état d'équilibre.

Le pompage n'a pas provoqué le tarissement du système et le niveau a retrouvé après certaines années le niveau initial de l'écoulement.

14 forages captaient les eaux de cette nappe et les débits exploités s'élevaient au total à 1409 m³/h, d'après l'entreprise de gestion des eaux de la wilaya «Ex. EPEBIS » (tableau II.3). Le tableau montre clairement que les niveaux d'eau n'ont pas diminué de façon drastique jusqu'au début des années 2010. Au-delà de cette date, certains forages ont été abandonnés suite à des phénomènes de colmatage et ont été remplacés par de nouveaux points de captage.

Tableau II.3 : Le champ captant de l'aquifère alluvial de oued Biskra (ADE)

N°	Utilisation des eaux	Volume annuel prélevé (m ³)	Dispositif pompage oui/non	Date de mise en service	Cote calage pompe (m)	Profondeur de l'eau (m)	Débit (l/s)	Prof. (m)
01	AEP	788 400	oui	1972	60	13	30	40
02								36
03	AEP	1 419 120	oui		70	14	50	41
04								41
05								41
06	AEP	1 261 440	oui	10/05/1980	70	14	45	40
07	AEP	1 166 832	oui	1987	70	14	40	43
08	AEP	1 166 832	oui	1987	70	13	40	44
09	AEP	1 419 120	oui	1987	70	13	50	44
10	AEP	1 261 440	oui	19/06/1988	65	13	45	50
11								40
12	AEP	315 360	oui	1994	70	14	12	42
13	AEP	315 360	oui	1994	75	16	15	52
14	AEP	315 360	oui	1993	90	25	12	75

II.3.3 Caractéristiques hydrodynamiques

Le réservoir de 5 km² de superficie se répartit approximativement en deux parties distinctes :

- A l'amont, une vaste zone d'épandage. Cette zone est large et comporte des transmissivités élevées (SCETCOOP, 1967). Elle constitue la partie la plus importante du réservoir (environ 3/5) et elle s'étend vers l'est, sans discontinuité jusqu'aux cluses amont de l'oued Besbes.
- A l'aval, le lit de l'oued se rétrécit principalement au niveau de la cluse miocène dans lesquelles sont implantés les forages d'exploitation. Cette partie est l'exutoire naturel de la partie amont. La barre pliocène ferme en partie le réservoir et joue le rôle de seuil de contrôle aval.

II.3.3.1 La piézométrie

La carte piézométrique élaborée par la SCET-COOP en 1967 (figure II.6), montre un écoulement de pente régulière affecté d'une importante dépression localisée au droit des ouvrages d'exploitation ; dépression aggravée par la proximité des limites du réservoir à cet endroit

La direction générale de l'écoulement est du nord vers le sud, les niveaux piézométriques varient de 155m en amont à 115m à l'aval.

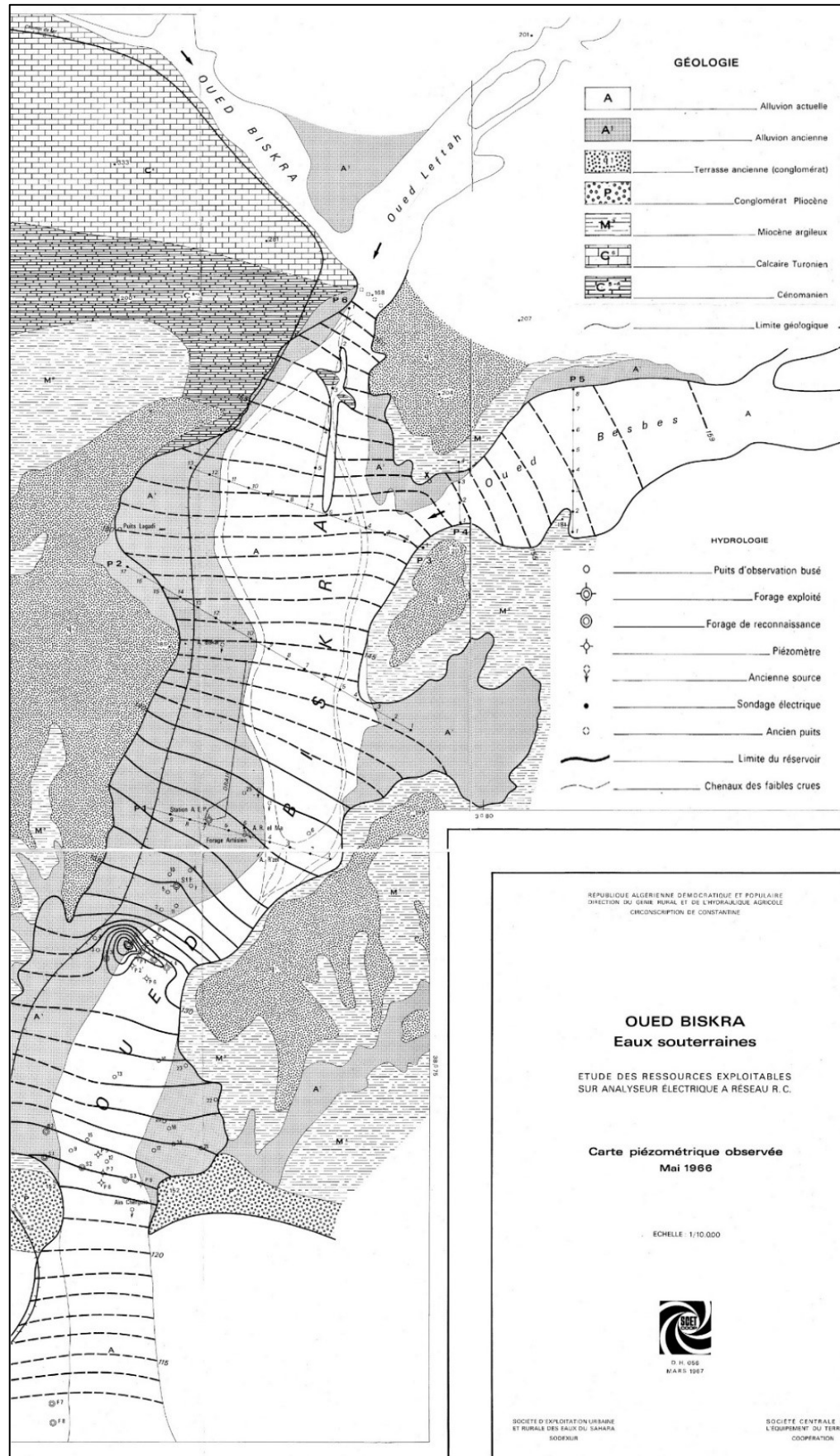


Figure II.6 : Carte piézométrique de la nappe alluviale de l'oued Biskra (SCET-COOP, 1967).

La nappe à l'amont a une épaisseur qui varie entre 10 à 20m puis s'épaissit sensiblement avec des valeurs atteignant 40m juste après la confluence des oueds Biskra et Leftah.

Vers l'aval, le réservoir présente une épaisseur d'environ 20m au niveau de l'axe central de l'oued et 10m vers les berges.

La surface piézométrique se trouvait à 3 mètres en moyenne sous le niveau du sol jusqu'aux années 1990, par contre, elle peut baisser plus profondément en période sèche, vu le grand pompage par forage et l'intensité de l'évaporation superficielle.

II.3.3.2 La transmissivité

Les plus fortes transmissivités sont observées (figure II.7) à l'amont de l'aquifère et atteignent $6.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, elles diminuent sensiblement vers les berges à $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

Vers le sud, les valeurs maximales sont localisées au milieu de l'oued selon l'axe longitudinal ($2.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$) et diminuent vers les berges pour atteindre une valeur de $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

Notons que ces transmissivités ne sont pas actualisées, et il est fort probable qu'elles aient diminué, suite à l'abaissement du niveau piézométrique général de la nappe.

II.3.3.3 La porosité efficace.

La quantité d'eau totale emmagasinée dans les 100 hm^3 d'alluvions dépend de la porosité totale de ceux-ci. La quantité d'eau disponible par pompage et renouvelable par apport des crues dépend de la porosité efficace.

Les valeurs de ce paramètre sont généralement très controversées car il est difficile d'en faire la mesure in situ avec précision et les mesures de laboratoire sur des carottes de forage sont tout aussi imprécises.

Pour des alluvions grossières et sableuses les chiffres généralement admis sont de 10 à 15 % (Castany, 1982) ; Les auteurs américains (Todd, 1980) prennent généralement des valeurs du « Specific yield » beaucoup plus élevées, de l'ordre de 25 à 35 et même 40 %.

Les calculs effectués sur les courbes des piézomètres de Biskra ont fourni une valeur moyenne de $\phi = 30\%$, soit pour un volume d'alluvions de 100 hm^3 , un volume emmagasiné d'eau exploitable de 30 millions de m^3 environ.

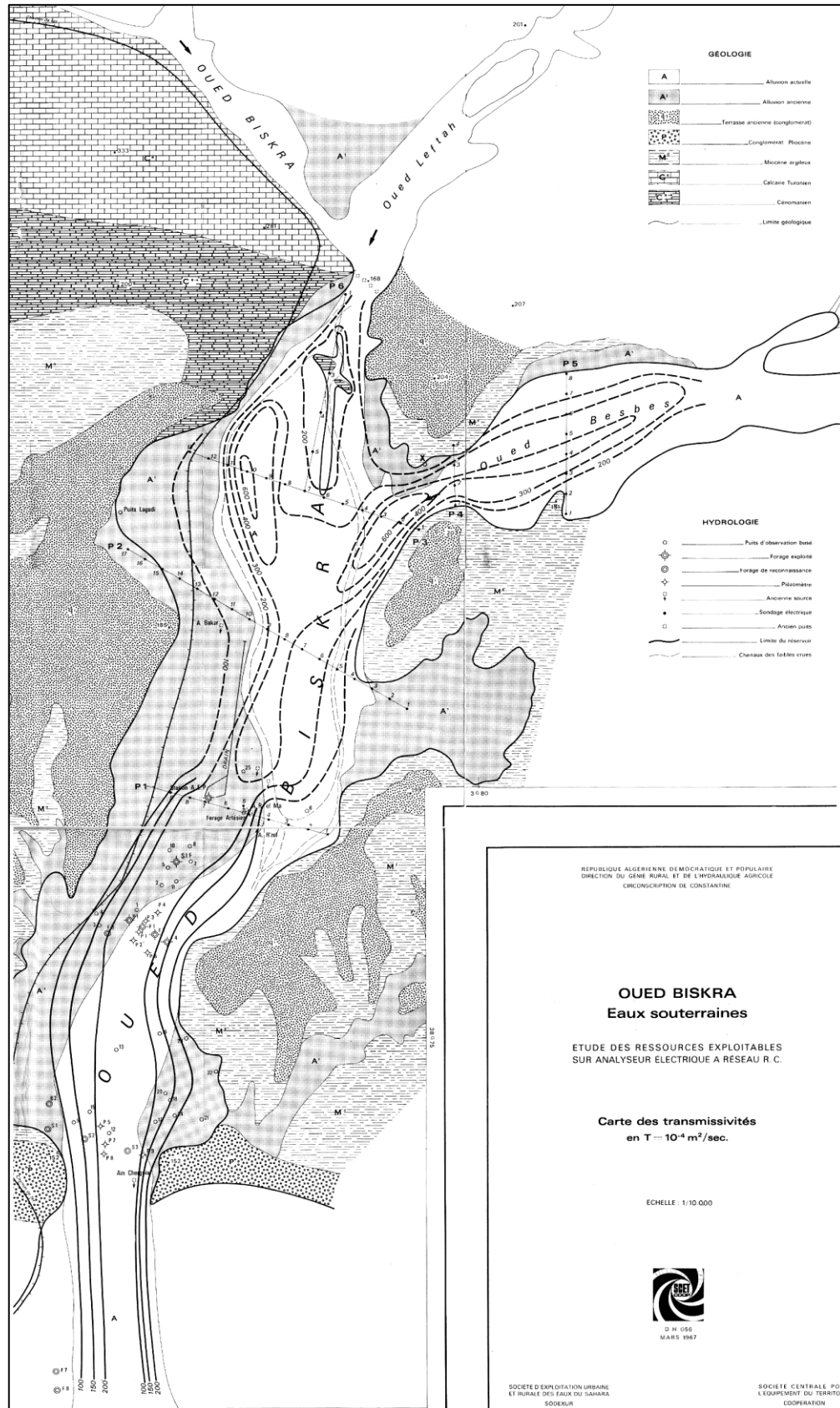


Figure II.7 : Carte en courbes d'iso-transmissivités de la nappe alluviale de l'oued Biskra (SCETCOOP, 1967).

II.4. ALIMENTATION DE LA NAPPE ET CONDITIONS D'ALIMENTATION

L'alimentation de la nappe des alluvions de l'oued Biskra semble provenir de deux origines différentes :

- Une alimentation superficielle par des apports pluviométriques où l'on enregistre entre 150 et 200 mm/an ;
- à cela s'ajoutent les apports considérables amenés en amont par l'oued en période de crue qui traverse la couverture limoneuse peu épaisse et s'infiltre pour atteindre la nappe phréatique.

Les crues ont leur genèse dans la chaîne atlasique au nord de l'oued Biskra. Des mesures effectuées en septembre et octobre 1967 sur les piézomètres placés en amont et en aval de l'oued, ont montré l'influence des crues sur l'état de la nappe.

Pour la même période, la nappe est montée de 1m en amont et 1.5m en aval. Les mesures périodiques réalisées au cours de 1965-1969 indiquent qu'il y a une variation totale annuelle du niveau de la nappe de l'oued Biskra d'environ 1.5m en amont à 2.5m en aval, alors que la région intermédiaire de la nappe dépend de plusieurs facteurs tels que : le débit et la durée de la crue, ainsi que la nature de la formation.

Les oueds qui fournissent les volumes d'eau les plus importants proviennent de l'Atlas Saharien. En effet, les débits enregistrés à Biskra sont produits d'une part, par l'écoulement de l'oued Abdi et de ses affluents et d'autre part par les débits de l'oued El Hai-Biskra.

Cependant, les débits de ces oueds ont fait l'objet de très peu de mesures et, les stations hydrométriques qui existaient auparavant ne sont plus fonctionnelles.

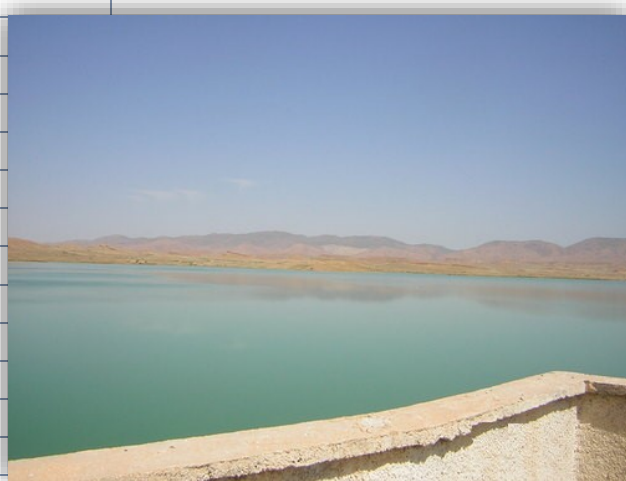
Il y a une vingtaine d'années, on pouvait estimer l'apport annuel de ces oueds sur le piémont méridional de l'Aurès entre 50 et 70 millions de m³/an -y compris oued Labiod à Foug El-Gherza (Ballais, 1984). Des mesures plus récentes, tendent à montrer que cet apport serait nettement plus important puisque celui des trois oueds les plus abondants (oued el Abiod à Foug El-Gherza : 20,7 millions de m³ ; oued el Haï à El Kantara : 18,4 millions de m³ ; et oued Abdi à Djemorah, au nord de Biskra : 16,5 millions de m³) dépasse les 55 millions de mètres cubes (H. NADJI et B. GALI, 1992). Ces valeurs montrent l'importance des apports des oueds à la nappe alluviale.

II.5. AMENAGEMENT HYDRO-AGRICOLE : LE BARRAGE « FONTAINE DES GAZELLES »

Le barrage de « Fontaine des Gazelles » a été érigé sur l'oued el Haï, au sud d'El Kantara. Destiné à l'irrigation des grands périmètres agricoles, à l'instar du périmètre de M'keinet (1530 ha) dans la plaine d'El Outaya, sa capacité initiale était de 55.5 millions m³ avec un volume de régularisation de 14 millions de m³.

La fiche technique ci-après récapitule les caractéristiques de ce barrage :

La digue : type enterrée avec recharge alluvionnaire et noyau central en argile	
Hauteur du sol	42.50m
Longueur en crête	370.00m
Largeur en crête	8.50m
Evacuateur de crues : type labyrinthe	
Crue de projet	3000 m ³ /s
Fréquence	10000 ans
Largeur du front déversant	25.00m
Galerie de dérivation	
Diamètre unitaire	8.00m
Longueur	200.00m
Débit à évacuer	800 m ³ /s
Vidange de fond	
Diamètre unitaire	1.00m
Longueur	200.00m
Débit à évacuer	20m ³ /s
Tour de prise : type circulaire	
Nombre de prises	4
Diamètre	1200mm/prise
Débit évacué par prise	10m ³ /s
Galerie d'injection	
longueur	371.00m
Equipement : 02 pompes d'épuisement et 40 drains	



La mise en service du barrage « Fontaine des gazelles » a-t-elle une influence sur la réalimentation de la nappe alluviale ?

En effet, suite à la mise à eau et l'aménagement du barrage Fontaine des gazelles, il est attendu que les superficies inondées diminuent. Une conséquence possible de cette situation est la réduction de la réalimentation de la nappe alluviale et il ne resterait que les apports de l'oued Abdi et un hypothétique apport profond du Maestrichtien, comme sources d'alimentation.

D'après les études de Meddi M. & Labadi A. (2008) et de Haouchine A. (2010), la construction du barrage de « Fontaine des gazelles » et l'emmagasinement de la quasi-totalité des eaux de surface de oued El Haï **n'a pas un impact important** sur la réalimentation et le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère alluvionnaire de oued Biskra ; celui-ci étant principalement alimenté par les écoulements des oueds du sous bassin hydrographique de oued Abdi.

En l'absence de mesures fiables sur une longue période des débits des oueds, il est difficile d'avancer des chiffres précisant la part de contribution de chaque oued. Néanmoins, il est fort probable que la contribution du bassin versant de oued Abdi soit nettement plus importante que celle de oued El Hai-Biskra.

II.6. TECTONIQUE

La région Nord de Biskra est un pays montagneux, tandis que le Sud est un pays effondré qui fait partie du bas Sahara. Le passage entre ces deux domaines distincts se fait par l'intermédiaire d'un ensemble de flexures, de plis failles et de failles orientés d'Ouest en Est appelés accident sud atlasique. Il existe aussi deux systèmes de failles de directions différentes Nord-Ouest/Sud-Est et Sud-Ouest/Nord-Est. Les failles Nord-Ouest/Sud-Est sont connues sur l'ensemble de l'Atlas saharien.

L'accident sud atlasique s'est développé lors de la phase paroxysmale pliocène et post-pliocène de la surrection de l'Aurès. Les chaînes atlasiques subissent de légers exhaussements, tandis que la plaine saharienne s'abaissait considérablement, particulièrement au Sud des Aurès, dans la cuvette du chott Melghir.

Sur les monts du Zab, nous pouvons observer des structures affectant les séries de l'Eocène et du secondaire et présentant des anticlinaux orientés Nord-Est - Sud-Ouest souvent déversés vers le Sud-Est ; C'est le cas de l'Anticlinal de djebel Bou-Rhezel au Nord de Biskra.

L'étude du réseau de fracture sur le massif de Z'Mala et Bou Rhezel, à partir de photos aériennes (échelle 1/20000), a mis en évidence deux directions principales des linéaments :

II.6.1 Djebel Z'Mala

Le réseau fissural a été étudié, à moyenne échelle à partir de 8 photographies aériennes acquises auprès de l'INC (mission 98, 1/20000, N°169, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176).

La cartographie de plus de 63 fractures d'échelle hectométrique a été établie (tableau II.4).



Figure II.8 : Carte des linéaments du Djebel Z'Mala

Tableau II.4 : Synthèse de l'interprétation des linéaments

Support Cartographique	Nombre de linéaments	Longueur min cumulée (m)	Longueur max. cumulée (m)	Longueur moyenne (m)
Photos aériennes	63	342	10216	2132,8

Le tableau suivant regroupe la fréquence des fractures pour des intervalles de 10° de direction.

Tableau II.5 : Fréquence des fractures pour des intervalles de 10° de direction

Intervalle	Fréquence	Fréquence %	Longueur (m)
0-10	1	1,6	983
10-20	2	3,2	432
20-30	1	1,6	1415
30-40	5	7,9	1415
40-50	3	4,8	2963
50-60	12	19,0	10216
60-70	4	6,3	2157
70-80	5	7,9	3728
80-90	1	1,6	342
90-100	3	4,8	1337
100-110	6	9,5	645,1
110-120	1	1,6	1314
120-130	2	3,2	1375
130-140	4	6,3	2383
140-150	5	7,9	2860
150-160	3	4,8	2518
160-170	3	4,8	1014
170-180	2	3,2	1294

A l'échelle du massif, une direction prépondérante est mise en évidence : c'est la direction N55E qui possède une longueur cumulée de plus de 10.000m, et une direction mineure d'orientation N90E.

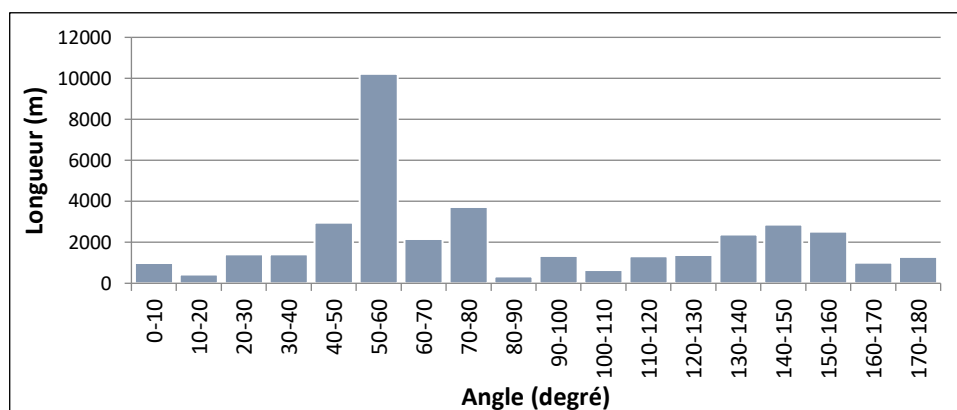


Figure II.9 : Histogramme des longueurs cumulées des fractures par angle d'orientation

L'histogramme circulaire de la fracturation présente un double intérêt. Il permet de faire ressortir les maximas directionnels, d'une part, et de réaliser une étude comparative des intensités relatives de chaque famille, d'autre part.

A partir de la carte de la fracturation tracée depuis les photos aériennes, nous avons établi une rosace de distribution des 63 grandes fractures relevées. Ce mode de représentation statistique permet de caractériser la distribution des fractures au sein d'une population *a priori* hétérogène. Chaque branche de la rosace directionnelle correspond à une direction de la fracturation. La longueur des branches est proportionnelle au nombre de fractures mesurées. Ainsi les directions prédominantes d'une série de mesures sont facilement identifiables. La rosace directionnelle (Figure II.10) montre trois familles directionnelles majeures d'orientations moyennes : N050E, N110E et N140E.

L'orientation préférentielle NE-SW des linéaments, correspond en fait à l'orientation des failles majeures dans la région appelée communément « direction atlasique » due à la phase de compression alpine dont la contrainte majeure est d'orientation NW-SE à WNW-ESE. Les failles perpendiculaires à la contrainte majeure de la compression atlasique, ne sont d'aucun intérêt hydrogéologique. Par contre, les grandes fractures orientées NW-SE (N110E et N140E), et qui sont parallèles à la contrainte atlasique, sont le siège d'importantes circulations, en témoigne la présence de sources thermales dans la localité de Sidi El Hadj. Les drains principaux de la karstification se sont développés à la faveur de ces structures.

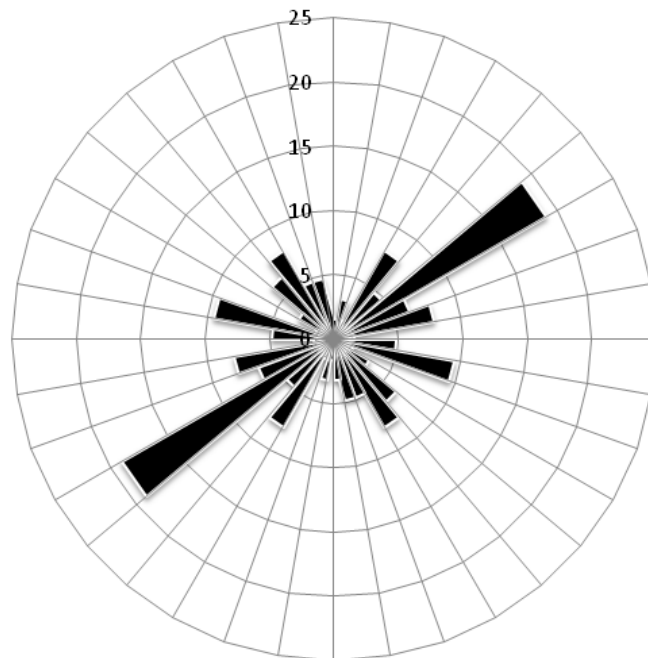


Figure II.10 : Rosace directionnelle des linéaments (10° d'intervalle) de Djebel Z'Mala.

II.6.2 Djebel Bou-Rhezel

La seconde direction de linéaments est au niveau de Djebel Bou Rhezel où la majorité des fractures est comprises dans l'intervalle directionnel (N120 à N130). Ce changement de direction principale, favorable à la circulation des eaux et qui présente des longueurs assez importantes, fait suite à la flexion du massif de Bou Rhezel.



Figure II.11 : Carte des linéaments du Djebel Bou Rhezel

Tableau II.6 : Fréquence des fractures pour des intervalles de 10° de direction

Intervalle	Fréquence	Fréquence %	Longueur cumulée(m)
0-10	9	14,3	7661,3
10-20	3	4,8	4960,5
20-30	1	1,6	653,5
30-40	10	15,9	9468,4
40-50	4	6,3	3614
50-60	1	1,6	1169,5
60-70	2	3,2	2671,9
70-80	3	4,8	2693,4
80-90	4	6,3	3234,2
90-100	5	7,9	2966
100-110	8	12,7	6092,2
110-120	10	15,9	9873
120-130	14	22,2	16115,4
130-140	10	15,9	9369,8
140-150	6	9,5	7469,4
150-160	3	4,8	3512,7
160-170	4	6,3	3884,8
170-180	12	19,0	12010,72

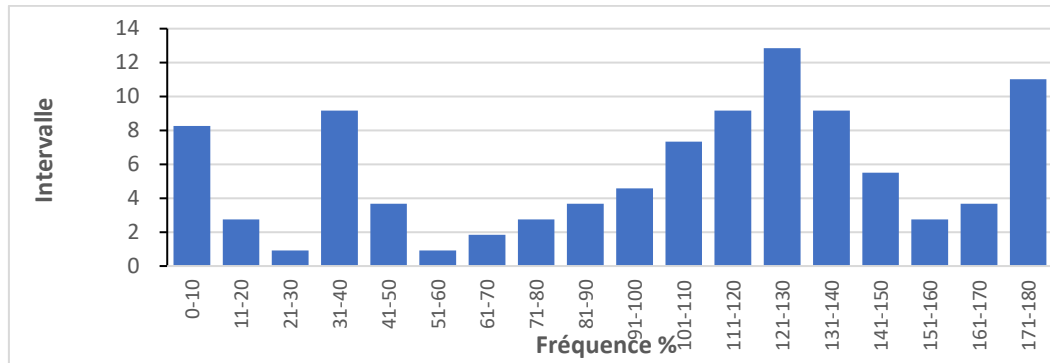


Figure II.12 : Histogramme des longueurs cumulées des fractures par angle d'orientation

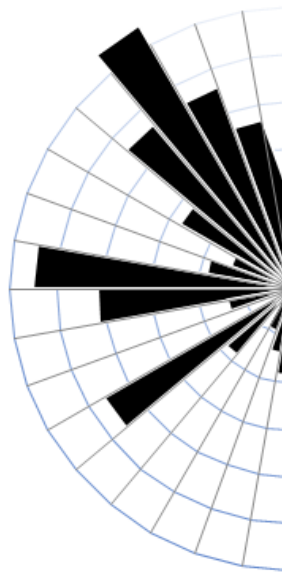


Figure II.13 : Rosace directionnelle des linéaments (10° d'intervalle) de Djebel Bou Rhezel.

II.7. CONCLUSION

La nappe alluviale de Oued Biskra est localisée juste à l'amont de la ville de Biskra (ville du Sahara algérien). Cette nappe présente une superficie de 5km² et a une épaisseur moyenne de 20m ; le volume d'alluvions déduit de la géophysique étant de 100 hm³. Le sous-sol marneux et imperméable du Miocène sur lequel elle repose forme le substratum de cette nappe

Les calculs de la porosité effectués sur les courbes des piézomètres de la nappe ont fourni une valeur moyenne de $\phi = 30\%$, soit pour un volume d'alluvions de 100 hm³, un volume emmagasiné d'eau exploitable de 30 millions de m³ environ. Actuellement 14 forages d'une profondeur moyenne de 40m captent les eaux de cette nappe et les débits exploités s'élèvent au total à 1409 m³/h.

CHAPITRE III
ASPECTS HYDROCLIMATIQUES DE LA REGION D'ETUDE

III.1. INTRODUCTION

Le climat de la région d'étude est façonné par des facteurs tels que les précipitations, la température, l'évaporation, le vent et d'autres phénomènes atmosphériques. Parmi toutes les approches, l'approche climatique joue un rôle prépondérant dans la détermination des ressources en eau.

Le Sahara est un exemple typique de région chaude. Il est bien connu par un climat spécial, en raison de ses températures très élevées, de la rareté des précipitations et de son aridité prononcée.

Ce chapitre est consacré à l'étude approfondie des conditions climatiques du bassin hydrographie de la région d'étude, notamment les caractéristiques des précipitations et des températures au long de la période de mesure, afin de mieux comprendre leurs répartitions spatio-temporelles et d'avoir une idée sur le régime pluviométrique du secteur d'étude, ainsi que leurs impacts sur la recharge de la nappe alluviale de Oued Biskra.

III.2. LA PLUVIOMETRIE

Les précipitations et les facteurs climatiques, dans leurs ensembles varient dans le temps et dans l'espace, ce qui se traduit par des variations du régime hydrologique dans la région.

Afin d'examiner le régime pluviométrique du secteur d'étude et son impact sur la recharge des eaux souterraines, nous avons utilisé les données des précipitations recueillies dans six stations météorologiques sur une période allant de 1971 à 2018.

Les données pluviométriques et de température ont été fourni par l'ANRH (agence de Biskra).

Les caractéristiques de cette station sont représentées dans le tableau suivant :

Tableau III.1 : Caractéristiques de la station de Biskra

Station	Période de mesure	Coordonnées		Altitude Z (m)
		X	Y	
Station de Biskra	1971/2018	05°44'34''	34°51'17''	177

III.2.1 Les précipitations moyennes annuelles

La région de Biskra connaît des fluctuations des précipitations annuelles. L'année 2008/2009, a enregistré un pic pluviométrique atteignant 310.8 mm, contrastant fortement avec le minimum historique de 26.3 mm observé en 1981/1982.

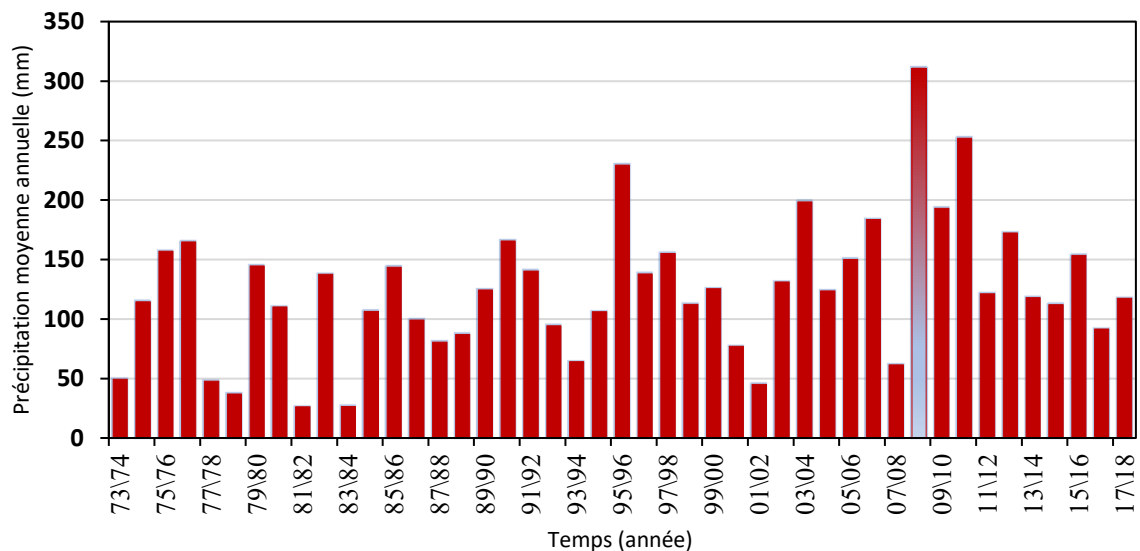


Figure III.1 : Les précipitations annuelles à la station de Biskra.

III.2.2 Les précipitations moyenne mensuelle

Une faible pluviométrie mensuelle est clairement visible sur la figure.III.2. Nous pouvons observer que le maximum des précipitations a atteint 15,7 mm en avril, alors que le minimum a été enregistré en juillet avec seulement 0,5 mm.

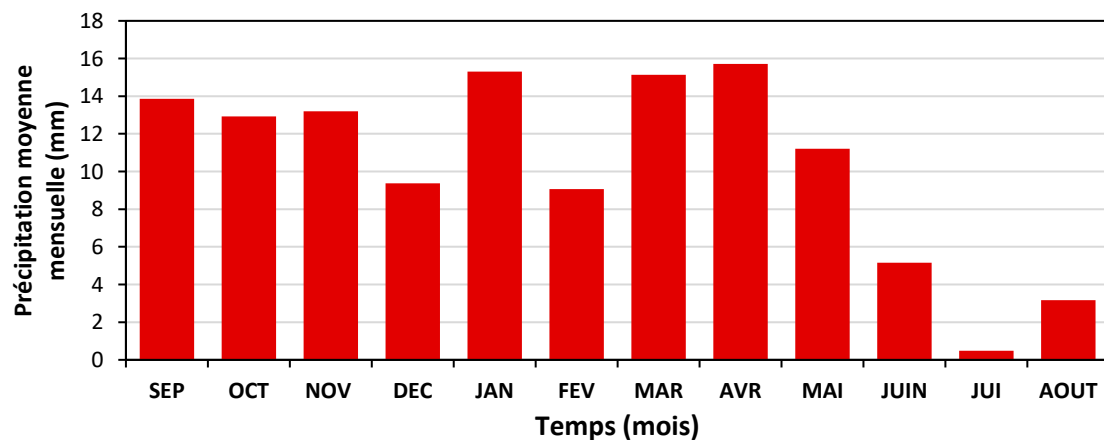


Figure III.2 : Les précipitations moyennes mensuelles à la station de Biskra.

III.2.3 Les précipitations saisonnières

Le graphique ci-dessous nous permet d'avancer que le printemps est la saison qui enregistre la plus grande quantité de précipitations, avec une moyenne de 42.1 mm, représentant environ 33.8% de la pluviométrie annuelle.

Pendant la saison de l'automne, une quantité moyenne de 40 mm de précipitations est enregistrée, ce qui représente environ 32.1% de la pluviométrie annuelle.

La quantité de précipitations est relativement faible durant la saison d'été, avec une moyenne de 8.8 mm, représentant seulement 7.1% de la pluviométrie annuelle. Cette saison est caractérisée par des précipitations moins abondantes par rapport aux autres saisons.

Tableau III.2 : Répartition saisonnière de la pluie en pourcentage de la pluviosité totale.

	Pluviométrie	Sept/Oct/Nov (Automne)	Dec/Jan/Fev (Hiver)	Mars/Avr/Mai (Printemps)	Juin/Juil/Aout (Eté)	Total Annuel (mm)
Station de Biskra	P (mm)	40	33.8	42.1	8.8	124.6
	P (%)	32.1	27.1	33.8	7.1	

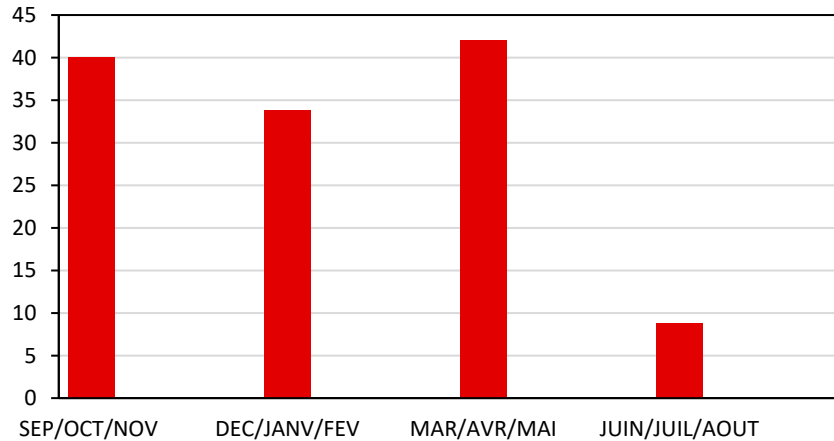


Figure III.3 : Répartition saisonnière des précipitations.

III.2.4 Le régime pluviométrique

Pour distinguer les mois pluvieux des mois non pluvieux, on se réfère au coefficient pluviométrique (en %) d'une précipitation moyenne mensuelle fictive égale au $\frac{1}{12}$ du module pluviométrique annuel. Un mois est considéré comme pluvieux, si sa moyenne est supérieure à 8,3 %. Dans le cas contraire, il est non pluvieux.

La traduction des moyennes mensuelles en valeurs relatives, ou coefficient pluviométrique, permet de distinguer les mois pluvieux et les mois non pluvieux. Si on considère la valeur de 8,3% comme médiane des séries, on remarque que les mois sont ordonnés en saison pluvieuse et saison non pluvieuse (figure.III.4).

Les mois caractérisés par une saison pluvieuse comprennent septembre à novembre, janvier puis mars à mai. Le coefficient pluviométrique varie de 9% à 12%.

En décembre, juin, juillet et août, les coefficients pluviométriques sont respectivement de 7.5, 4.1, 0.4 et 2.5%. Ces valeurs indiquent que ces mois sont considérés comme non pluvieux car leurs moyennes sont nettement inférieures à 8.3 %. La saison estivale, quant à elle, reste une saison non pluvieuse.

Tableau III.3 : Coefficients pluviométriques annuels (en %) à la station de Biskra.

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
Station de Biskra	11.1	10.4	10.6	7.5	12.3	7.3	12.1	12.6	9.0	4.1	0.4	2.5

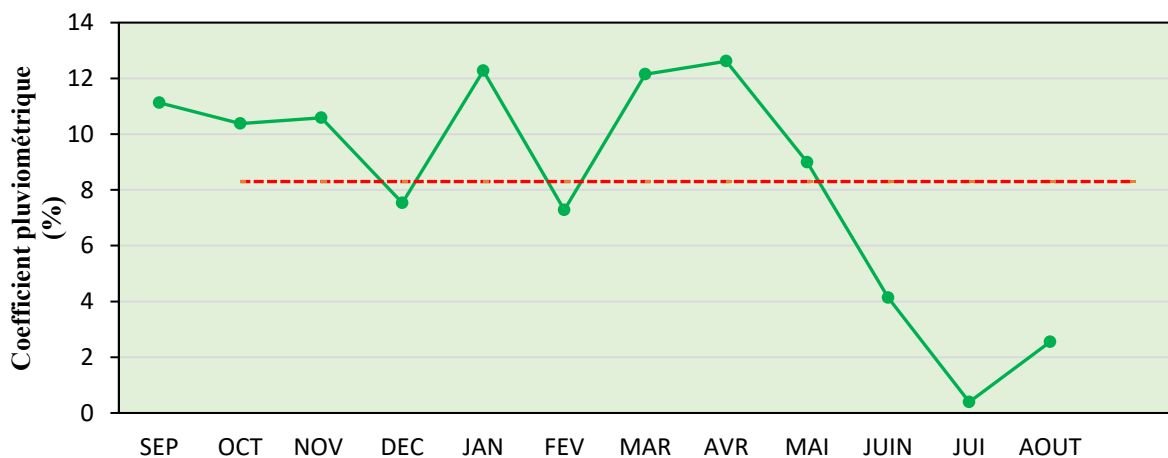


Figure III.4 : Variation du coefficient pluviométrique à la station de Biskra.

III.3. LA TEMPERATURE

De manière générale, la température joue un rôle primordial dans la caractérisation du climat ainsi que dans l'évaluation des flux d'eau au sein d'un système hydrologique spécifique. Cette variable clé influence directement les processus d'évaporation et de précipitation, qui sont essentiels pour comprendre le fonctionnement global du cycle de l'eau. De plus, la température de l'air peut avoir un impact significatif sur la fonte des neiges, le débit des cours d'eau et la

disponibilité des ressources en eau, ce qui en fait un élément crucial dans l'étude et la gestion des ressources hydriques.

III.3.1 Température moyenne mensuel

Généralement, la température varie considérablement tout au long de l'année. L'analyse du graphique révèle des variations significatives au fil des saisons. Les mois hivernaux, comme janvier et décembre, sont relativement froids avec des maximales allant de 17,82 °C à 19,63 °C et des minimales allant de 7,57 °C à 8,77 °C. A l'inverse, pendant les mois estivaux, les températures atteignent leur pic, avec des maximales élevées de 36,70°C à 40,86°C en juin et juillet. Les minimales restent également chaudes, variant de 23,97°C à 27,90°C.

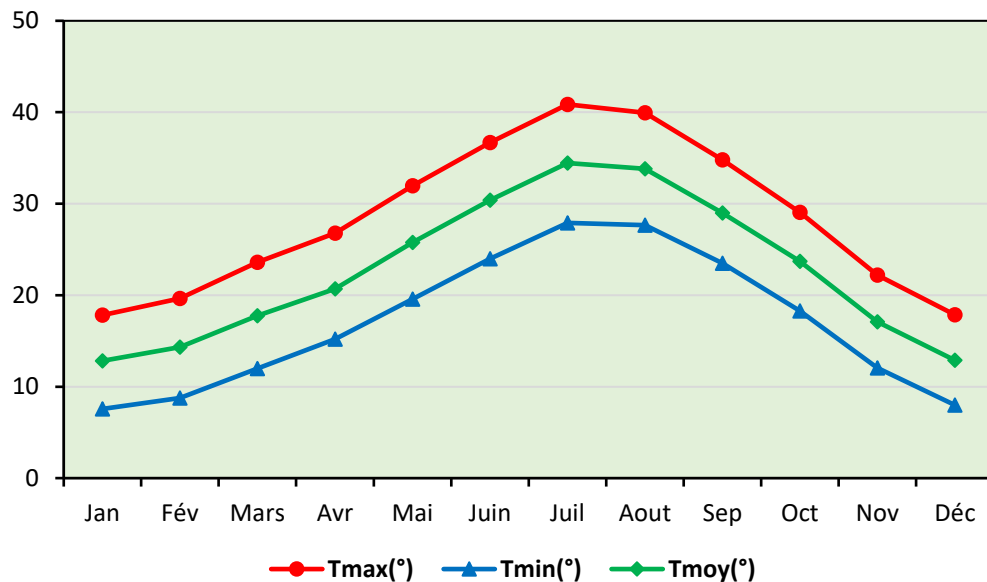


Figure III.5 : Variation des températures moyennes mensuelles

III.3.2 Le diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls

Le diagramme ombrothermique est l'assemblage de deux courbes similaires, l'une s'appelle la courbe ombrique qui représente les variations mensuelles moyennes des précipitations (en mm), et l'autre, la courbe thermique qui représente les variations mensuelles moyennes des températures (en °C). (Bagnouls et Gaussen 1957).

Selon Bagnouls et Gaussen, une relation existe et permet de déterminer si un mois est caractérisé par des conditions sèches ou humides, en se basant sur la comparaison des valeurs des précipitations et des températures. Un mois est considéré comme sec lorsque la courbe des

précipitations se situe en dessous de la courbe des températures. En revanche, un mois est considéré comme humide lorsque la courbe des précipitations dépasse la courbe des températures. De ce fait, le diagramme de Gaussen permet de distinguer deux périodes distinctes : une période sèche et une période humide.

La période humide s'étend de janvier à avril, puis d'octobre jusqu'à décembre. En revanche, la période sèche s'étend du début de mai jusqu'à la fin de septembre, elle est caractérisée par des précipitations plus faibles et des températures généralement plus élevées.

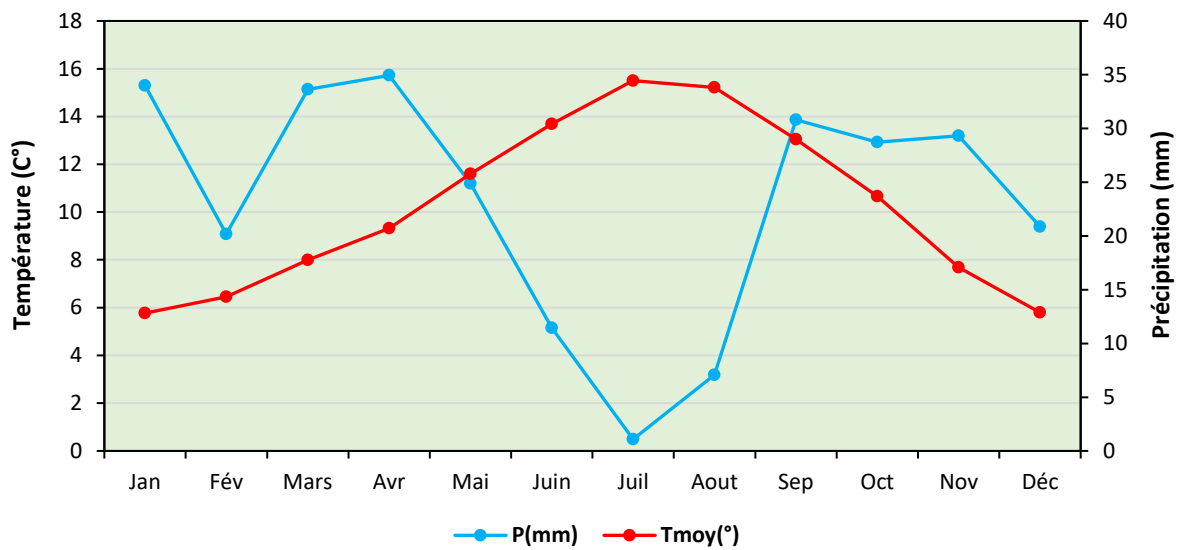


Figure III.6 : Diagramme de Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls de la station de Biskra

III.4. LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE

La région d'étude présente un réseau hydrographique qui fait partie d'un grand bassin saharien qui est celui de Chott Melghir (figure III.7), ce dernier a une superficie totale de 26.000 km². Les oueds prennent leurs sources dans l'Atlas Saharien et les Aurès aux environs de 2000m d'altitude et s'écoulent rapidement vers le Sud, ils constituent la tête des longs oueds tributaires du bassin.

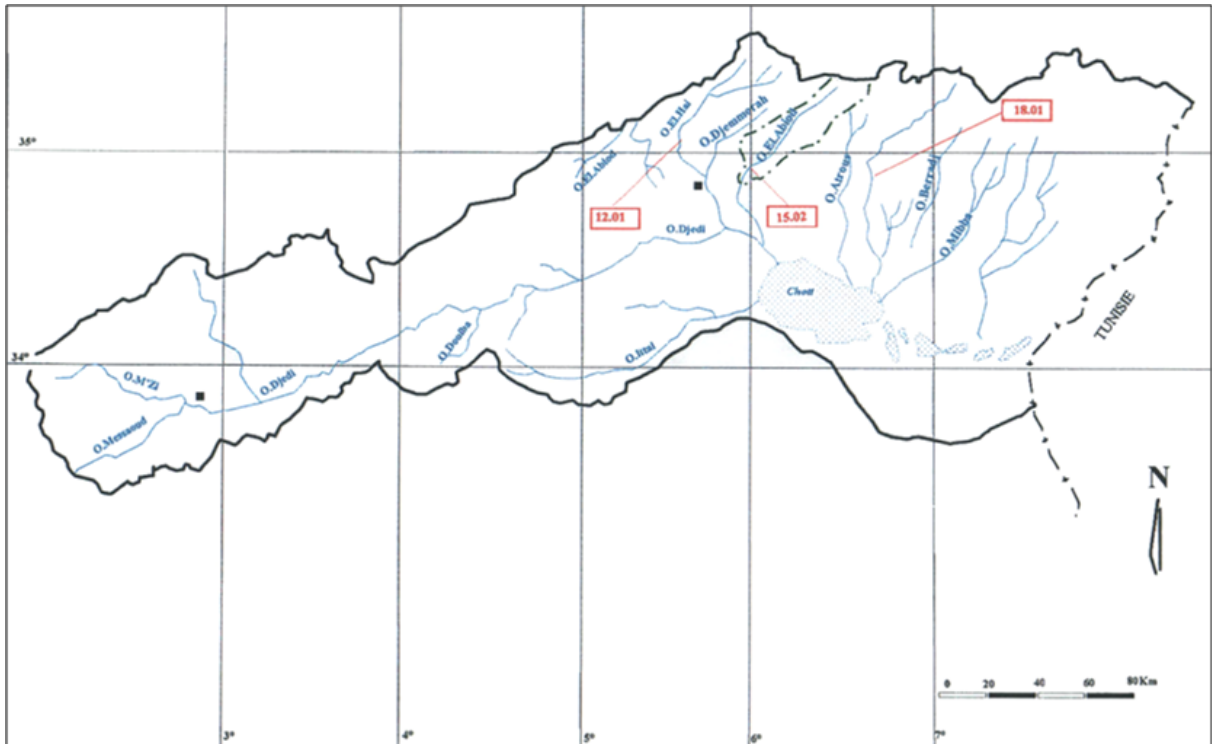


Figure III.7 : Le Bassin versant de Chott Melghir

Le niveau de base de tous les oueds du versant Sud de l'Aurès est de -36m ; ils ne l'atteignent qu'à l'occasion de leurs plus grandes crues.

Oued Biskra est un oued important dans la région ; son réseau hydrographique est constitué par un grand nombre d'affluents qui collectent les eaux de ruissellement du sud-ouest des Aurès. Au Nord de la ville de Biskra, l'oued est drainé par deux artères principales : l'oued Abdi et l'oued El-Hai-Biskra (figure III.8).

Ainsi, le bassin versant de oued Biskra peut être subdivisé en deux sous bassins versants distincts :

- Le sous bassin de oued Abdi qui est un cours d'eau principal et qui devient à l'approche de la ville de Djemourah, oued Djemourah. Les affluents de cet oued sont principalement oued Leftah, oued El Besbes et oued Bouzina ;
- et le sous bassin versant de oued El Hai-Biskra. Celui-ci prend naissance en partie dans les monts de Belezma et a pour affluents principaux : Oued Tilatou et oued Fathala qui convergent pour former oued El Hai jusqu'à la ville d'El Outaya. Au-delà de cette région l'oued prend la dénomination de oued Biskra

Le réseau hydrographique ainsi constitué comporte une proportion non négligeable de cours d'eau pérennes. Cependant ces oueds sont asséchés par l'évaporation, l'infiltration et les prélèvements effectués pour l'irrigation dans les vallées en amont.

Après un parcours permanent, l'oued El-Hai-Biskra débouche dans une plaine à l'altitude de 200 mètres, où il s'infiltré dans son cône de déjection. Seules, les crues atteignent Biskra, au cours desquelles l'eau est utilisée pour l'irrigation dans la plaine d'El-Outaya.

Le tableau III.3 ci-après regroupe les caractéristiques morphométriques des deux sous bassins versants :

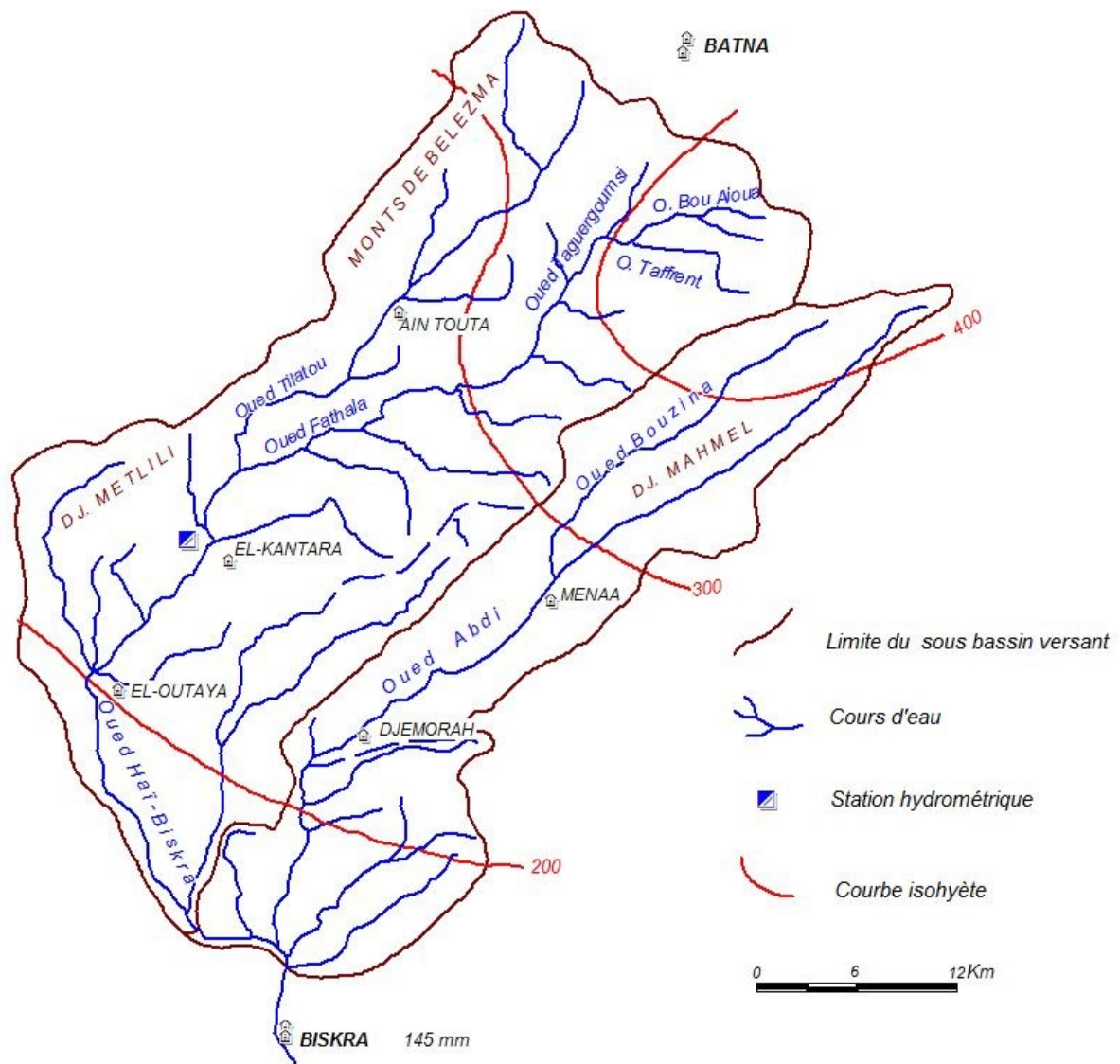


Figure III.8 : Les sous-bassins versants de l'oued Abdi et oued El-Haï-Biskra

Tableau III.4 : Caractéristiques morphométriques des sous-bassins versants de l'oued Abdi et oued El-Haï-Biskra

Symboles	Paramètres	Unités	Sous-bassin versant oued Abdi	Sous-bassin versant Oued El Hai
S	Superficie du bassin versant	km ²	935	1170
P	Périmètre du bassin versant	km	150,5	150
h _{max}	Altitude maximale	m	2321	2138
h _{moy}	Altitude moyenne	m	1254	1209
h _{min}	Altitude minimale	m	370	520
k _c	Indice de compacité de Gravelius		1,71	1,23
L _p	Longueur du thalweg principal	km	71	66
L	Dimensions Rectangle équivalent			
	Longueur	Km	65,31	52,9
l	Largeur	km	9,26	9,26
I _g	Indice de pente globale	%	19,6	19,6
I _p	Indice de pente de roche		0,16	0,16
D _s	Dénivelée spécifique	m	482,1	482,1
D _d	Densité de drainage	Km/km ²	1,91	
C _t	Coefficient de torrencialité		11,65	

Nous pouvons constater qu'en dehors de quelques légères différences sur le plan superficie, altitudes et indice de compacité de Gravelius, les deux bassins présentent des similitudes au niveau de toutes les caractéristiques morphométriques :

- En effet, le bassin versant de l'oued Abdi possède une superficie moins importante que celle de l'oued El Hai (935 km² contre 1170 km²), mais présente des altitudes légèrement plus élevées et une partie montagneuse plus développée.
- Les indices de compacité indiquent que le premier bassin est plus allongé (1.71) que le second (1.23) ; ceci peut avoir un effet sur le temps de concentration des précipitations dans le bassin versant.
- Les courbes hypsométriques établies pour les deux bassins (fig.III.9, fig.III.10) montrent qu'ils sont très comparables. Il faut remarquer que la courbe hypsométrique de la figure III.9 prend en considération non seulement l'oued Abdi mais en plus oued Besbes et oued Leftah qui sont situés dans la partie avale, avant la confluence avec oued El Hai-Biskra.
- L'oued El Haï-Biskra débouché, avant la construction du barrage de fontaine des gazelles, à El Outaya dans une grande plaine où toute une fraction de son débit est

détournée pour des irrigations par épandage de crue. L'oued Abdi débouche à Branis dans une zone assez plate qui se marque bien sur la courbe hypsométrique (tranche d'altitude 200 à 400).

- Les coefficients de forme et les pentes moyennes des deux bassins sont également très voisins.
- Les débits enregistrés à Biskra sont donc produits d'une part, par l'écoulement de l'oued Abdi et de ses affluents suivant un régime de montagne sauf pour la partie avale, d'autre part, par une fraction seulement du débit de l'oued El Haï-Biskra, correspondant aux crues les plus importantes qui ont dépassé le barrage fontaine des gazelles et El Outaya et ont rejoint la région de Biskra.
- Le lit de oued Biskra, plus étroit à l'amont du confluent avec l'oued Branis, montre clairement que seules les plus grosses crues dépassent la plaine d'El Outaya. En débit, elles représentent probablement une fraction tout de même importante de l'écoulement de ce bassin versant.

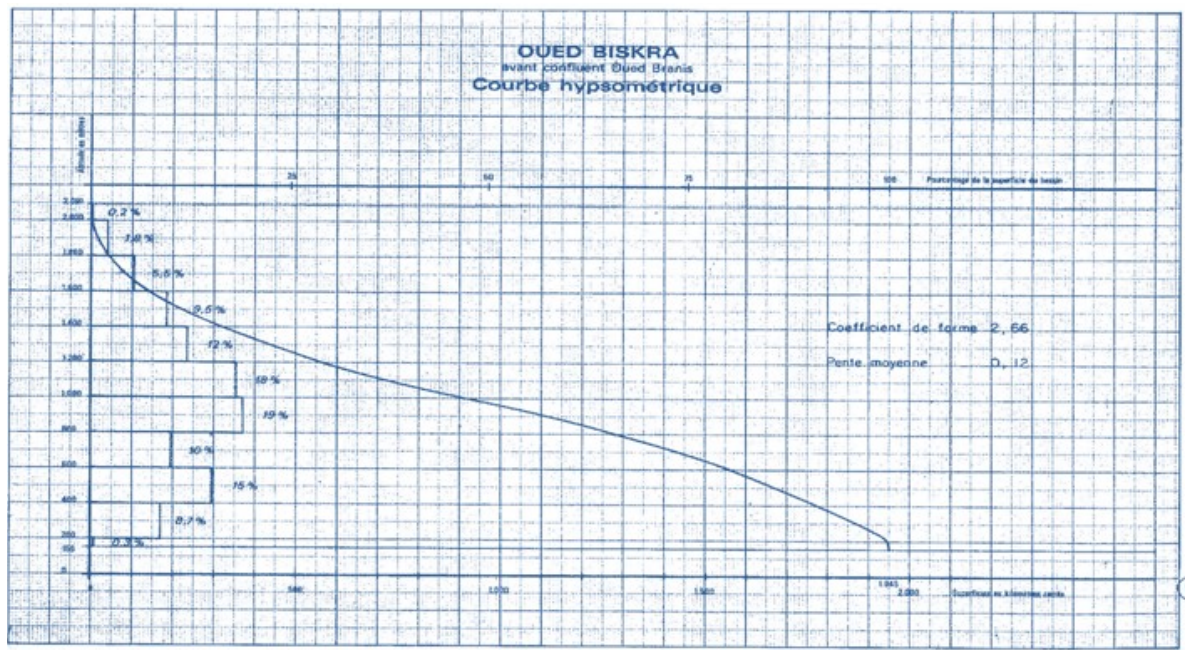


Figure III.9 : Courbe hypsométrique du sous-bassin versant de Oued El Haï-Biskra

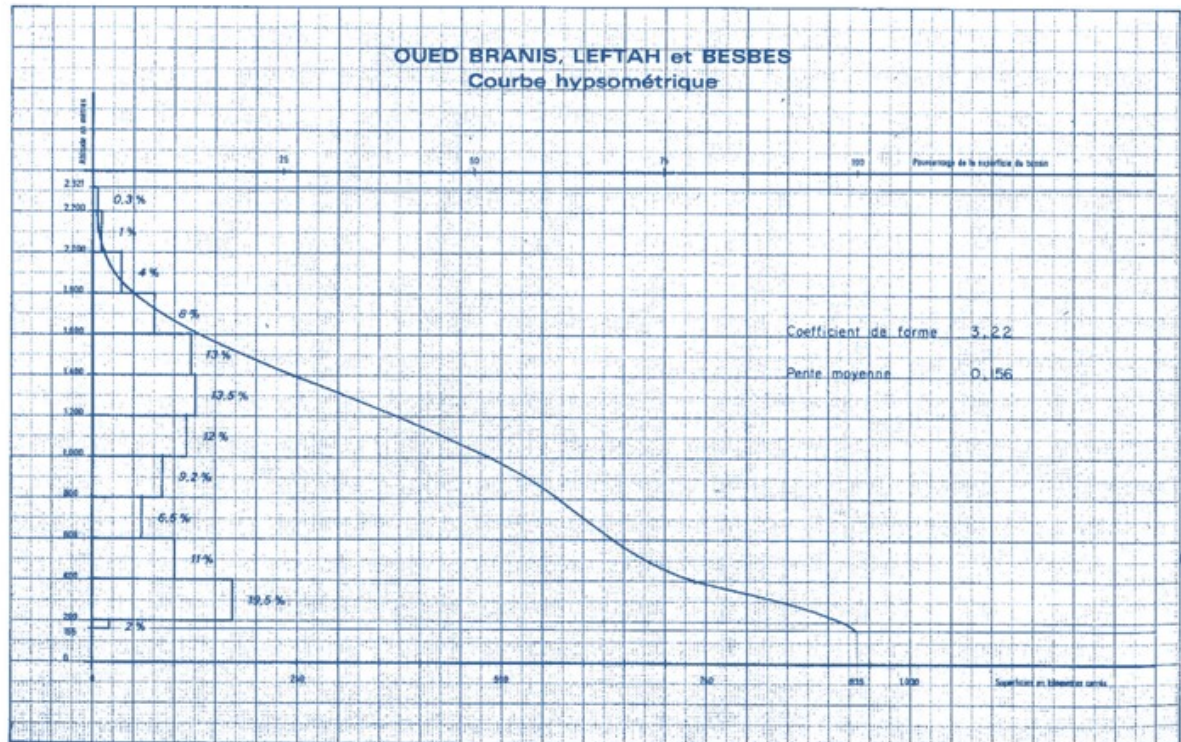


Figure III.10 : Courbe hypsométrique du sous-bassin versant de Oued Abdi.

III.5. LA PLUVIOMETRIE SUR LES BASSINS VERSANTS

Les précipitations et les facteurs climatiques, dans leurs ensembles variables dans le temps et l'espace, permettent d'expliquer quantitativement les variations du régime hydrologique dans la région.

Dans le cadre de l'analyse des précipitations et pour donner une idée sur le régime pluviométrique du secteur d'étude et l'importance de sa variabilité dans l'alimentation des eaux souterraines, nous avons adopté les données de cinq stations pour la période de mesure allant de 1971 à 2018 (tab III.4).

Le réseau pluviométrique du bassin versant de l'oued Abdi est représenté par les stations de Theniet El Abed, Bouzina, Menaa et Djemorah.

Concernant le bassin versant de oued El Haï-Biskra, nous ne disposons malheureusement que de la station pluviométrique d'El Outaya qui malheureusement présente des périodes d'arrêt et de dysfonctionnement trop importants. En outre, les autres années n'ont pas échappé aux lacunes de mesures.

Tableau III.5 : Caractéristiques des stations pluviométriques des deux sous bassins versants

Station	Période de mesure	Coordonnées Lambert		Altitude Z (m)
		X	Y	
Theniet El Abed	1971/2011	817,80	222,20	1320
Bouzina	1971/2018	810,00	225,00	1350
Menaa	1971/2018	801,25	213,25	983
Djamourah	1971/2018	786,50	201,60	545
El Outaya	1971/2018	764,80	196,20	275

III.5.1 Les précipitations sur le bassin versant de oued Abdi

Une hauteur de pluie annuelle est la somme de 365 variables aléatoires. Ces variables ne sont pas absolument indépendantes puisqu'il existe des variations cycliques (M. Roche, 1963).

IV.5.1.1 Les précipitations annuelles

La quantité des pluies annuelles que reçoit le bassin versant de oued Abdi, varie d'une station à une autre et d'une année à une autre.

En effet, nous pouvons distinguer sur la figure III.11 que la pluviométrie la plus faible a été enregistrée à la station de Djemorah avec une valeur de 8.7 mm durant l'année 2014/2015 et que le taux le plus élevé a été enregistré à la station de Bouzina avec 1071.5 mm.

La répartition spatiale des précipitations indique une diminution des pluies du nord au sud. En effet, vers le sud la gamme moyenne annuelle diminue rapidement et à 20km à vol d'oiseau de la limite nord, on passe de 400-500 mm/an à 100-200 mm/an. Le gradient de décroissance est élevé, il est d'environ 15mm/km ; l'altitude étant plus importante au nord.

Il faut remarquer que l'année 2008/2009 était exceptionnelle et a été la plus pluvieuse pour toutes les stations.

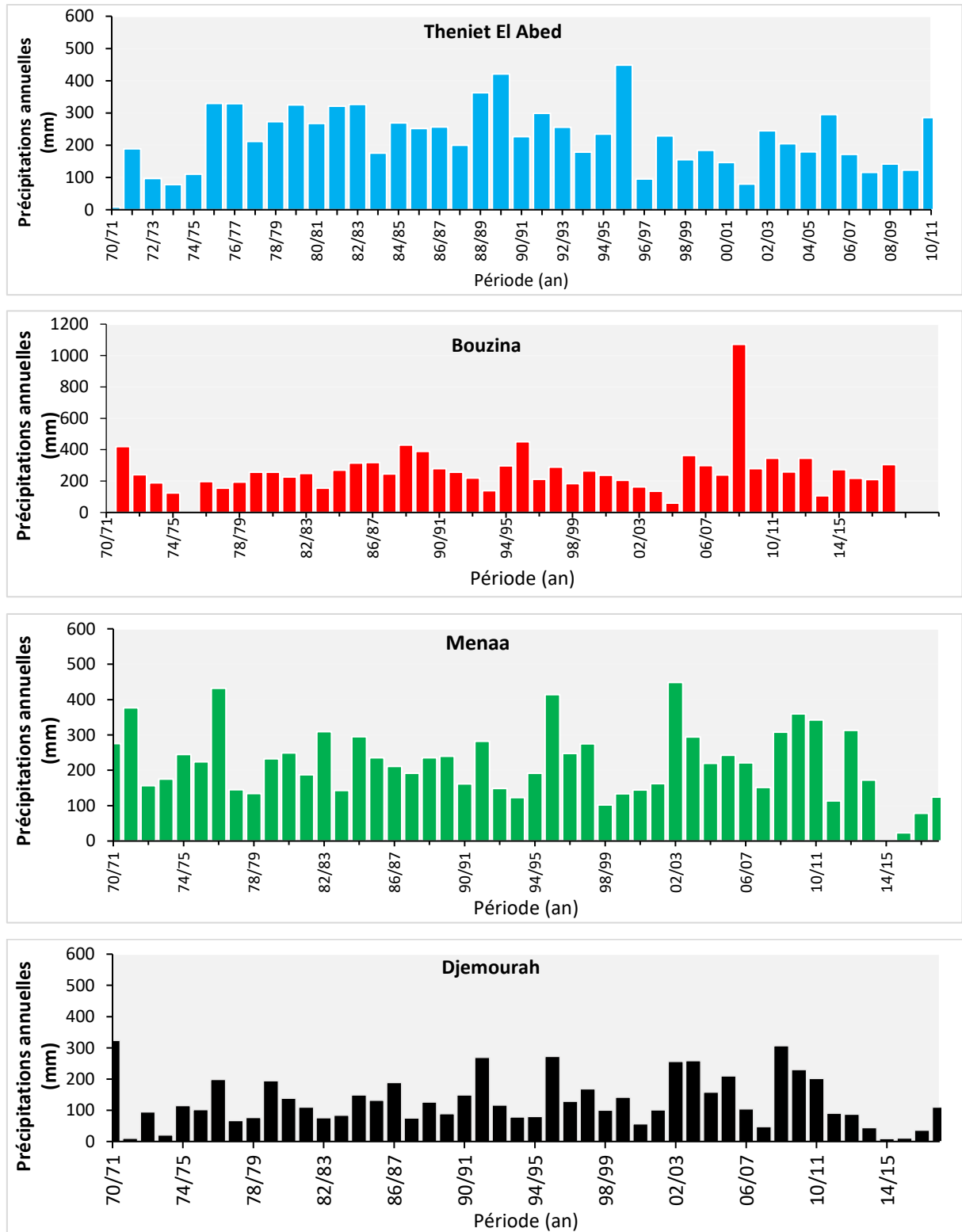


Figure III.11 : Variation des précipitations annuelles aux stations du bassin versant de oued Abdi (1971-2018)

IV.5.1.2 La pluviométrie moyenne mensuelle

La figure III.12 illustre la répartition de la pluviométrie moyenne mensuelle, où l'on peut constater que :

- La station de Theniet El Abed a enregistré une moyenne mensuelle minimale des précipitations de 4,5 mm en juillet et une moyenne mensuelle maximale de 39,1 mm en septembre.
- La station de Bouzina a enregistré un minimum de 4,0 mm en Juillet et un maximum de 39,0 mm en Septembre.
- La station de Menaa présente un minimum de précipitation moyenne mensuelle de 3,4 mm en Juillet, tandis que le maximum est observé en Septembre avec 30,5 mm.
- À la station de Djemourah on observe une précipitation moyenne mensuelle minimale de 1.46 mm en Juillet et maximale de 19.02 mm en Avril.

Pour l'ensemble des stations, le mois de juillet reste le mois le plus sec de l'année, alors que pour les stations de Thniet El Abed, Bouzina et Menaa, le mois de septembre se distingue comme le plus pluvieux.

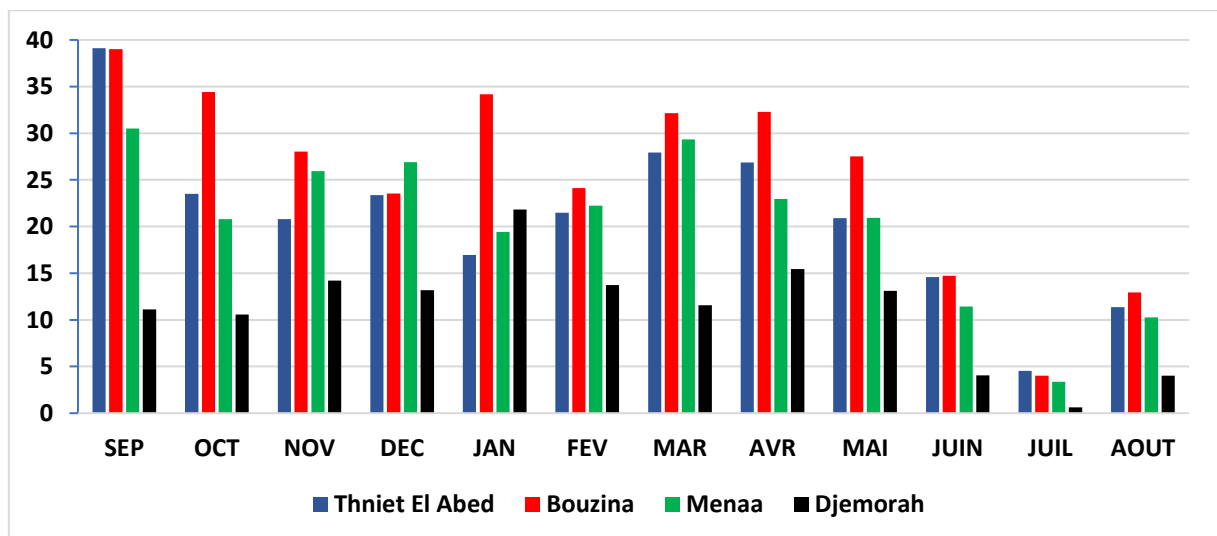


Figure III.12 : Les précipitations moyennes mensuelles dans les différentes stations.

IV.5.1.3 Les précipitations saisonnières

L'étude de ce paramètre, nous permet de voir comment s'organisent les précipitations dans le temps, ceci à travers la distribution saisonnière et le régime pluviométrique des stations.

La figure III.13 montre la répartition de la pluie par saison en pourcentage de la pluviosité totale annuelle pour les quatre stations. Elle permet de mettre en évidence l'existence de deux zones :

- La première représentée par les stations de Theniet el Abed, Bouzina et Menaâ et où l'automne est la saison la plus pluvieuse sur l'ensemble de la région. Il tombe en moyenne pendant cette saison entre 31 et 33% de la pluie annuelle. Le printemps est la deuxième saison, la hauteur moyenne de pluie reçue pendant cette saison représente de 30% de la moyenne annuelle.
- La seconde représentée par la station de Djemourah où l'hiver est la saison la plus pluvieuse. En moyenne, cette saison reçoit entre 36% de la pluie totale annuelle.

L'été est la saison la moins pluvieuse et représente 6 à 13% de la pluviosité annuelle pour les quatre stations.

Tableau III.6 : Répartition saisonnière de la pluie en pourcentage de la pluviosité totale

	Pluviométrie	Sept/ Oct/ Nov (Automne)	Dec /Jan / Fev (Hiver)	Mars/Avr/ Mai (Printemps)	Juin/ Juil/ Aout (Été)	Total Annuel (mm)
Theniet El Abed	P (mm)	83,4	61,8	75,7	30,5	251,4
	P (%)	33,2	24,6	30,1	12,1	
Bouzina	P (mm)	101,5	81,9	91,9	31,7	306,9
	P (%)	33,1	26,7	30,0	10,3	
Menaâ	P (mm)	77,2	68,6	73,2	25,1	244,1
	P (%)	31,6	28,1	30,0	10,3	
Djemorah	P (mm)	35,9	48,7	40,1	8,7	133,4
	P (%)	26,9	36,5	30,1	6,5	

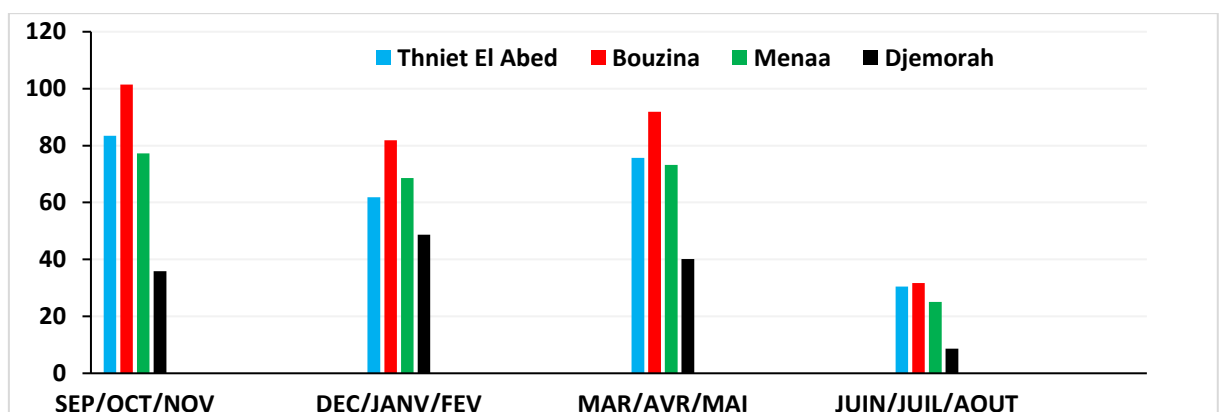


Figure III.13 : Répartition saisonnière des précipitations

IV.5.1.4 Le régime pluviométrique des stations

Pour distinguer les mois pluvieux des mois non pluvieux, on se réfère au coefficient pluviométrique (en %) d'une précipitation moyenne mensuelle fictive égale au $\frac{1}{12}$ du module

pluviométrique annuel. Un mois est considéré comme pluvieux, si sa moyenne est supérieure à 8,3 %. Dans le cas contraire, il est non pluvieux ; tel que le montre le tableau III.6 ci-après.

La traduction des moyennes mensuelles en valeurs relatives, ou coefficient pluviométrique, permet de distinguer les mois pluvieux et les mois non pluvieux. Si on considère la valeur de 8,3% comme médiane des séries, on remarque (fig.III.14) que les mois sont ordonnés en saison pluvieuse et saison non pluvieuse sauf certaines exceptions :

- Les mois pluvieux pour les stations de Thenier El Abed, Bouzina et Menaa sont de septembre à mai. Le maximum se distingue au mois de septembre avec respectivement 14% et 17%.
- La station de Djemorah est caractérisée par une saison pluvieuse s'étendant de Novembre à Mai, avec le mois de Janvier comme étant le mois le plus pluvieux (17%).
- La station de Menaa qui se trouve sur les plans altimétrique et géographique entre les deux zones précédentes possède un comportement mixte.

Le cycle non pluvieux reste bien sur la saison estivale.

Tableau III.7 : Coefficients pluviométriques annuels (en %) des stations du sous bassin de l'oued Abdi

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
Theniet El Abed	17,6	10,6	9,4	10,5	7,6	9,7	12,6	12,1	9,4	6,6	2,0	5,1
Bouzina	14,9	13,1	10,7	9,0	13,0	9,2	12,3	12,3	10,5	5,6	1,5	4,9
Menaa	14,0	9,5	11,9	12,3	8,9	10,2	13,4	10,5	9,6	5,2	1,5	4,7
Djemorah	8,6	8,2	11,0	10,2	17,0	10,7	9,0	12,0	10,2	3,2	0,5	3,1

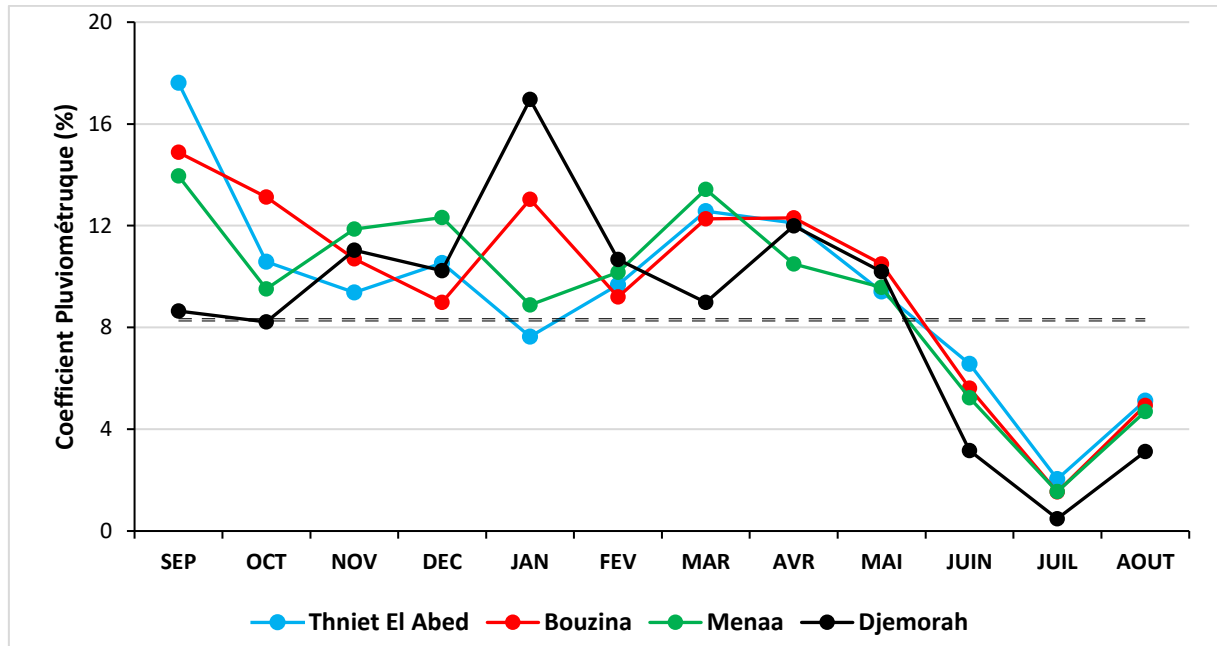


Figure III.14: Variation des coefficients pluviométriques aux stations du bassin de l'oued Abdi.

IV.5.1.5 Détermination de lame précipitée moyenne

La lame précipitée moyenne (calculée par la méthode arithmétique) est de 207.9 mm. Cette valeur, rapportée à la surface du bassin versant qui est de 935 km², donne un volume moyen de 194.39 hm³.

III.5.2 Les précipitations sur le bassin versant de oued El Hai

En dehors de la station d'El Outaya, aucune autre donnée relative au bassin versant de oued El Hai n'est disponible. Les relevés à la station d'El Outaya sont inexploitable à l'état brut.

III.6. LES ECOULEMENTS

A l'image d'un climat capricieux, les cours d'eau alimentant la région de Biskra ont un écoulement périodique très irrégulier. Les oueds les plus importants prennent naissance dans les Aurès (versant Sud), où les précipitations sont de l'ordre de 400 à 500 mm/an.

L'irrégularité des écoulements des oueds, accentuée par la faiblesse (sinon l'absence) d'un équipement hydrométrique, rend extrêmement difficile la quantification des écoulements à différents niveaux des oueds.

En effet, les moyens dont nous disposons sont malheureusement très limités. Nous citerons à titre d'exemple la faiblesse des relevés hydrométriques, notamment sur l'oued Biskra (station d'El Melaga), à la confluence des deux oueds, nécessaire à toute étude hydrologique.

Les données obtenues le sont grâce aux stations limnimétriques situées en amont sur l'oued-El Haï à El Kantara et sur l'oued Abdi à Djemorah (tab III.7). Mais elles seront évidemment loin d'être précises. Celles-ci constituent une approche des ressources disponibles.

Tableau III.8 : Stations hydrométriques des sous bassins versants étudiés

Station	Période (1)	Nombre d'année	Superficie (km ²)
El Kantara	1968-1978	10	1170
	1988-1993	5	
Djemorah	1971-1978	6	935
	1988-1993	5	
El Melaga	1972-1985	12	2880

III.6.1 La station d'El Kantara

La variabilité annuelle des débits est la même que celle des pluies, elle est matérialisée par la succession des années humides et des années sèches (fig.III.15). Nous pouvons remarquer aussi que la notion de débit moyen annuel n'a qu'une signification théorique puisque les eaux superficielles sont soumises à de très fortes variations saisonnières, Les valeurs extrêmes sont le plus souvent observées en automne au mois d'octobre-novembre et au printemps au mois de mars-avril.

Concernant la première période d'observation (1968-78), l'oued El Haï, ainsi que ses affluents, a écoulé à la station d'El Kantara un débit moyen égal à **0,62 m³/s** ; soit 20 hm³/an sur une aire de réception de 1170 km².

Pendant cette période, le débit maximum était de 17,52 m³/s en l'année 1969-70 pour des précipitations de 492,11 mm ; le débit minimum de 2,51 m³/s en l'année 1977-78 pour une pluviosité de 70,44mm.

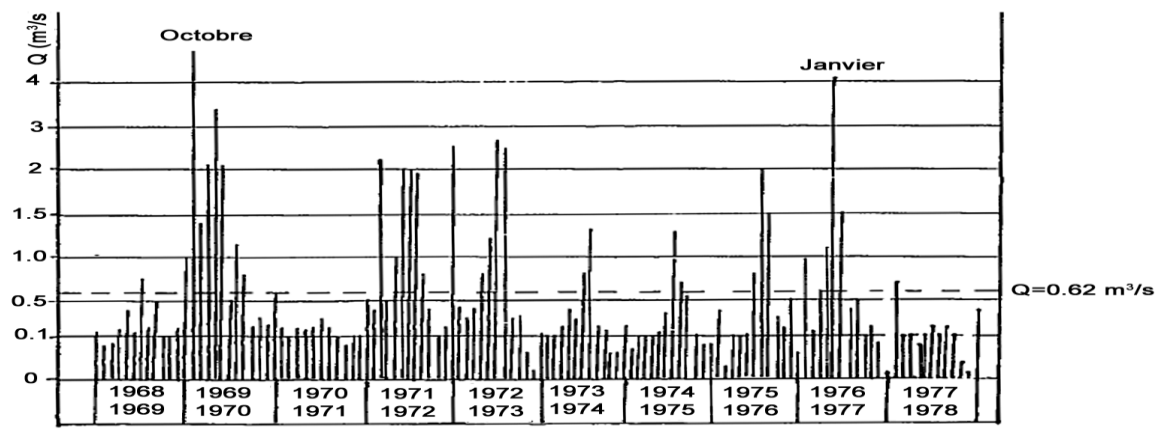


Figure III.15: Débits mensuels mesurés à la station d'El Kantara (période 1968-78).

La deuxième période d'observation qui est de 1988 à 1993 (fig.III.16), montre clairement que nous sommes en présence d'une période sèche puisque les débits mesurés ne dépassent que très rarement $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées au mois de mars 1989 et au mois de novembre 1990 et sont respectivement de $2.17 \text{ m}^3/\text{s}$ et $1.69 \text{ m}^3/\text{s}$. Le débit moyen est de $0.158 \text{ m}^3/\text{s}$.

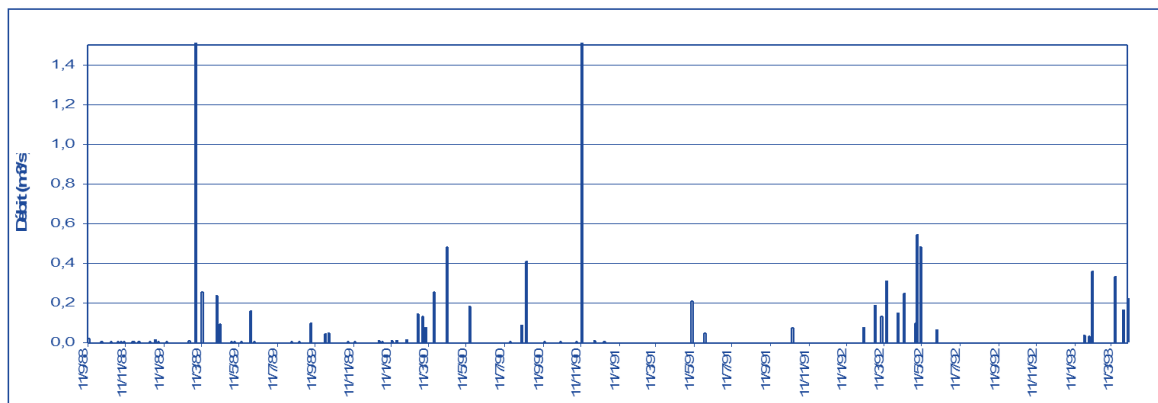


Figure III.16 : Débits mensuels mesurés à la station d'El Kantara (période 1988-93).

III.6.2 La station de Djemorah

L'exploitation des relevés effectués à la station de Djemorah au cours de la période 1971-78 fournit un débit moyen de $0.68 \text{ m}^3/\text{s}$; valeur très comparable à celle déterminée sur le sous bassin versant de l'oued El Haï.

Néanmoins, nous constatons qu'au cours de cette période, l'oued Abdi a connu deux valeurs de débits extrêmes ; la première de $55.8 \text{ m}^3/\text{s}$ le 04/11/1972 et la deuxième de $15.1 \text{ m}^3/\text{s}$ le 30/11/

1972 (fig.III.17). Cependant, le sous bassin versant d'El Kantara n'a pas enregistré de débits équivalents puisque les relevés n'ont pas dépassé 3 m³/s durant les mêmes mois.

En considérant que ces débits extrêmes proviennent de pluies orageuses locales, leur prise en considération donne un débit moyen de 1.2 m³/s.

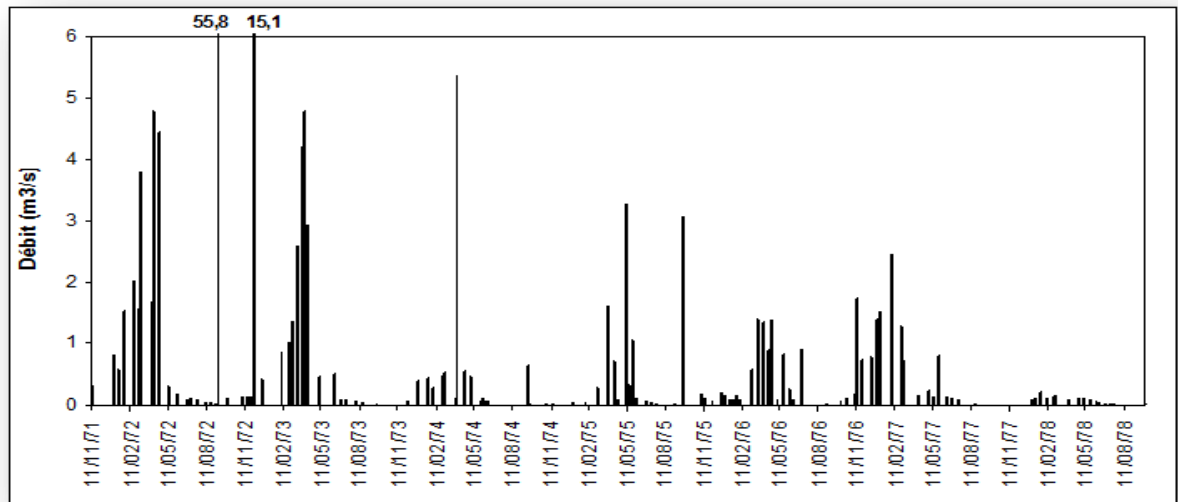


Figure III.17 : Débits mensuels mesurés à la station de Djemorah (période 1971-78).

La période 1988-1993 (fig.III.18) quant à elle, présente trois événements extrêmes ; le premier le 25 mai 1989, le deuxième le 11 novembre 1990 et le troisième le 7 novembre 1992 avec respectivement 3.12, 2.77 et 5.69m³/s. Les autres valeurs ne dépassent guère 1m³/s. Ces valeurs démontrent encore une fois l'influence et l'importance des précipitations orageuses de l'automne et du printemps sur les eaux de surface.

Le débit moyen y est très faible, il de l'ordre de 0.307 m³/s dénotant une période sèche.

A partir de la superposition du graphique des précipitations moyennes mensuelles sur le sous bassin versant de l'oued Abdi et du graphe des variations des débits moyens mensuels à la station de Djemorah (fig.III.19), nous avons tenté de déceler une éventuelle interdépendance entre ces deux éléments. Nous constatons que cette relation n'est pas tellement évidente et les débits à l'exutoire ne dépendent pas uniquement des précipitations.

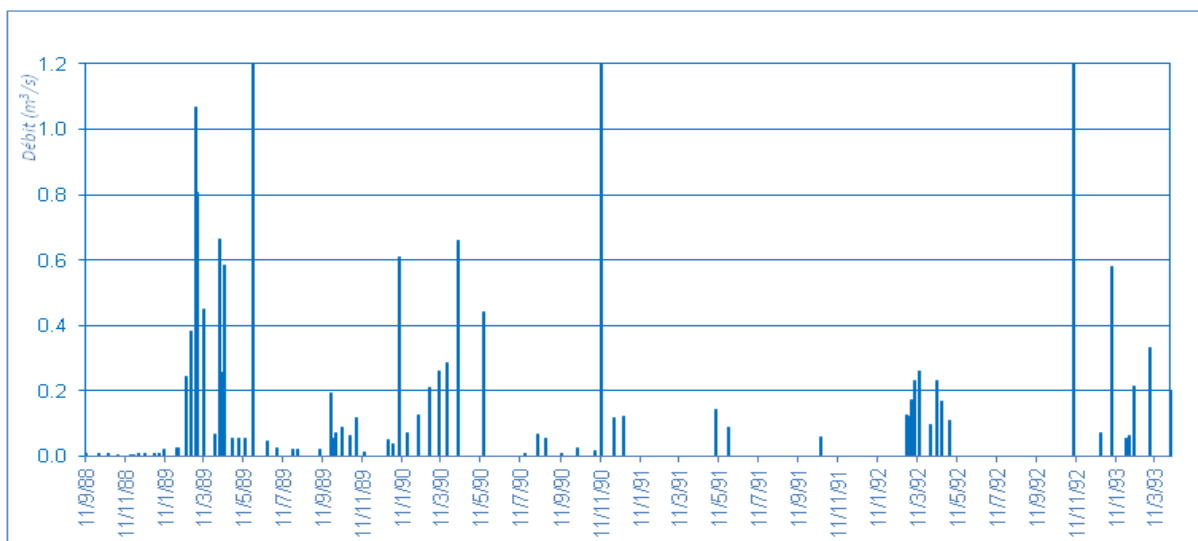


Figure III.18 : Débits mensuels mesurés à la station de Djemorah (période 1988-93)

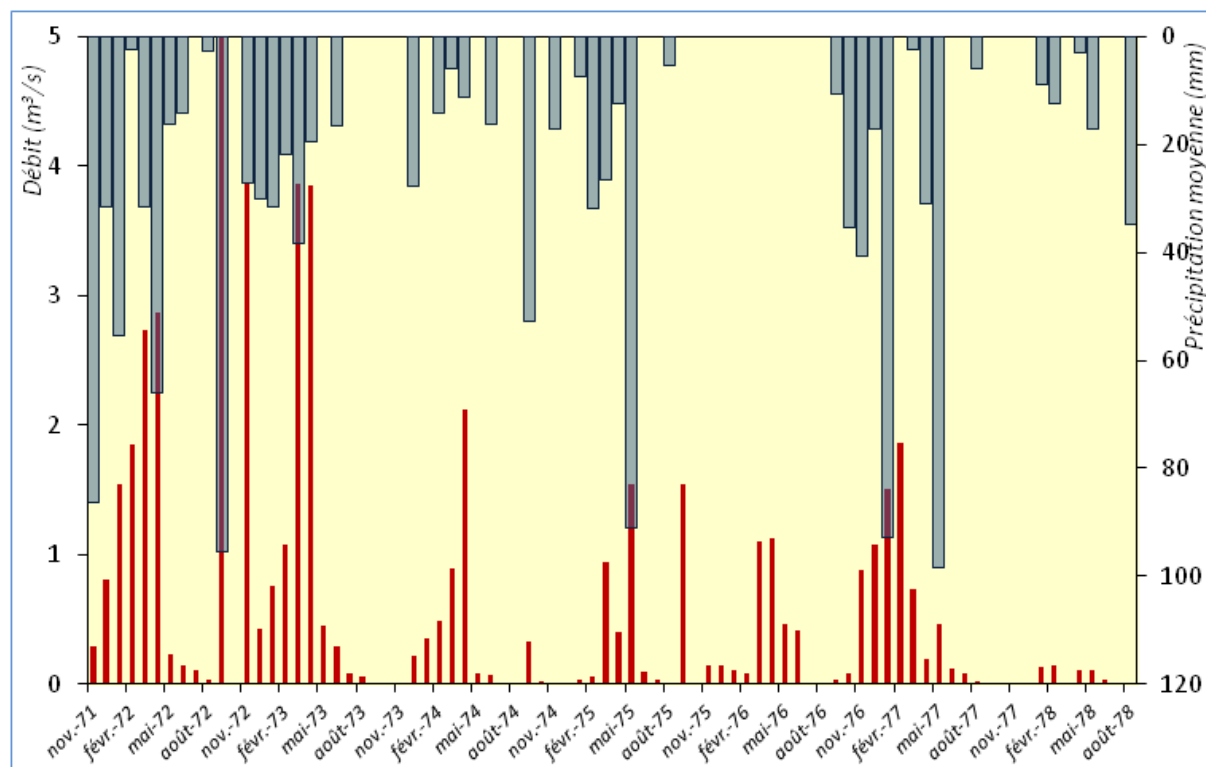


Figure III.19 : Variation des débits moyens mensuels à la station de Djemorah et des précipitations moyennes mensuelles sur le bassin versant de l'oued Abdi

III.6.3 Etude comparative Djemorah-El Kantara

Les variations spatiales de l'écoulement superficiel, à l'échelle des bassins hydrologiques, peuvent être mieux caractérisées par les débits spécifiques. Ces derniers permettent de comparer des bassins d'étendues différentes et synthétisent au mieux l'interaction des divers facteurs du bassin versant (morphologiques, géologiques, climatiques...) à l'échelle annuelle.

IV.6.3.1 Période 1967-78

L'oued El-Kantara a un débit spécifique de 0,52 l/s/km². Par contre, l'oued Abdi a un débit spécifique de 0.72 l/s/km². Cette différence doit être à notre avis beaucoup plus importante puisque les pluies torrentielles de 1969 ne sont pas comprises dans la période 1971-1978, ainsi les débits correspondants ne sont pas comptabilisés (tab III.8).

Tableau III.9 : Tableau comparatif des débits des deux stations hydrométriques (Période 1967-1978).

Station	Période	Superficie (km ²)	Apports (hm ³)	Débit Q (m ³ /s)	Débit spécifique (l/s/km ²)
El Kantara	1968-1978	1170	19.6	0.62	0.53
Djemorah	1971-1978	935	21.4	0.68	0.73
			37.8	1.20*	1.28

IV.6.3.2 Période 1988-93

Les valeurs déterminées pour cette période sèche, montrent bien (tableau.III.9) que le débit spécifique de l'oued Abdi est nettement plus important que celui d'El Kantara (le double).

Tableau III.10 : Tableau comparatif des débits des deux stations hydrométriques (Période 1988-1993)

Station	Période	Superficie (km ²)	Apports (hm ³)	Débit Q (m ³ /s)	Débit spécifique (l/s/km ²)
El Kantara	1988-1993	1170	5.1	0.16	0.14
Djemorah	1988-1993	935	9.8	0.31	0.33

Afin de confirmer les valeurs des débits spécifiques obtenues et d'attester de la colinéarité de variation des débits des deux oueds, nous avons regroupé les valeurs synchrones des débits des deux stations hydrométriques sur le graphe de corrélation ci-dessous (figure.III.20), où la similitude dans la variation des débits est très nette. La droite de corrélation avec un coefficient de détermination de 0.66, confirme cette colinéarité (figure.III.21).

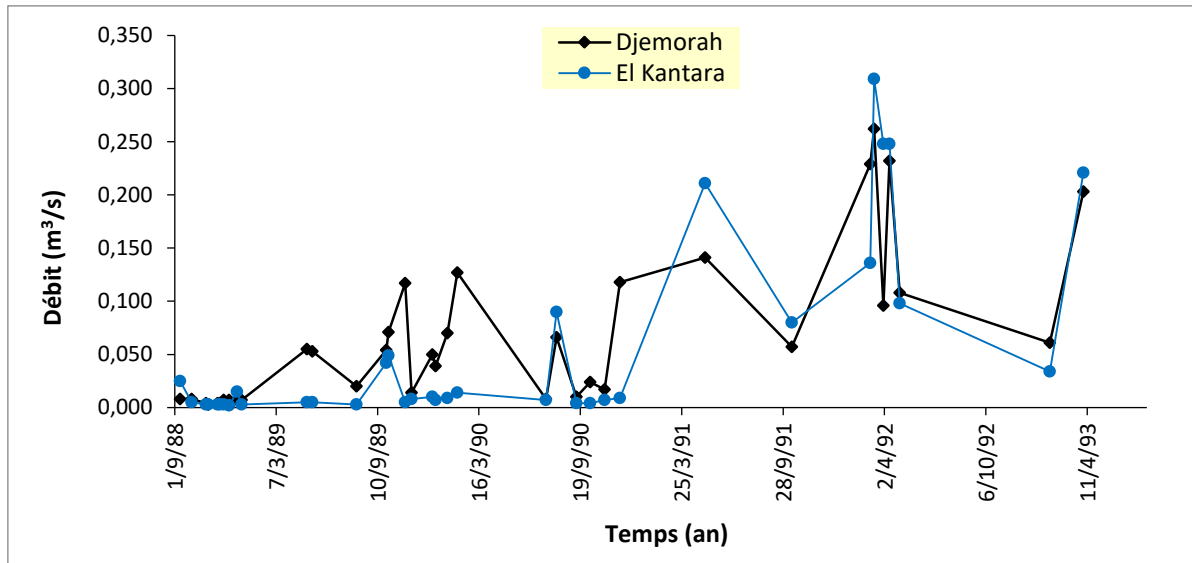


Figure III.20 : Variation des débits synchrones à la station de Djemorah et la station d'El Kantara

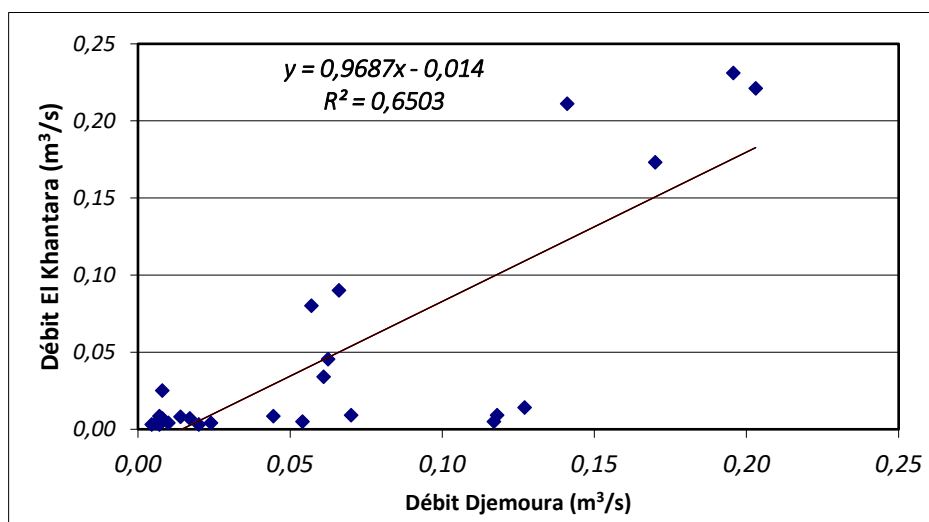


Figure III.21 : Corrélation entre les débits aux stations de Djemorah et d'El Kantara (Période 1988-1993)

Il apparaît par conséquent que la part de contribution du bassin de l'oued Abdi est nettement plus importante que celle du sous bassin de l'oued El Haï.

III.6.4 La station d'El Melaga

A partir des données de la station hydrométrique d'El Melaga, nous avons essayé de confirmer les rapports qui existent entre les deux sous bassins qui alimentent l'oued Biskra.

En effet, la station d'El Melaga est située juste après les exutoires des deux sous bassins de l'oued Abdi à l'est et l'oued El Hai-Biskra au nord-ouest (figure.III.22), elle devrait logiquement présenter les débits écoulés à partir des deux sous bassins versants.

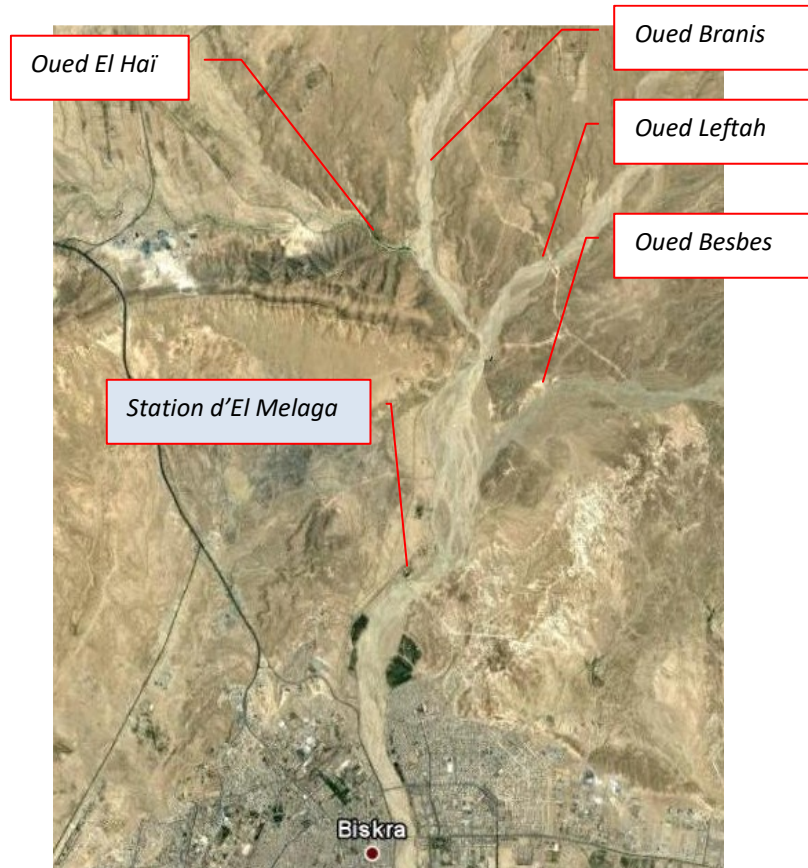


Figure III.22 : Localisation de la station d'El Melaga

Ce poste hydrométrique possède, malheureusement, très peu de données pour une période de plus de douze ans (01/12/72 au 30/03/85) et l'on note la présence de longs intervalles de lacunes d'observation. En outre, les dates des relevés ne correspondent pas avec celles des autres stations.

Les irrégularités inter-mensuelle et interannuelle de la lame d'eau écoulée sont bien visibles sur la figure III.23, où les débits varient de $0.042 \text{ m}^3/\text{s}$ à $5.92 \text{ m}^3/\text{s}$. Il est à remarquer que la série des données ne comporte pas de valeurs extrêmes comme dans le cas des stations précédentes. Ainsi, le débit moyen pour la période de mesure peut être estimé à $1.12 \text{ m}^3/\text{s}$.

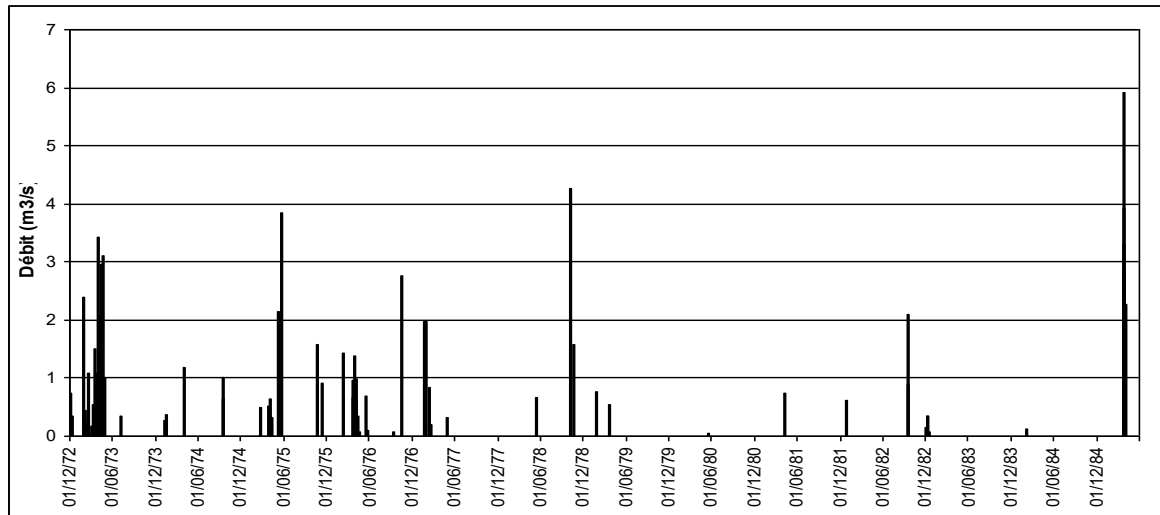


Figure III.23 : Variation des débits à la station d'El Melaga (Période 1972-85).

Cette valeur du débit à la station d'El Melaga qui correspond à l'exutoire des deux sous bassins réunis montre bien que ce n'est pas tous les volumes écoulés qui arrivent à l'oued Biskra. Il y a bien une perte de transmission et une déperdition des débits.

III.7. CONCLUSION

Comme nous l'avons déjà indiqué auparavant, l'oued El Hai débouche à El Outaya dans une grande plaine où un système d'épandage de crue distrait une part de l'écoulement. En outre, lors de la traversée de la plaine, une part de l'eau s'infiltre dans les formations quaternaires, si bien que le lit de l'oued devient plus étroit à l'amont de la confluence avec l'oued Abdi : la largeur moyenne de celui-ci n'est que de 40 mètres contre 400 mètres pour oued Branis à la même latitude.

La réalisation du barrage de Fontaine des gazelles vient ajouter un autre obstacle aux eaux superficielles de oued El Hai. Ce barrage retient la presque totalité des eaux et ne laisse passer qu'une petite quantité lors des rares remplissages de la retenue du barrage.

Ceci montre clairement que seules les plus grosses crues arrivent à l'oued Biskra et s'ajoutent aux écoulements provenant du sous bassin hydrographique de l'oued Abdi qui lui, représente la plus grosse part d'alimentation de la plaine alluviale.

CHAPITRE IV
ETUDE HYDROCHIMIQUE

IV.1 INTRODUCTION

En raison de la quasi-inexistence de ressources hydriques superficielles pérennes, les eaux souterraines de la nappe alluviale de l'oued Biskra sont considérées comme l'une des principales sources d'eau de la région. Cette nappe alluviale constitue une réserve d'eau précieuse. La qualité et la potabilité de l'eau souterraine de cette nappe suscitent un intérêt important. Il est essentiel de mener des analyses physico-chimiques régulières afin de garantir sa potabilité et prévenir les risques pour la santé humaine, et d'autre part d'avoir une idée sur l'origine de ces eaux.

Les analyses physico-chimiques des échantillons d'eau souterraine prélevés dans la nappe alluviale de oued Biskra ont été réalisées par le laboratoire du Centre de Recherche Scientifique et Technique sur les Régions Arides (C.R.S.T.R.A) à Biskra. Une campagne d'analyse a été menée en février 2019, au cours de laquelle 12 points d'eau ont été examinés. Les paramètres physiques tels que le pH, la température et la conductivité électrique ont été mesurés à l'aide d'un appareil multiparamètres Multi350i/SET. De plus, les éléments majeurs tels que le Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- et CO_3^{2-} ainsi que les éléments traces Fe^{3+} , Zn^{2+} , Cu et Pb ont été quantifiés au laboratoire central du C.R.S.T.R.A.

En ce qui concerne les valeurs de température des eaux, nous nous appuyons sur les résultats obtenus à l'aide des appareils de mesure (TD Diver) de notre laboratoire LAHE installés dans deux forages.

Tableau IV.1 : Résultats des analyses physicochimiques des eaux de la nappe alluviale (2019)

Forage	Ph	T	CE (ms/cm)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)
ENV 02	7,19	24,2	4,06	168	82,56	640,40	13,18
ENV1 remp.	7,25	25,1	4,02	160	86,4	608,07	12,27
F4. remp.	7,22	24,6	4,09	161,6	82,56	608,07	12,27
F3	7,28	25	3,96	151,2	76,32	618,85	11,81
SIF.4 remp	7,19	24,7	3,43	156,8	72	575,74	11,36
F2 BIS	7,25	25,1	3,61	155,2	72,96	640,40	11,36
SIF5. remp.	7,31	25	3,57	152	78,72	597,30	11,81
SIF 6 BIS	7,34	25,5	3,51	147,2	69,12	532,64	11,81
B1	7,22	25,1	3,84	152	78,72	608,07	11,81
B1 BIS	7,24	24,8	3,68	161,6	73,92	597,30	11,81
B3 BIS	7,24	25	3,40	152	79,68	586,52	11,36
F1. remp.	7,22	27,3	3,70	158,4	75,84	618,85	12,27

Forage	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	HCO3 (mg/l)	CO3 (mg/l)	NO3 (mg/l)
ENV 02	809,4	501	226,92	-	14,61
ENV1 remp.	795,2	456	212,28	-	14,57
F4. remp.	781	522	219,6	-	14,06
F3	837,8	504	219,6	-	14,61
SIF.4 remp	646,1	507	209,84	-	14,99
F2 BIS	717,1	531	207,4	-	14,87
SIF5. remp.	660,3	507	229,36	-	14,35
SIF 6 BIS	674,5	483	224,48	-	14,68
B1	752,6	504	224,48	-	14,31
B1 BIS	674,5	498	219,6	-	14,57
B3 BIS	631,9	519	209,84	-	14,52
F1.remp.	759,7	558	217,16	-	14,43

IV.2 PARAMETRES PHYSIQUES

IV.2.1 Etude de la variation de la température de l'eau

Le suivi de l'évolution de la température des eaux souterraines de la nappe alluviale d'oued Biskra est particulièrement pertinent, celui-ci peut apporter des utiles renseignements et des indicateurs que l'on puisse en tirer des conclusions sur l'origine de ces eaux.

Les températures des eaux de la nappe alluvionnaire varient de 25 à 31 °C. Elles sont anormalement élevées, puisque le niveau statique n'est qu'à 25 m du sol.

La figure IV.1 montre clairement l'augmentation de la température des eaux du SIF4 en même temps que l'augmentation du niveau d'eau dans le forage. Cet événement prouve que l'alimentation de la nappe se fait principalement par des eaux chaudes.

Nous expliquons la différence de température de 5°C entre le SIF4 et le B1 par le fait que ce dernier est en perpétuel pompage et que les eaux de cette zone ne sont pas au repos comme celles du SIF4, au contraire, elles sont en perpétuel régénération. Ainsi, le pompage fait appel, d'une manière constante, aux eaux chaudes provenant de la zone d'alimentation.

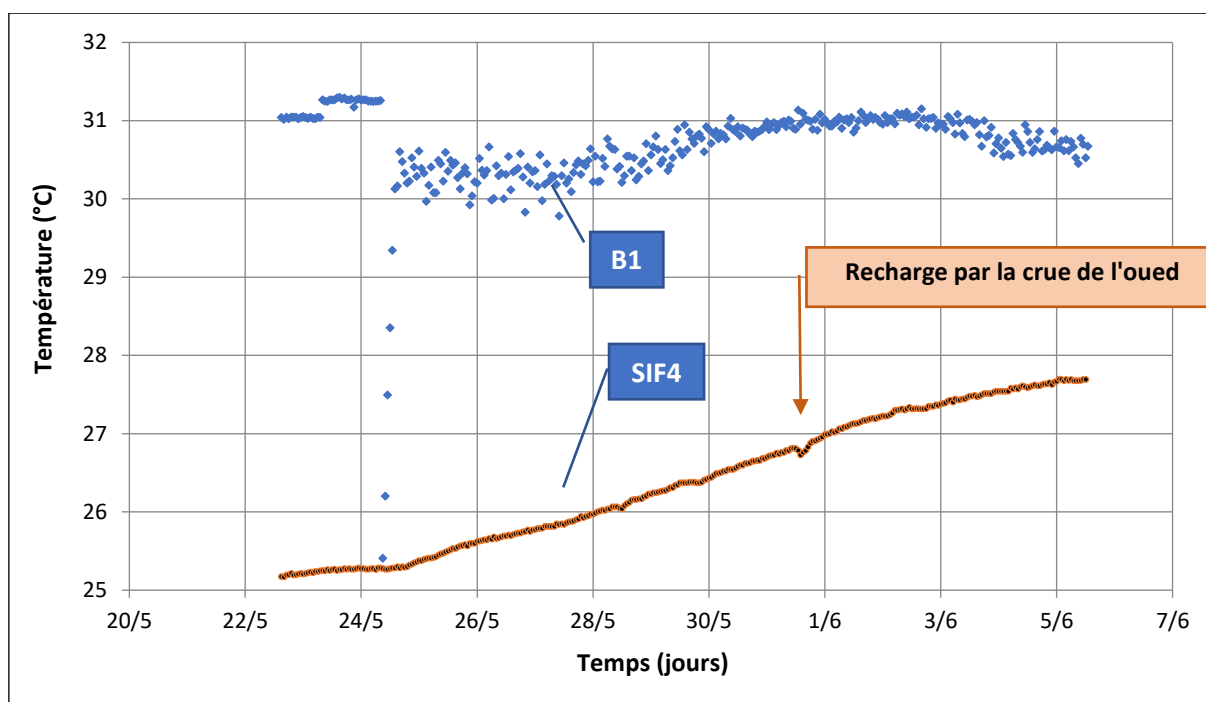


Figure IV.1 : Variation de la température des eaux de la nappe alluviale au B1 et au SIF4

Pour ce qui est de la température des eaux souterraines et de son éventuelle corrélation avec la température de l'air, une étude comparative a été menée afin d'évaluer si la température de l'air a un impact sur la température des eaux souterraines de la nappe.

Les mesures dans le forage SIF4 ont été effectuées de façon plus ou moins continue pendant 7 mois avec un pas de mesure d'une (1) heure, tandis que la période de mesure dans le forage B1 était d'un mois et toujours avec un pas de temps d'une heure. Les résultats indiquent que les températures des eaux souterraines de la nappe alluviale varient de 25 à 31°C, par contre une grande oscillation de la température de l'air (7 à 48 °C).

A la lecture des graphes (figure IV.2 et IV.3), nous constatons qu'il n'y a aucune concordance entre les températures des eaux souterraines et celles de l'air (coefficient de corrélation = 0.24 pour le SIF4 et 0.11 pour le B1), malgré que le niveau statique ne dépasse pas les 25 mètres.

Une apparente stabilité de la température des eaux souterraines (entre 30 et 31°C), a été noté au niveau du forage B1, alors que la température de l'air varie entre 19 et 40 °C. Par ailleurs lorsque la température de l'air est proche des valeurs trop élevées (40°C), on constate que la température des eaux souterraines est sensiblement stable (entre 30 et 31 °C).

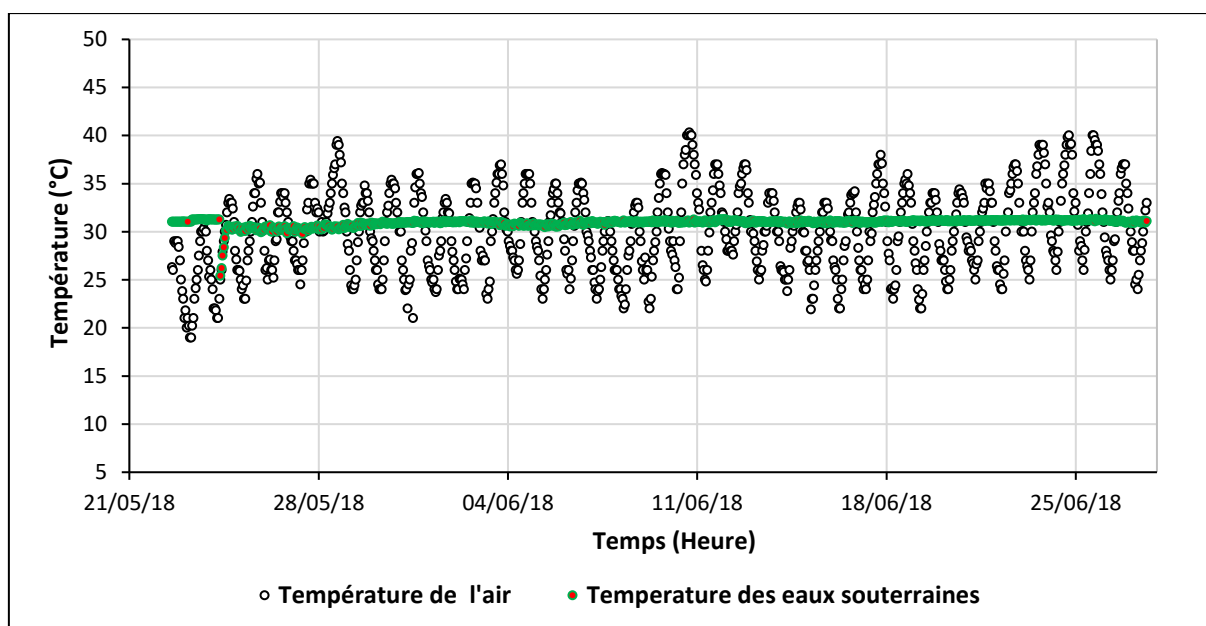


Figure IV.2: Variation de la température des eaux souterraines dans le forage B1 et la température de l'air

Pour le forage SIF4 et comme nous l'avons évoqué ci-dessus, une apparente stabilité de la température des eaux souterraines entre (30 et 31 °C), a été noté pendant la saison d'été (saison chaude) où les températures de l'air ont atteint les 48 °C, prouvant ainsi l'absence de toute influence de cette dernière sur la température des eaux de l'aquifère.

En outre, on observe le 18 octobre une brusque diminution de la température de 31°C à 27°C, cette diminution de 4°C est due à l'alimentation de la nappe par les eaux de crue.

De plus, le 31 mai nous avons noté le passage d'une crue et qui n'a eu qu'une légère influence sur les eaux de la nappe, ceci indique que la recharge de la nappe par des eaux chaudes est beaucoup plus importante que les eaux de crue.

A cet égard, on constate que la recharge de la nappe en eau chaude est donc plus importante que la recharge en eau froide.

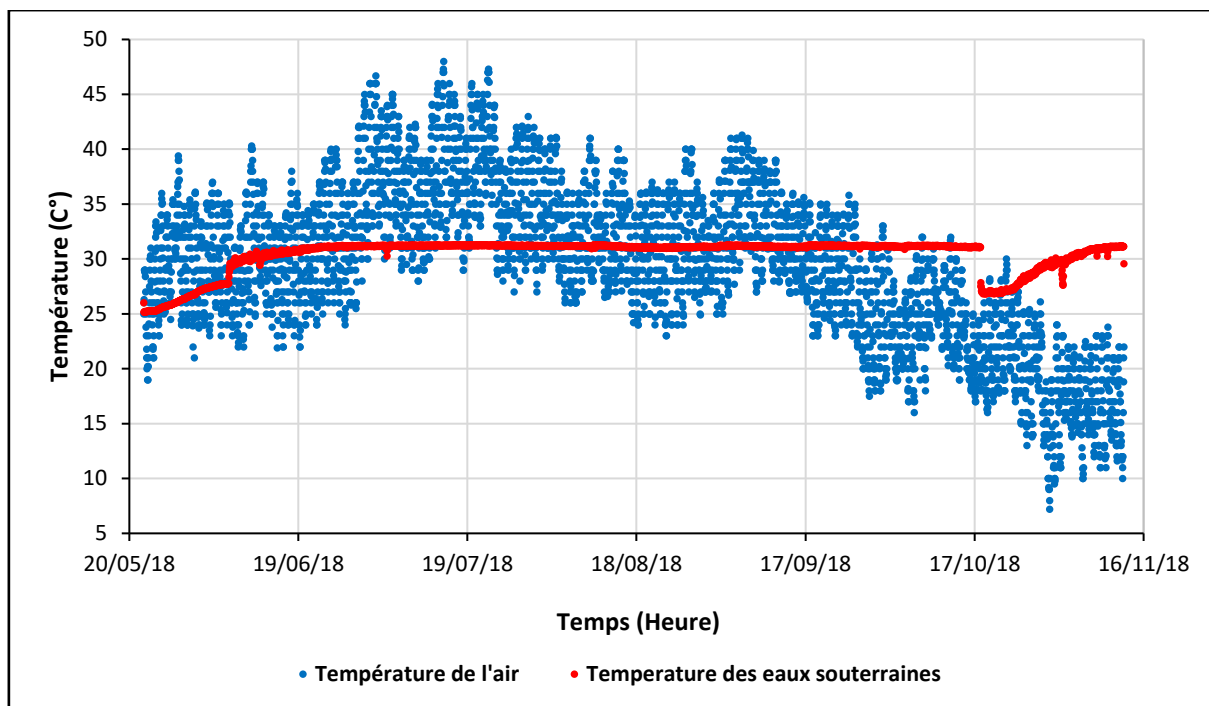


Figure IV.3 : Variation de la température des eaux souterraines dans le forage SIF4 et la température de l'air

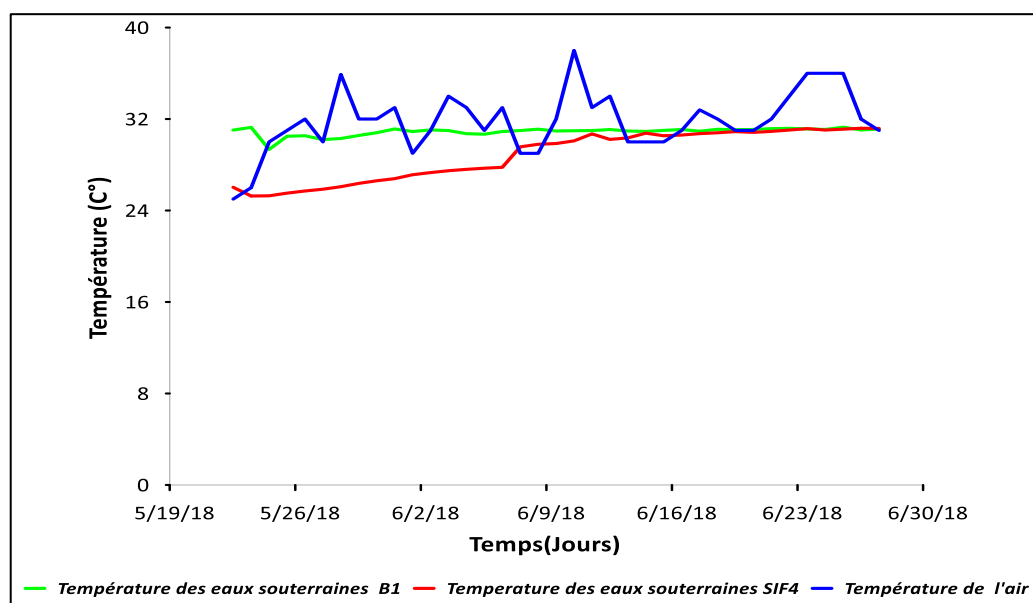


Figure IV.4 : Variation de la température des eaux souterraines dans le forage SIF4, B1 et la température de l'air

IV.2.2 Potentiel d'hydrogène (pH)

Le pH est une mesure couramment utilisée universellement pour exprimer l'intensité de l'état acide ou alcaline d'une solution. (Devi et Premkumar 2012).

Précisément, la mesure du pH est de quantifier le degré de concentration de protons (H^+) présents dans un échantillon d'eau. En utilisant l'équation $pH = -\log_{10}(H^+)$, l'eau dont le pH est inférieur à 6 est considérée comme acide car elle contient une concentration plus élevée de protons (H^+), tandis que l'eau dont le pH est supérieur à 8 est considérée comme basique. La valeur idéale et optimale de PH est de 7. (Olivier 2015)

Tous les résultats des analyses effectuées sur l'ensemble des échantillons d'eau prélevés dans la nappe alluviale indiquent que tous les forages se situent dans la plage normale de potabilité. Les valeurs de pH variaient de 7,19 et 7,34, avec une moyenne de 7,25.

Les valeurs de pH obtenues indiquent clairement la nature légèrement alcaline du milieu.

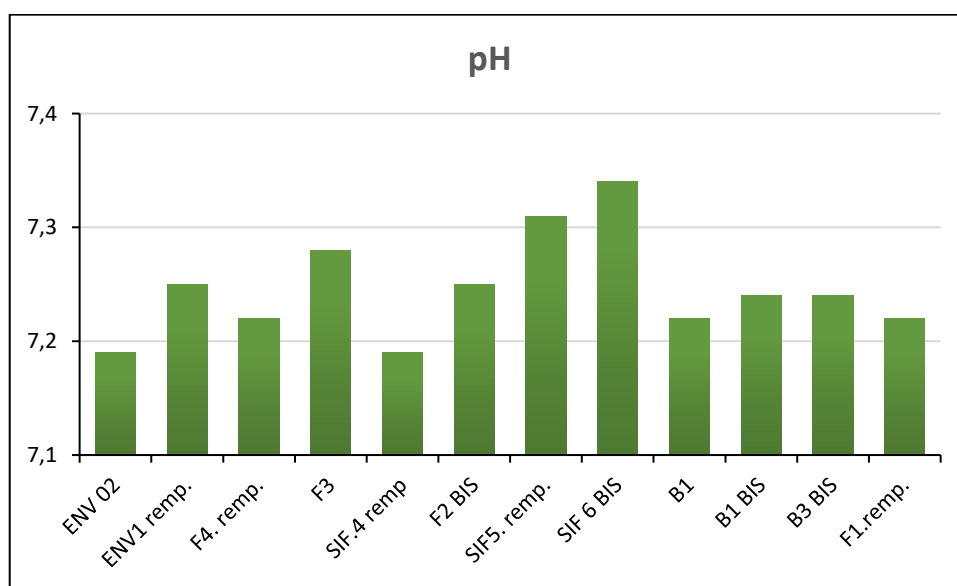


Figure IV.5 : Valeurs du pH des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

IV.2.3 La conductivité électrique

La conductivité électrique de l'eau est une mesure de la capacité de l'eau à conduire un courant électrique. Elle est influencée par plusieurs facteurs, tels que la concentration en substances dissoutes, la charge ionique, la capacité d'ionisation, la mobilité des ions et la température de l'eau. En conséquence, elle est considérée comme un indicateur de preuve de la minéralisation et de la salinité d'eau. (Derwich et al 2010), (Belghiti et al 2013). La conductivité électrique peut également donner une idée sur l'origine des eaux.

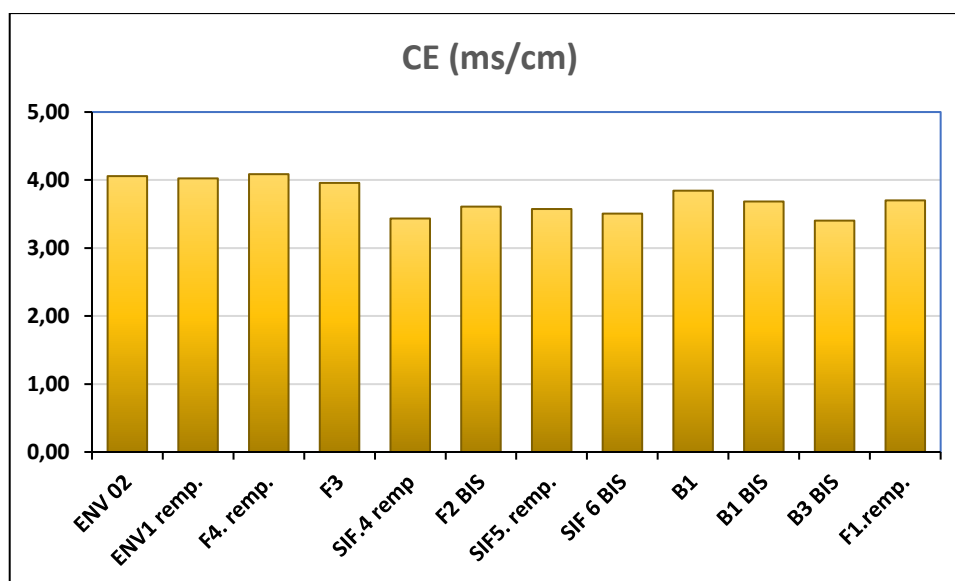


Figure IV.6 : Valeurs de la conductivité des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

Il a été observé que les valeurs de conductivité électrique enregistrées varient de 3400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 4090 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec une moyenne de 3740 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les résultats indiquent que les conductivités sont généralement élevées, et sont supérieures aux normes de l'Organisation mondiale de la santé (OMS). Cela suggère une forte minéralisation de ces eaux.

Tableau IV.2 : variation des paramètres physiques des eaux de la nappe alluviale

Paramètres Physiques	$T\ ^\circ\text{C}$	pH	$CE\ (\mu\text{S}/\text{cm})$
Min	29.8	7.19	3400
Max	31.2	7.34	4090
Moy	30.5	7.25	3740
Normes (OMS)	< 25	6,5 < pH < 8,5	2500

IV.2.4 Les éléments majeurs

IV.2.4.1 Le calcium (Ca^{2+}) et Le magnésium (Mg^{2+})

Le calcium et le magnésium sont présents dans toutes les eaux naturelles, y compris les eaux souterraines. Ils proviennent principalement de la dissolution des formations gypseuses et les formations carbonatées. (Al-Qawati et al 2015).

Les résultats obtenus ont montré que les concentrations en calcium (Ca^{2+}) et en magnésium (Mg^{2+}) dépassaient les normes recommandées par l'Organisation mondiale de la santé (OMS).

La concentration en calcium varie entre 147.2 et 168 mg/l, avec une moyenne de 157.6 mg/l, tandis que la concentration en magnésium comprise entre 69,12 et 86,4 mg/l, avec une moyenne

de 77,40 mg/l. En conséquence, la présence de ces concentrations élevées en calcium et en magnésium suggère une forte minéralisation de l'eau souterraine. Cette minéralisation est associée à la dissolution des formations carbonatés.

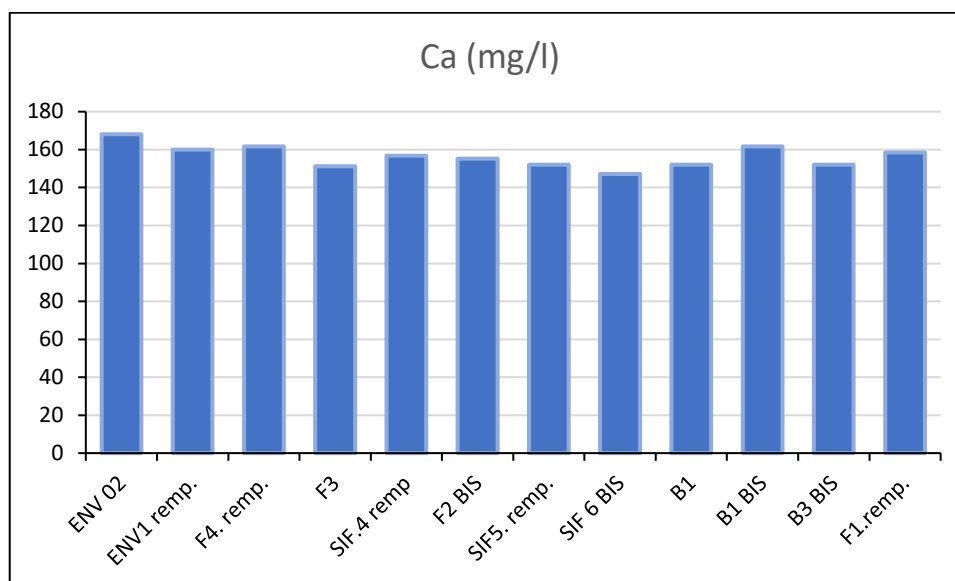


Figure IV.7 : Concentration en calcium des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

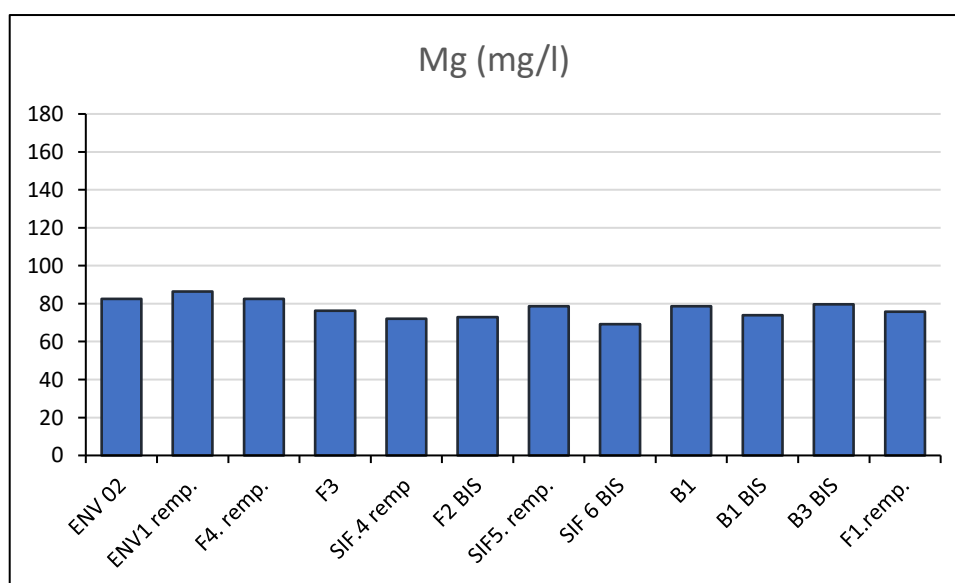


Figure IV.8 : Concentration en magnésium des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

IV.2.4.2 Le sodium (Na⁺) et le chlorure (Cl⁻)

Les ions chlorure (Cl⁻) et sodium (Na⁺) sont des composants fondamentaux que l'on peut retrouver dans les analyses des eaux. Dans le cas des eaux de la nappe alluviale de oued Biskra, les teneurs de ces deux éléments sont très élevées, dépassant les normes de l'OMS. Pour le sodium, les teneurs comprises entre 532.64 et 640.40mg/l avec une moyenne de 602.68mg/l.

Ces concentrations élevées peuvent être expliquées par un contact avec des dépôts évaporitiques ; l'influence des formations triasiques présentes dans la région d'El Outaya n'est pas à exclure.

En ce qui concerne les teneurs en chlorure, la valeur minimale est de 631.9 mg/l, et la valeur maximale est de 837.8 mg/l avec une moyenne de 728.32mg/l. Ces fortes valeurs peuvent être associées aux argiles sableuses, gypsifères ainsi qu'aux dépôts évaporitiques.

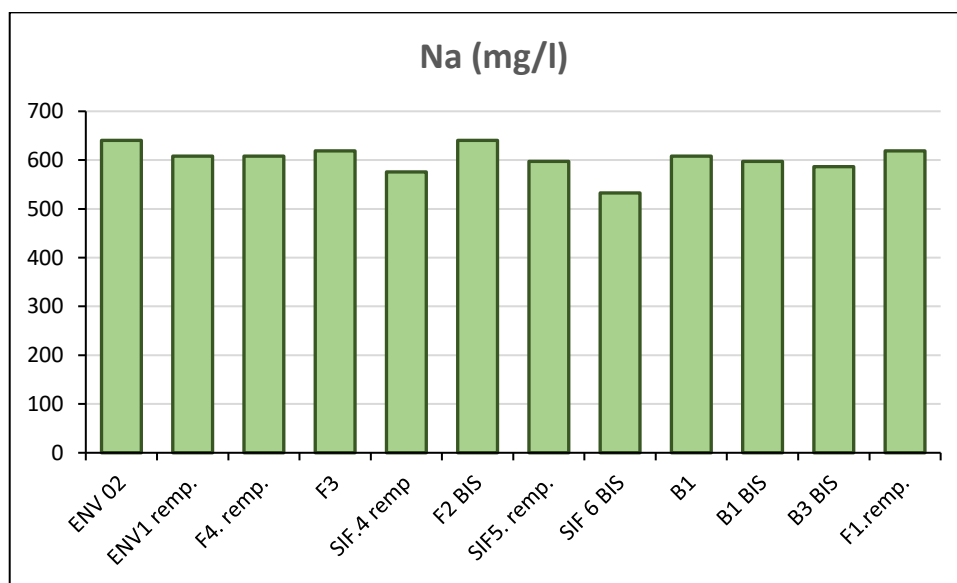


Figure IV.9 : Concentration en sodium des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

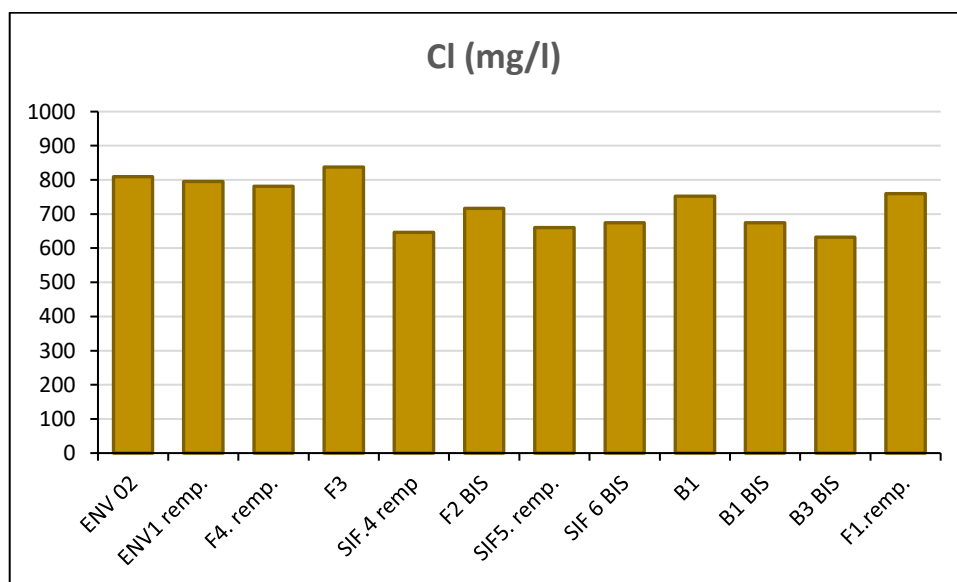


Figure IV.10 : Concentration en chlore des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

IV.2.4.3 Le potassium (K^+)

La présence de potassium (K^+) dans l'eau est souvent associée à divers processus géologiques et hydrogéologiques. Dans les eaux souterraines, le potassium peut provenir de l'altération de minéraux riches en potassium tels que l'argile potassique et les formations silicatées.

L'analyse du potassium des eaux souterraines de la nappe alluviale de oued Biskra a montré que la concentration en potassium varie de 11,36 à 13,18 mg/l avec une moyenne de 11,93 mg/l. En comparaison, la norme de l'Organisation mondiale de la santé (OMS) pour le potassium dans l'eau est de 12 mg/l. La présence de cet élément est associée à la dissolution des argiles riches en potassium (argiles potassiques).

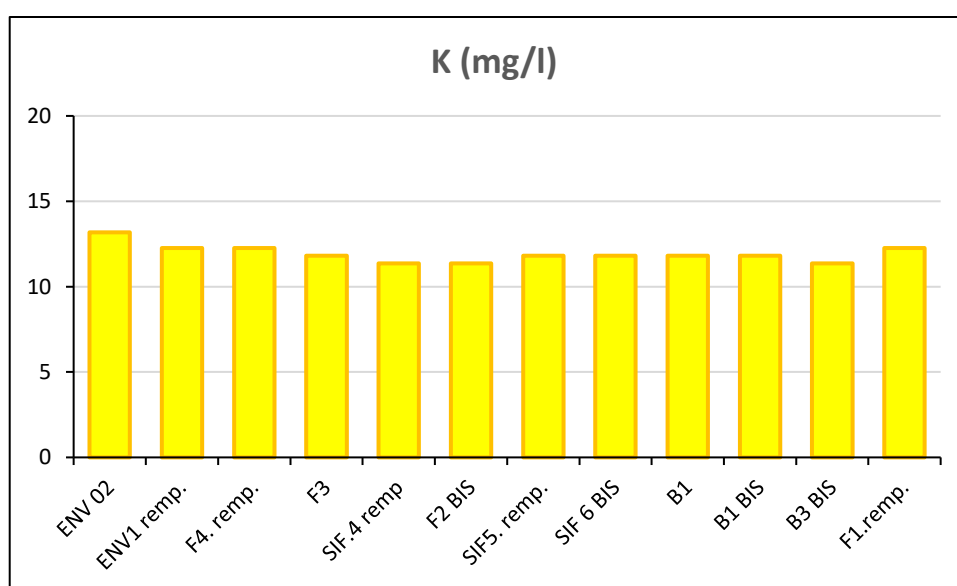


Figure IV.11 : Concentration en potasium des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

IV.2.4.4 Les sulfates (SO_4^{2-})

Il existe plusieurs sources de sulfate dans l'eau. Cet élément résulte principalement de la dissolution de minéraux sulfatés, tels que le gypse (sulfate de calcium) et d'autres minéraux.

La concentration minimale en sulfates enregistrée est de 456 mg/l, tandis que la concentration maximale atteint 558 mg/l, avec une moyenne de 507.50 mg/l.

Il est important de prendre en compte que les niveaux de sulfate enregistrés dépassent même la limite de 500 mg/l établie par l'Organisation mondiale de la santé (OMS). Cela suggère que les concentrations de sulfate dans l'eau étudiée est relativement élevées.

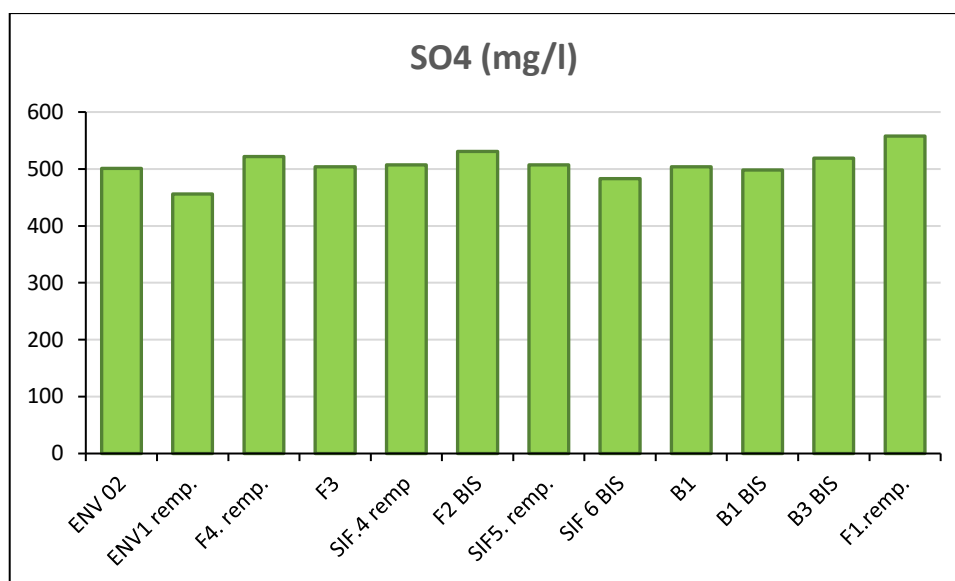


Figure IV.12 : Concentration en sulfate des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

IV.2.4.5 Bicarbonates (HCO_3^-)

La présence de bicarbonates dans l'eau résulte de la dissolution de formations rocheuses carbonatées (principalement calcaires) par l'eau contenant du dioxyde de carbone dissous (CO_2). Les concentrations de bicarbonates (HCO_3^-) dans les eaux souterraines de la nappe alluviale oscillent entre 207,4 mg/l et 229,36 mg/l, selon les résultats des analyses. Cette variation des concentrations en bicarbonate relativement faible résulte de la dissolution des formations calcaires présentes à des profondeurs spécifiques.

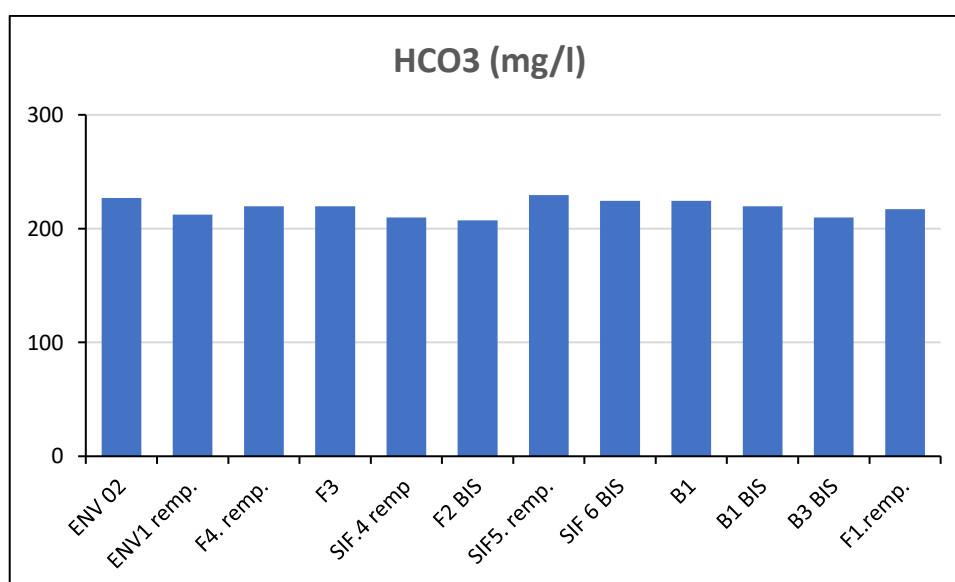


Figure IV.13 : Concentration en bicarbonate des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

IV.2.4.6 Nitrates NO_3^-

Les nitrates constituent une forme chimique de l'azote présent dans l'eau. Les résultats des analyses de cet élément dans les eaux souterraines de la nappe alluviale révèlent que les concentrations varient entre 14,05 mg/l et 14,99 mg/l, avec une moyenne de 14,55 mg/l. on peut constater que les concentrations en nitrate dans cette nappe alluviale restent relativement stables et dans une plage étroite.

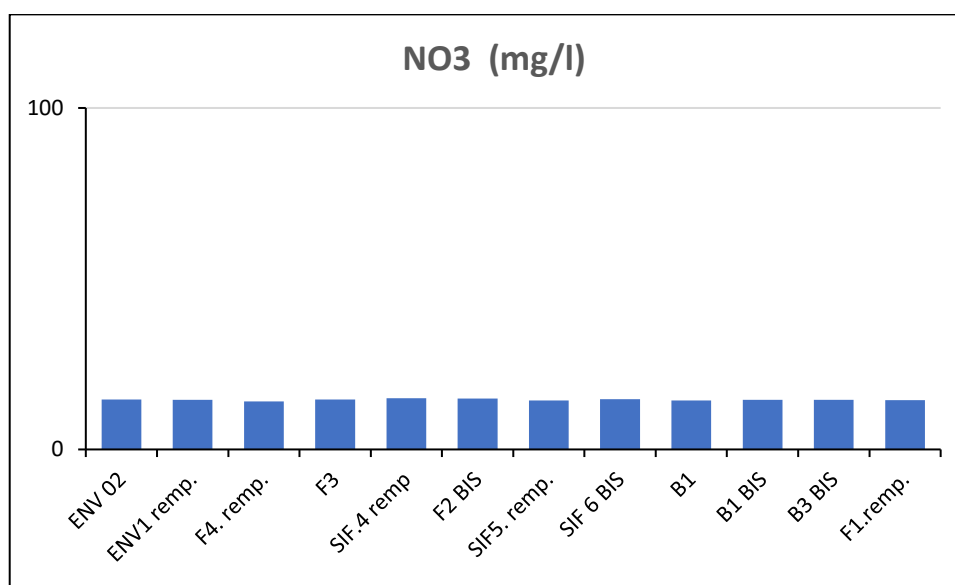


Figure IV.14 : Concentration en nitrate des eaux au niveau des forages de la nappe alluviale

Tableau IV.3 : Variations des teneurs en éléments majeurs dans les eaux de la nappe alluviale de Oued Biskra.

Paramètres statistiques	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{--}	HCO_3^-	NO_3
Max	168	86,4	640,40	13,18	837,8	558	229,36	14,99
Min	147,2	69,12	532,64	11,36	631,9	456	207,4	14,06
Moyenne	156,33	77,40	602,68	11,93	728,34	507,50	218,38	14,55
Normes	100	50	150	12	200	500	350	

IV.2.4.7 Le Titre Hydrométrique (TH)

Le titre hydrotimétrique (TH), également connu sous le nom de dureté totale de l'eau, est quantifié par la concentration en ions alcalino-terreux (essentiellement calcium Ca^{+2} et magnésium Mg^{+2}) (Derwich et al., 2010).

Les résultats montrent que les eaux de la nappe alluviale ont une dureté totale (TH) relativement élevée, avec des valeurs oscillantes entre 65,6 et 76,4 degrés français (°F) (figure.IV.15). Ces

valeurs indiquent que les eaux souterraines sont très dures. Ces niveaux de dureté sont principalement dus à la forte concentration en ions calcium (Ca^{2+}) et magnésium (Mg^{2+}) dans l'eau, liée à la nature lithologique de la formation aquifère (présence de formations calcaires).

Tableau IV.4 : Classification des Eaux en Fonction de leur Titre Hydrométrique (TH)

TH (°F)	Classification
TH < 10	Eau très peu dure
10 < TH < 20	Eau peu dure
20 < TH < 30	Eau dure
TH > 30	Eau très dure

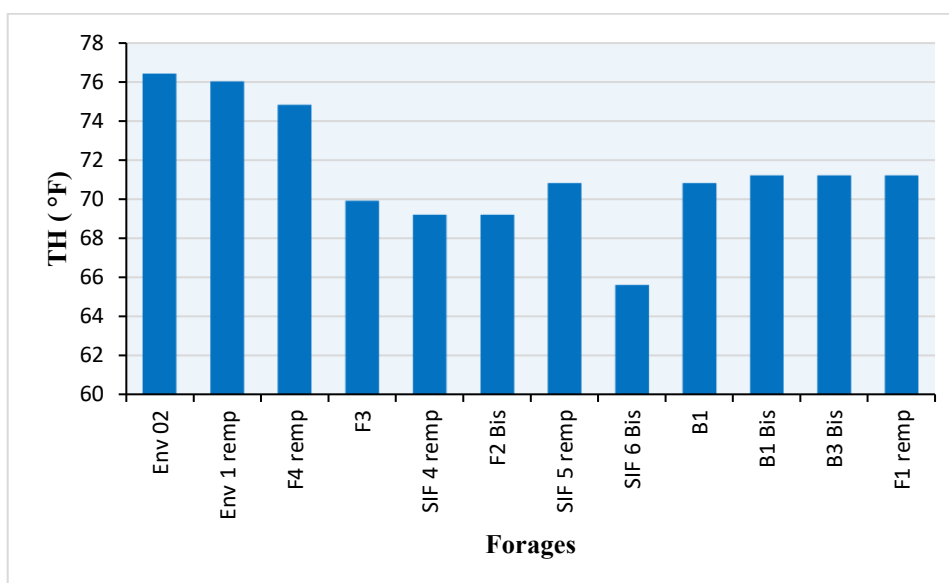


Figure IV.15 : La dureté total de l'eau dans la nappe alluviale d'Oued Biskra.

IV.3 FACIES HYDRO CHIMIQUES

IV.3.1.1 Classification de Piper

Les faciès hydrochimiques, d'après Jaek li (1970), sont fréquemment utilisés en hydrogéologie pour décrire grossièrement la composition des eaux naturelles. On les détermine par le calcul des quantités en réaction (conversion des concentrations en méq/l), et en tenant compte de la classification des ions (formule ionique).

La représentation des données physico-chimiques sur le diagramme de Piper montre plusieurs faciès chimiques qui dépendent de la nature géologique de l'aquifère. Le report des résultats issus des forages sur le diagramme de Piper montre que l'ensemble des eaux appartiennent au faciès chimique chloruré sodique.

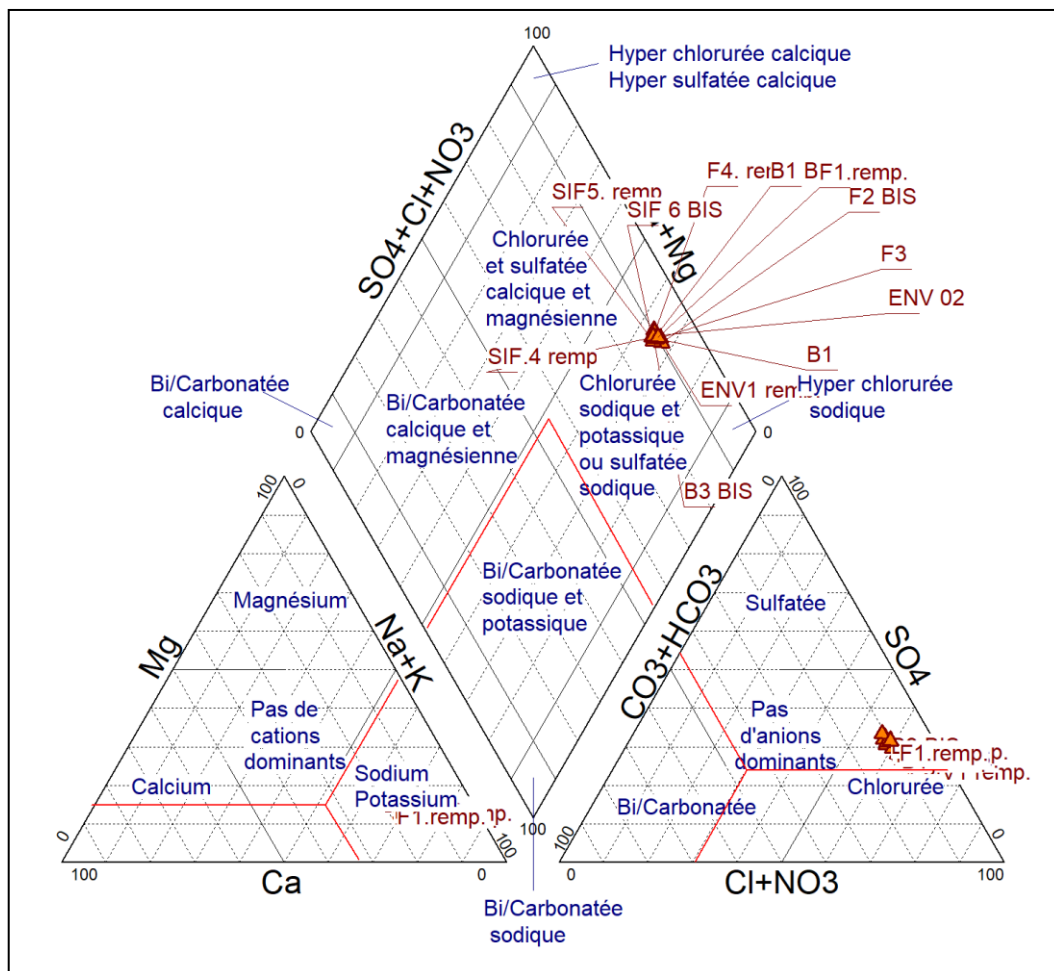


Figure IV.16 : Diagramme de Piper des eaux souterraines de la nappe alluviale

IV.3.1.2 Classification de Stabler

Dans cette classification, les concentrations exprimées en mg/l sont réduites en quantité en réaction pour cent (r%), par rapport à la concentration.

La formule ionique étant obtenue en classant de gauche à droite et pour ordre décroissant, les quantités en réaction pour cent des ions ensuite celle des cations, en se basant sur la prédominance de tel ou tel ion.

Sur la figure représentant Stabler (figure IV.17), nous pouvons noter que la plupart des points sont chloruré-sodique.

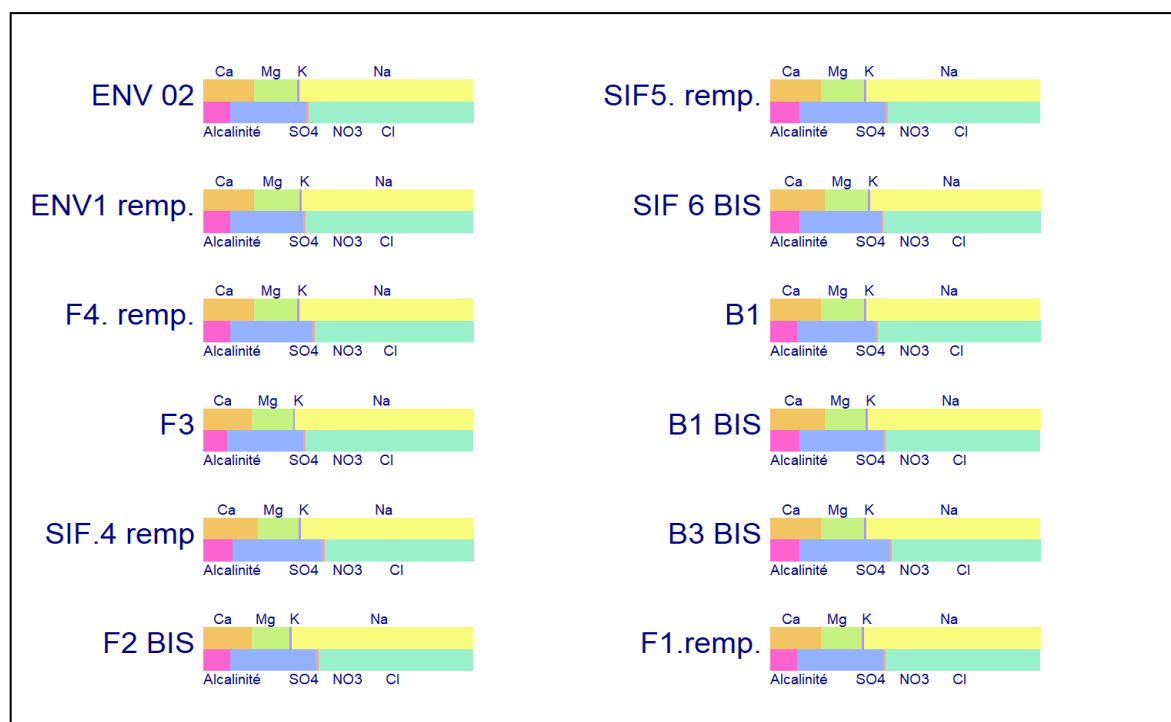


Figure IV.17 : Diagramme de Stabler des eaux souterraines de la nappe alluviale

IV.4 ETUDE DE L'ACQUISITION DE LA MINERALISATION

Les résultats obtenus avec PHREEQC du logiciel Diagram (Avignon) mettent en évidence des comportements différents entre les minéraux carbonatés et évaporitiques dans l'aquifère étudié, en fonction de leurs indices de saturation (SI).

Un minéral est considéré en équilibre avec l'eau lorsque son SI est compris entre -0,5 et +0,5. Un SI > +0,5 suggère une tendance à la précipitation alors qu'un SI < -0,5 indique une sous-saturation et une tendance à la dissolution.

Minéraux carbonatés (proches de l'équilibre)

- **Calcite (CaCO_3)** : SI entre -0,22 et -0,15, proche de l'équilibre, légère tendance à la dissolution ou précipitation limitée.
- **Aragonite (CaCO_3 , polymorphe de la calcite)** : SI entre -0,37 et -0,30, similaire à la calcite mais légèrement plus sous-saturé.
- **Dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)** : SI entre -0,43 et -0,27, proche de l'équilibre, mais moins que la calcite.

Les minéraux carbonatés sont proches de l'équilibre, avec une possible précipitation de calcite (le plus stable). La dolomite, souvent plus lente à se former, reste légèrement plus sous-saturée.

Minéraux évaporitiques (fortement sous-saturés)

- **Gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)** : SI entre -0,99 et -0,91, sous-saturé, dissolution favorisée.
- **Anhydrite (CaSO_4)** : SI entre -1,21 et -1,13, encore plus sous-saturé que le gypse.
- **Halite (NaCl)** : SI entre -5,10 et -4,95, très fortement sous-saturée, aucune précipitation possible.

Malgré des concentrations élevées en Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-} , les minéraux évaporitiques ne précipitent pas car ils restent bien en dessous du seuil d'équilibre. L'halite, en particulier, est très soluble et ne se formera pas dans ces conditions.

Une modélisation couplée avec les vitesses de réaction (approche cinétique) pourrait affiner ces conclusions. L'étude des processus d'évaporation ou des apports externes (e.g., intrusions salines) pourrait expliquer les fortes concentrations en Na^+ et Cl^- sans précipitation d'halite.

Ces résultats confirment que les carbonates dominent la minéralisation secondaire dans cet aquifère, tandis que les évaporites restent en solution.

Tableau IV.5 : Evolution des indices de saturation des minéraux

Forages	Minéraux carbonatés			Minéraux évaporitiques		
	Calcite CaCO_3	Dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Aragonite CaCO_3	Anhydrite CaSO_4	Gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Halite NaCl
ENV 02	-0.15	-0.27	-0.30	-1.16	-0.94	-4.95
ENV1 remp.	-0.19	-0.31	-0.34	-1.21	-0.99	-4.98
F4. remp.	-0.18	-0.31	-0.33	-1.15	-0.93	-4.99
F3	-0.21	-0.37	-0.35	-1.19	-0.97	-4.95
SIF.4 remp	-0.21	-0.40	-0.35	-1.16	-0.94	-5.09
F2 BIS	-0.22	-0.43	-0.37	-1.16	-0.94	-5.00
SIF5. remp.	-0.18	-0.31	-0.33	-1.18	-0.96	-5.07
SIF 6 BIS	-0.20	-0.38	-0.34	-1.19	-0.97	-5.10
B1	-0.20	-0.33	-0.34	-1.19	-0.97	-5.00
B1 BIS	-0.17	-0.34	-0.32	-1.16	-0.94	-5.06
B3 BIS	-0.22	-0.38	-0.36	-1.17	-0.95	-5.09
F1. remp.	-0.20	-0.38	-0.34	-1.13	-0.91	-4.99

IV.5 APTITUDE DES EAUX A L'IRRIGATION - CLASSIFICATION DE RIVERSIDE

La qualité des eaux d'irrigation est cruciale pour la croissance des plantes (effets directs de la salinité) et la santé des **sols** (effets indirects via la dégradation de leurs propriétés physico-chimiques).

Les paramètres clés pour l'évaluation de l'eau d'irrigation sont : la minéralisation totale (salinité) mesurée par la Conductivité Électrique (CE) de l'eau et le Rapport d'Adsorption du Sodium (SAR)

$$SAR = \frac{Na}{\frac{\sqrt{(Ca+Mg)}}{2}}$$

(où les concentrations sont en meq/L).

La plupart des eaux de la région d'étude appartiennent à la classe C4S3, la classification C4S3 (selon le système USDA ou Richards, 1954) indique une eau d'irrigation à haute salinité (C4) et risque élevé de sodisation (S3).

Les eaux de classe C4S3 sont médiocres mais utilisables sous conditions strictes : Cultures tolérantes + drainage efficace + gestion active de la salinité. Elles sont Inadaptées à une agriculture intensive ou fragile sans mesures correctives.

Une étude pédologique complémentaire est essentielle pour affiner les recommandations.

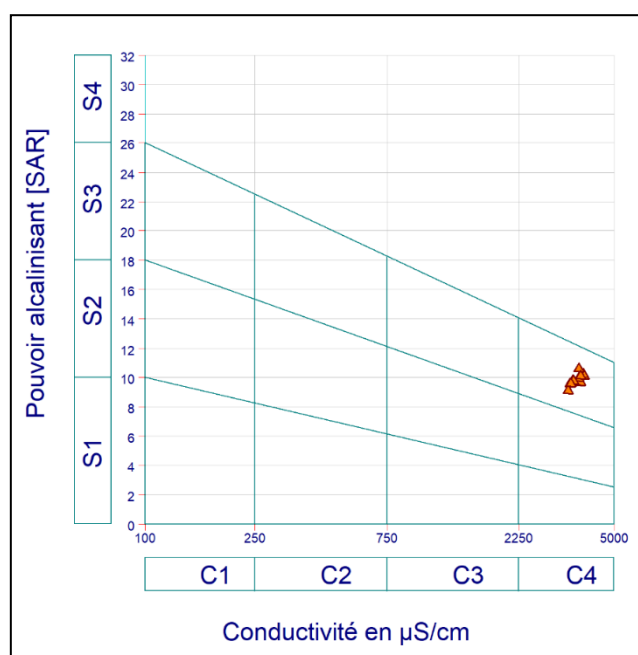


Figure IV.18 : Diagramme de Riverside.

IV.6 CONCLUSION

Le relevé synchrone de température des eaux souterraines de la nappe montre que la température des eaux souterraines de cette nappe varie de 25 à 31°C. Elle est particulièrement élevée et supérieure à la normale. D'autre part la température de l'air (26 à 38°C).

La confrontation des températures des eaux souterraines et de l'air fait apparaître une absence de concordance entre ces deux variables, malgré que le niveau statique ne soit qu'à 25m de profondeur. Ceci peut être expliqué par le régime d'alimentation de la nappe, qui est fort probablement, largement dominé par des eaux profonde mésothermales à partir d'aquifère profond.

Les valeurs élevées de la température des eaux alluviales ont favorisé la dissolution des sels minéraux présents dans les alluvions ; d'où les fortes concentrations en éléments chimiques. Le résultat et la présence d'un faciès chloruré sodique.

Les indices de saturation des minéraux évaporitiques sont plus faibles que ceux des minéraux carbonatés. La calcite a un indice qui varie entre -0.22 à -0.15, suivi par celui de la dolomite qui varie de -0.43 à -0.27, alors que, le gypse enregistre des indices qui varient de -0.99 à -0.91, suivi de l'anhydrite dont l'indice varie de -1.21 à -1.13.

Ceci nous amène à penser que l'acquisition primaire de la minéralisation des eaux de la nappe alluviale trouve son origine dans des formations carbonatées.

CHAPITRE V
ETUDE PIEZOMETRIQUE

V.1 INTRODUCTION

Un suivi piézométrique a été mis en place en 2018 afin d'acquérir une plus ample connaissance de l'état piézométrique de la nappe alluviale de Oued Biskra et par conséquent, l'état quantitatif de la ressource. En outre, la mise en œuvre et l'interprétation du suivi piézométrique répond également à l'ambition de donner une meilleure connaissance sur la situation et le fonctionnement de cet aquifère. Cette initiative revêt une importance cruciale, car elle vise à fournir aux décideurs de l'Agence de l'Algérienne des Eaux des informations essentielles pour une planification efficace de la gestion de la nappe. L'objectif ultime est d'assurer la cohérence des actions menées et de garantir une utilisation durable des ressources en eau de la région.

De plus, une étude de la relation variation du niveau piézométrique en fonction des précipitations sur le bassin versant (dans les stations de Menaa et Bouzina) a été réalisée, afin de savoir s'il existe une influence de ces dernières sur le niveau piézométrique.

V.2 MOYEN ET MATERIELS DE L'ETUDE PIEZOMETRIQUE

Pour le suivi de la fluctuation du niveau piézométrique, nous avons à notre disposition le matériel du laboratoire d'Aménagement Hydrauliques et Environnement (LAHE) du département de Génie civil et d'Hydraulique, ce matériel était essentiel pour mener à bien l'étude piézométrique. Parmi les équipements mis à notre disposition :

- Sonde piézométrique pour la mesure du niveau d'eau de marque Solinst de longueur 500m (figure V.1)
- Sonde de mesure de la profondeur du forage de la même marque pouvant atteindre 500m de profondeur (figure V.2)
- Deux TD-Diver capteurs de pression et de température de marque VanEssen (figure V.3)

Grace à ces équipements, nous avons pu effectuer un suivi détaillé et précis de la fluctuation du niveau piézométrique de la nappe alluviale de oued Biskra. Ce qui a permis d'obtenir une compréhension approfondie de l'état et du fonctionnement de la nappe.



Figure V.1 : Sonde de niveau d'eau



Figure V.2 : Sonde de mesure de la profondeur du forage

V.1.1 Le data logger « TD Diver »

Le data logger « **TD Diver** » de la marque VanEssen est une sonde de mesure sophistiquée spécifiquement conçue pour des mesures précises de la pression et de la température dans les milieux aquatiques. Il est fabriqué en acier inoxydable avec un diamètre de 22 mm et possède un boîtier totalement étanche. La programmation du Diver est totalement effectuée par l'utilisateur en fonction de ses besoins, en spécifiant également l'intervalle de mesure désiré, que ce soit en secondes, minutes, heures ou jours.

Cette sonde est extrêmement utile pour la surveillance des niveaux piézométriques. Les mesures sont ensuite encodées dans la mémoire interne du Diver. Dans ce qui suit, nous allons présenter une description détaillée de ses composants et de leur fonctionnement :

- **Enregistreur de pression :** Au cœur du Diver se trouve un enregistreur spécialement conçu pour mesurer la pression. Lorsque le Diver est immergé dans l'eau, il mesure la pression de l'eau au-dessus de lui. En revanche, lorsque le Diver n'est pas immergé, il fonctionne comme un baromètre, enregistrant la pression atmosphérique.
- **Détecteur de température :** En plus de mesurer la pression de l'eau, le Diver est également équipé d'un détecteur de température. Ce capteur enregistre la température de l'eau environnante en degrés Celsius ou Fahrenheit.
- **Batterie intégrée :** Il comporte également une source d'alimentation intégrée pour alimenter l'électronique, qui permet de prendre des mesures programmées par l'utilisateur et les enregistrées.

- **Mémoire interne :** Le TD Diver est capable de stocker jusqu'à un maximum de 72 000 mesures, comprenant la date/heure, la pression et la température. Ces données sont enregistrées dans sa mémoire interne, qui peut être configurée en deux modes : une mémoire de longueur fixe ou une mémoire continue.

La communication entre Diver et ordinateur portable/équipement de terrain est basée sur la communication optique.



Figure V.3 : Le data logger DIVER

Une fois la collecte des données sur le terrain terminée, il est possible de les transférer vers un ordinateur à l'aide d'une unité de lecture compatible (figure V.4). L'ordinateur doit également être équipé d'un logiciel spécifique « Diver-Office ».



Figure V.4 : Le TD Diver et son unité de lecture.

V.2.1 Mesure des niveaux d'eau

Les TD Divers ont été spécifiquement utilisés pour déterminer la hauteur de la colonne d'eau en se basant sur la mesure de la pression de l'eau grâce à un enregistreur de pression intégré. Lorsque le Diver est immergé, la pression de l'eau y est ajoutée : plus la colonne d'eau est haute, plus la pression mesurée est élevée. La hauteur de la colonne d'eau au-dessus du Diver est déterminée à l'aide de la pression mesurée.

Il est nécessaire de tenir compte des variations de la pression atmosphérique spécifiques à chaque site. Pour mesurer ces variations, il est possible d'installer un Baro-Diver dédié ou bien utiliser le TD Diver comme un baromètre, comme indiqué précédemment.

Les valeurs des niveaux d'eau adaptées barométriquement peuvent être liées à un point de référence, tel que le haut du piézomètre ou le niveau de la mer ou une autre valeur de référence verticale.

V.2.2 Conversion des données Diver en niveaux d'eau

Théoriquement, nous pouvons expliquer comment calculer le niveau d'eau par rapport à une référence verticale en utilisant les mesures obtenues à partir du Diver et du Baro-Diver. Le schéma ci-dessous illustre un exemple de piézomètre équipé d'un diver. Dans ce cas, notre objectif est de mesurer la hauteur du niveau d'eau (WL) par rapport à une valeur de référence verticale. Lorsque le niveau d'eau est supérieur à cette référence, il est représenté avec une valeur positive, tandis qu'il affiche une valeur négative lorsque le niveau d'eau est inférieur à la référence verticale.

Le haut du piézomètre est mesuré par rapport à la surface de référence verticale et est reporté sur la figure comme TOC. Le Diver est suspendu par un câble avec une longueur CL. Si la longueur du câble n'est pas exactement connue, celle-ci peut être calculée par une mesure manuelle.

Le Baro-Diver (ou bien le Diver) mesure la pression atmosphérique (p_{baro}) et le Diver mesure la pression de la colonne d'eau (WC) au-dessus du Diver (p_{Diver}).

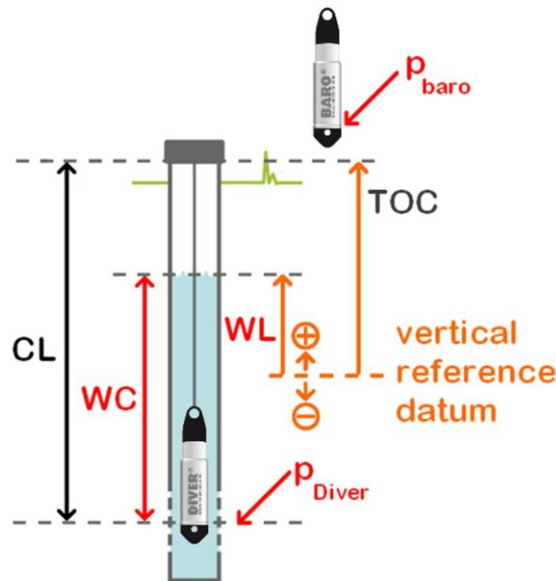


Figure V.5 : Conversion des données Diver en niveaux d'eau

La colonne d'eau (WC) en haut du Diver peut être exprimée en :

$$WC = 9806,65 \frac{P_{Diver} - P_{Baro}}{\rho \cdot g} \quad (1)$$

Dans lequel P est la pression en cmH₂ est g est la gravité (9.81 m/s²) et ρ est la densité de l'eau (1.000 kg/m³).

Le niveau (WL) par rapport à la valeur de référence verticale peut être écrit de la manière suivante :

$$WL = TOC - CL + WC \quad (2)$$

V.2.3 Mesure de la température

La température est mesurée grâce à un détecteur semi-conducteur. Ce détecteur ne mesure pas uniquement la température, mais utilise la valeur de la température en même temps pour compenser le capteur de pression et l'électronique pour les effets de températures.

V.2.4 Installation, configuration et programmation du TD Diver

Sur le terrain, le TD Diver est placé à l'intérieur du piézomètre, tandis que le Baro-Diver (ou un autre TD Diver) est placé en surface pour enregistrer la pression atmosphérique. Les données de pression atmosphérique ainsi recueillies sont essentielles pour compenser les mesures de

pression enregistrées par le TD Diver, permettant ainsi de prendre en compte les fluctuations de la hauteur de la colonne d'eau.

Avant d'utiliser un Diver, il est nécessaire de le programmer, cela peut être réalisé à l'aide du logiciel Diver-Office, qui permet de programmer, démarrer, arrêter, et lire les données enregistrées par les Divers (figure V.6).

La première étape consiste à lire les paramètres du Diver, en commençant par placer le Diver dans l'unité de lecture USB ou en le connectant au câble d'interface PC. Il faut s'assurer que l'unité de lecture, Diver et l'ordinateur sont correctement connectés.

Dans la barre d'outils Diver-Office, il suffit de cliquer sur le bouton "Diver" pour ouvrir la boîte de dialogue Diver dans laquelle les paramètres et l'état du Diver sont affichés.

Il est essentiel de vérifier que l'unité de lecture USB ou le câble d'interface PC sont connectés avant de lancer Diver Office.

Une fois les paramètres essentiels définis, tels que les méthodes d'échantillonnage nécessaires, les intervalles d'échantillonnage appropriés, et le nom du point de mesure, le TD Diver sera programmé.

Les variations de pression atmosphérique et de pression d'eau et le point de référence sont compensés en utilisant le logiciel Diver-Office, ce qui permet d'obtenir la variation du niveau d'eau.

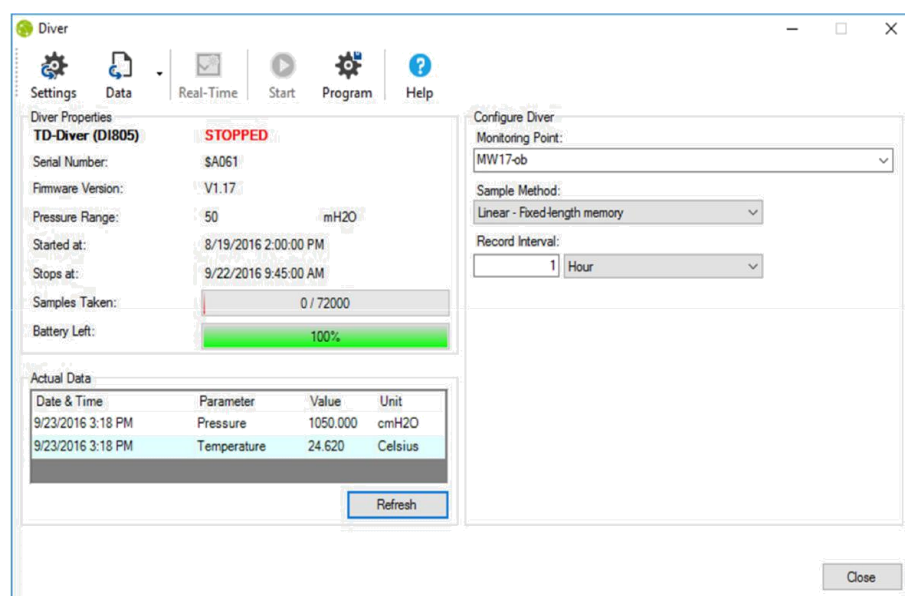


Figure V.6 : Interface de logiciel Drive-Office avant l'acquisition des données

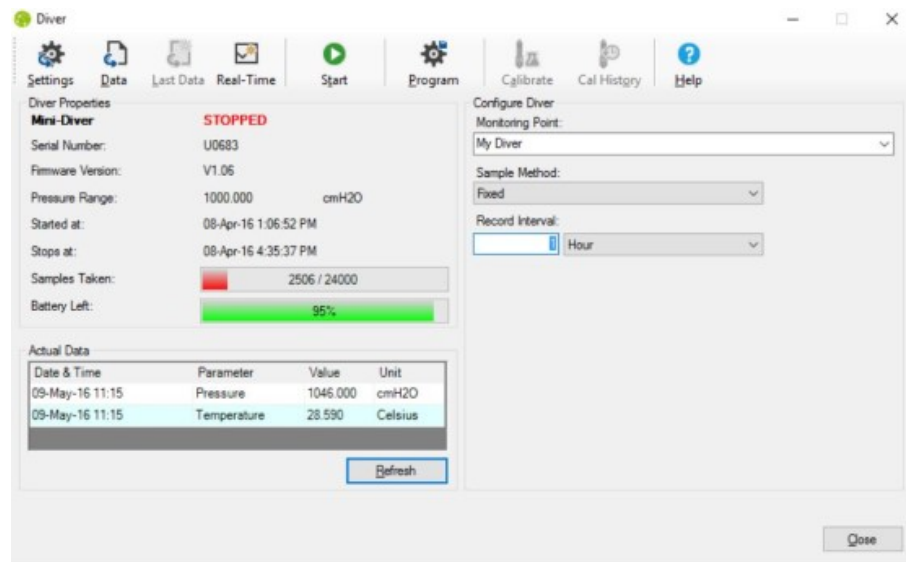


Figure V.7 : Interface de logiciel Drive-Office après l'acquisition des données

V.3 CHOIX DES FORAGES

Dans le cadre de notre étude et pour l'observation des fluctuations du niveau piézométrique dans le champ de captage d'oued Biskra, et pour des soucis de sécurité, notre choix s'est porté sur deux forages ; le premier forage est le **B1** et le second forage est le **F3**. Malheureusement, après avoir descendu le diver dans le forage F3, les turbines de la pompe immergée l'ont aspiré provoquant ainsi son coincement. Il a fallu attendre trois jours pour que les services de l'algérienne des eaux (ADE) interviennent pour arrêter la pompe, faire sortir la pompe et récupérer le diver. Cet incident nous a contraint de chercher un autre forage, pour se faire notre choix s'est porté sur le Sif4, ce dernier n'est pas en exploitation et déséquipé.

Le choix de ces deux forages a été pris pour les raisons suivantes :

- La sécurité qui est assurée par les agents de l'ADE.
- L'emplacement de ces deux forages dans le champ de captages d'oued Biskra.
- Les forages sont à l'intérieur des abris qui sont bien fermés.
- Le diamètre du forage B1 (DN 1,20 m) nous permet de mettre le Diver en toute sécurité,
- Le forage SIF4 est déséquipé.
- L'éloignement du SIF4 par rapport au B1, avec une distance de près de 1 Km.

V.3.1 Données sur les deux forages

Le forage **B1** a été réalisé en 1954 avec une profondeur initiale de 41 m (actuellement elle est de 37,10 m à cause de la décantation) et un diamètre de 1,20 m. Cet ouvrage est équipé de deux pompes immergées. Le débit exploité initialement était de 130 l/s, actuellement il est d'environ 46 l/s.

Le forage SIF 4, d'un diamètre de 350 mm, a été réalisé en 1970, d'une profondeur initiale de 37 m, celle-ci est passée actuellement à 30,40 m. Le forage est à l'arrêt et déséquipé, le débit exploité initialement était de 30 l/s.

Tableau V.1 : Caractéristique du forage B1 et forage SIF4

Nom de Forage	Lieu	Débit Exploité (l/s)		Prof (m)		NS (m)	ND (m)	Année de réalisation	Cordonnées	Etat du Forage
		Initial	Actuel	Initial	Actuel					
B 01	Oued Biskra	130	46	41	37,10	25	30,20	1954	Longitude 05° 44' 06.70" Latitude 34° 52' 49.80"	En service
SIF 4	Oued Biskra	30	/	37	30,40	24,37	/	1970	Longitude 05° 44' 32.80'' Latitude 34° 53' 10,40''	A l'arrêt

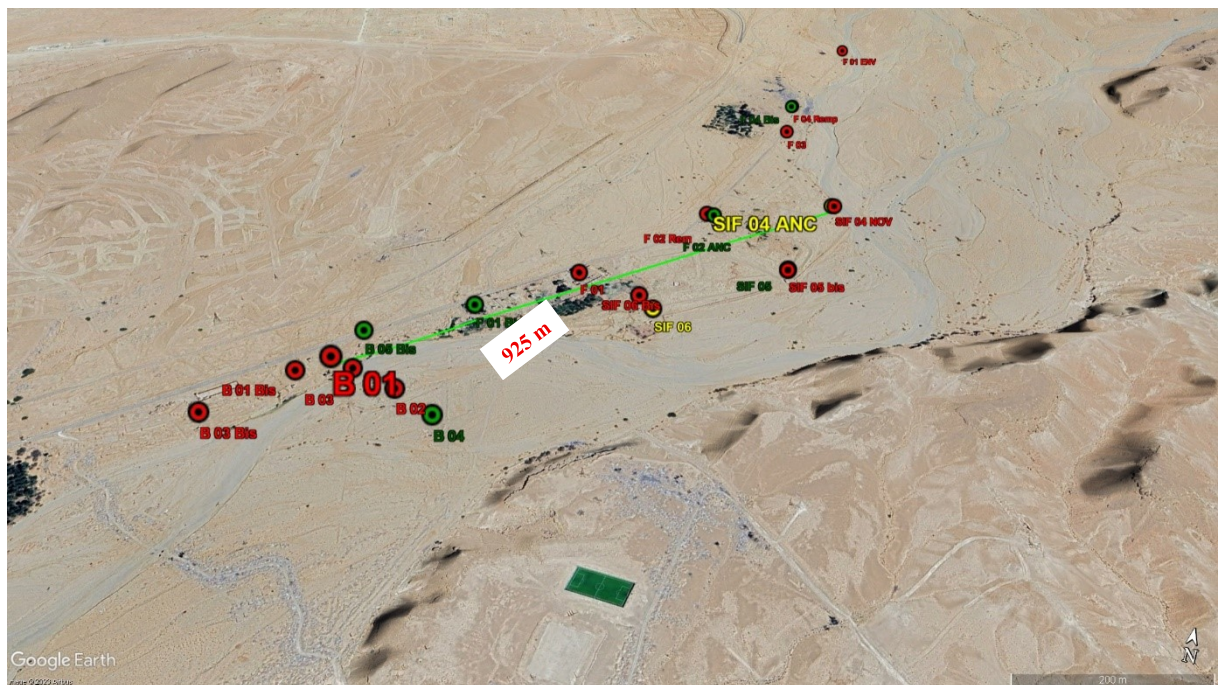


Figure V.8 : Position des deux forages B 1 et SIF 4

V.3.2 Période de mesure

Pour le forage B1, la période de mesure a été fixée du 22 mai à 13 heure, au 27 juin 2018 à 15 heures, avec un pas de temps de mesure d'une heure afin d'obtenir des données détaillées qui nous permettrons d'analyser les tendances à différentes échelles de temps.

Quant au forage SIF4, nous avons prolongé la période de mesure jusqu'au 12 novembre à 12 heures. Cela a été fait dans le but d'obtenir un ensemble de données plus étendu.

Les TD Divers ont été placées, respectivement pour le B1 et le SIF4, à 32 m et 29 m à partir de la tête du forage.



Figure V.9 : Mise en place des Diver

V.3.3 Traitement des données

Les données de la variation de la pression ($P_{atm} + P_{hauteur\ d'eau}$) et de la température de l'eau souterraine que nous avons obtenue à partir les TD Diver installés dans les forages (B1 et SIF4), ont été transférées à l'aide du logiciel Diver-Office. Ce transfert des mesures a donné les graphiques des figures V.10 et V.11.

Sur celles-ci figurent les variations de la pression ($P_{atm} + P_{hauteur\ d'eau}$) et de la température de l'eau souterraine. L'anomalie observée qui apparait sur le graphe est due à l'intervention des agents de l'ADE sur le forage B1, ce qui nous a obligé à remonter le diver jusqu'à la fin des travaux.

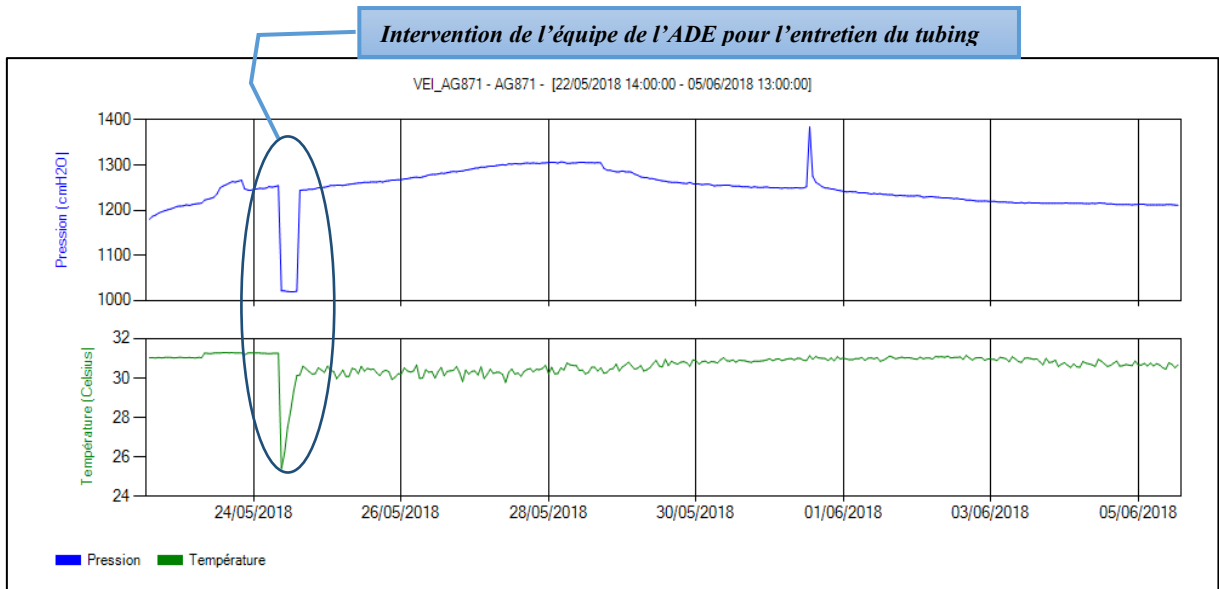


Figure V.10 : Variation de la pression et de la température au B1

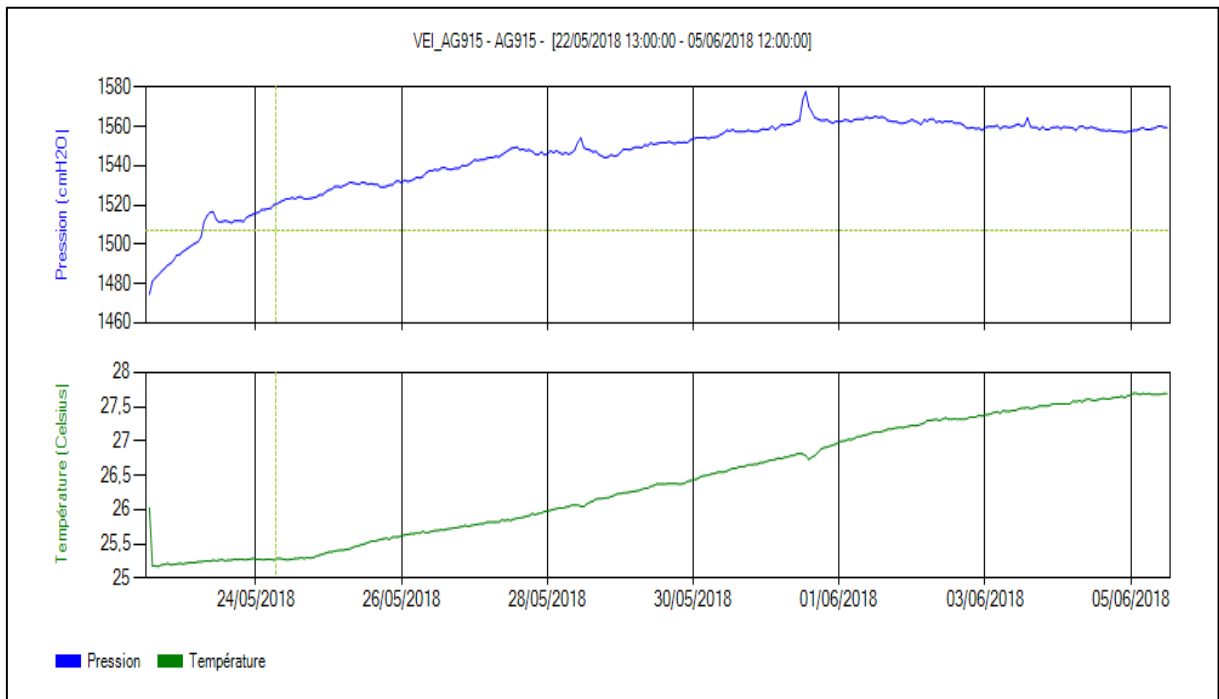


Figure V.11 : Variation de la pression et de la température au SIF4

La première étape de traitement est la compensation des valeurs des pressions sur les divers. Cette opération revient à soustraire les valeurs de la pression atmosphérique aux valeurs brutes du Diver, de telle façon qu'il ne reste que la pression hydrostatique.

Cette étape a donné les schémas des figures V.12 et V.13 dans lesquelles on retrouve la variation du niveau d'eau par rapport à la tête du forage (pression compensée).

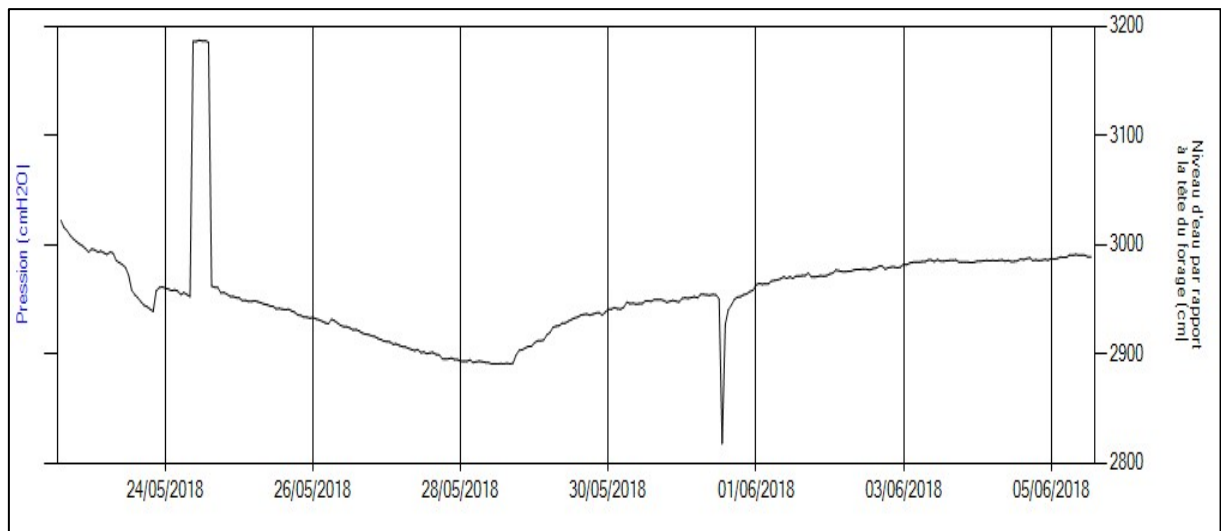


Figure V.12 : Variation du niveau d'eau par rapport à la tête du forage B1

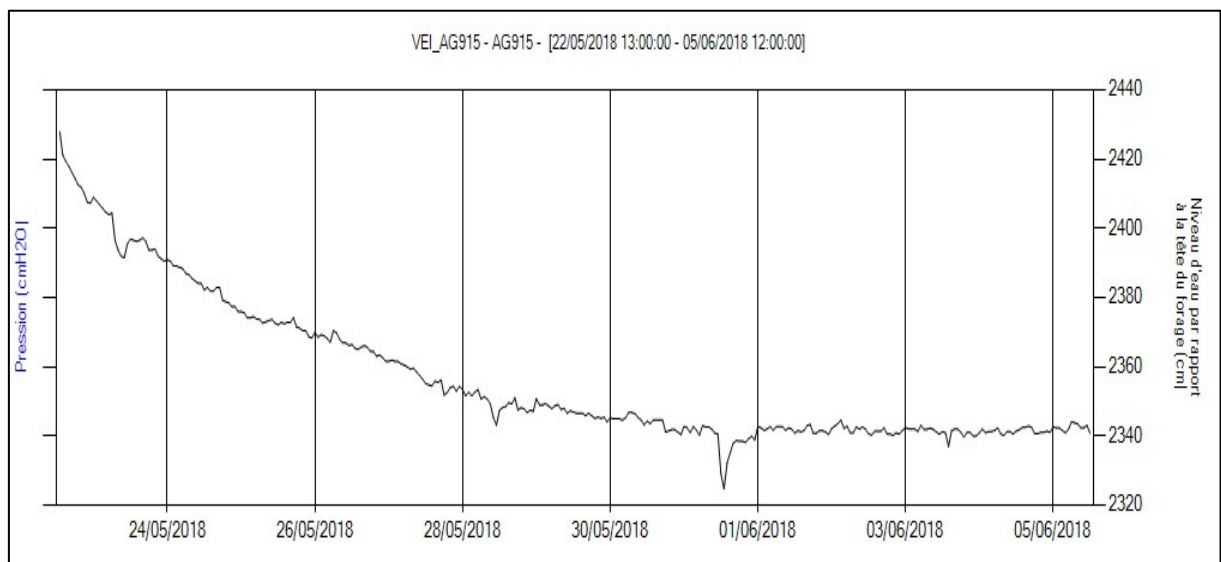


Figure V.13 : Variation du niveau d'eau par rapport à la tête du forage SIF4

Pour que les graphiques soient plus explicites, nous avons remplacé la variation de la profondeur du niveau d'eau à partir de la tête du forage par la variation de la hauteur de l'eau, celle-ci correspond le mieux à la fluctuation de la nappe. Cette transformation a abouti à la figure V.14.

Nous pouvons de prime abord constater une différence dans l'évolution des niveaux d'eau entre les deux forages. Ce qui est remarquable c'est que le niveau d'eau dans le B1 a augmenté de 1,30 m alors que dans le SIF4 il n'est que de 0,95 m, malgré que la distance qui les sépare n'est que de 925 m. Ce phénomène est dû, fort probablement, au fait que la zone du B1 possède une

perméabilité beaucoup plus importante que la zone du SIF4 et que le B1 soit proche de la zone d'alimentation. En plus, l'augmentation du B1 s'effectue alors que le pompage est en marche (avec un débit de 46 l/s).

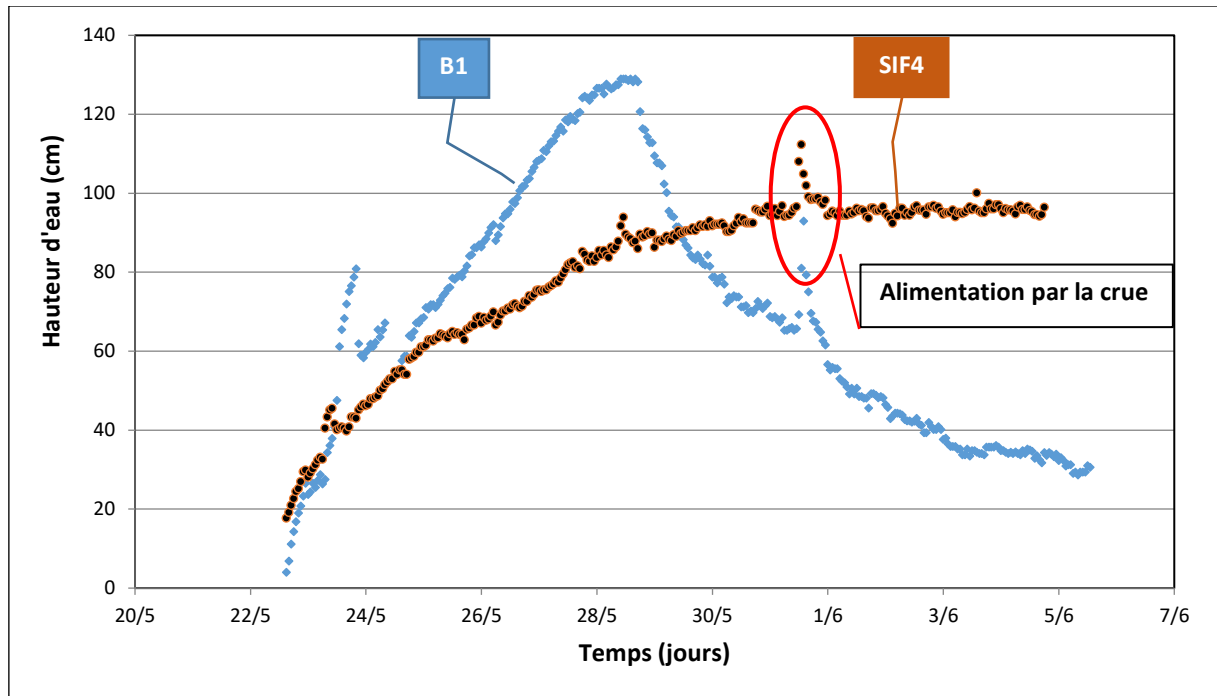


Figure V.14 : Fluctuation de la nappe au forage B1 et SIF4 (du 22 mai au 5 juin 2018).

Le 28 mai à 11h le B1 entame la décrue, signalant ainsi que le débit extrait (sortant) est devenu supérieur au débit entrant (débit alimentant la nappe), alors que dans le SIF4 on observe une phase d'équilibre avec une stabilisation du niveau d'eau jusqu'à la fin de l'essai.

La vitesse de la décrue du B1 est plus importante que la crue, elle se poursuit jusqu'à la fin de l'essai. Le pompage du B1 introduit d'autres facteurs qui peuvent contribuer à la variation du niveau d'eau, comme l'arrêt ou le redémarrage de la pompe, la diminution ou l'augmentation du débit de pompage (présence de deux pompes dans le forage), ...

La deuxième chose importante qu'il faut signaler, et l'apparition d'une augmentation du niveau d'eau dans les deux forages le 31 mai à 9h, suivi après quelques heures d'une décrue. Le temps de cet épisode est de 40 heures. Il s'agit là d'une phase d'alimentation de la nappe alluviale par la crue de l'oued pendant cette période (figure V.15).

Cette séquence est, à notre avis, une preuve que la part de Oued Biskra dans l'alimentation de la nappe alluviale pendant les périodes de crue est très minime et que l'alimentation de l'aquifère alluvionnaire doit se faire par ascendance à partir des aquifères profonds.



Figure V.15 : Crue de l'oued Biskra.

V.4 PLUVIOMETRIE ET VARIATION PIEZOMETRIQUE

Dans le cadre de notre étude et en se basant sur les hypothèses concernant l'origine des eaux de la nappe, nous avons effectué une analyse comparative des relevés synchrones du niveau piézométrique avec les données de hauteur pluviométrique enregistrées, ces données proviennent de plusieurs sources, y compris la station météorologique de Biskra ainsi que les stations situées à l'amont du bassin versant : la station de Bouzina et la station de Menaa. Cette étude comparative revêt une importance cruciale, car elle nous permet de mieux comprendre s'il existe des relations entre les fluctuations des niveaux piézométrique de la nappe et les précipitations enregistrées dans la région.

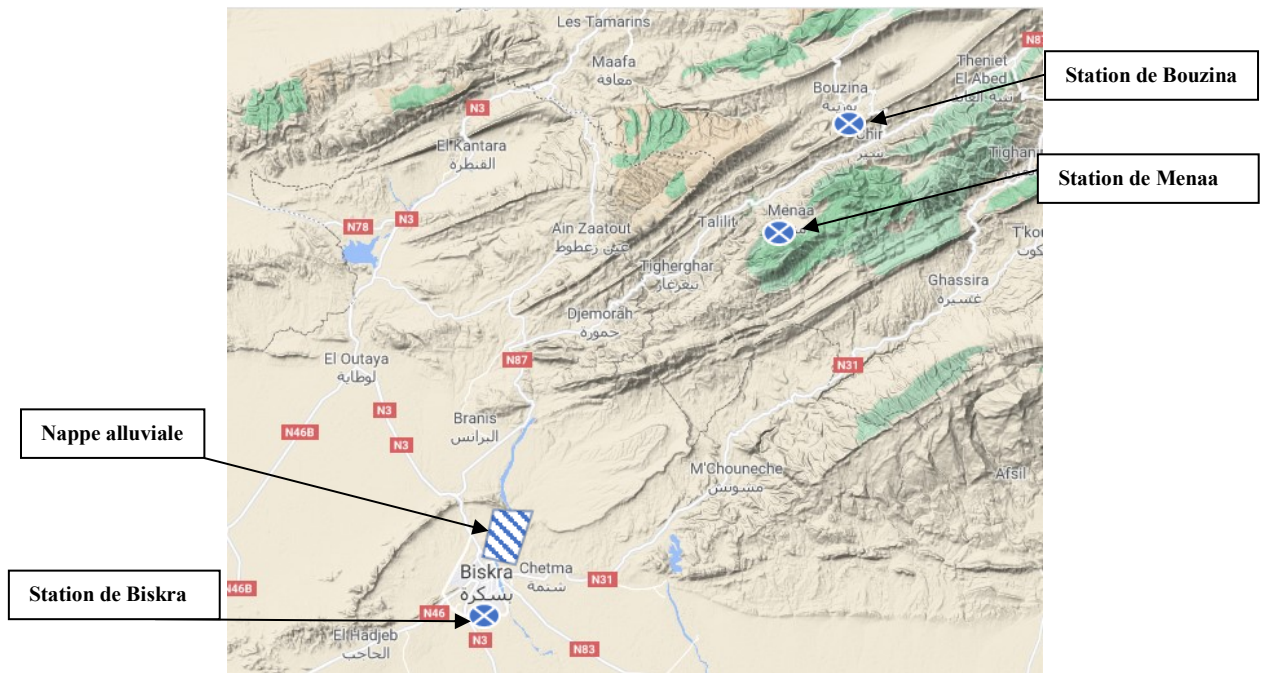


Figure V.16 : Situation géographique des trois stations pluviométriques

D'une manière générale, l'enregistrement continu du niveau piézométrique de la nappe dans le forage SIF4, durant cette période a une tendance dominante à la baisse, avec la présence de quelques pics.

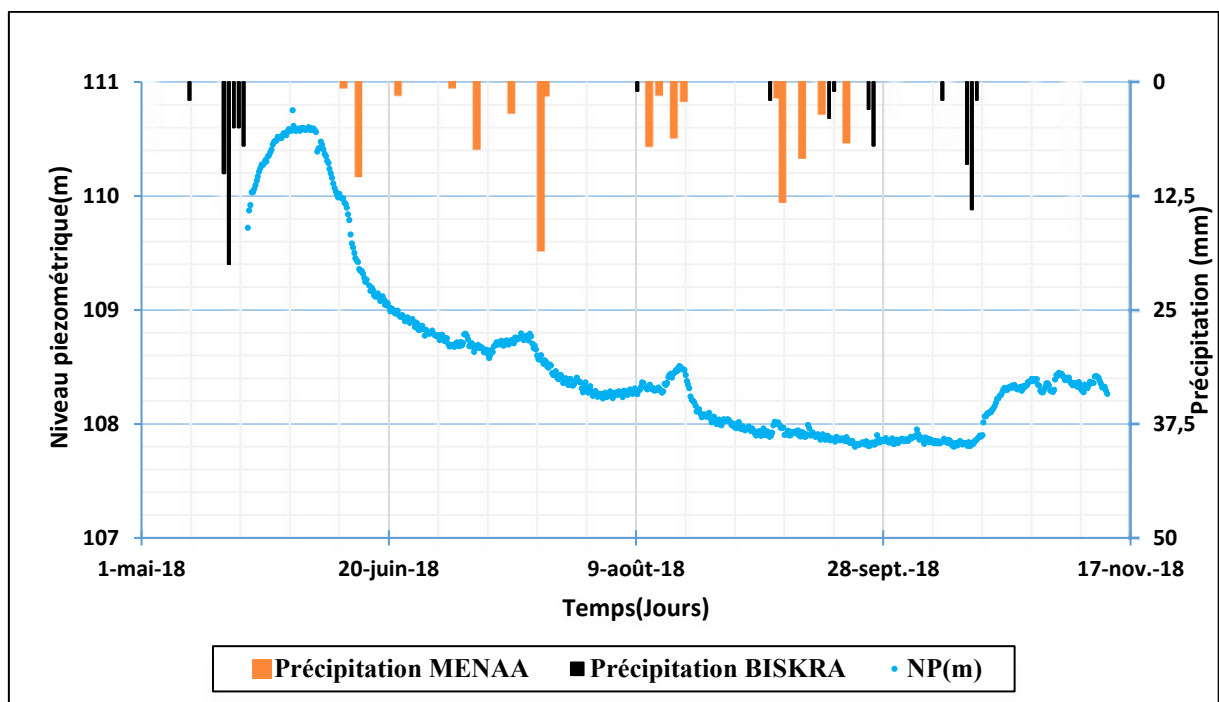


Figure V.17 : Evolution du niveau piézométrique dans le forage SIF4 en corrélation avec les précipitations dans les régions de Biskra et Menaa.

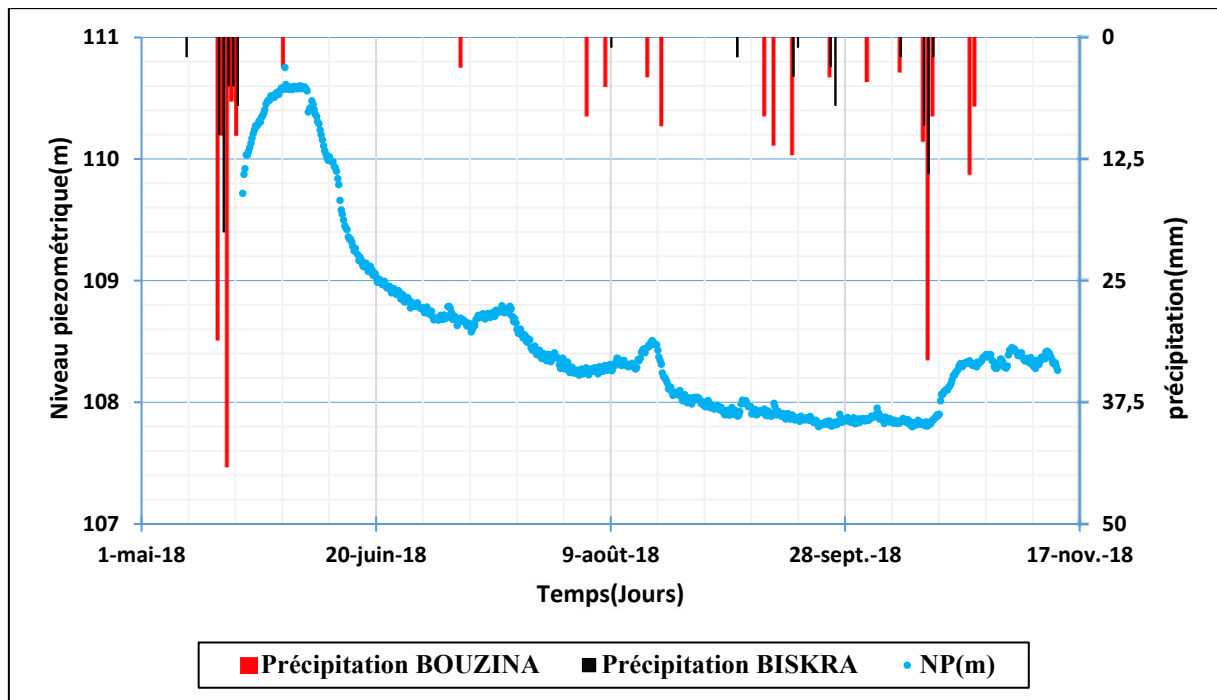


Figure V.18 : Evolution du niveau piézométrique dans le forage SIF4 en corrélation avec les précipitations dans les régions de Biskra et Bouzina.

L'analyse précise des graphes des figures V.17 et V.18 montrent clairement que les précipitations de la région de Biskra et de Menaâ n'ont pas d'influence visible et nette sur la variation du niveau piézométrique puisqu'il y a absence de réponse immédiate du niveau.

Du 22 au 28 mai, nous avons observé une augmentation du niveau piézométrique de 0,95 m, principalement due à des épisodes pluvieux assez importants, avec des précipitations atteignant 100 mm, enregistrés en amont du bassin versant à la station de Bouzina. Il est également important de noter que le niveau piézométrique réagit tardivement à ces précipitations, autrement dit une réponse retardée.

Le niveau piézométrique de la nappe, au niveau du forage SIF4, entame à partir du 6 juin une diminution progressive au rythme léger, on pourrait expliquer cette diminution par l'augmentation des prélèvements ou l'exploitation continue avec un débit de 10 l/s dans le forage SIF4 R (remplacement) vu l'augmentation de la demande en eau pendant cette période. Ceci indique que le flux extrait par pompage est devenu supérieure au flux entrant (débit alimentant la nappe).

Pendant l'été, la région de Biskra et de Bouzina a enregistré des précipitations très faibles à rare, ne dépassant pas les 9 mm. Ces précipitations ne sont pas suffisantes pour une recharge efficace de la nappe, compte tenu de l'exploitation continue des eaux souterraines pendant cette

période. Cela nous permet de dire que la recharge de la nappe ne se fait pas seulement par les eaux de surface, et que la recharge par ces eaux est très minime.

La reprise de l'augmentation du niveau piézométrique a été noté le 16 octobre, qui correspond à des apports pluviométriques enregistré à l'amont (Bouzina) et à la région de Biskra, et en plus cette augmentation de 0.45 m s'est effectuée suite au passage d'une crue dans l'oued.

Cette augmentation est très importante, elle pourrait traduire une recharge de la nappe avec un débit assez grand et pourrait également signifier que l'infiltration des eaux durant cette crue a été répartie le long du réservoir.

V.5 CONCLUSION

La nappe alluviale de oued Biskra a une grande importance pour la ville de Biskra, puisqu'elle alimente une bonne partie de la ville en eau potable et nous considérons que le suivi piézométrique de la nappe alluviale doit revêtir un caractère stratégique à l'échelle de la ville.

Nous avons voulu, à travers cette étude, approcher au mieux les caractéristiques hydrodynamiques de cette nappe à travers le suivi de la variation du niveau piézométrique.

Les principaux objectifs à l'origine de ce suivi étaient les suivants :

- Acquérir une meilleure connaissance du fonctionnement de l'aquifère par des enregistrements continus des niveaux,
- Suivre l'évolution sur une durée de plus d'un mois du niveau en différents points du cours de la nappe alluviale,

L'équipement des forages B1 et SIF4 d'enregistreurs numériques de niveau d'eau, nous a été d'un grand secours quant à l'obtention d'une série de mesure heure par heure.

Les résultats ont complètement dépassé nos espérances, puisqu'ils ont mis en évidence plusieurs phénomènes hydrogéologiques, à savoir :

- Une augmentation du niveau de la nappe de 1 mètre, attestant une alimentation de l'aquifère après la période pluvieuse qu'a connu la région.
- Cette augmentation s'est faite d'une façon différente d'une zone à une autre de la nappe.
- Une alimentation de la nappe par des eaux chaudes avec des températures de 31°C.

- Une infiltration des eaux de crues quoique très inférieure à l'alimentation par les eaux profondes appartenant à des aquifères profonds.

Au vu des chroniques enregistrées, il ne semble pas y avoir de tendance générale de baisse du niveau de la nappe. Les niveaux enregistrés semblent relativement stables, malgré une exploitation continue.

Même au cours des dernières années, qui ont généralement été marquées par des déficits pluviométrique, le niveau de la nappe semble ne pas avoir connu de baisse significative.

CHAPITRE VI
PROSPECTION GEOPHYSIQUE DE LA NAPPE
ALLUVIONNAIRE

VI.1 INTRODUCTION

Comme nous l'avons évoqué précédemment (chapitre 01), la méthode de sondage électrique verticale repose sur la mesure des résistivités apparentes du sous-sol le long d'un arrangement linéaire de quatre électrodes enfoncées dans le sol. Elle apporte des informations sur la géométrie des couches du sous-sol en fournissant des informations sur sa profondeur, son épaisseur, ainsi que sur la nature et la distribution des matériaux qui la composent. Elle permet également de détecter toutes les structures inhabituelles spécifiques telles que des failles, des poches d'argile ou de sable.

Dans le but de mieux comprendre la géométrie géologique de la nappe alluviale de l'oued Biskra et les différentes couches qui la composent, une étude géophysique par sondage électrique vertical a été réalisée, elle est essentielle pour mieux évaluer les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques de cette nappe, pour aider à obtenir une vision plus détaillée de la nappe alluviale et de mieux appréhender ses propriétés hydrogéologiques.

Cette étude a inclus la réalisation de sept (07) sondages de type SCHLUMBERGER. Les câbles de sondage utilisés avaient une longueur AB de 1200 m pour l'émission et la mesure du courant et un câble MN de 200 m a été utilisé pour mesurer le potentiel. Nous avons réussi à atteindre une profondeur d'investigation d'environ 350 mètres.

VI.2 RECOMMANDATION DE MISE EN ŒUVRE DE LA CAMPAGNE

Pour assurer des mesures précises lors de la prospection électrique, certaines recommandations doivent être prises en compte :

1. Il est préférable que les électrodes soient en métal, à la fois pour l'injection et pour la mesure.
2. Assurer un alignement précis à +/- 1 mètre par rapport à la ligne médiane. Cela garantit une position correcte des électrodes et contribue à la fiabilité des mesures.
3. S'assurer qu'il existe un bon couplage entre le sol et les électrodes. Si nécessaire pour améliorer le contact en mouillant les électrodes pour obtenir une conductivité optimale.
4. Ne prendre aucune mesure à proximité de matériaux conducteurs enfouis tels que les canalisations métalliques ou les réseaux. Dans les zones urbaines notamment, la

présence de ces éléments peut entraîner un rapport signal/bruit défavorable et altérer la qualité des mesures.

5. Préparer minutieusement la mission en utilisant des plans adaptés et des photos appropriés pour faciliter la localisation. Une préparation adéquate permet une exécution efficace des mesures et une interprétation précise des résultats.
6. S'assurer d'avoir une batterie supplémentaire pour éviter toute interruption causée par l'épuisement de la batterie principale. Une source d'alimentation de secours garantit la continuité des mesures et évite toute perte de données.

En tenant compte de ces recommandations, il est possible d'obtenir des résultats de prospection électrique fiables et précis, ce qui aide à mieux comprendre la structure géologique et les caractéristiques du sous-sol.

VI.3 STRATEGIE DE PROSPECTION

Nous avons adopté une stratégie de prospection scindée en deux étapes en raison du manque d'informations récentes sur le secteur d'étude choisi :

- La première étape vise à prospecter la partie amont et/ou les limites transversales de la nappe.
- La deuxième étape consiste à prospecter dans une zone productive d'eau souterraines, caractériser par la présence de forges importants et classée comme ayant une transmissivité moyenne à élever.

VI.3.1 Système d'acquisition

Le système électrique (Résistivimètre) utilisé pour les sondages électrique vertical est le Syscal R1 plus Switch développé par IRIS instrument. Le système comprenait également quatre (04) électrodes de 60 cm de longueur et 15 mm de diamètre pour transmettre le courant électrique au sous-sol, quatre bobines (deux bobines de fils électriques de 600 m chacune, et deux autres bobines de 100 m chacune) pour connecter le résistivimètre aux électrodes, de plus quatre marteaux pour enfoncer les électrodes dans le sol. De plus, il est également nécessaire d'avoir un appareil GPS pour repérer les profils de SEV.

Les capacités électriques du résistivimètre sont définies par deux indicateurs clés : la puissance et le courant. Le Syscal R1 plus switch à une puissance de sortie maximale de 200W indique la capacité de l'appareil à fournir une puissance électrique. Le courant de sortie maximal est 2.5A qui représente le courant électrique maximal que le résistivimètre peut fournir lors des mesures.

Les caractéristiques principales de résistivimètre Syscal R1 plus switch sont les suivantes :

- Un poids de 11kg, il est relativement léger et facile à transporter sur le terrain,
- Dimensions compactes de 31 cm de longueur, 21 cm de largeur et 31 cm de hauteur le rendent facile à manipuler et à ranger,
- Un écran LCD avec 4 lignes de 20 caractères, offrent une interface conviviale pour l'affichage des données,
- Deux (02) batteries internes de 12V/7Ah rechargeable, ce qui garantit une autonomie suffisante pour les mesures de terrain. De plus, il est la possibilité de connecter une batterie externe 12 V (telle qu'une Batteries de voiture) pour prolonger encore plus l'autonomie,
- Température de fonctionnement allant de -20°C à 70°C.Cette plage étendue de température lui permet de s'adapter à différentes conditions,
- L'intégration de la Source d'alimentation, de l'émetteur et du récepteur dans un seul boîtier,
- Mesure totalement automatique contrôlée par un microprocesseur, correction automatique de la polarisation spontanée, commutation automatique de V et I, accumulation digitale, affichage d'erreur en cas de dysfonctionnement,
- Bouton d'arrêt d'urgence,
- Affichage du niveau de bruit avant la mesure pour évaluer la qualité des données.
- Mesure et affichage des résistances de prise, du courant, de la tension, de la polarisation spontanée et de la déviation standard,
- Calcul de la résistivité apparente pour différentes configurations d'électrodes : Schlumberger et Wenner (sondage et profil), DipôleDipôle, Gradient...
- Mode multi-électrode pour utilisation avec un système de commutation automatique.
- Stockage des données en mémoire interne (44 800 points),

- Possibilité de stocker les données sur un lecteur de carte SD : capacité de 7 000 000 points de données (option),
- Transmission rapide des données vers un PC grâce à sa liaison USB ou série. Cette fonctionnalité facilite la gestion efficace des données.



Figure VI.1 : Système d'acquisition Syscal R1 plus Switch.

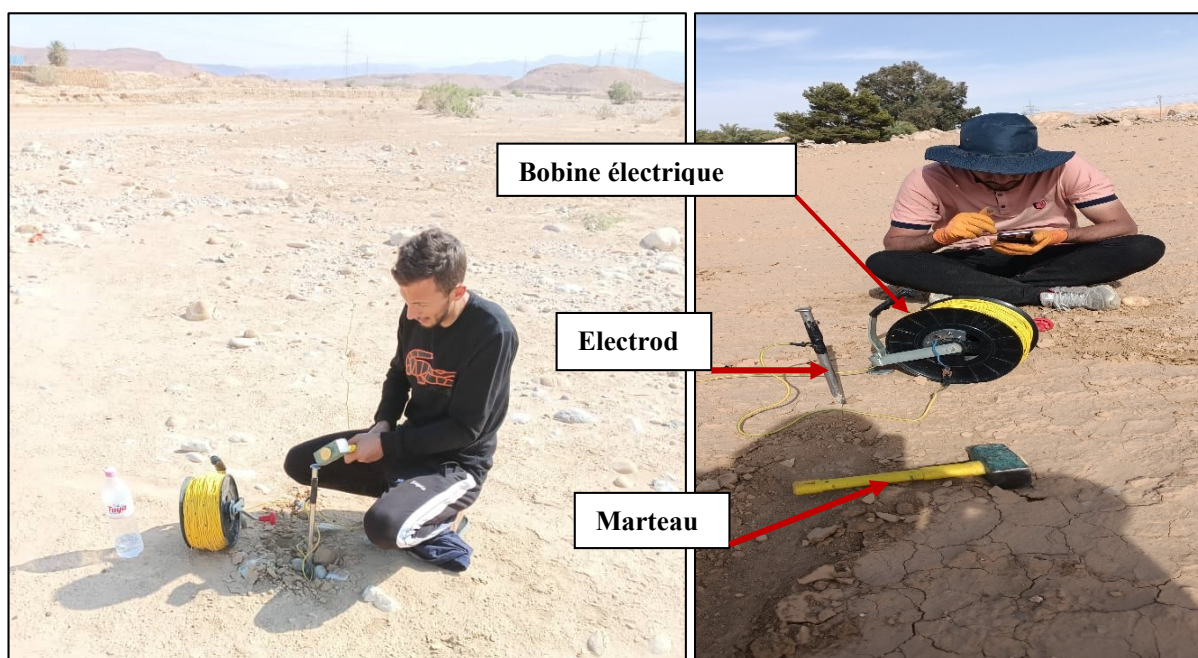


Figure VI.2 : Accessoires du Système d'acquisition Syscal R1 plus Switch.

VI.3.2 Mises en œuvre et déroulement de la campagne

Pour mener à bien cette étude, Sept (07) sondages électriques verticaux (SEV) ont été réalisés, à savoir SEV1, SEV2, SEV3, SEV4, SEV5, SEV6 et SEV7. La longueur du câble AB utilisé varie en fonction de chaque sondage, allant de 640 m pour le SEV1 à 1200 m pour le SEV5. Les coordonnées géographiques ainsi que la répartition de la longueur des lignes AB et MN pour chaque sondage sont présentées de manière détaillée dans le tableau.1. Le dispositif ou bien la configuration des électrodes utilisée pour les cinq sondages est de Schlumberger, qui implique des espacements variables entre les électrodes AB et MN.

Afin de résoudre le problème parfois rencontré sur le terrain de mauvais contact entre les électrodes et le sol, nous arrosions les électrodes avec de l'eau saturée en NaCl et ajoutons une boue argileuse, de type bentonite, autour des électrodes. L'avantage de cette boue d'argile est qu'elle empêche l'évaporation excessive de l'eau.



Figure VI.3 : Mises en œuvre et déroulement de la campagne

Tableau VI.1 : Cordonnées et caractéristiques des sondages électriques verticaux effectués.

Sondage électrique vertical (SEV)	Cordonnées (X, Y)	Altitude (Z)(m)	AB (m)	MN (m)	Dispositive
SEV1	5°44' 33.30"E 34°53' 39.50"N	149	640	200	Schlumberger
SEV2	5°44' 53.30"E 34°53' 38.00"N	151	840	200	Schlumberger
SEV3	5°44' 22.50"E 34°53' 38.70"N	155	1000	200	Schlumberger
SEV4	5°44' 36.30"E 34°53' 09.50"N	141	1200	200	Schlumberger
SEV5	5°44' 13.20"E 34°52' 53.30"N	137	1200	200	Schlumberger
SEV6	5° 44' 6.38"E 34° 52' 49.77"N	175	1000	200	Schlumberger
SEV7	5° 44' 7.19"E 34° 52' 49.2"N	166	1000	200	Schlumberger

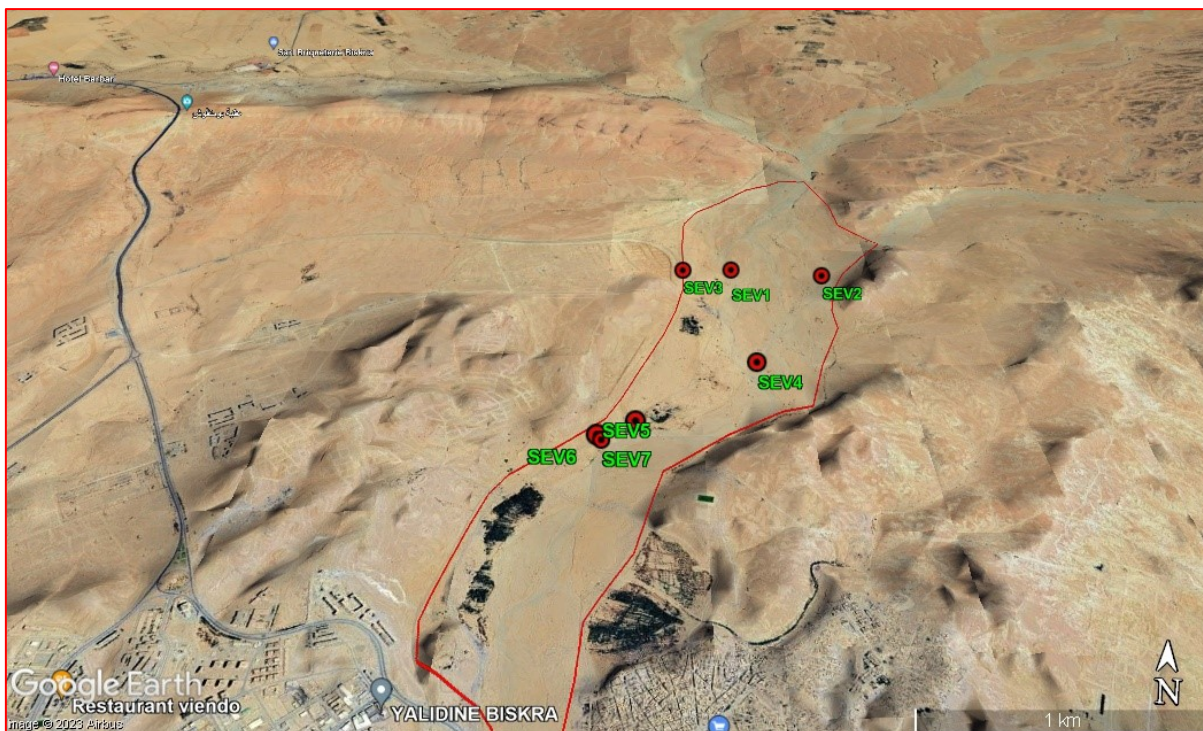


Figure VI.4 : Positionnement des sondages électriques verticaux.

L'ensemble des sondages réalisés ont fourni une série de données représentant les valeurs de résistivité apparente. Ces valeurs sont ensuite représentées sur un graphique bilogarithmique, où la résistivité apparente ρ_a est fonction de l'espacement $AB/2$ ($\rho_a = f(AB/2)$) (figure.VI.5). Les courbes bi-logarithmiques obtenues mettent en évidence l'absence d'homogénéité des terrains. Chaque courbe présente des variations distinctes qui reflètent l'hétérogénéité des terrains parcourus par le courant injecté lors de l'exécution de chaque SEV. Nous pouvons créer un modèle géo-électrique pour chaque SEV à partir des données des courbes bi-logarithmiques des résistivités apparentes en fonction des longueurs $AB/2$, en utilisant un logiciel d'inversion IX1D.

Avant d'entamer le processus d'inversion, il est important de réaliser une étape primordiale qui consiste à filtrer et éliminer certaines valeurs aberrantes de résistivité, celles dont la différence de potentiel mesurée est inférieure à 0,1 mV.

VI.4 RESULTATS ET DISCUSSIONS

VI.4.1 Interprétation qualitative

Les courbes générées à partir des Sondages Électriques Verticaux (SEV) effectués, qui dépeignent la résistivité ρ_a en fonction de la moitié de la ligne du courant ($AB/2$) ($\rho_a = f(AB/2)$), montrent des variations d'allures, qui montrent l'hétérogénéité du terrain entre les SEV. De surcroît, chaque courbe présente des fluctuations de forme qui illustrent l'hétérogénéité des terrains traversés par le courant injecté lors de la réalisation de chaque Sondage Électrique Vertical. Les courbes bi-logarithmiques ($\rho_a = f(AB/2)$) des Sondages Électriques Verticaux réalisées sont illustrées dans la Figure.VI.5.

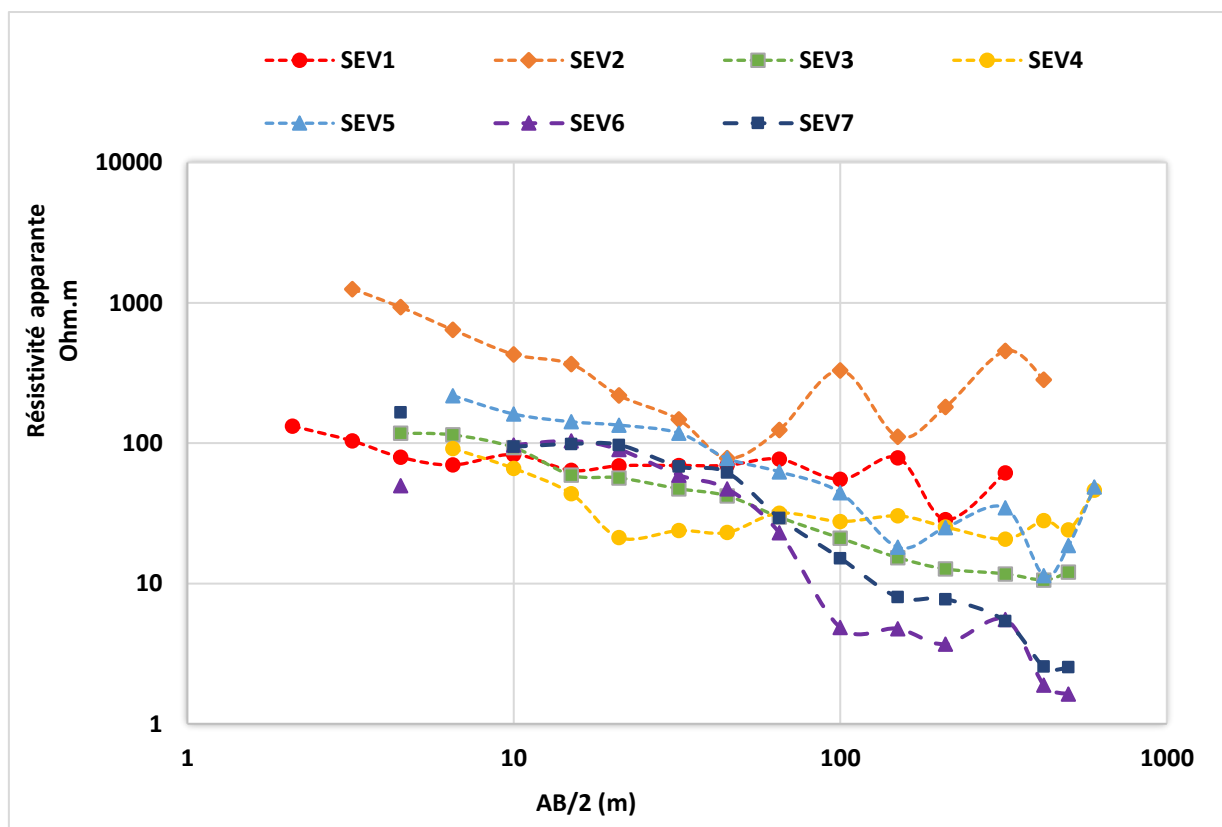


Figure VI.5 : Courbe bilogarithmique des résistivités apparentes mesurées en fonction de l'espacement $AB/2$.

VI.4.2 Interprétation quantitative

Les données obtenues à partir des sondages électriques verticaux nous offrent la possibilité de créer un modèle géo-électrique spécifique pour chaque sondage électrique vertical (SEV), en utilisant le logiciel d'inversion IX1D. le passage au logiciel IX1D nous permet de trouver les

résistivités calculées ($\approx$ vrais). Ci-dessous, nous présentons les modèles géo-électriques correspondant à chaque sondage effectué.

VI.1.1.1 Interprétation du SEV1

Le premier profil SEV1 a été placé en amont, au cœur du lit de l'oued Biskra. La longueur de profil est de 640 m ($AB = 640\text{m}$) a permis d'atteindre une profondeur d'investigation de 49 m.

L'interprétation de la courbe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV1 a révélé une succession de quatre couches (trois couches résistance séparées par une couche conductrice). Au-delà de la couverture superficielle de 1,19 m d'épaisseur et d'une résistivité de $178\ \Omega\cdot\text{m}$, qui est principalement constituée de galets et des lentilles argilo-sableuses. La deuxième couche, d'une épaisseur de 19.3 m et d'une résistivité de $159.4\ \Omega\cdot\text{m}$, reflète probablement une variation dans la composition des matériaux. Cette valeur de résistivité peut être associée à la présence d'argiles. Ensuite, une couche d'une épaisseur de 12,9 m a été identifiée, sa résistivité relativement basse, autour de $65,8\ \Omega\cdot\text{m}$, suggère une présence probable d'argiles, qui peuvent être parfois humides. La quatrième couche, d'une épaisseur de 15.6 m et d'une résistivité de $242.7\ \Omega\cdot\text{m}$, indique la présence de matériaux moins résistants, tels que des calcaires et d'argiles.

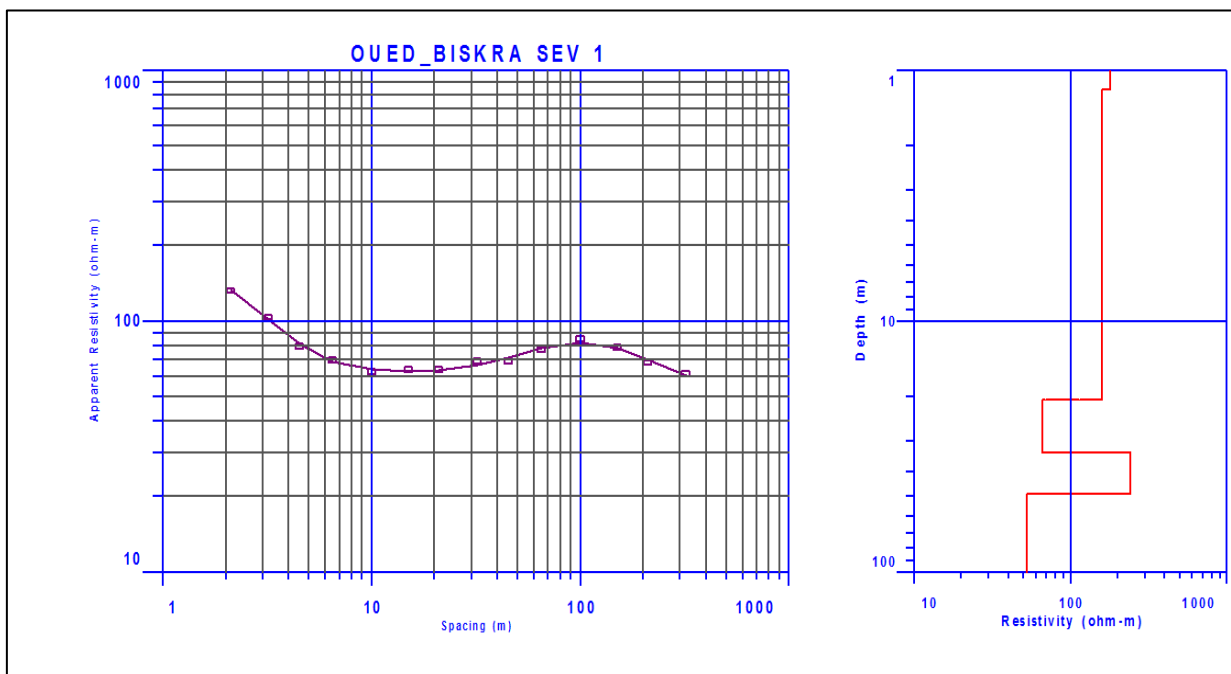


Figure VI.6 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV1 (Effectué par le logiciel IX1D).

VI.1.1.2 Interprétation du SEV2

Le deuxième profil SEV2 a été positionné sur la rive gauche du lit de l'oued Biskra, marquant la limite latérale de la nappe. Le profil s'étend sur une longueur de 840 m (AB = 840 m) et a permis d'atteindre une profondeur d'investigation de 276 m.

L'interprétation du SEV 2 a permis de mettre en évidence la succession de quatre couches, se distinguant nettement les unes des autres par leurs valeurs de résistivité. Ce qui est évident, c'est la présence d'un horizon résistance de 2106 $\Omega.m$, observé sur la partie superficielle (une couche d'une épaisseur de 1.7 m) et qui correspond aux alluvions et gros galets secs.

Ensuite, une couche d'une épaisseur de 10 m a été identifiée, présentant une résistivité relativement élevée d'environ 428 $\Omega.m$, ce qui correspond à la présence de galets et d'argile.

Une couche conductrice d'une épaisseur de 63 m (jusqu'à une profondeur de 75 m) et d'une résistivité de 52.14 $\Omega.m$ a été mise à jour, suggérant la présence d'un matériau à conductivité relativement élevée. Cette résistivité plus basse pourrait indiquer la présence des bancs de grès et de galets, alternant avec des strates de marnes gréseuses, avec un état humide à saturé. Au-dessous de cette couche, une autre couche fortement résistante, avec une résistivité de 4019 $\Omega.m$, correspond aux matériaux plus résistants, caractérisés par la présence des formations du Mio-Pliocène et du Turonien ou du Cénomaniens, notamment des formations calcaro-marneuse riche en gypse.

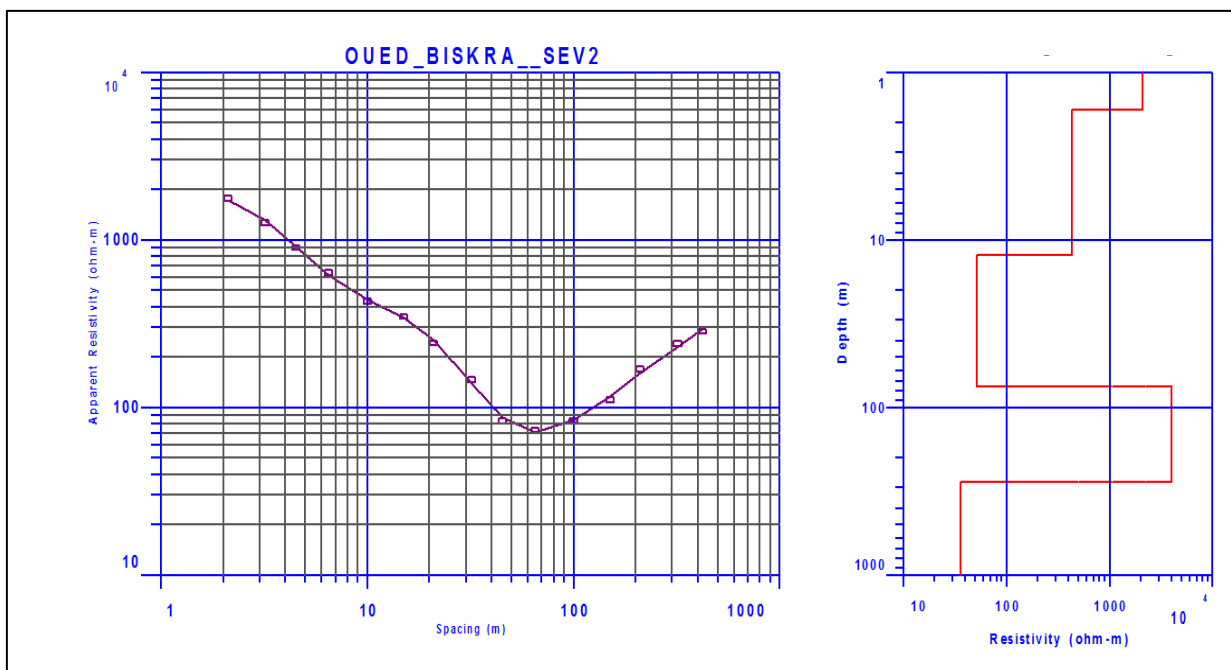


Figure VI.7 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV2 (Effectué par le logiciel *IX1D*)

VI.1.1.1 Interprétation du SEV3

Le troisième profil SEV 3 a été positionné sur la rive droite du lit de Oued Biskra. Ce profil d'une longueur de 1000 m (AB = 1000 m), a permis d'atteindre une profondeur d'investigation de 255 m.

D'une manière similaire aux résultats des sondages SEV1 et SEV2, le sondage SEV3 a mis en évidence une succession de quatre couches distinctes. La première couche, qui a une épaisseur de 0.950 m et une résistivité de 325.3 Ω .m, cette résistivité pourrait être associée à des alluvions et des galets secs. Par la suite, une deuxième couche d'une épaisseur de 5.01 m et une résistivité de 118 Ω .m, qui correspond fort probablement à des argiles sableuses humides. La troisième couche, s'étendant sur 33 m avec une résistivité de 44.67 Ω .m, semble être en adéquation avec des graviers plus ou moins argileux humides qui pourraient éventuellement être saturées en eau. Enfin, la quatrième couche s'étend jusqu'à une profondeur de plus de 255 m, et une résistivité extrêmement faible de 11.2 Ω .m, suggère la présence de couches très conductrices qui pourrait être saturés en eau à cette profondeur.

Il est évident que la rive droite de l'oued possède une zone d'alimentation importante de la nappe aquifère provenant des eaux souterraines à hautes températures situées en profondeur.

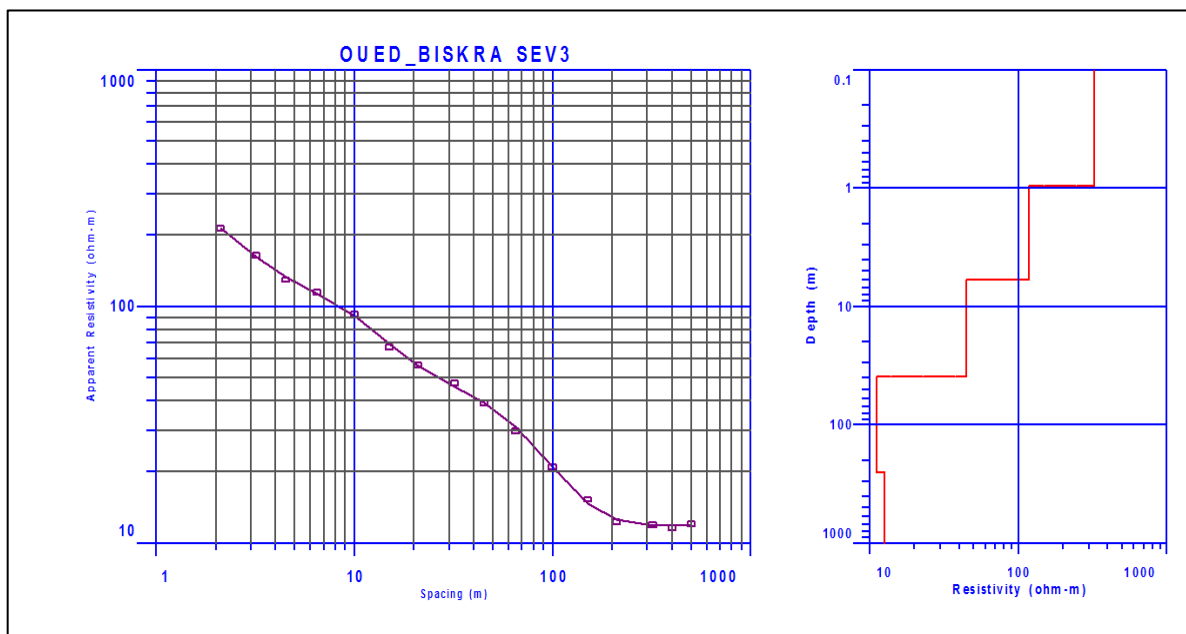


Figure VI.8 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV3 (Effectué par le logiciel *IX1D*)

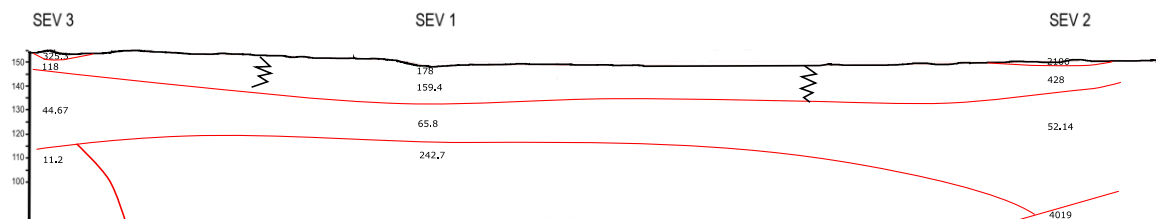


Figure VI.9 : Coupe géoélectrique transversale à l'Oued (SEV1, SEV2, SEV3)

VI.1.1.1 Interprétation du SEV4

Le profil SEV4 est positionné plus en aval que les profils SEV1, SEV2 et SEV3. Ce profil s'étend sur une longueur totale de 1200 m ($AB = 1200$ m) et a permis d'atteindre une profondeur de plus de 130 m.

Au-delà de la couverture superficielle (épaisseur de 6m) qui a une résistivité de $104.79 \Omega.m$ et qui est principalement composée de galets et de gravier, nous avons identifié la présence d'une couche fortement conductive ($5.8 \Omega.m$) d'une épaisseur de 5,5 m, qui est très probablement associée à des formations saturées. Une autre couche s'étendant sur 6.8 m et présentant une résistivité de $144.84 \Omega.m$ a été identifiée. Il semble que cette couche soit composée de galets argileux secs. Just en dessous de cette couche, il est important de noter la présence d'une zone de forte conductivité électrique, caractérisée par des résistivités variant de 10.65 à $59.19 \Omega.m$. Cette zone s'étend de 51 m à 130 m de profondeur et se compose de trois couches distinctes. Cette forte conductivité peut être liée à la saturation en eau des formations géologiques.

Il est clair que nous sommes en présence d'une zone à forte conductivité électrique par rapport à la zone en amont, ce qui suggère la présence d'eaux provenant des couches profondes.

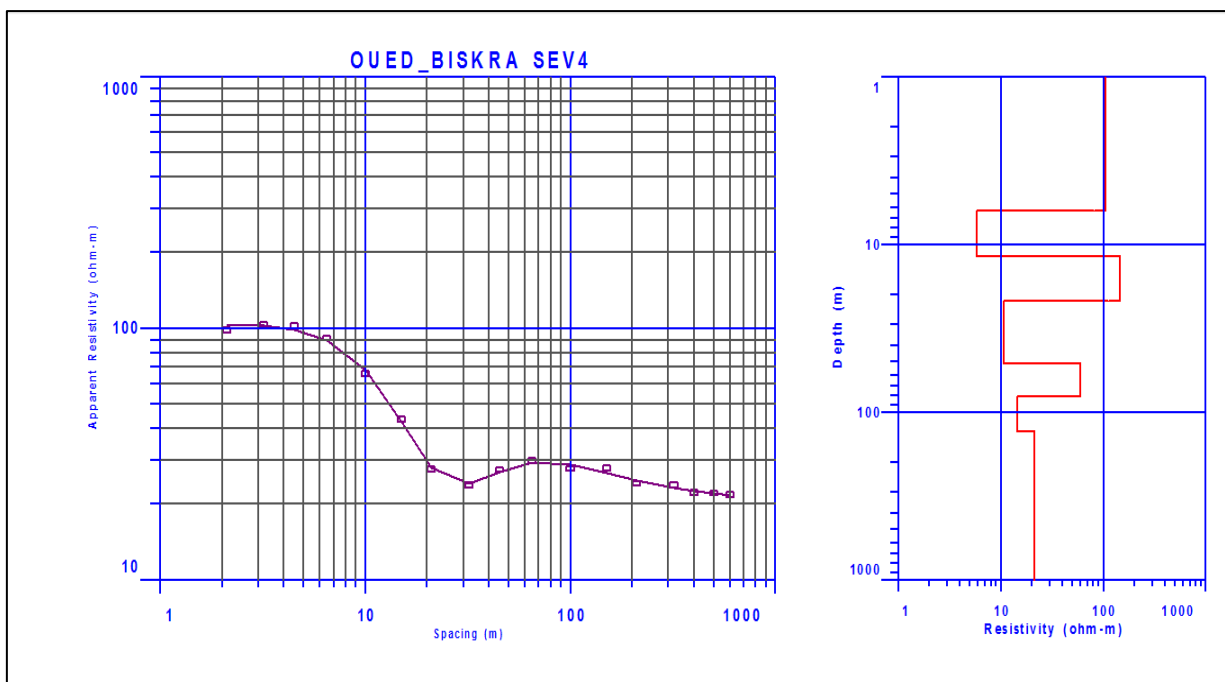


Figure VI.10 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV4 (Effectué par le logiciel *IX1D*)

VI.1.1.1 Interprétation du SEV5

Le profil SEV5 est situé plus en aval. Le profil a une longueur totale de 1200 m (AB = 1200 m) et une profondeur dépassant plus de 354,73 m.

La courbe du sondage, montre clairement la présence de cinq couches distinctes. Une couche superficielle résistante de 1.6 m d'épaisseur et de 955.9 $\Omega.m$ principalement composée de galets secs et d'alluvionnaires, avec une proportion importante de galets secs. Par la suite, une couche moins résistante que la première, d'une épaisseur de 22 m et d'une résistivité de 143,2 $\Omega.m$, qui pourrait être composée d'argiles et de galets. Au-dessous, il est particulièrement remarquable de noter l'existence d'un horizon absolument conducteur composé de trois couches distinctes, s'étendant de 3 m jusqu'à plus de 60 m de profondeur. La résistivité de ces couches varie de l'ordre de 17.85 à 54.32 $\Omega.m$, ce qui suggère qu'elles pourraient être composées d'argiles et de calcaires saturés. Ces valeurs de résistivité peuvent indiquer la présence d'une zone saturée en eaux chaudes, il est évident qu'il y a une ascendance des eaux mésothermales.

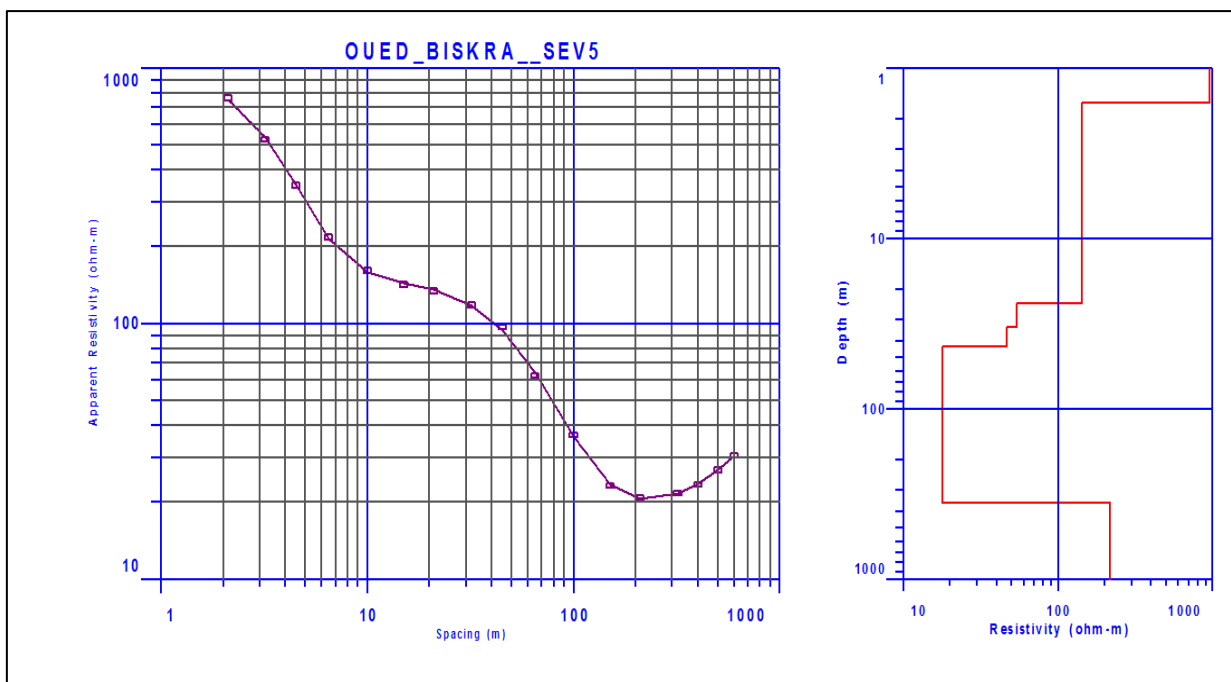


Figure VI.11 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV5 (Effectué par le logiciel *IX1D*)

VI.1.1.1 Interprétation du SEV6 et SEV7

Les profils SEV6 et SEV7 sont positionnés plus à l'aval dans une zone où il y a une production d'eau souterraine significative, et où on note la présence d'un forage de grande importance (B1 avec un débit actuel $Q = 46$ l/s). La longueur totale des deux profils est de 1000 mètres (AB = 1000 mètres), avec des profondeurs atteignant 167 m et 143 m respectivement.

Premièrement, lors du SEV6, une première couche d'une épaisseur de 1,3 mètres a été identifiée, caractérisée par une résistivité relativement faible de $57,16 \Omega.m$, indiquant la présence de matériaux fins tels que du sable et du gravier. Par la suite, la deuxième couche a une épaisseur de 16 m et une résistivité de $108,36 \Omega.m$, indiquant la présence d'un matériau probablement humide tel que l'argile. Au-dessous, une couche fortement conductrice est observée, caractérisée par une résistivité très faible de $5,2 \Omega.m$ et s'étendant sur une épaisseur dépassant les 60 m. Ce qui pourrait correspondre à une zone saturée en eau, où éventuellement la présence d'une source alimentant la nappe.

Comme nous l'avons évoqué précédemment, le SEV7 possède également trois couches distinctes. La première couche avait une épaisseur de 2 m et une résistivité de $131,7 \Omega.m$, indiquant la présence des alluvions, galets, gravier et de sable. Ensuite, la deuxième couche a

une épaisseur de 16 m et une résistivité plus faible que la première, à 99,57 $\Omega.m$, ce qui pourrait indiquer la présence des formations argilo sableuse humide.

Enfin, la troisième couche est fortement conductrice avec une résistivité de 11,8 $\Omega.m$, similaire à celle observée dans le SEV6. Cette similitude suggère une zone saturée en eau dans le SEV7, tout comme dans le SEV6. Ces résultats renforcent l'idée d'une zone contenant une importante ressource en eau souterraine et prouve encore plus d'une ascendance des eaux profondes chaudes avec des températures atteignant environ 30°C.

Donc, dans l'ensemble, nous sommes en présence d'une zone à forte conductivité, comparativement à la zone amont. Ceci explique l'existence des forages importants.

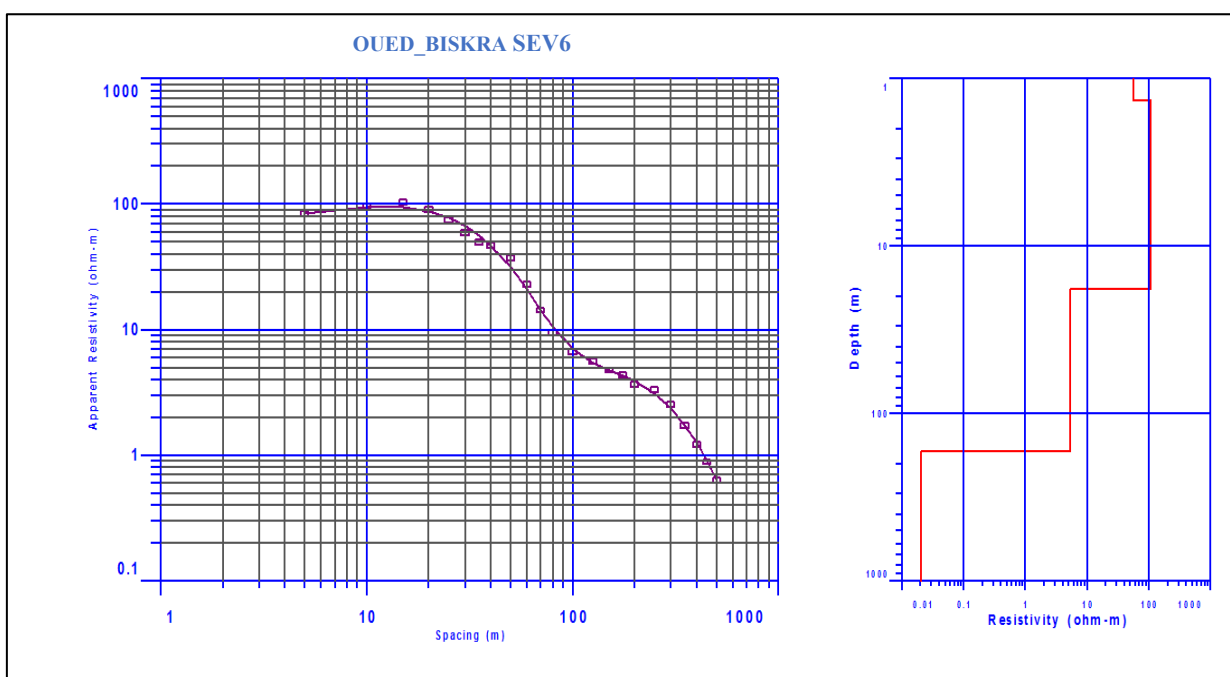


Figure VI.12 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV6 (Effectué par le logiciel *IX1D*)

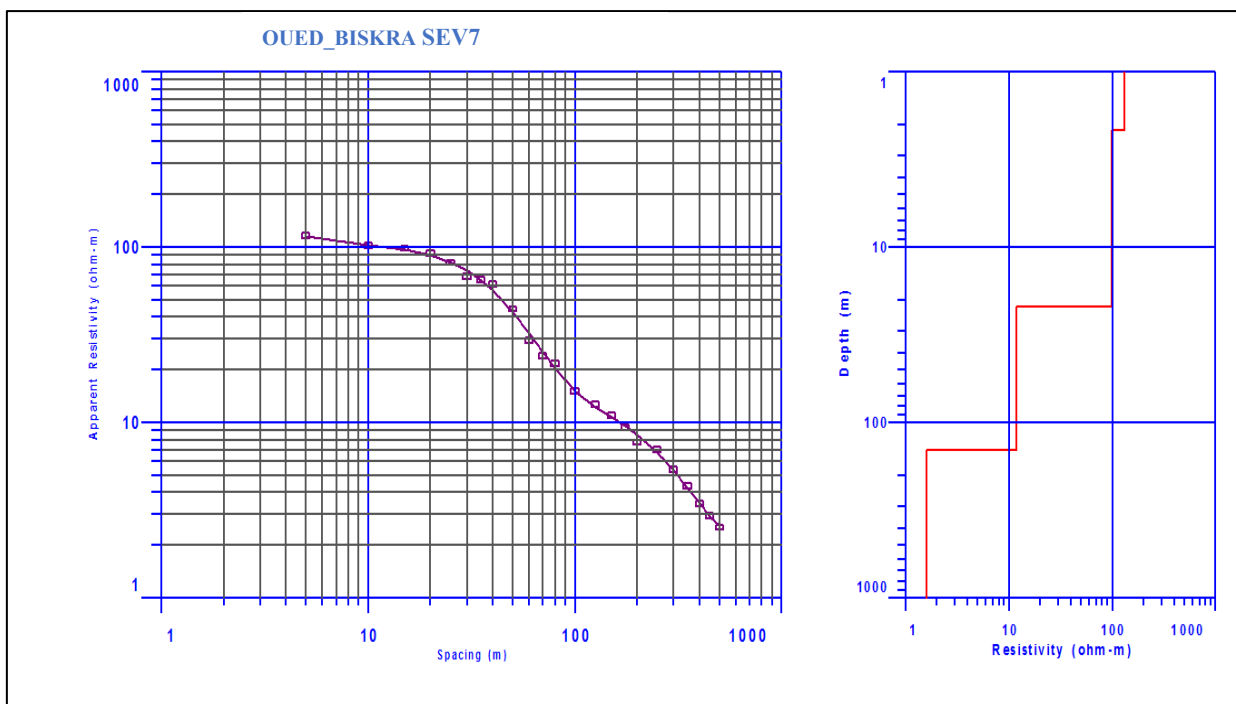


Figure VI.13 : Coupe géo-électrique du sondage électrique vertical SEV7 (Effectué par le logiciel *IX1D*)

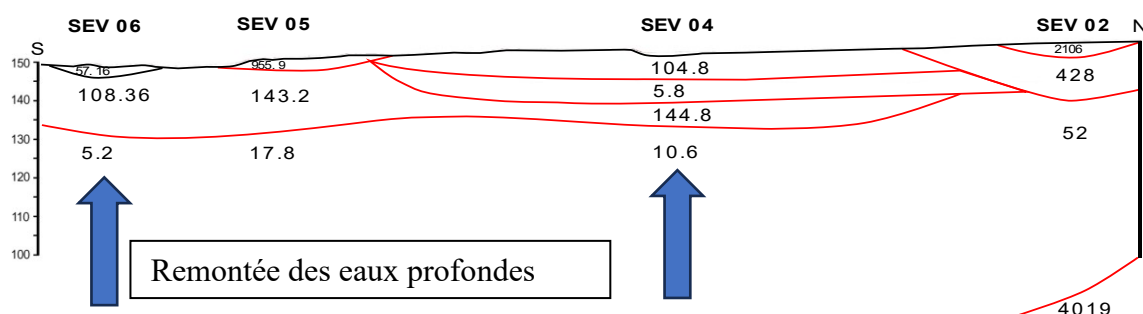


Figure VI.14 : Coupe géoélectrique Nord-Sud (SEV6 - SEV2).

VI.5 PROSPECTION TOMOGRAPHIQUE

En ce qui concerne la tomographie, nous avons utilisé onze (11) câbles de 25 mètres chacun, totalisant 275 m, et disposé 55 électrodes. Cependant, cette configuration ne nous a permis d'investiguer qu'une profondeur d'un peu plus de quarante (40) mètres.

VI.5.1 Le long du profil N°1

Le premier profil d'investigation transversal à l'oued Biskra a été placé parallèlement à l'axe des forages B1, B3 et B2 (figure VI.15). Les structures géologiques formant l'aquifère alluvial

dans cette partie de l'oued sont visibles sur la figure VI.16 représentant le log stratigraphique du forage B1.

Suivant le type de configuration, le volume de la zone sondée varie, mais la profondeur de pénétration interprétable vaut toujours à peu près $L/8$ pour un profil de longueur L .

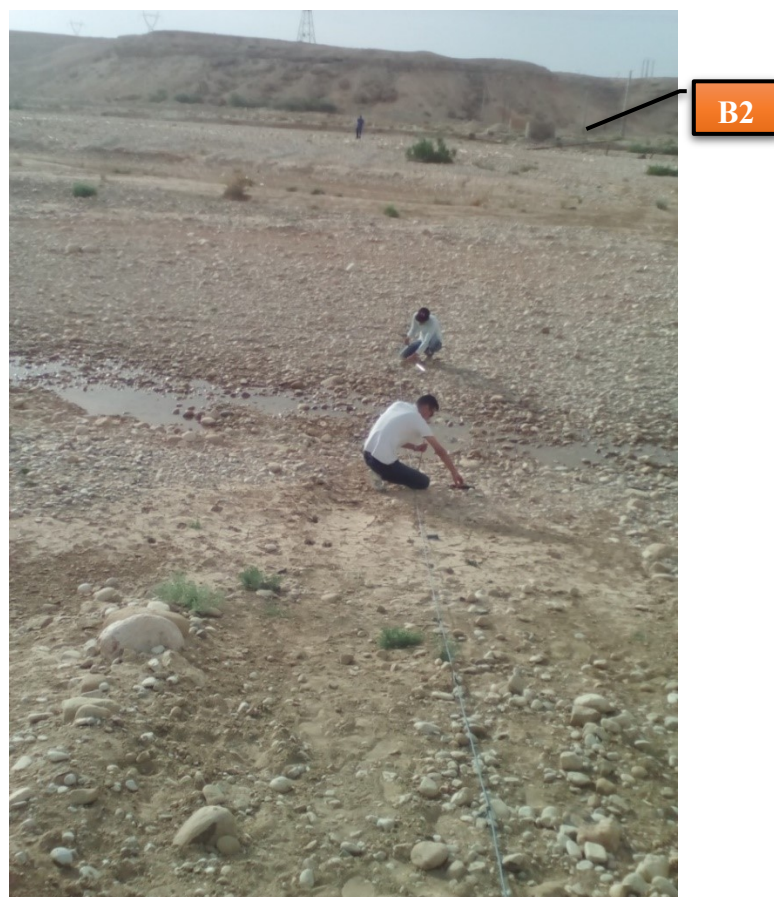
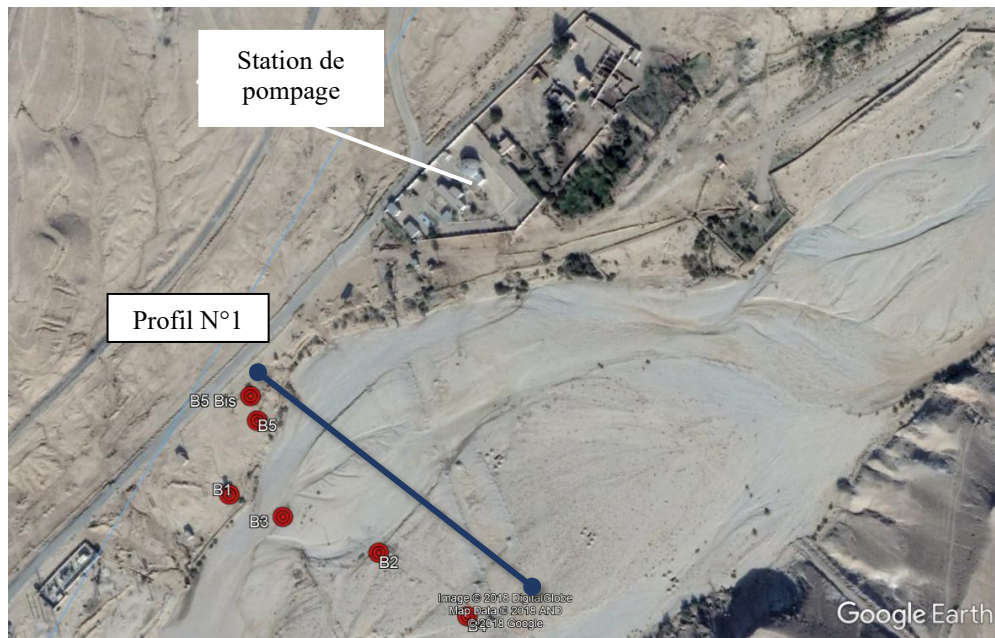
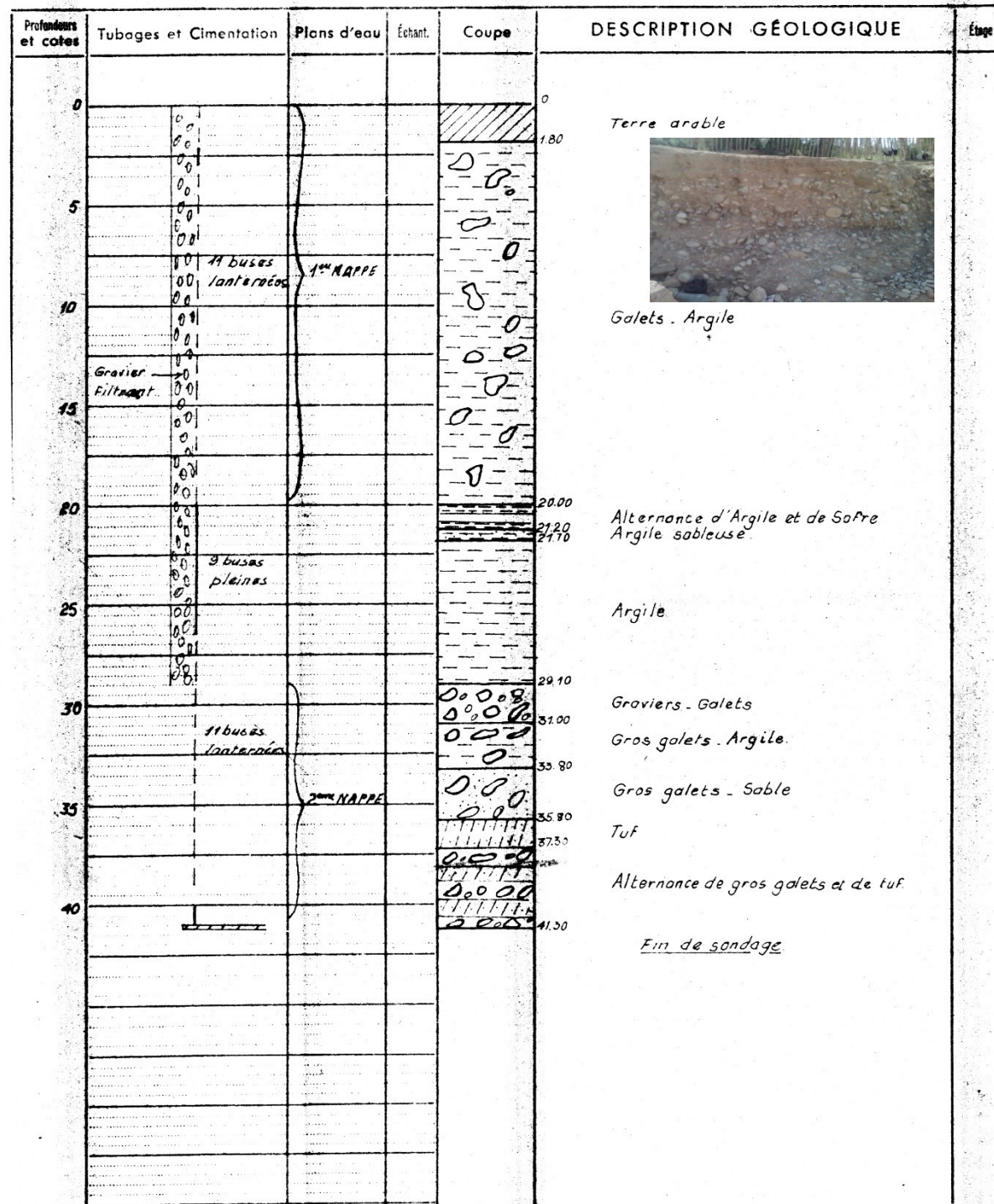


Figure VI.15 : Profil N°1

SONDAGE Oued Biskra n° 1 à BISKRA B1 (prospection) N° 275 G10
 Carte: 1/100 000 Environs de Biskra
 Date des travaux: 19 2 54 au 17 5 54 Long.: 110. 550 X 3° 77' 92"
 Echelle de la coupe: 1/250 Latit.: 111. 150 Y 38° 75' 60" Z 1 35



mis à jour par CUCHE

le 16 12 69

Figure VI.16 : Log stratigraphique du forage B1

VI.1.1.1 Profil pour $n=17$

L'acquisition des données a été réalisée grâce à un dispositif Wenner de 55 électrodes espacées de 5m et avec $n=17$. Ce qui nous a permis d'avoir la pseudo-section de la figure VI.17 avec une profondeur d'investigation de plus de 40 m.

Sur la figure VI.18, nous pouvons constater qu'il existe des mesures dont la résistivité apparente est très forte ou très faible par rapport aux points voisins. Un tel changement aussi rapide ne pouvant être dû à un phénomène géologique, de telles données doivent être éliminées.

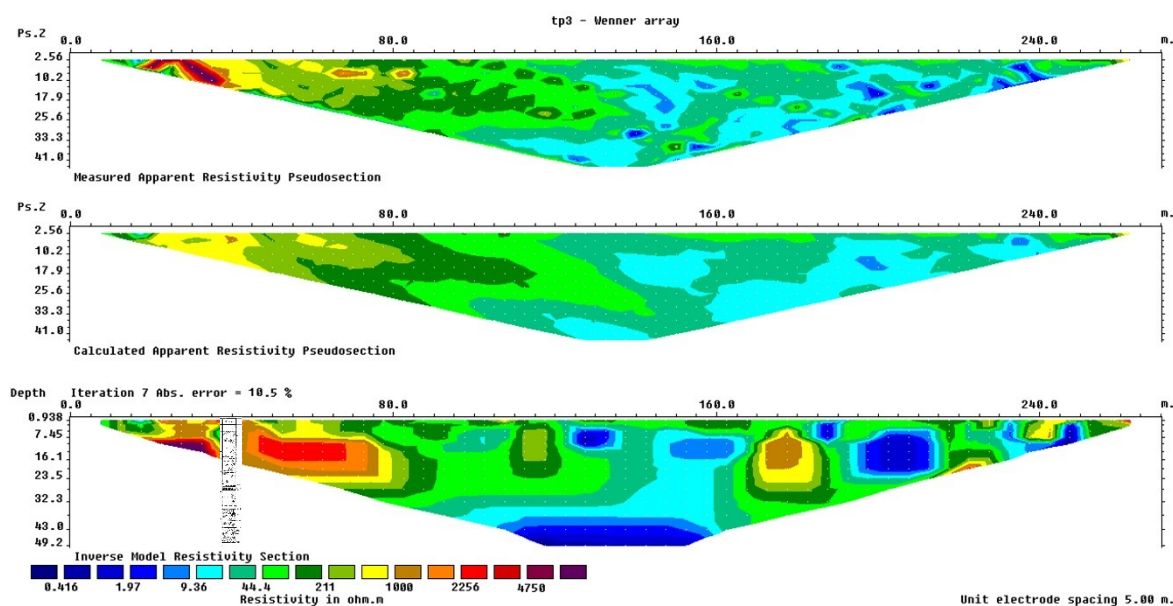


Figure VI.17 : Pseudo-section du profil N°1 ($n=17$)

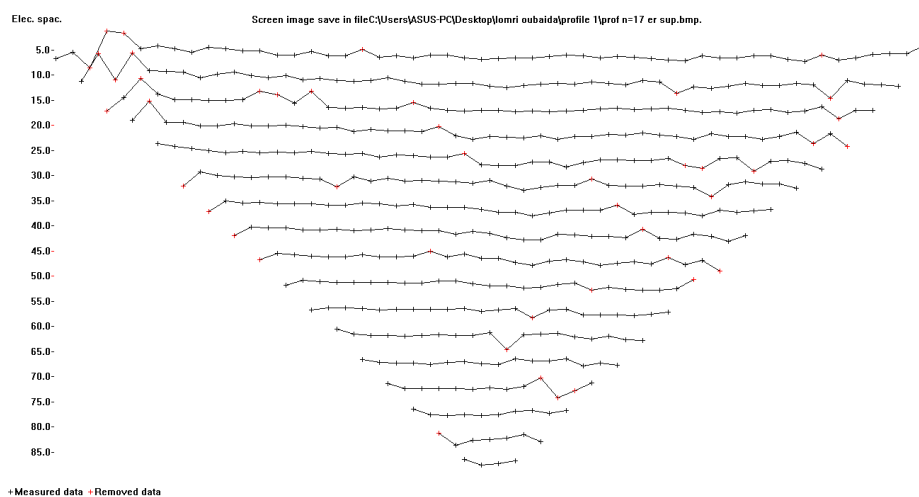


Figure VI.18 : Elimination des valeurs aberrantes sur le profil N°1

Le passage au logiciel Res2Dinv nous permet, à partir des valeurs de résistivités apparentes mesurées sur le terrain, de trouver les résistivités calculées ($\approx$ vraies) du terrain d'étude, ce qui a donné la configuration de la figure VI.19.

La longueur du profil de 275 m a permis d'arriver jusqu'à 49 m de profondeur d'investigation. Ce qui est évident, c'est la présence d'un horizon très conducteur, de 0,517 à 6,18 $\Omega.m$, (bleu), observé sur la partie centrale du profil à partir de 30 m de profondeur jusqu'à 49 m et qui pourrait correspondre aux gros galets, sables et argiles traversés par le forage B1. Malheureusement, nous n'avons pas pu avoir les logs stratigraphiques des forages B2 et B3, avec lesquels l'approche aurait été plus pertinente.

Les très faibles valeurs des résistivités sont principalement dues à :

- La très forte perméabilité de ces formations alluvionnaires,
- La saturation en eau, elle-même extrêmement chargée en sels minéraux (conductivité supérieure à 3000 $\mu S/cm$)
- Les fortes températures de cette eau ($T = 31^\circ C$)

Cet état de figure suggère que nous sommes en présence d'une alimentation de la nappe alluviale par des eaux profondes à hautes températures. L'intrusion de ces eaux chaudes et minéralisées dans les conglomérats et suivie d'une légère diminution de la température de l'eau qui est accompagnée par une légère augmentation de la résistivité.

Sur la rive droite de l'oued, on note la présence d'un horizon très résistant (rouge) sous forme de lentille (résistivités comprises entre 883 et plus 3050 $\Omega.m$), entre la profondeur 7 et 30 m. Cette formation semble correspondre à une couche d'alluvions et de galets secs. Plus le milieu est résistant, plus la proportion en galets est importante.

Alors que les milieux moins conducteurs (résistivités comprises entre 20 et 800 $\Omega.m$), semblent composés d'alluvions fins et qui sont parfois saturés en eau avec des températures qui avoisinent les 25 $^\circ C$.

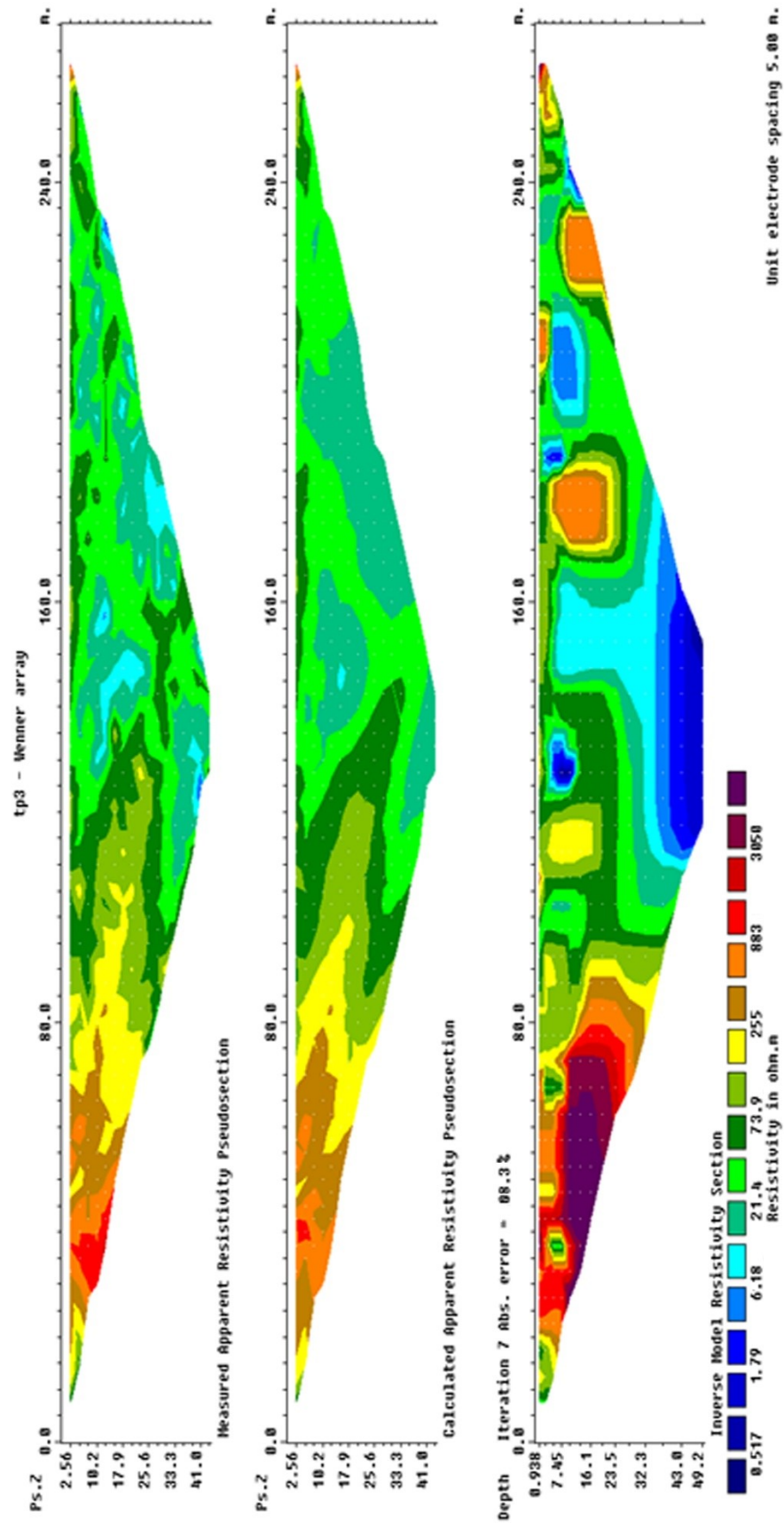


Figure IV.19 : Inversion de la pseudo-section du profil N°1 après élimination des valeurs aberrantes

Nous avons voulu voir, par la suite, l'effet de n sur l'allure du profil et sur la profondeur d'investigation, pour cela nous avons procédé à deux essais avec $n=5$ et $n=10$, tout en gardant la même distance, à savoir 275 m et le même nombre d'électrode (55).

VI.1.1.1 Pour $n=5$

Pour rappel n et le nombre de profondeur (figure VI.20). Pour cet état de figure nous avons obtenu la pseudo-section de la figure VI.21. Dans celle-ci la profondeur d'investigation obtenue est de 16 m. Là aussi, nous avons été amenés à supprimer certaines valeurs aberrantes des résistivités.

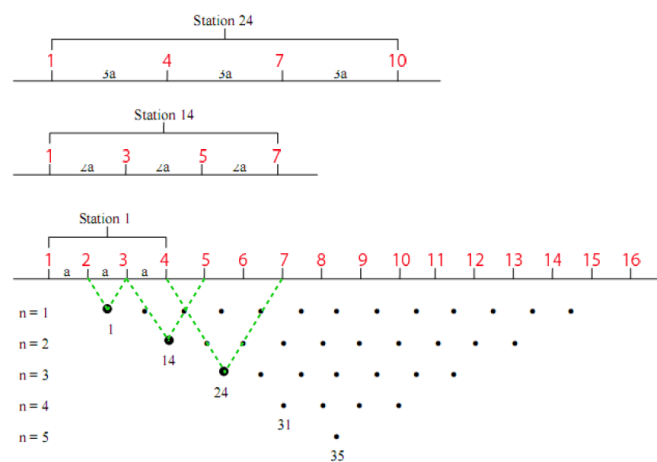


Figure VI.20 : Principe de construction d'une pseudo-section pour la configuration Wenner

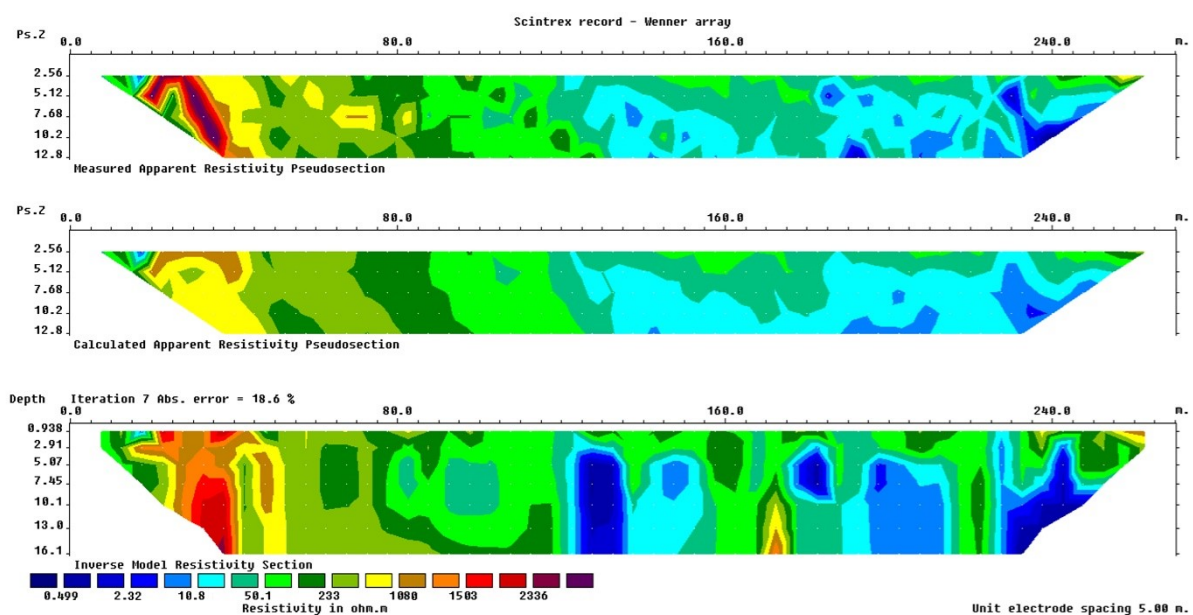


Figure VI.21 : Pseudo-section du profil N°1 avec $n = 5$

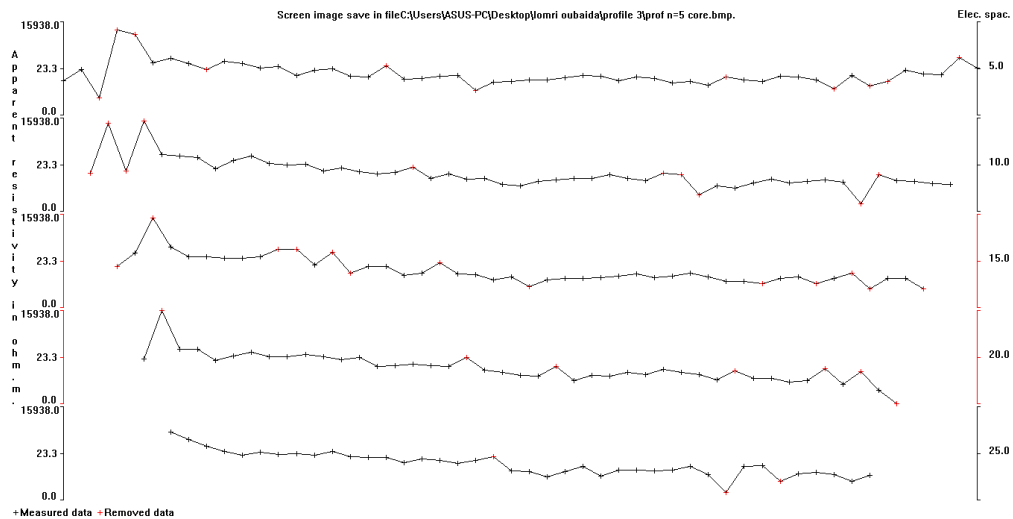


Figure VI.22 : Elimination des valeurs aberrantes sur le profil N°1 avec n=5

Après inversion, nous obtenons la configuration de la figure VI.23, sur laquelle on retrouve les horizons résistants sur la rive droite de l'oued à partir de 5 m de profondeur avec des valeurs allant jusqu'à 1950 $\Omega.m$ et les couches très conductrices au niveau de l'axe de la nappe alluviale. Le reste de l'aquifère a des résistivités entre 27 et 473 $\Omega.m$.

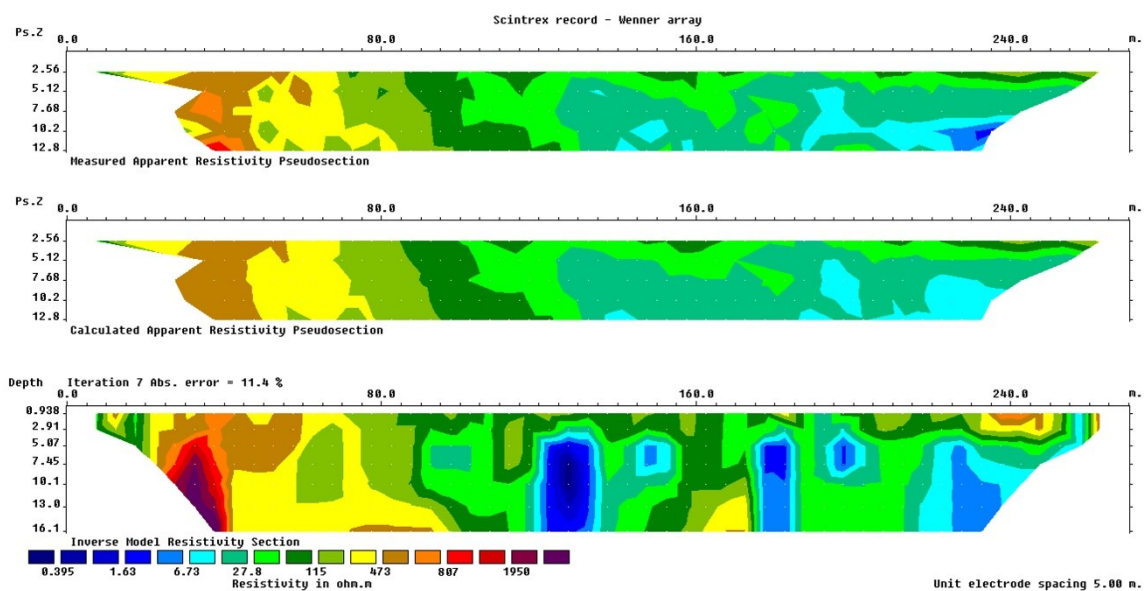
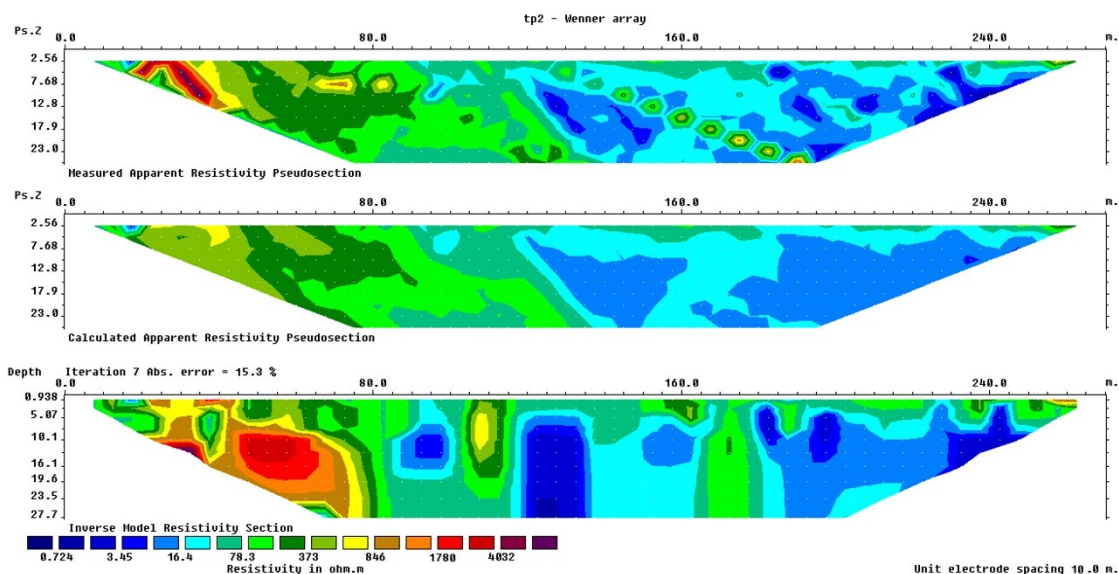
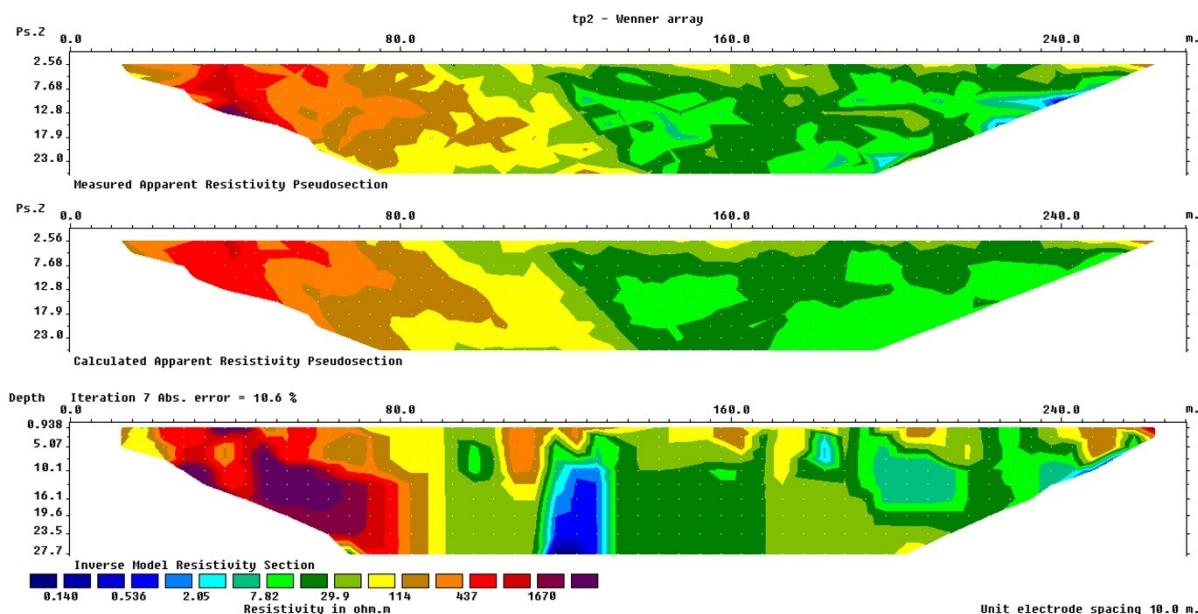


Figure VI.23 : Inversion de la pseudo-section du profil N°1 avec n=5

VI.5.1.1 Pour $n=10$

Toujours avec le même profil, mais cette fois ci avec $n=10$, nous obtenons une profondeur d'investigation de plus de 27 m. La grande partie de l'aquifère possède des résistivités moyennes qui varient de 7 à 114 $\Omega.m$. Les plus faibles valeurs, au centre de l'aquifère, oscillent entre 0,1 et 0,5 $\Omega.m$ traduisant ainsi une très forte conductivité dû à une saturation des formations en eau mésothermales et très minéralisées.

Figure VI.24 : Pseudo-section $n=10$ Figure VI.25 : Correction et Inversion de la section des résistivités avec $n=10$

VI.5.2 Prospection le long du profil N°2

Le deuxième profil est situé plus à l'aval du profil N°1 et contrairement à ce dernier, la zone est exempte de forages (figure VI.26). Nous avons gardé le même type de profil, à savoir ; une longueur de 275 m et 55 électrodes espacées de 5 m. Ce qui nous a permis d'avoir avec $n=17$ la figure VI.27 et après correction et inversion le schéma de la figure VI.28.

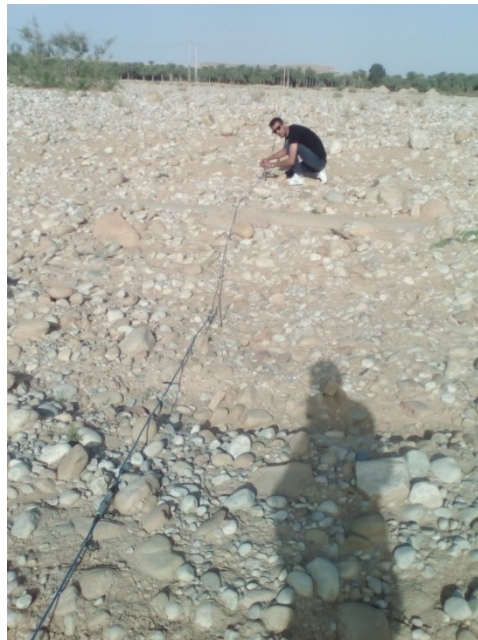


Figure VI.26 : Situation du profil N°2

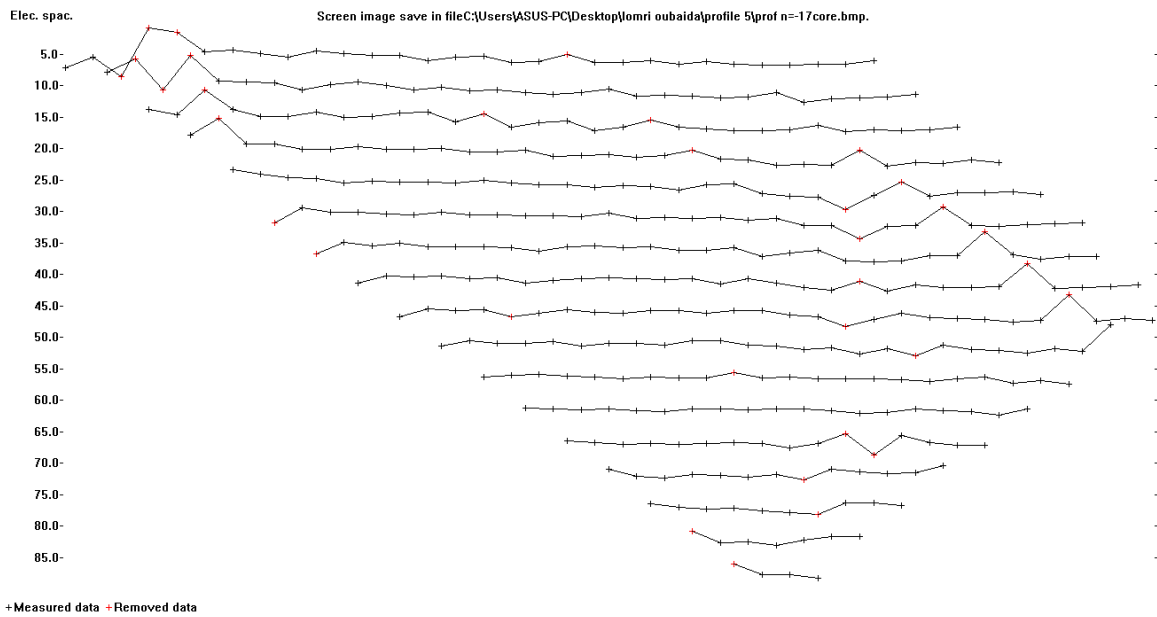


Figure IV.27 : Elimination des valeurs aberrantes sur le profil N°2 avec n=5

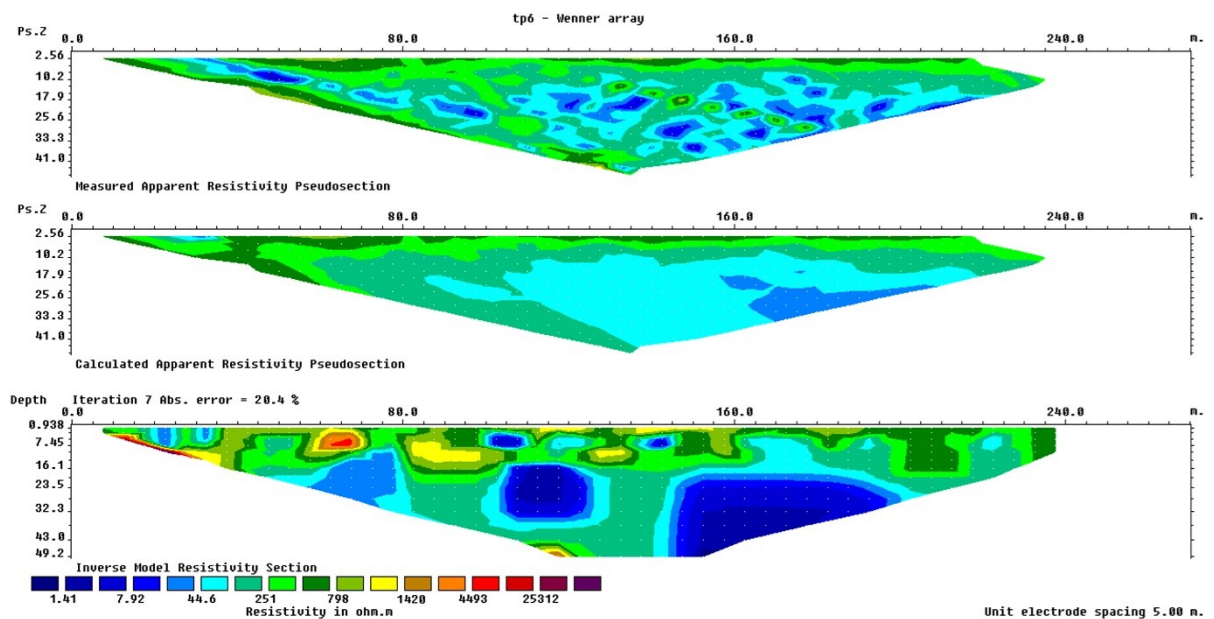


Figure IV.28 : Pseudo-section du profil N°2

Sur ce profil, nous arrivons à distinguer deux zones principales de résistivités différentes ; la première avec des résistivités allant de 1,18 à 43,8 $\Omega.m$ et concerne une zone située à 160 m de la rive droite et à une profondeur de plus de 20 m, avec toujours une augmentation de la résistivité à partir du mur de l'aquifère.

La deuxième gamme de résistivité, qui est entre 267 et 992 $\Omega.m$, et concerne 80% du profil N°2.

Il est à noter l'existence sur la rive droite d'une petite portion de terrains extrêmement résistants avec des valeurs dépassant les 36000 $\Omega.m$. Il peut s'agir d'une ancienne conduite d'eau métallique.

Donc, dans l'ensemble, nous sommes en présence d'une zone à faible conductivité, comparativement à la zone amont.

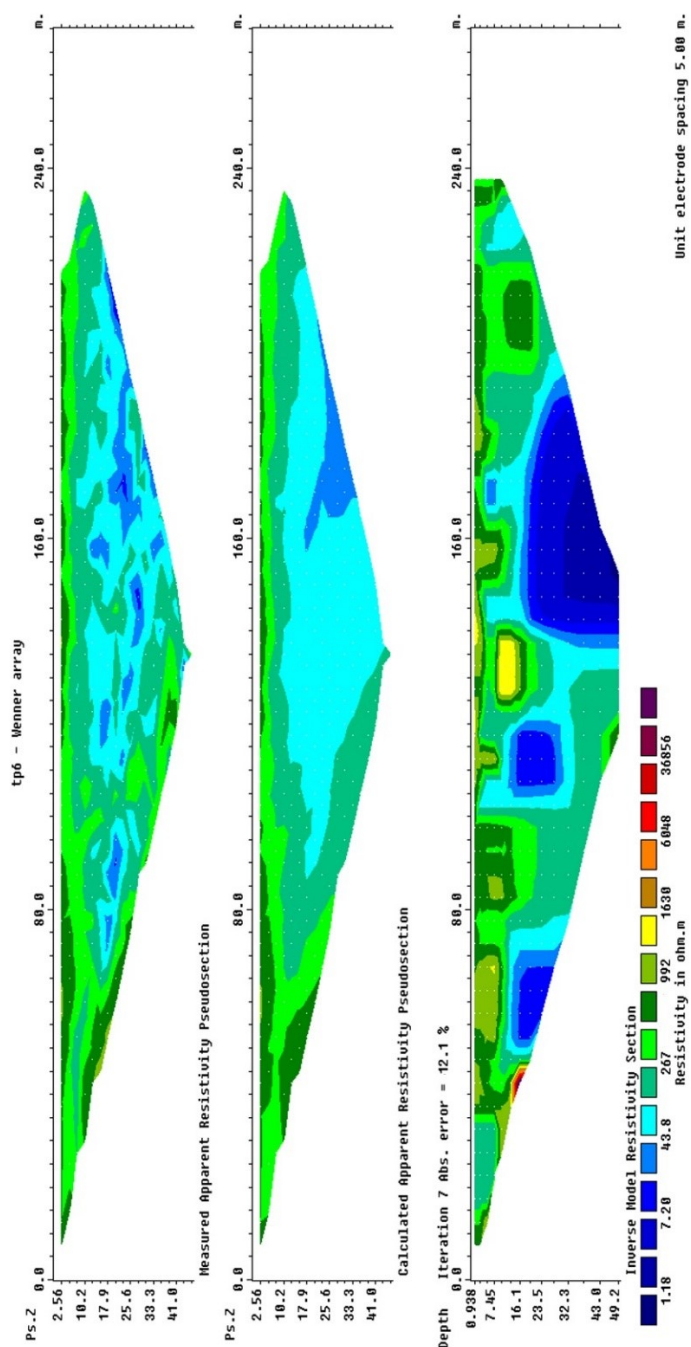


Figure VI.29 : Inversion de la pseudo-section du profil N°2 après élimination des valeurs aberrantes

VI.6 CONCLUSION

L'aquifère de Oued Biskra est de type alluvionnaire formé par des galets, sable, argile et conglomérat. Pour approcher la structure cet aquifère, nous avons tenté à travers une prospection géophysique par tomographie basée sur la mesure de la résistivité des formations géologiques de déterminer et de localiser les zones conductrices et celles qui sont résistantes.

Notre travail de terrain à consister à choisir deux profils d'injection ; le premier dans une zone productrice d'eau avec la présence de quatre forages d'un débit initial de plus de 150 l/s et une zone située plus en aval dans une zone exempte de forage.

Pour des commodités de mise en œuvre et parce que les électrodes des systèmes multi-électrodes sont généralement reliées par un même câble, les mesures ont été réalisées le long de deux profils de 275 m et 55 électrodes avec une configuration du quadripôle de Winner.

Sur les deux profils, nous avons mis en évidence l'existence de zone extrêmement conductrice située sur l'axe centrale de l'aquifère et au niveau du mur de celui-ci, suggérant la présence d'une zone saturée en eau fortement minéralisée avec des températures élevées.

Cet état de figure nous laisse penser que nous sommes en présence d'une alimentation ascendante de l'aquifère (forme d'intrusion) à partir des formations plus profondes. Ceci peut expliquer le non tarissement de la nappe, malgré les très forts débits de pompage.

En ce qui concerne la prospection tomographique, l'enquête géophysique a mis en évidence l'existence de zone extrêmement conductrice située sur l'axe centrale de l'aquifère et au niveau du mur de celui-ci, suggérant la présence d'une zone saturée en eau fortement minéralisée avec des températures élevées.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La nappe alluviale de Oued Biskra est située dans la région aride des Zibans en Algérie, met en lumière l'importance des eaux souterraines pour la survie et le développement des zones arides. Cette nappe constitue une richesse en eau avec un volume d'eau qui peut être stocké estimé à 30 millions de mètres cube.

L'étude approfondie menée dans cette thèse a permis de lever les interrogations et de trouver les éléments de réponse quant à l'origine des eaux de la nappe alluviale de Oued Biskra, à travers l'utilisation de plusieurs approches ; hydrologique, hydrogéologique, hydrochimique, géophysique et structurale.

Nous sommes en présence d'une nappe alluviale dont les volumes extraits par pompage sont largement supérieurs aux volumes entrant par infiltration des eaux des rares crues (5 à 6 crues par an) et des précipitations (une moyenne de 125mm/an). Le non tarissement de l'aquifère par le pompage continu de 14 forages ne peut s'expliquer que par la présence d'une troisième source d'alimentation.

Le suivi continu du niveau piézométrique, rendu possible par l'installation d'enregistreurs numériques dans le forage B1 et SIF4, a permis d'approcher au mieux les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe et sa relation avec les précipitations enregistrées aux stations pluviométriques, que ce soit locale avec la station de Biskra ou celles plus au Nord de Menaa et Bouzina. Les principaux objectifs à l'origine de ce suivi étaient les suivants :

- Acquérir une meilleure connaissance du fonctionnement de l'aquifère par des enregistrements continus des niveaux,
- Suivre l'évolution dans le temps du niveau en différents points du cours de la nappe alluviale,

Les résultats ont mis en évidence plusieurs phénomènes hydrogéologiques, à savoir :

- Un faible taux d'alimentation de la nappe par les eaux de crue ;
- Une très faible recharge par les précipitations locales ;
- Une réponse retardée de la nappe aux précipitations sur le massif des Aurès enregistrées plus au Nord à la station de Bouzina et la station de Menaa.

L'analyse physicochimique des eaux de l'aquifère alluvionnaire suggère une alimentation de la nappe par des eaux mésothermales (31°C) issues de l'aquifère carbonaté du Turonien à travers la surface de contact Turonien-nappe alluviale au niveau de Djebel Bou Rhezel.

Une prospection géophysique par sondage électrique vertical (SEV) et par tomographie (TER), basée sur la mesure de la résistivité des formations géologiques, a révélé l'existence de zones extrêmement conductrice située sur l'axe centrale de l'aquifère et au niveau du mur de celui-ci (rive droite), ces zones suggérant la présence d'une zone saturée en eau fortement minéralisée avec des températures élevées. Ce qui prouve la présence d'une alimentation ascendante de l'aquifère (forme d'intrusion) à partir des formations plus profondes.

La nappe alluviale de Oued Biskra, à l'image de nombreuses nappes souterraines dans les zones arides, est un symbole de résilience et d'espoir. Sa préservation est un défi que nous devons relever collectivement pour garantir un avenir durable aux communautés qui dépendent de cette ressource vitale.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCE BIBLIOGRAPHIES

- ALLALGUA A., KAOUACHI N., YARI, A., BOUALLEG, C., & BENSOUILAH, M. (2017). Étude comparative de la qualité physico-chimique des eaux des barrages ain dalia et foun el-khanga, région de souk-ahras (ALGÉRIE). Bulletin de la Société Zoologique de France, 142(2).
- AL-QAWATI, M., IDRISSE, Y. A., ALEMAD, A., BELHAILI, I., MARC, I., BAICHOUTI, F., & BELGHITI, D. (2015). Analyse et Contrôle de la qualité physico-chimique des eaux souterraines De la région Sidi Allal Tazi-Gharb-Maroc. International Journal of Innovation and Applied Studies, 13(2), 420.
- BARKER, RD. (1979). Signal contribution sections and their use in resistivity studies. Geophysical Journal International, 59(1), 123-129.
- BELGHITI, M. L; CHAHLAOU, A; BENGOU, D; & EL MOUSTAINE, R. (2013). Etude de la qualité physico- chimique et bactériologique des eaux souterraines de la nappe plio-quaternaire dans la région de Meknès (Maroc). LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782, (14).
- BUSSON G. (1971). Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Thèse Doct. Sc. Univ. Paris, 441p.
- CHOUTEAU, M., GIROUX, B., (2006). Géophysique appliquée II-GLQ 3202-méthodes électriques, notes de cours. École polytechnique montréal, 14(15), 149.
- CORNET A. (1964). Introduction à l'hydrogéologie Saharienne. SNED, Alger Algérie, 572p. ; Cornet et Gouscov, 1952.
- DAHLIN, T. (1996). 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. First break, 14(7).
- DAHLIN, T., LOKE, M. H. (1998). Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. Journal of applied geophysics, 38(4), 237-249.
- DERWICH, E., BENAABIDATE, L., ZIAN, A., SADKI, O. & BELGHITI, D. (2010). Caractérisation physico-chimique des eaux de la nappe alluviale du haut Sebou en aval de sa confluence avec oued Fès. LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782, (8).
- DEVI, S., PREMKUMAR, R. (2012). Physicochemical analysis of groundwater samples near industrial area, Cuddalore District, Tamilnadu, India. International journal of Chemtech research, 4(1), 29-34.

- DUBOIS, J, DIAMENT, M., COGNE, J. P. (2011). Géophysique-4e éd.: Cours, étude de cas et exercices corrigés. Dunod.
- FABRE J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara Algérien. SNED, Alger Algérie, 422p.
- HAOUCHINE, A. & al. (2010). Cartographie de la recharge potentielle des aquifères en zone aride. Cas de la plaine d'El Outaya, Biskra -Algérie-. European Journal of Scientific Research, ISSN 1450-216X Vol.45, Issue 4.
- HEBBACHE, K. (2017). Contribution à la reconnaissance du sol par tomographie électrique (Thèse de doctorat. Université Mohamed Khider-Biskra.).
- KIRSCH, R. (ED.). (2006). Groundwater geophysics: a tool for hydrogeology. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- LABADI A.S. (2013). Contribution de l'hydrochimie à la connaissance de la structure et du fonctionnement des aquifères du Sahara septentrional. Thèse Doc. Sc. Univ. Biskra.
- LABADI, A.S ; MEDDI, M. (2008). Impact de la construction du barrage fontaine des gazelles sur la nappe alluvionnaire de oued Biskra. Séminaire National « L'eau dans son environnement » S.N.E. Blida, 08 et 09 juin 2008.
- LAFFITTE, R. (1939). Etude géologique de l'Aurès. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie 2ème Série, Stratigr. Descript. Régio., n°15, 451 p.
- LATER F ; LABADI A ; KADDOURI M.T. Apport de la piézométrie et de la température à la détermination de l'origine des eaux souterraines de la nappe alluviale de Oued Biskra (Algérie). Colloque Ressources en Eau, Environnement et Changement Climatique (STEE'2018), Hammamet le 22, 23 et 24 Octobre 2018
- LATER, F; LABADI, A. (2024). Origin of the alluvial aquifer's groundwater in wadi biskra (Algeria). LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782, (57), 145-158.
- LOKE, M. H. (2004). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- MARESCOT, L. (2006). Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. Bulletins des séances de la Société vaudoise des sciences naturelles, 90(1), 23-40.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. (1991). Applications de la géophysique aux recherches d'eau. Paris: Tech. Doc. Lavoisier.
- OLIVIER, A. (2015). Chimie et pollutions des eaux souterraines. Lavoisier.
- R.C (1967). Oued Biskra Eaux Souterraines, Etude des ressources exploitables sur analyseur électrique à réseau. Société d'Exploitation Urbaine et Rurale des Eaux du Sahara (S.O.D.E.X.U.R.). Département Hydrologie de la Société Centrale pour l'Equipement du Territoire (S.C.E.T./COOPERATION)

UNESCO (1972). Projet ERESS ; Etude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional et rapport sur les résultats du Projet REG-100, UNESCO, Paris (1972).

ZOHDY, A. A; EATON, G. P; MABEY, D. R. (1974). Application of surface geophysics to ground-water investigations.